

جمهوری اسلامی ایران
سازمان برنامه و بودجه کشور

روش‌های محاسبه حداکثر بارش محتمل (PMP) و منحنی‌های عمق، سطح، تداوم بارش (DAD)

ضابطه شماره ۷۱۶

وزارت نیرو

دفتر استانداردها و طرح‌های آب و آبفا

<http://seso.moe.gov.ir>

معاونت فنی و توسعه امور زیربنایی

امور نظام فنی و اجرایی کشور

nezamfanni.ir



شماره:	۹۵/۷۸۸۱۶۶	بخشنامه به دستگاه‌های اجرایی، مهندسان مشاور و پیمانکاران
تاریخ:	۱۳۹۵/۰۷/۲۵	

موضوع: روش‌های محاسبه حداکثر بارش محتمل (PMP) و منحنی‌های عمق، سطح، تداوم بارش (DAD)

به استناد ماده (۲۳) قانون برنامه و بودجه و مواد (۶) و (۷) آیین‌نامه استانداردهای اجرایی طرح‌های عمرانی- مصوب سال ۱۳۵۲ و در چارچوب نظام فنی و اجرایی کشور (موضوع تصویب‌نامه شماره ۴۲۳۳۹/ت/۳۳۴۹۷-هـ مورخ ۱۳۸۵/۴/۲۰ هیأت محترم وزیران)، به پیوست ضابطه شماره ۷۱۶ امور نظام فنی و اجرایی، با عنوان «روش‌های محاسبه حداکثر بارش محتمل (PMP) و منحنی‌های عمق، سطح، تداوم بارش (DAD)» از نوع گروه سوم ابلاغ می‌شود.

رعایت مفاد این ضابطه در صورت نداشتن ضوابط بهتر، از تاریخ ۱۳۹۶/۰۱/۰۱ الزامی است.

امور نظام فنی و اجرایی این سازمان دریافت‌کننده نظرات و پیشنهادهای اصلاحی در مورد مفاد این ضابطه بوده و اصلاحات لازم را اعلام خواهد کرد.

محمد باقر نوبخت




اصلاح مدارک فنی

خواننده گرامی:

امور نظام فنی و اجرایی سازمان برنامه و بودجه کشور، با استفاده از نظر کارشناسان برجسته مبادرت به تهیه این ضابطه نموده و آن را برای استفاده به جامعه مهندسی کشور عرضه نموده است. با وجود تلاش فراوان، این اثر مصون از ایراد و اشکال نیست.

از این‌رو، از شما خواننده گرامی صمیمانه تقاضا دارد در صورت مشاهده هرگونه ایراد و اشکال فنی مراتب را به

صورت زیر گزارش فرمایید:

- ۱- شماره بند و صفحه موضوع مورد نظر را مشخص کنید.
 - ۲- ایراد مورد نظر را به صورت خلاصه بیان دارید.
 - ۳- در صورت امکان متن اصلاح شده را برای جایگزینی ارسال نمایید.
 - ۴- نشانی خود را برای تماس احتمالی ذکر فرمایید.
- کارشناسان این امور نظرهای دریافتی را به دقت مطالعه نموده و اقدام مقتضی را معمول خواهند داشت. پیشاپیش از همکاری و دقت نظر جنابعالی قدردانی می‌شود.

نشانی برای مکاتبه: تهران، میدان بهارستان، خیابان صفی علی‌شاه - مرکز تلفن

۳۳۲۷۱ سازمان برنامه و بودجه کشور، امور نظام فنی و اجرایی

Email: info@nezamfanni.ir

web: nezamfanni.ir



پیشگفتار

معیار طراحی ساخت سازه‌هایی که دارای پتانسیل خطر بالایی هستند نظیر سدها شامل بررسی بزرگ‌ترین سیلی است که آن سازه ممکن است در طول عمر خود در معرض آن قرار بگیرد. تخمین بزرگ‌ترین سیل مستلزم تخمین حداکثر بارش محتمل (PMP) می‌باشد. استفاده از حداکثر بارش محتمل برای طراحی سازه‌های آبی با ریسک یا خسارت بالا قدمت صدساله دارد. در انجام چنین کاری شناسایی حد بالای مقدار بارش برای دوره زمانی و منطقه جغرافیایی معین دارای اهمیت است، که با در دسترس نبودن داده‌های بده قابل اعتماد و درازمدت در طراحی سد یا مخازن آبی وابستگی بیش‌تری به داده‌های بارش و برآورد میزان دقیق‌تر حداکثر بارش محتمل را ایجاد نموده است.

با توجه به اهمیت مبحث فوق، امور آب وزارت نیرو در قالب طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور، تهیه ضابطه «روش‌های محاسبه حداکثر بارش محتمل و منحنی‌های عمق، سطح، تداوم بارش (DAD)» را با هماهنگی امور نظام فنی و اجرایی سازمان برنامه و بودجه کشور در دستور کار قرار داد و پس از تهیه، آن را برای تایید و ابلاغ به عوامل ذینفع نظام فنی و اجرایی کشور به این سازمان ارسال نمود که پس از بررسی، براساس ماده ۲۳ قانون برنامه و بودجه، آیین‌نامه استانداردهای اجرایی طرح‌های عمرانی مصوب هیات محترم وزیران و طبق نظام فنی و اجرایی کشور (مصوب شماره ۴۲۳۳۹/ت ۳۳۴۹۷ هـ - مورخ ۱۳۸۵/۴/۲۰ هیات محترم وزیران) تصویب و ابلاغ گردید.

علیرغم تلاش، دقت و وقت زیادی که برای تهیه این مجموعه صرف گردید، این مجموعه مصون از وجود اشکال و ابهام در مطالب آن نیست. لذا در راستای تکمیل و پربار شدن این ضابطه از کارشناسان محترم درخواست می‌شود موارد اصلاحی را به امور نظام فنی و اجرایی سازمان برنامه و بودجه کشور ارسال کنند. کارشناسان سازمان پیشنهادهای دریافت شده را بررسی کرده و در صورت نیاز به اصلاح در متن ضابطه، با همفکری نمایندگان جامعه فنی کشور و کارشناسان مجرب این حوزه، نسبت به تهیه متن اصلاحی، اقدام و از طریق پایگاه اطلاع رسانی نظام فنی و اجرایی کشور برای بهره‌برداری عموم، اعلام خواهند کرد. به همین منظور و برای تسهیل در پیدا کردن آخرین ضوابط ابلاغی معتبر، در بالای صفحات، تاریخ تدوین مطالب آن صفحه درج شده است که در صورت هرگونه تغییر در مطالب هر یک از صفحات، تاریخ آن نیز اصلاح خواهد شد. از اینرو همواره مطالب صفحات دارای تاریخ جدیدتر معتبر خواهد بود.

بدین وسیله معاونت فنی و توسعه امور زیربنایی از تلاش و جدیت رییس امور نظام فنی و اجرایی کشور جناب آقای مهندس غلامحسین حمزه مصطفوی و کارشناسان محترم امور نظام فنی و اجرایی و نماینده مجری محترم طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور وزارت نیرو، جناب آقای مهندس تقی عبادی و متخصصان همکار در امر تهیه و نهایی نمودن این ضابطه، تشکر و قدردانی می‌نماید.

غلامرضا شافعی

معاون فنی و توسعه امور زیربنایی

پاییز ۱۳۹۵



تهیه و کنترل « روش های محاسبه حداکثر بارش محتمل (PMP) و منحنی های عمق، سطح، تداوم بارش (DAD) »

[ضابطه شماره ۷۱۶]

مجری: پژوهشکده هواشناسی

مشاور پروژه: ابراهیم فتاحی پژوهشکده هواشناسی دکترای هواشناسی

اعضای گروه تهیه کننده:

عبدالرسول تلوری کارشناس آزاد دکترای منابع آب

بهرام ثقفیان دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات دکترای منابع آب

تهران

ابراهیم فتاحی پژوهشکده هواشناسی دکترای هواشناسی

هوشنگ قائمی پژوهشکده هواشناسی دکترای هواشناسی

کیوان نوحی پژوهشکده هواشناسی فوق لیسانس هواشناسی

اعضای گروه نظارت:

عباسقلی جهانی شرکت مهندسين مشاور بهان سد فوق لیسانس مهندسی هیدرولوژی

مریم رحیمی فراهانی طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب

کشور- وزارت نیرو

اعضای گروه تایید کننده (کمیته تخصصی مدیریت منابع آب طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب کشور):

بهرام ثقفیان دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات دکترای منابع آب

تهران

فضلعلی جعفریان کارشناس آزاد لیسانس زمین شناسی

عباسقلی جهانی شرکت مهندسين مشاور بهان سد فوق لیسانس مهندسی هیدرولوژی

پیمان دانش کارآراسته دانشگاه بین المللی امام خمینی دکترای علوم و مهندسی آبیاری

رضا راعی عزآبادی شرکت مدیریت منابع آب ایران فوق لیسانس آب های زیرزمینی

فاطمه قبادی حمزه خانی طرح تهیه ضوابط و معیارهای فنی صنعت آب

کشور- وزارت نیرو

اعضای گروه هدایت و راهبری سازمان برنامه و بودجه کشور:

علیرضا توتونچی معاون امور نظام فنی و اجرایی

فرزانه آقارمضانعلی رییس گروه امور نظام فنی و اجرایی

سید وحیدالدین رضوانی کارشناس آبیاری و زهکشی، امور نظام فنی و اجرایی

ب

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	مقدمه
۵	فصل اول - کلیات
۷	۱-۱- تاریخچه محاسبه حداکثر بارش محتمل (PMP)
۸	۲-۱- مطالعات حداکثر بارش محتمل در ایران
۱۰	۳-۱- کاربردهای PMP
۱۱	فصل دوم - مقدمات تهیه داده‌های مورد نیاز
۱۳	۱-۲- بررسی حداقل اطلاعات لازم (طول دوره آماری)
۱۳	۲-۲- شناسایی و جمع‌آوری داده‌های اولیه
۱۴	۳-۲- کنترل کیفی داده‌ها
۱۶	۱-۳-۲- تهیه نقشه توپوگرافی از حوضه و پیرامون آن
۱۷	۲-۳-۲- موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی و داده‌های اقلیمی
۱۸	۳-۳-۲- موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری و داده‌های بده
۲۰	۴-۲- داده‌ها و نقشه‌های سایت‌های هواشناسی معتبر
۲۰	۱-۴-۲- داده‌های هیدرولوژیکی توفان‌ها و سیل‌های تاریخی
۲۱	۵-۲- گزارش‌های مطالعات قبلی
۲۱	۶-۲- بررسی و تکمیل داده‌های مورد نیاز
۲۱	۱-۶-۲- بررسی گزارش‌های حداکثر بارش محتمل (PMP) در منطقه
۲۲	۷-۲- کنترل کیفیت داده‌های روزانه و ساعتی بارش
۲۲	۱-۷-۲- کنترل داده‌های بارش
۲۳	۲-۷-۲- کنترل داده‌های برف
۲۳	۳-۷-۲- کنترل داده‌های دما
۲۳	۸-۲- نحوه انتخاب وقایع بارش - سیلاب
۲۳	۱-۸-۲- انتخاب توفان‌های شدید و فراگیر و سیلاب‌های متناظر
۲۳	۲-۸-۲- تعیین فصول وقوع توفان‌های شدید و فراگیر
۲۴	۳-۸-۲- بررسی توزیع مکانی توفان‌های شدید و فراگیر
۲۵	فصل سوم - ترسیم منحنی‌های ژرفا - سطح - تداوم بارش



فهرست مطالب

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
۲۷	۳-۱- کلیات
۲۷	۳-۲- بررسی تغییرات مکانی بارش
۲۸	۳-۳- تهیه و ارزیابی الگوهای مکانی بارش
۳۰	۳-۳-۱- انواع درون‌یاب‌ها
۳۱	۳-۳-۲- معرفی چند روش درون‌یابی
۳۴	۳-۳-۳- نحوه ارزیابی و انتخاب روش مناسب درون‌یابی
۳۵	۳-۳-۴- معرفی معیارهای اعتبارسنجی روش‌های مختلف
۳۷	۳-۴- چگونگی استخراج توزیع مکانی براساس روش انتخابی
۳۷	۳-۵- ترسیم منحنی‌های هم‌بارش و استخراج منحنی‌های DAD
۳۷	۳-۵-۱- ترسیم منحنی‌های هم‌بارش توفان‌ها
۳۸	۳-۵-۲- استخراج منحنی‌های DAD و تعیین منحنی پوش
۴۵	۳-۶- منحنی‌های کاهش سطح
۴۶	۳-۷- جداسازی منحنی‌های هم‌باران توفان‌ها از مناطق برفی
۴۶	۳-۷-۱- بررسی تراز ریزش برف
۴۷	۳-۷-۲- بررسی روزهای یخبندان و برفی
۴۹	۳-۷-۳- بررسی ارتفاع برف
۵۱	۳-۷-۴- بررسی ذوب برف
۵۳	۳-۸- کاربرد منحنی‌های DAD در برآورد حداکثر بارش محتمل
۵۵	فصل چهارم - برآورد (ب ب م) همدیدی به روش همگرایی
۵۷	۴-۱- انتخاب توفان شدید و فراگیر و تعداد توفان‌های لازم
۵۷	۴-۲- نحوه انتخاب ایستگاه‌های هواشناسی به عنوان معرف جهت توفان
۵۸	۴-۳- بررسی جهت ورود توده‌های هوای غالب در منطقه
۵۹	۴-۴- بررسی اثر موقعیت کوهساری در مقادیر بارش
۵۹	۴-۴-۱- اثرگذاری کوهساری
۶۰	۴-۴-۲- اثرگذاری فراسنج‌های هواشناختی
۶۰	۴-۵- میانگین سالانه و فصلی بارش



فهرست مطالب

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
۶۰	۴-۶- فراوانی بارش
۶۱	۴-۷- بیشینه‌سازی رطوبت و باد
۶۱	۴-۷-۱- برآورد رطوبت جو
۶۲	۴-۷-۲- نقطه شب‌نم با تداوم ۱۲ ساعته
۶۳	۴-۷-۳- نقطه شب‌نم معرف توفان با تداوم ۱۲ ساعته در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال
۶۶	۴-۷-۴- نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال
۶۸	۴-۷-۵- آب قابل بارش
۶۸	۴-۸- بیشینه‌سازی رطوبت
۶۸	۴-۸-۱- حد فصلی
۶۸	۴-۸-۲- عمق آب قابل بارش
۶۹	۴-۸-۳- به‌کارگیری نقطه شب‌نم با تداوم ۱۲ ساعته دوره‌های توفان
۶۹	۴-۸-۴- بیشینه‌سازی توفان در محل توفان
۷۲	۴-۹- بیشینه‌سازی تندی باد
۷۳	۴-۹-۱- بادهای معرف درون شارش رطوبت در توفان
۷۴	۴-۹-۲- نسبت بیشینه‌سازی باد
۷۵	۴-۱۰- انتقال توفان
۷۶	۴-۱۰-۱- گام‌های انتقال
۷۷	۴-۱۱- تنظیم انتقال
۷۷	۴-۱۱-۱- تنظیم رطوبت برای جابجایی
۷۸	۴-۱۱-۲- تنظیم ارتفاع
۸۰	۴-۱۱-۳- تاثیر ناهم‌واری‌های حوضه مورد مطالعه
۸۱	۴-۱۱-۴- نمونه‌ای از انتقال و بیشینه‌سازی توفان
۸۳	۴-۱۲- بیشینه‌سازی متوالی و مکانی
۸۳	۴-۱۲-۱- تعریف
۸۳	۴-۱۲-۲- بیشینه‌سازی متوالی
۸۵	۴-۱۲-۳- بیشینه‌سازی مکانی
۸۵	۴-۱۲-۴- ترکیب بیشینه‌سازی مکانی و متوالی



فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۸۷	۴-۱۳- پوش
۸۷	۴-۱۳-۱- کلیات
۸۸	۴-۱۳-۲- پوش
۹۱	فصل پنجم - برآورد بارش بیشینه محتمل به روش آماری
۹۳	۵-۱- استفاده از روش آماری برای برآورد حداکثر بارش محتمل
۹۳	۵-۲- گسترش روش
۹۳	۵-۲-۱- مفاهیم بنیادی
۹۵	۵-۲-۲- تنظیم \bar{X}_n و S_n برای رویدادهای دیدبانی شده بیشینه
۹۶	۵-۲-۳- تنظیم \bar{X}_n و S_n برای اندازه نمونه
۹۷	۵-۲-۴- تنظیم فاصله زمانی دیدبانی معین
۹۸	۵-۲-۵- منحنی‌های تعدیل سطح
۱۰۰	۵-۲-۶- روابط عمق - دوره
۱۰۱	۵-۳- کاربرد روش
۱۰۵	۵-۴- برآوردهای کلی شده
۱۰۶	۵-۵- ملاحظه‌های احتیاطی
فصل ششم - نمونه عملیاتی محاسبه حداکثر بارش محتمل و تهیه منحنی‌های عمق - سطح و تداوم در حوضه	
۱۰۹	بختیاری
۱۱۱	۶-۱- جمع‌آوری مطالعات قبلی PMP در منطقه
۱۱۲	۶-۲- مراحل کلی محاسبه حداکثر بارش محتمل
۱۱۲	۶-۲-۱- گام‌های اجرایی روش همدیدی برآورد حداکثر بارش محتمل
۱۱۳	۶-۲-۲- گام‌های اصلی
۱۱۴	۶-۳- نمونه عملیاتی برآورد حداکثر بارش محتمل
۱۱۴	۶-۳-۱- خلاصه گزارش نمونه برآورد حداکثر بارش محتمل
۱۱۴	۶-۳-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه
۱۱۵	۶-۳-۳- جمع‌آوری آمار و اطلاعات اقلیمی
۱۱۷	۶-۳-۴- انتخاب توفان‌های شدید و فراگیر



فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱۱۷	۶-۳-۵- نحوه انتخاب ایستگاه‌های هواشناسی به عنوان معرف جهت توفان
۱۱۹	۶-۳-۶- تحلیل سینوپتیکی و تعیین مسیر حرکت توفان‌ها و شارش ورود رطوبت
۱۲۲	۶-۳-۷- جمع‌آوری داده‌های ساعتی
۱۲۲	۶-۳-۸- تعیین فصول وقوع توفان‌های شدید و فراگیر
۱۲۲	۶-۴- کنترل داده‌های بارش روزانه برای استفاده در توزیع مکانی
۱۲۳	۶-۵- بررسی روش‌های درون‌یابی برای رسم منحنی‌های هم‌بارش
۱۲۶	۶-۶- تهیه نقشه هم‌بارش توفان‌ها
۱۲۶	۶-۷- محاسبه عمق متوسط بارش توفان‌ها
۱۲۷	۶-۸- رسم منحنی‌های عمق-سطح-تداوم بارش (DAD) و تعیین منحنی پوش
۱۲۷	۶-۸-۱- کلیات
۱۲۷	۶-۸-۲- محاسبه مقدار بارش در سطوح استاندارد
۱۲۸	۶-۸-۳- رسم منحنی عمق-سطح برای تداوم‌های مختلف
۱۳۰	۶-۹- الگوی توزیع زمانی بارش
۱۳۲	۶-۱۰- تعیین فاکتور بیشینه‌سازی رطوبت
۱۳۲	۶-۱۰-۱- تحلیل فراوانی دمای نقطه شبنم
۱۳۴	۶-۱۰-۲- نقطه شبنم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در تراز ۱۰۰۰ هکتو پاسگال
۱۳۵	۶-۱۰-۳- تبدیل حداکثر نقطه شبنم به سطح ۱۰۰۰ میلی باری
۱۳۵	۶-۱۰-۴- تاثیر عوامل توپوگرافی و ستیغ‌های کوهستانی
۱۳۶	۶-۱۰-۵- محاسبه آب قابل بارش
۱۳۷	۶-۱۰-۶- تعیین ضریب بیشینه‌سازی رطوبت
۱۳۷	۶-۱۱- انتخاب ضرایب نهایی بیشینه‌سازی
۱۳۸	۶-۱۲- عمق حداکثر بارش محتمل در حوضه دز و بختیاری
۱۳۸	۶-۱۲-۱- عمق بارش PMP برای تداوم‌های مختلف در حوضه دز
۱۳۹	۶-۱۳- توزیع پهنه‌ای حداکثر بارش محتمل
۱۳۹	۶-۱۳-۱- کلیات
۱۴۰	۶-۱۳-۲- گرته توفان دیدبانی شده
۱۴۱	۶-۱۳-۳- نقشه‌های هم‌بارش PMP در حوضه بختیاری



فهرست مطالب

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
۱۴۱	۱۴-۶- تحلیل همدیدی توفان‌های منتخب
۱۴۱	۱-۱۴-۶- تحلیل همدیدی توفان ۲۹ دی ماه لغایت ۵ بهمن ماه ۱۳۴۷ (۱۹ ژانویه لغایت ۲۵ ژانویه ۱۹۶۹)
۱۴۲	۱۴-۶-۲- نتایج تحلیل سینوپتیکی توفان‌ها
۱۵۰	۱۵-۶- برآورد حداکثر بارش محتمل به روش آماری
۱۵۰	۱-۱۵-۶- کلیات
۱۵۱	۲-۱۵-۶- داده‌های حداکثر بارش در ایستگاه‌های منتخب
۱۵۱	۳-۱۵-۶- حداکثر بارش محتمل روش آماری در ایستگاه‌های منتخب
۱۵۴	۱۶-۶- نقشه‌های حداکثر بارش محتمل به روش آماری در حوضه سد بختیاری
۱۵۵	۱۷-۶- مقایسه اعداد PMP آماری و سینوپتیکی
۱۵۷	پیوست ۱- جدول‌های محاسبه آب قابل بارش
۱۶۷	پیوست ۲- تعاریف و واژه‌ها
۱۸۷	منابع و مراجع

فهرست جدول‌ها

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
۹	جدول ۱-۱- خلاصه نتایج مطالعات حداکثر بارش محتمل
۱۷	جدول ۱-۲- مشخصات چند ایستگاه هواشناسی موجود در حوضه آبریز رودخانه دز و نواحی اطراف
۱۸	جدول ۲-۲- مشخصات چند ایستگاه هیدرومتری موجود در حوضه دز و نواحی اطراف
۱۹	جدول ۳-۲- مقادیر بده حداکثر لحظه‌ای مشاهده‌ای چند ایستگاه هیدرومتری در حوضه دز در دوره آماری
۲۰	جدول ۴-۲- داده‌های ایستگاه باران‌نگاری و هیدروگراف سیل متناظر در یک رویداد به‌طور نمونه
۴۰	جدول ۱-۳- محاسبات مربوط به مقادیر بارش در فواصل خطوط هم بارش‌ها و تغییرات عمق نسبت به سطوح تجمعی برای توفان یک روزه ۱۳ دی ۶۹ در حوضه دز
۴۲	جدول ۲-۳- محاسبات مربوط به منحنی عمق-سطح-تداوم رویدادهای با تداوم ۲۴ ساعت در حوضه تهران
۴۷	جدول ۳-۳- همبستگی میانگین دمای روزانه با ارتفاع و تعیین تراز یخبندان و در منطقه مورد مطالعه
۴۸	جدول ۴-۳- تعداد روزهای یخبندان، برفی و بارانی در طول دوره آماری ایستگاه‌ها
۴۹	جدول ۵-۳- مقدار برف اندازه‌گیری شده و متوسط آن در دوره آماری ایستگاه‌های در حوضه تلوار

فهرست جدول‌ها

صفحه	عنوان
۵۱	جدول ۳-۶- پارامترهای مورد نیاز محاسبه ذوب برف در منطقه
۷۸	جدول ۴-۱- میانگین عمق حداکثر بارش در یک توفان نمونه
۱۰۲	جدول ۵-۱- محاسبه حداکثر بارش محتمل
۱۱۱	جدول ۶-۱- خلاصه نتایج مطالعات حداکثر بارش محتمل در منطقه
۱۱۶	جدول ۶-۲- ایستگاه‌های موجود در داخل و اطراف منطقه مطالعاتی
۱۱۸	جدول ۶-۳- ایستگاه‌های استفاده شده برای توفان اردیبهشت ۱۳۷۲-۱۳۷۱
۱۱۹	جدول ۶-۴- توفان‌های شدید و فراگیر بر پایه میانگین بارش ایستگاه‌های موجود در منطقه
۱۲۵	جدول ۶-۵- روش‌های مورد استفاده برای توزیع مکانی توفان‌ها
۱۲۷	جدول ۶-۶- نمونه ای از محاسبات منحنی‌های عمق-سطح، تداوم برای توفان با تداوم دو روزه در توفان اردیبهشت ۱۳۷۱-۷۲
۱۳۳	جدول ۶-۷- حداکثر دمای نقطه شبنم دوازده ساعته پایدار ایستگاه آبادان در دوره‌های ده روزه (۱۹۹۸-۱۹۵۱)
۱۳۴	جدول ۶-۸- دمای نقطه شبنم دوازده ساعته پایدار ده روزه در ماه‌های مختلف و مقادیر آن برای دوره برگشت‌های مختلف در ایستگاه آبادان (سلسیوس)
۱۳۸	جدول ۶-۹- فاکتور بیشینه‌سازی رطوبت و باد برای توفان آبان ۱۳۷۳
۱۳۹	جدول ۶-۱۰- عمق حداکثر بارش محتمل در سطح حوضه سد بختیاری برای تداوم‌ها و توفان‌های منتخب
۱۵۲	جدول ۶-۱۱- سال‌های آماری داده‌های بارش روزانه با بیش از ۲۷ سال در ایستگاه‌های سازمان هواشناسی
۱۵۳	جدول ۶-۱۲- میانگین، انحراف معیار، ضرایب اصلاحی و مقادیر اصلاح شده PMP در ایستگاه‌های منتخب سازمان هواشناسی کشور
۱۵۴	جدول ۶-۱۳- مقادیر اصلاح شده PMP آماری در ایستگاه‌های منتخب
۱۵۵	جدول ۶-۱۴- مقادیر حداکثر بارش محتمل آماری (میلی‌متر) در سطح زیر حوضه‌ها و حوضه سد بختیاری
۱۵۵	جدول ۶-۱۵- مقایسه مقادیر حداکثر بارش محتمل (میلی‌متر) در حوضه سد بختیاری به دو روش سینوپتیکی و آماری
۱۵۵	جدول ۶-۱۶- مقایسه مقادیر حداکثر بارش محتمل آماری (میلی‌متر) با حداکثر بارش محتمل سینوپتیکی با در نظر گرفتن اثر باد در حوضه سد بختیاری به حوضه بختیاری دو روش سینوپتیکی و آماری
۱۵۹	جدول پ.۱-۱- آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر بین تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و فشار موردنظر بر حسب هکتوپاسکال در جو شبه بی‌درروی اشباع به صورت تابعی از دمای نقطه شبنم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس

فهرست جدول‌ها

عنوان	صفحه
جدول پ.۱-۲- آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر بین تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و ارتفاع مورد نظر بر حسب متر در بالای آن سطح در جو شبه بی درروی اشباع به صورت تابعی از دمای نقطه شبنم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس	۱۶۲
جدول پ.۱-۳- آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر در ستونی از هوا در بالای ارتفاعی مشخص بر حسب متر به صورت تابعی از دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس (تجدیدنظر شده در مه ۱۹۸۱)	۱۶۴
جدول پ.۱-۴- نسبت اختلاط در امتداد خط شبه بی در رو برای نقطه شبنم معین در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و ارتفاع بر حسب متر در بالای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال	۱۶۶

فهرست شکل‌ها

عنوان	صفحه
شکل ۱-۲- نمودار میله‌ای دوره ثبت گزارش‌ها	۱۳
شکل ۲-۲- نقشه توپوگرافی حوضه آبریز رودخانه بختیاری	۱۶
شکل ۳-۲- نقشه موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی موجود در حوضه آبریز رودخانه دز و نواحی اطراف	۱۷
شکل ۱-۳- چند ضلعی‌های تیسن برای ایستگاه‌های داخل یک حوضه	۳۱
شکل ۲-۳- یک نیم تغییرنما و پارامترهای آن	۳۳
شکل ۳-۳- نقشه هم‌باران ۲۴ ساعته در حوضه دز (رویداد ۱۳ دی ۶۹)	۳۸
شکل ۴-۳- نحوه محاسبه میانگین بارش بین دو خط هم‌باران متوالی	۳۹
شکل ۵-۳- منحنی عمق - سطح برای بارش با تداوم ۲۴ ساعته در حوزه دز	۴۱
شکل ۶-۳- منحنی‌های عمق - سطح برای رویدادهای ۳۰ اسفند ۵۰، ۱۷ آذر ۵۷ و ۶ فروردین ۶۳ در حوضه تهران	۴۳
شکل ۷-۳- منحنی‌های عمق - سطح - تداوم حداکثر بارش در حوضه استان تهران	۴۴
شکل ۸-۳- منحنی‌های عمق - سطح برای رویدادهای ۳۰ اسفند ۵۰، ۱۷ آذر ۵۷ و ۶ فروردین ۶۳ در حوضه تهران (در کاغذ نیمه لگاریتمی)	۴۴
شکل ۹-۳- منحنی‌های عمق - سطح - تداوم حداکثر بارش در حوضه استان تهران (در کاغذ نیمه لگاریتمی)	۴۵
شکل ۱۰-۳- منحنی ضریب کاهش بارش	۴۶
شکل ۱-۴- نمودار فرآیند شبه بی دررو برای تبدیل دمای نقطه شبنم به ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ارتفاع صفر از میانگین سطح دریا	۶۲



فهرست شکل‌ها

<u>عنوان</u>	<u>صفحه</u>
شکل ۴-۲- تعیین نقطه شب‌نم بیشینه در یک توفان، نقطه شب‌نم معرف برای زمان این نقشه برابر با مقادیر میانگین در درون مربع‌ها است.	۶۴
شکل ۴-۳- نقشه نم ویژه بر روی جنوب غرب ایران در تاریخ ۹ مارس سال ۲۰۰۵ ساعت ۰:۰ در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال	۶۵
شکل ۴-۴- پوش نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در یک ایستگاه فرضی (نقطه ای که در خارج منحنی پوش واقع شده است یک داده با خطا و پرت بوده و بنابراین حذف می‌شود)	۶۷
شکل ۴-۵- نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ماه اوت	۶۷
شکل ۴-۶- نمایش طرحواره مفهوم تنظیم رطوبت جایگزین برای مانع تاثیرگذار بر شارش هوا	۷۲
شکل ۴-۶- نمونه‌ای از انتقال توفان (خطوط ممتد خط‌چین نشان‌دهنده نقطه‌های شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برحسب درجه سلسیوس در همان زمانی که توفان رخ داده است).	۷۹
شکل ۴-۷- نقشه هم‌باران برحسب سانتی‌متر در دو بارش ۶ ساعته شدید و ناگهانی در دو روز متوالی	۸۶
شکل ۴-۸- نقشه هم‌باران (سانتی‌متر) که از ترکیب گرده توفان‌های ۶ ساعته دو روز متوالی که در شکل (۴-۷) نشان داده شد ترسیم شده است	۸۷
شکل ۴-۹- پوش ژرفا	۸۸
شکل ۴-۱۰- پوش عمق - دوره مقادیر بارش توفان ۲۴ ساعته بیشینه شده انتقال یافته	۸۹
شکل ۴-۱۱- منحنی‌های عمق-پهنه- دوره پوش شده حداکثر بارش محتمل در یک حوضه فرضی	۹۰
شکل ۵-۱- K_m تابعی از دوره زمانی بارش و میانگین سری‌های سالانه	۹۴
شکل ۵-۲- تنظیم میانگین سری‌های سالانه برای بارش بیشینه دیدبانی شده	۹۵
شکل ۵-۳- تنظیم انحراف معیار سری‌های سالانه برای حداکثر بارش دیدبانی شده	۹۶
شکل ۵-۴- تنظیم میانگین و انحراف معیار سری‌های سالانه برای طول دوره گزارش	۹۷
شکل ۵-۵- تنظیم مقادیر بارش با فاصله زمانی معین برای تعداد واحدهای دیدبانی در فاصله زمانی	۹۸
شکل ۵-۶- نمونه (الف) گرده خطوط هم‌باران متمرکز شده روی حوضه‌ای که منحنی عمق-پهنه از نوع توفان تمرکز یافته بر روی حوضه است. (ب) دو رخداد ممکن از گرده‌های هم‌باران روی پهنه ثابت جغرافیایی به شکلی که گسترش منحنی‌ها برای یک پهنه ثابت جغرافیایی رخ می‌دهد	۱۰۰
شکل ۵-۷- منحنی‌های عمق-پهنه یا پهنه-کاهش در یک حوضه فرضی مورد مطالعه	۱۰۰
شکل ۵-۸- منحنی عمق-دوره بیشینه	۱۰۱



فهرست شکل‌ها

صفحه	عنوان
۱۱۵	شکل ۶-۱- مرز حوضه‌های اصلی کشور و موقعیت حوضه سد بختیاری در ایران
۱۱۶	شکل ۶-۲- موقعیت کلیه ایستگاه‌های موجود در محدوده مطالعاتی
۱۲۰	شکل ۶-۳- جهت عمومی ورود توده‌های هوایی به ایران (علیجانی، ۱۳۷۰)
۱۲۲	شکل ۶-۴- در صد توزیع توفان‌ها در فصول مختلف
۱۲۶	شکل ۶-۵- سطوح هم‌بارش با تداوم یک روزه برای توفان ششم فروردین
۱۲۹	شکل ۶-۶- منحنی‌های سطح - عمق بارش برای تداوم یک روزه
۱۲۹	شکل ۶-۷- منحنی‌های سطح - عمق بارش برای تداوم دو روزه
۱۲۹	شکل ۶-۸- منحنی‌های DAD منطقه مورد مطالعه
۱۳۱	شکل ۶-۹- منحنی‌های بی‌بعد توزیع زمانی بارش توفان‌ها در ایستگاه کشور
۱۳۱	شکل ۶-۱۰- الگوی تیب طراحی توزیع زمانی بارش در ایستگاه کشور
۱۳۶	شکل ۶-۱۱- موقعیت ستیغ‌ها در مسیر اصلی ورود سامانه‌های جوی حوضه
۱۴۱	شکل ۶-۱۲- نقشه توزیع مکانی PMP یک روزه حوضه بختیاری در حوضه سد بختیاری تعویض نقشه
۱۴۳	شکل ۶-۱۳- نقشه سطح زمین ۱۹ ژانویه ۱۹۶۹ (۲۹ دی ماه ۱۳۴۷)
۱۴۳	شکل ۶-۱۴- نقشه سطح زمین ۲۰ ژانویه ۱۹۶۹
۱۴۴	شکل ۶-۱۵- نقشه سطح زمین ۲۱ ژانویه ۱۹۶۹
۱۴۴	شکل ۶-۱۶- نقشه سطح زمین ۲۲ ژانویه ۱۹۶۹
۱۴۵	شکل ۶-۱۷- نقشه سطح زمین ۲۳ ژانویه ۱۹۶۹
۱۴۵	شکل ۶-۱۸- نقشه سطح زمین ۲۴ ژانویه ۱۹۶۹
۱۴۶	شکل ۶-۱۹- نقشه سطح زمین ۲۵ ژانویه ۱۹۶۹
۱۴۶	شکل ۶-۲۰- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۱۹ ژانویه ۱۹۶۹ (۲۹ دی ماه ۱۳۴۷)
۱۴۷	شکل ۶-۲۱- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۰ ژانویه ۱۹۶۹
۱۴۷	شکل ۶-۲۲- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۱ ژانویه ۱۹۶۹
۱۴۸	شکل ۶-۲۳- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۲ ژانویه ۱۹۶۹
۱۴۸	شکل ۶-۲۴- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۳ ژانویه ۱۹۶۹
۱۴۹	شکل ۶-۲۵- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۴ ژانویه ۱۹۶۹
۱۴۹	شکل ۶-۲۶- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۵ ژانویه ۱۹۶۹



فهرست شکل‌ها

صفحه

عنوان

۱۵۶	شکل ۶-۲۷- نقشه‌های هم‌بارش PMP در تداوم‌های مختلف
۱۸۴	شکل پ.۱-۲- نمودار نمایشی نشان دهنده رابطه بین منحنی عمق - پهنه برای (حداکثر بارش محتمل) و رابطه درون توفان یا بدون آن برای حداکثر بارش محتمل در ۱۰۰۰ کیلومترمربع



مقدمه

معیار طراحی ساخت سازه‌هایی که دارای پتانسیل بالای خطر هستند، نظیر سدها شامل بررسی بزرگ‌ترین سیلی است که آن سازه ممکن است در طول عمر خود در معرض آن قرار بگیرد. سازه‌های دارای پتانسیل بالای خطر آن‌هایی هستند که ویرانی آن‌ها آسیب‌های شدید ناشی از سیل را برای ساکنین مناطق پایین رودخانه به دنبال خواهد داشت و صدمات جانی فوق‌العاده‌ای را نیز به همراه خواهد داشت.

انتخاب سیل طراحی یکی از مشکلات عمده در طراحی پروژه‌های آبی می‌باشد. انتخاب بده سیل طراحی با معیارهای اقتصادی، تلفات انسانی و عوامل هیدرولوژیکی انجام می‌گردد. در بعضی از موارد ایمنی سیستم و خسارات مربوطه چندان مهم به نظر نمی‌رسد و در پاره‌ای از موارد نیز سازه‌های آبی از اهمیت فوق‌العاده زیادی برخوردار است و لذا باید در مقابل بزرگ‌ترین سیل مقاومت نموده و پایدار بماند.

سیلاب طراحی عبارت است از بده سیلاب بزرگی است که با دوره بازگشت کاملاً قابل توجه به مخزن سد وارد می‌شود و انتخاب چنین سیلی مرتبط با کاهش خطر شکست احتمالی تا درجه‌ای قابل پذیرش بر حسب اهمیت سد و مخزن و شرایط ژئوتکنیکی پی، می‌باشد. (جلالی، ۱۳۶۶).

در طراحی سازه‌ها سه نوع سیل مورد توجه قرار می‌گیرد:

- ۱- سیل‌هایی که از بررسی تناوبی به دست می‌آید.^۱
- ۲- سیل‌هایی که به نام استاندارد (SPF)^۲ خوانده می‌شود و از رگبارهای SPS^۳ به دست می‌آید. معمولاً این سیل‌ها در حدود ۵۰ درصد حداکثر سیل محتمل هستند.

۳- سیل‌های حداکثر محتمل^۴ یا PMF

موضوع استاندارد کردن سیلاب‌های طراحی برای تاسیسات مختلف آبی به دلایل متعدد همواره مورد توجه دست‌اندرکاران صنعت آب در کشورهای مختلف دنیا بوده است. تحقیقات و مطالعات بسیار گسترده و در طیف وسیعی برای تثبیت روش‌ها و تعیین خط مشی‌ها صورت گرفته و دیدگاه‌های متفاوتی درباره انتخاب این عامل ارائه گردیده است.

بنابراین تعیین سیلاب طراحی فاقد یک روش یکسان و سراسری یا یک استاندارد واحد بین‌المللی است. به لحاظ اهمیت زیاد موضوع همواره بر سر انتخاب سیلاب طراحی و روش‌های محاسبه آن‌ها بحث و گفتگو بوده و هنوز هم ادامه دارد، این بحث‌ها که در یک سوی آن مقدار سیلاب طراحی، ایمنی، بهره‌برداری اطمینان بخش سد و تاسیسات قرار دارد و در سوی دیگر هزینه‌های احداث مطرح می‌باشند، متخصصان را به سمتی هدایت کرده است که با بهره‌گیری از تکنیک‌های مختلف ریاضی - آماری، فرمول‌های تجربی و بررسی‌های محلی وضعیت رسوب‌گذاری مسیر رودخانه در

- 1- Frequency Based Flood
- 2- Standard Project Flood
- 3- Standard Project Storm
- 4- Probable Maximum Flood



مناطق مختلف از مسیر خود و همچنین استفاده از روش حداکثر بارش محتمل و حداکثر سیل محتمل با رعایت ایمنی هر چه بیش‌تر، سیلاب طراحی سد و تاسیسات تخلیه کننده را طراحی و انتخاب کنند.

یکی از مسایل بسیار مهم آب‌شناختی محاسبه حداکثر بارش محتمل^۱ (PMP) به منظور طراحی سدهای بزرگ است از سال ۱۹۵۰ روش‌هایی برای محاسبه حداکثر بارش محتمل ارائه شده است. اولین برآوردها بر اساس بیشینه بارش ثبت شده روزانه در یک حوضه انجام می‌گرفت.

از اواسط ۱۹۷۰ روش کلی‌تری توسعه یافت که اجازه می‌داد بارش نواحی گسترده‌تری را تحلیل کرد. تجدیدنظرهای متوالی در روش‌شناسی برآورد حداکثر بارش محتمل به نوبه خود سبب برآورد بهتری از عمق حداکثر بارش محتمل در حوضه‌های منفرد شده است، زیرا در هر تجدیدنظر داده‌های بیش‌تر و فن‌آوری‌های بهتری برای محاسبه دقیق‌تر حداکثر بارش محتمل به کار رفته است. گرچه تعریف حداکثر بارش محتمل از نظر تئوری عبارت است از احتمال بیش‌ترین عمق بارش برای یک دوره زمانی معین چند ساعت تا چند روز متوالی که از نظر فیزیک هواشناسی در محل جغرافیایی معین و در زمان خاصی از سال امکان‌پذیر است (WMO, 1986). این تعریف بهترین عمق حداکثر بارش محتمل را برای حوضه‌ای خاص که می‌توان با استفاده از داده‌های روزانه محاسبه کرد، ارائه می‌دهد. بنابراین در این گزارش نیز به منظور استاندارد نمودن برآورد حداکثر بارش محتمل از روش‌های استاندارد شده سازمان هواشناسی جهانی استفاده شده است.

- هدف

تهیه و تدوین استانداردها، ضوابط، راهنما و آیین‌نامه‌های فنی یکی از رایج‌ترین روش‌ها برای ایجاد یکنواختی در تصمیم‌گیری‌های مرتبط با سدها به شمار می‌آید. هدف از تهیه این دستورالعمل ارائه روش‌ها و مراحل محاسبه حداکثر بارش محتمل است. دستورالعمل تعیین حداکثر بارش محتمل با هدف ایجاد یکنواختی در روش محاسبه این معیار ارائه می‌گردد، هر چند که اتخاذ برخی تصمیم‌های کارشناسی در طی مراحل برآورد و با توجه به شرایط داده‌ها و ویژگی‌های منطقه همچنان به عهده طراح خواهد بود.

روش‌های ارائه شده در این دستورالعمل برای برآورد سیل ایمن سدهای بزرگ که در پایین‌دست آن‌ها خطرات جانی قابل توجهی وجود دارد و هیچ‌گونه ریسک تلفات قابل پذیرش نیست، به کار می‌رود. علاوه بر آن برآورد PMP برای تدقیق برآوردهای حاصل از تحلیل فراوانی سیل استفاده می‌گردد.

این دستورالعمل یک متن جامع برای آموزش کلیه جزییات برآورد حداکثر بارش محتمل نیست. بنابراین کاربران باید با مباحث پایه‌ای علوم هواشناسی، آشنایی کافی داشته باشند. همچنین باید توجه داشت که عوامل بسیار متعددی بر روی حداکثر بارش محتمل نقش دارند و لذا طراح باید همچنان از تجربه و قضاوت خود بهره گیرد.



این دستورالعمل به منظور استاندارد کردن روش و مراحل محاسبه حداکثر بارش محتمل برای هر حوضه آبخیز و برای تداوم یک تا بیش از ۷۲ ساعت و برای پهناهایی به وسعت از ۳۰ تا بیش از ۳۰ هزار کیلومتر مربع، برای ماه‌هایی که احتمال رخداد بارش‌های شدید وجود دارد، تدوین شده است. همچنین این دستورالعمل برآورد حداکثر بارش محتمل را برای توفان‌های همرفتی محلی در دوره‌های زمانی کوتاه مدت تا ۶ ساعت و در حوضه‌های آبخیز تا ۱۰۰۰ کیلومتر مربع را نیز پوشش می‌دهد.

در این دستورالعمل روش‌های مورد استفاده به منظور برآورد حداکثر بارش محتمل قدم به قدم شرح داده شده است. یکی از اهداف تدوین این دستورالعمل جمع‌آوری مطالعات گذشته برآورد حداکثر بارش محتمل در حوضه‌های آبخیز مختلف و با روش‌ها و دوره‌های زمانی متفاوت است تا روش ارائه شده با روش‌های اجرا شده گذشته در حوضه مورد مطالعه مقایسه گردد تا به این طریق محاسن و به ویژه معایب موجود در این روش‌ها استخراج و تصحیح شود. لازم به گفتن است که در اکثر مناطق محاسبات حداکثر بارش محتمل براساس روش سینوپتیکی می‌باشد.

استفاده از حداکثر بارش محتمل به منظور طراحی سازه‌های آبی با ریسک یا خسارت بالا قدمت صد ساله دارد. در دسترس نبودن داده‌های بده قابل اعتماد و درازمدت در طراحی سد یا مخازن آبی سبب وابستگی بیش‌تر به داده‌های بارش شده است.

در انجام چنین کاری شناسایی حد بالای مقدار بارش برای دوره زمانی و منطقه جغرافیایی معین دارای اهمیت است. هواشناسان و آبشناسان برای کمی کردن و به دست آوردن مقدار حداکثر بارش محتمل برای سازه‌های توسعه منابع آب که موجب خسارت بالقوه در پهناهای پایین دست جریان می‌شود، نیاز به داده‌ها، تجربیات و منابع به عنوان درون داد، برای محاسبه این برآورد دارند. چون روش‌های مختلفی (استفاده از بیشینه بده لحظه‌ای با دوره برگشت ۱۰ هزار ساله، استفاده از بیشینه بارش ۲۴ ساعته تا ۷۲ ساعته برای دوره طولانی مدت بیش از پنجاه سال بدون در نظر گرفتن ضرایب رطوبت و باد، استفاده از روش آماری هرشفیلد، ...) برای محاسبه حداکثر بارش محتمل به کار گرفته می‌شود، دامنه تغییرات گسترده‌ای از حداکثر بارش محتمل حتی برای حوضه‌های مجاور که از نظر ویژگی‌های محیط زیستی یکسان هستند، مشاهده می‌شود. حداکثر بارش محتمل در برآورد حداکثر سیل محتمل (PMF)^۱ به منظور طراحی سرریز سدهای بزرگ به عنوان درون داد اولیه به کار می‌رود. اگر سرریزی نتواند حداکثر سیل محتمل را با ایمنی بالایی عبور دهد، ممکن است سرریز آب بر روی سد سبب شکسته شدن دیواره‌ها یا فرسایش پایه‌های کناری سد شود. با توجه به مطالب فوق، مراجع بین‌المللی سدسازی و به خصوص کمیته ملی سدهای بزرگ توصیه نموده‌اند که ظرفیت سرریزها باید باتوجه به حداکثر سیل محتمل که بر اساس حداکثر بارش محتمل و به روش همدیدی (سینوپتیکی) برآورد شده است، طراحی شود.

1- Probable Maximum Flood



- دامنه کاربرد

برآورد حداکثر بارش محتمل باید براساس استانداردهای بین‌المللی و توصیه‌های سازمان‌های جهانی مرتبط انجام شود. از این رو سعی شده است به منظور محاسبه حداکثر بارش محتمل دستورالعملی جامع براساس استانداردها و توصیه‌های جهانی تهیه و در اختیار مشاورین و سازمان‌هایی که در این رابطه فعالیت دارند، گذارده شود. همچنین هدایت و اجرای عملی و دقیق این دستورالعمل در صلاحیت یک کارشناس (یا بالاتر) با تجربه هواشناسی می‌باشد. مهندس طراح یا مدیر پروژه PMP باید سوابق کافی در مطالعات داشته باشد. با این حال چنانچه چند طراح با صلاحیت، به صورت منفرد مطالب این دستورالعمل را به کار گیرند، اخذ نتایج تا حدودی متفاوت دور از انتظار نیست.



فصل ۱

کلیات



۱-۱- تاریخچه محاسبه حداکثر بارش محتمل (PMP)

از اواخر سال ۱۹۳۰ شرایط سرریز برای اکثر مخازن در ایالات متحده بر مبنای حداکثر بارش محتمل تعیین شده است. مقادیر PMP همه مناطق ایالات متحده در گزارشات آب و هواشناسی NOAA موجود است. این گزارشات مقادیر کلی PMP برای حوضه‌های آبخیز واقع در مرزهای جغرافیایی تعریف شده در این گزارش را ارائه می‌دهند.

در سال ۱۹۸۶ در نشریه شماره ۳۳۲ سازمان هواشناسی جهانی به طور خاص، روش‌های تعیین حداکثر بارش محتمل با ارائه توضیحات مدون و مفصل، مورد بحث قرار گرفت و از آن به بعد برای بسیاری از تحقیقات و مطالعاتی که در جهان صورت گرفت روش‌های ارائه شده در آن مبنای کار قرار گرفت.

پونس (۱۹۸۹) به نقل از سرویس‌های ملی هواشناسی (NOAA) به صورت خلاصه به شرح روش‌های محاسبه PMP در مناطق غیرکوهستانی، کوهستانی و مناطق بدون داده‌های هواشناسی پرداخته است. هانسن (۱۹۸۶) در قالب مقاله‌ای مفاهیم جدید و کاربردهای آن‌ها را در برآورد PMP توصیف کرد و پیشنهاداتی درباره روش اصلاح شده مورد استفاده در ارزیابی بزرگی PMP ارائه داد.

هرشفیلد (۱۹۶۱) از معادله عمومی تناوب و با داشتن آمار باران روزانه بیش از ۲۶۰۰ ایستگاه که ۹۰ درصد آن‌ها در ایالات متحده قرار داشتند، دریافت که $k=15$ منحنی پوشی برای داده‌های مشاهده شده حداکثر بارندگی روزانه می‌باشد. هرشفیلد در تحقیق دیگری در سال ۱۹۶۵ مشخص کرد که مقدار K به‌طور معکوس با متوسط بارندگی حداکثر روزانه تغییر می‌کند و مقدار $K=15$ برای مناطق پر باران خیلی زیاد و برای مناطق خشک خیلی کم است، وی در سال ۱۹۷۷ با آنالیز بیش‌تر برای تداوم‌های ۲۴ ساعته، یک ساعته و ۵ دقیقه مقدار k را محاسبه و نسبت به نتایج قبلی میزان آن را افزایش داد، هرشفیلد (۱۹۸۱) با بررسی مجدد بر روی بارندگی‌های ۶ ساعته مقدار K را تغییر داده است (WMO، ۱۹۷۳/قهرمان و سپاسخواه، ۱۳۷۵).

کولیر و هارداکر (۱۹۹۶)، یک مدل توفان که به مدل توفان بریتانیا معروف شد، را برای برآورد حداکثر بارش محتمل ارائه دادند. اسونسون و راکیچ (۱۹۹۷)، حداکثر بارش محتمل برای سدها در حوضه رودخانه هونگر و چین را برآورد نموده‌اند، در این مطالعه مقادیر PMP با استفاده از یک روش آب و هواشناسی که شامل تحلیل عمق بارش - ناحیه توفان - مدت زمان بارش و حداکثرسازی رطوبت است، تخمین زده شده است. مقادیر منطقه‌ای PMP برای کل حوضه آبخیز رودخانه هونگرو و نیز برای دیگر حوضه‌های آبخیز واقع در مناطق بالای سدهای مناطق بانکیاو، شیمانتان، بوشان و سویاهو برآورد شده است و برای مقادیر نقطه‌ای PMP یک روزه، دو روزه و سه روزه به ترتیب ۱۲۰۰، ۱۴۶۰، ۱۹۱۰ میلی‌متر تخمین زده شد که این مقادیر با مقادیر تخمین زده شده مطالعات قبلی به خوبی تطبیق می‌کرد.

در سال ۱۹۹۷ پروژه‌ای با هدف ارائه شیوه‌هایی برای تخمین سیل‌های طرح با دوره‌های بازگشت بزرگ به سرپرستی پراک در جمهوری چک انجام شد، هیدرولوژیست‌ها، اقلیم‌شناسان و هواشناسان متعددی از سازمان‌های متفاوت چک در این پروژه مشارکت داشتند و هواشناسان مسوولیت ارائه شیوه‌هایی برای تخمین PMP حوضه‌های آبریز چک را بر عهده



داشتند، در این پروژه از روش فیزیکی برای تخمین PMP واقعی استفاده شده است. این روش مبتنی بر بیشینه‌سازی عوامل فیزیکی کنترل کننده بارندگی است (Rezacova و همکاران، ۱۹۹۷).
 دوگلاس و بروس (۲۰۰۲)، با استفاده از شیوه‌های تحلیل چند بخشی به برآورد حداکثر بارش محتمل در شرق ایالات متحده پرداختند، آن‌ها این کار را ابتدا با مشخص کردن میزان عمق‌های حداکثر بارندگی مشاهده شده انجام دادند و سپس تفاوت این ویژگی‌ها را هم به لحاظ زمانی و هم مکانی ارزیابی کردند. با توجه به این که همه ارزیابی‌های مبتنی بر مشاهده محدود به مدت زمان و کیفیت ثبت تاریخی بودند، این واقعه را حداکثر بارندگی بخشی نامیدند.

۲-۱- مطالعات حداکثر بارش محتمل در ایران

از نخستین مطالعات حداکثر بارش محتمل در سطح کشور می‌توان به بررسی انجام شده مربوط به طرح سد دز در سال ۱۹۵۴-۱۹۵۵ میلادی و کارون یک (شهید عباسپور) طی سال‌های ۱۹۶۷-۱۹۶۸ (۱۳۴۶-۱۳۴۷) اشاره کرد که توسط شرکت بین‌المللی مهندسی هارزا انجام شده است. در این دو بررسی به سبب نبود داده‌های بارش و فراسنج‌های جوی مورد نیاز در برآورد حداکثر بارش محتمل در حوضه دز و کارون تا آن تاریخ، از انتقال توفانی که برای برآورد حداکثر بارش محتمل حوضه دیاله به کار رفته، استفاده شده است.

مطالعات حداکثر بارش محتمل سد کارون ۳ در سال‌های ۱۹۸۲ (۱۳۶۱) و ۱۹۸۴ (۱۳۶۳) با مشارکت مهندسی مشاور مهتاب قدس و مهندسی مشاور ایکرز انجام شده است. این گزارش مجدداً توسط مشاور مهتاب قدس در سال ۱۹۹۸ بازنگری شد.

برآورد حداکثر بارش محتمل حوضه کارون ۴ نیز توسط مهندسی مشاور مهتاب قدس در سال ۱۹۹۹ (۱۳۷۸) به روش سینوپتیکی انجام شد. به منظور برآورد حداکثر بارش محتمل در این حوضه از توفان‌های انتخاب شده برای کارون ۳ استفاده شده است. در همین ارتباط مطالعات سد گذارلندر در سال ۱۹۹۲ (۱۳۷۱) با مشارکت مهتاب قدس - لامایر به روش همدیدی (سینوپتیکی) انجام شد. به منظور برآورد حداکثر بارش محتمل در این حوضه از بین ۱۱ توفان شدید توفان ۷ روزه بهمن ۱۳۵۴ انتخاب شد. در سال ۱۹۹۶ (۱۳۷۵) طرح مطالعاتی حداکثر بارش محتمل در سد گتوند به روش سینوپتیکی با مشارکت مشانیر - کایتک اجرا شد. به منظور برآورد حداکثر بارش محتمل در این حوضه از بین ۲۲ توفان شدید، توفان ۷ روزه دسامبر ۱۹۸۹ (آذر ۱۳۶۸) انتخاب شد.

جدول (۱-۱) خلاصه‌ای از نتایج مطالعات حداکثر بارش محتمل بر روی حوضه‌های جنوب غربی ایران را ارائه می‌دهد.

سازمان هواشناسی کشور در سال ۲۰۰۴ (۱۳۸۳) در قالب یک پروژه ملی مقادیر حداکثر بارش محتمل را برای تمامی حوضه‌های آبریز کشور بر اساس روش همدیدی برآورد و ارائه داده است.



جدول ۱-۱- خلاصه نتایج مطالعات حداکثر بارش محتمل

مقدار حداکثر بارش محتمل (mm)	ضریب بیشینه سازی	تداوم توفان (روز)	ملاک انتخاب توفان	عمق بارش متوسط حوضه (mm)	تاریخ توفان ها	نوع توفان	مشاور	پروژه
۱۷۴			در آن زمان آمار مشاهده در دست نبود	-	-	انتقالی از حوضه دیاله عراق	مشاور هارزا	سد دز
۱۷۴	-	۱	در آن زمان آمار مشاهده در دست نبود	۱۴۷	-	انتقالی از حوضه دیاله عراق	مشاور هارزا ۱۹۶۷ و ۱۹۶۸	سد شهید عباسپور (کارون ۱)
۴۳۲	۱/۵۱	۹	از بین ۵ رگبار مشاهده ای انتخاب شد	۲۸۵	فوریه ۱۹۷۶	مشاهده شده در حوضه کارون	ایکز - مهاب قدس ۱۹۸۲ و ۱۹۸۴	کارون ۳
۱۲۷/۲ ۲۹۵/۱ و ۳۴۱/۸	۱/۷۰ ۲ و ۱/۸۴	۱ تا ۴ روزه و ۷ روزه	از بین ۳ رگبار حداکثر مشاهده شده	۸۰/۳ ۱۴۹/۳ و ۱۹۲/۰	فوریه ۱۹۷۶ دسامبر ۱۹۸۹ مارس ۱۹۹۸	مشاهده شده در حوضه کارون	مهاب قدس ۱۹۸۴ (گزارش بازنگری ۱۹۹۸)	کارون ۳
۱۴۰/۵ ۲۹۸/۶ و ۳۵۳/۳	۲ تا ۱/۷۵ و ۱/۸۴	۱، ۴ و ۷ روزه	از بین ۳ رگبار حداکثر مشاهده شده	۷۲/۷ و ۱۴۷/۶ و ۱۸۵/۷	فوریه ۱۹۷۶ دسامبر ۱۹۸۹ مارس ۱۹۹۸	مشاهده شده در حوضه	مهاب قدس ۱۹۹۹ و ۲۰۰۰	سد کارون ۴
۴۳۰	۱/۸۷	۷	از بین ۱۱ رگبار مشاهده ای انتخاب شد	۲۳۰	فوریه ۱۹۷۶	مشاهده شده در حوضه	مشاور لامایر ۱۹۹۲	سد گذارلندر
۳۹۹	۱/۵۳	۷	از بین ۲۲ رگبار مشاهده ای انتخاب شد	۲۶۰/۷	دسامبر ۱۹۸۹	مشاهده شده در حوضه	مشانیر - کایتک ۱۹۹۶	سد گتوند

شایان ذکر است که علاوه بر حداکثر بارش محتمل های محاسبه شده توسط سازمان هواشناسی کشور برای طراحی سدهای ساوه، قم، نسا در کرمان، طالقان و سیروان در کرمانشاه، توسط مهندسين مشاور مهاب قدس به روش همدیدی انجام شده است. همچنین محاسبه حداکثر بارش محتمل برای حوضه های مختلف کشور انجام پذیرفته که بحث درباره آن ها زمان بر و سبب تطویل کلام می شود.

مشکلاتی که در تمام این برآوردها وجود دارد شامل موارد زیر است:

الف- عدم استفاده از نقشه های ۲۴ ساعته تغییر فشار و ارتفاع در ترازهای میانگین سطح دریا و ۸۵° هکتوپاسکال (ارتفاع

تقریبی ۱۵۰° متری از میانگین تراز دریا) برای تعیین مسیر مراکز کم فشار بارش زا بر روی منطقه مورد مطالعه

ب- عدم استفاده از نقشه بردار باد و نم ویژه در ترازهای میانگین سطح دریا و ۸۵° هکتوپاسکال به منظور تعیین

درون شارش رطوبت از منابع رطوبتی به سوی منطقه مورد مطالعه

ج- عدم دسترسی به ایستگاه های جو بالا در ایران به منظور تعیین دقیق و صحیح درون شارش رطوبت

- د- ناکافی بودن توزیع مکانی شبکه ایستگاه‌های باران‌سنجی به‌ویژه از ارتفاع ۲۰۰۰ متر به بالا (متاسفانه این امر هنوز به قوت خود باقی است. شایسته است وزارت نیرو و سازمان هواشناسی کشور با توسعه شبکه باران‌سنجی به حل این معضل اقدام نمایند).
- ه- عدم یکنواختی شبکه ایستگاه‌های باران‌سنجی و ناکافی بودن تعداد آن‌ها
- و- عدم دقت در انتخاب ایستگاه‌های هم‌دیدگی به منظور محاسبه ضریب بیشینه‌سازی رطوبت و باد
- ز- نبود معیاری دقیق و صحیح برای رسم خطوط هم‌باران با استفاده از نرم‌افزارها و روش‌هایی مانند زمین‌آمار، تیسن و روش رایج سنتی، به سبب نبود تعداد و توزیع مناسب ایستگاه‌های باران‌سنجی به‌ویژه در ارتفاعات بیش از ۲۰۰۰ متر برای تعیین گرادیان‌های مناسب بارش با ارتفاع در منطقه مورد مطالعه
- ح- نبود و یا ناچیز بودن ایستگاه‌های باران‌سنجی ثابت برای تعیین تداوم دوره بارش و شدت آن به‌ویژه در مناطق کوهستانی. شایان گفتن است که در صورت وجود باران‌سنجی ثابت به‌خصوص در ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر می‌توان به گرادیان بارش با ارتفاع و روند تغییر آن دست یافت.
- ط- فراسنج‌های هواشناختی ایستگاه‌های هم‌دیدگی که برای تعیین ضریب بیشینه‌سازی رطوبت و باد درون شارش حوضه به‌کار گرفته می‌شود دارای طول عمر متفاوتی بوده که در تعیین دوره‌های برگشت ۲۰، ۵۰، ۸۰، و ۱۰۰ ساله تاثیرگذار است.

۳-۱- کاربردهای PMP

برنامه‌ریزی و طراحی سازه‌های آبی با ریسک یا خسارت بالا، اغلب نیازمند ارزیابی پتانسیل ایجاد بارش و سیل‌های شدید در حوضه‌های آبریز است. حداکثر بارش محتمل در برآورد حداکثر سیل محتمل به منظور طراحی سرریز سدهای بزرگ به عنوان درون داد اولیه به‌کار می‌رود. برآورد پتانسیل حداکثر بارش محتمل معمولاً برای کاربردهای مهندسی ذیل انجام می‌شود.

- ۱- طراحی ابعاد سدها (ارتفاع سد، تونل‌ها و سدهای با خطر بالا به‌ویژه در کانون‌های جمعیتی به نحوی که شکست سد تلفات انسانی قابل توجهی را به همراه داشته باشد).
- ۲- پهنه‌بندی مناطق سیلابی و سیلاب دشت‌هایی که نیروگاه‌های هسته‌ای در آن ساخته می‌شود.
- ۳- از حداکثر بارش محتمل برای تخمین حداکثر سیل محتمل استفاده می‌شود.



فصل ۲

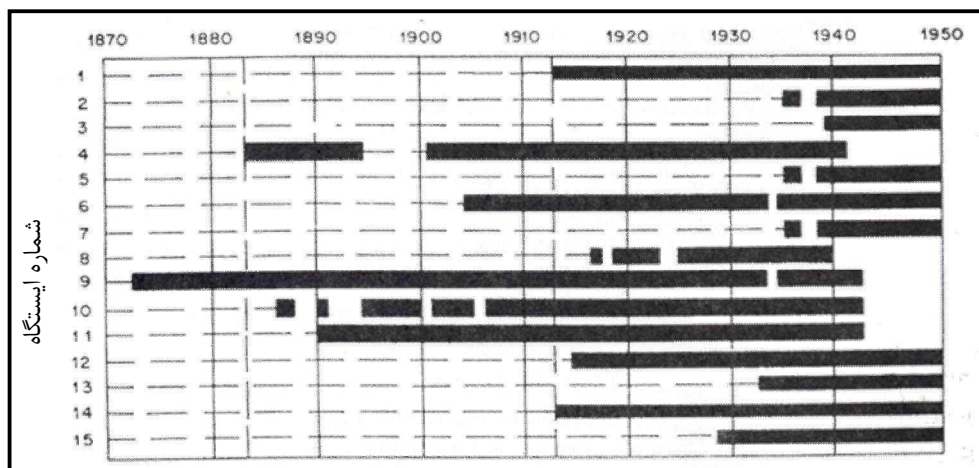
مقدمات تهیه داده‌های مورد نیاز



۲-۱- بررسی حداقل اطلاعات لازم (طول دوره آماری)

مساله عادی در کلی سازی منطقه‌ای داده‌های آب‌شناختی مانند میانگین سالانه بارش از این حقیقت ناشی می‌شود که ایستگاه‌های سنجش دارای دوره‌های مختلف ثبت گزارش است. ایستگاهی ممکن است در طی یک دوره با بارش زیاد فعال باشد و ثبت گزارش ایستگاه دیگر ممکن است پوشش‌دهنده دوره کوتاه ویژه‌ای باشد. تلاش برای مقایسه گزارش‌های این دو ایستگاه، برای نمونه میانگین سالانه نقشه‌های هم‌باران، احتمالاً ایجاد به هم ریختگی تغییرات مکانی با تغییرات زمانی می‌شود. شیوه‌ای که برای کمک به حل این مشکل به کار می‌رود نمودار میله‌ای مانند (شکل ۲-۱) است. این شکل دوره ثبت گزارش چندین ایستگاه را در یک مقیاس زمانی نشان می‌دهد. انتخاب دوره بهینه از گزارش با بازرسی و بازبینی کار به طور نسبی آسان است. در این شکل دوره بین سال‌های ۱۹۱۳ و ۱۹۵۰ به عنوان دوره بهینه که بستگی به توزیع فاصله‌ای ایستگاه‌های سنجش دارد، بررسی می‌شود. برای ایستگاه‌هایی که در طی این دوره خلاءهای آماری دارند، با همبستگی داده‌ها برای آن بخشی از دوره که برای ایستگاه‌های دیگر عادی است و با به کارگیری رابطه به دست آمده برای برآورد مقادیر در دوره مفقود، داده‌ها برآورد می‌شود.

انتخاب دوره بهینه نیاز به بررسی دوره طولانی مدت دارد تا بیان‌گر نمونه خوبی از ثبت گزارش‌ها در طول زمان باشد. اگر این دوره بسیار طویل باشد ساخت داده‌های آماری در حد زیاد باید صورت بگیرد. اگر این دوره بسیار کوتاه باشد نشان‌دهنده نمونه نامرغوبی از تغییرات زمانی بوده و ممکن است بی‌جهت تحت تاثیر دوره خشک یا مرطوب غیرمعمول قرار گیرد.



شکل ۲-۱- نمودار میله‌ای دوره ثبت گزارش‌ها

۲-۲- شناسایی و جمع‌آوری داده‌های اولیه

قبل از برنامه‌ریزی انجام مطالعه، بررسی مجموعه‌ای از اطلاعات اولیه و نقشه‌های عمومی از منطقه، با محدوده مطالعاتی آشنایی پیدا کرد. شناسایی مجموعه داده‌ها و اطلاعات مورد نیاز عملیات جمع‌آوری آن‌ها را در مراحل بعدی آسان‌تر می‌سازد. شایان گفتن است هر چه قدر داده‌ها و اطلاعات بیش‌تری در دسترس قرار گیرد، اعتماد بیش‌تری به



محاسبات و نتایج و تحلیل‌های نهایی برای برآورد حداکثر بارش محتمل و در نهایت حداکثر سیل محتمل وجود خواهد داشت. داده‌هایی که باید جمع‌آوری شوند عبارتند از:

- الف- بارش روزانه دراز مدت
 - ب- میانگین دمای روزانه، حداکثر و حداقل
 - ج- میانگین دمای نقطه شبنم روزانه، حداکثر و حداقل آن
 - د- تداوم ۱۲ ساعته دمای نقطه شبنم سطح ایستگاه با توجه به فشار سطح ایستگاه برای یک دوره ۱۰ روزه یا ماهانه در یک دوره ۳۰ ساله یا بیش‌تر
 - ه- تداوم ۱۲ ساعته تندی باد در سطح ایستگاه برای یک دوره ۱۰ روزه یا ماهانه
 - و- میانگین باد در سطح ایستگاه برای یک دوره ۱۰ روزه یا ماهانه
 - ز- تداوم ۱۲ ساعته دمای نقطه شبنم سطح ایستگاه در توفان‌های انتخابی که با توجه به میزان بارش و شدت آن انتخاب می‌شود.
 - ح- تداوم ۱۲ ساعته تندی باد در توفان‌های انتخابی که با توجه به میزان بارش و شدت آن انتخاب می‌شود.
 - ط- نمودار باران‌سنج‌های ثبات درون حوضه
- در صورت در دسترس نبودن داده‌های درازمدت و نبود اطمینان به صحت داده‌های کوتاه مدت بارش، می‌توان در صورت مناسب بودن داده‌های بده از آن استفاده کرد. اولین گام در محاسبه حداکثر بارش محتمل ایجاد پایگاه داده‌های فوق است. مراحل تهیه امار و اطلاعات نحوه بررسی‌های اولیه آن‌ها به شرح زیر می‌باشد.

۲-۳- کنترل کیفی داده‌ها

مجموع بارش روزانه قبل از تحلیل بیش‌تر دستخوش کنترل کیفی شدید قرار می‌گیرد. به منظور تسهیل در فرآیند کنترل کیفی داده‌های هر توفان، داده‌ها به صورت یک متن جداسازی شده توسط کاما و گیومه برونداد می‌شود به‌طوری که به سادگی به صورت صفحه گسترده سودمندی درآید. قالب این صفحه گسترده به آسانی داده‌های توام با خطا را شناسایی و تصحیح یا حذف می‌کند. همچنین برای تسهیل مقایسه مجموع بارش‌ها در ایستگاه‌های مجاور شرح سودمندی نوشته شده است. مسایل کیفی درگیر با داده‌ها به شرح زیر است:

الف- مجموع بارش انباشته شده - در صورتی که باران‌سنج هر روز خوانده و خالی نشود، بارش جمع شده در باران‌سنج که تا زمان بارش بعدی خوانده می‌شود مقدار ثبت شده در آرشیو را بی معنی جلوه می‌دهد چون این بارش در چند روز بارشی جمع شده است.

ب- بارش‌های ثبت نشده یا گمشده - در صورتی که در یک روز بارانی، مقدار بارش ثبت نشده باشد در این صورت در گزارش آرشیو به عنوان داده گمشده تلقی می‌شود.



- ج- بارش‌های ثبت شده با تاریخ گم‌شده - اغلب اوقات تاریخ بارش به غلط ثبت می‌شود که به طور معمول یک یا دو روز قبل یا بعد از تاریخ ریزش باران است. بارش‌های با تاریخ گم‌شده فقط زمانی مشخص می‌شود که به طور نسبی مقدار آن زیاد بوده و یا بتوان آن را با بارش ریزش کرده در ایستگاه‌های مجاور مقایسه کرد.
- د- مجموع بارش انباشته شده نامشخص - کلیه بارش‌های انباشته شده به‌طور مناسبی مانند آنچه که در آرشیو وجود دارد مشخص نیستند و این امر زمانی مشخص می‌شود که مانند فوق یا مقدار بارش به‌طور نسبی زیاد بوده و یا بتوان آن را با بارش ریزش کرده در ایستگاه‌های مجاور مقایسه کرد.
- ه- داده‌های ثبت شده غلط یا ناسازگار - برخی اوقات مجموع بارش در یک ایستگاه با بارش ایستگاه‌های مجاور به‌طور آشکاری اختلاف دارد و گاهی علت این اختلاف را می‌توان تعیین کرد، برای نمونه وقتی که محل ایستگاه (طول و عرض جغرافیایی) آرشیو شده نادرست باشد ولی گاهی دلیلی برای ناسازگار بودن بارش با ایستگاه‌های مجاور نمی‌توان یافت. در این صورت مجموع بارش‌های غلط یا ناسازگار فقط زمانی که مقدار آن زیاد باشد قابل شناسایی است که باید از سری داده‌ها حذف شود.

به هر حال پس از شناسایی تاریخ‌های توفان مجموع بارش کلیه ایستگاه‌ها در درون پهنه مورد مطالعه توفان از طریق چاپگر رایانه چاپ و سپس برای سازگاری زمانی و مکانی آن‌ها دقیقاً بررسی می‌شود. مجموع بارش در بسیاری از نمونه‌ها ممکن است از نظر تاریخ اشتباه ثبت شده باشد و یا این که جمع بارندگی در بیش از ۲۴ ساعت محاسبه شده باشد. برخی اوقات دیده می‌شود که محل یک ایستگاه در دوره ثبت داده‌ها تغییر یافته و جزییات جایگاه کنونی ایستگاه آن‌هایی نیستند که در زمان رخداد توفان بوده اند. تصحیح داده‌ها زمانی انجام می‌شود که هدف اصلی به‌طور آشکار مشخص باشد. دفاتر اصلی دیدبانی بارش در ایستگاه‌هایی که در مرکز رخداد بزرگ‌ترین توفان قرار دارند از آرشیو اصلی نیز بازبایی می‌شود. در این مورد توصیه‌های دیدبان به‌ویژه از باران‌سنج‌هایی که بیش از حد پر شده‌اند یا چندین بار پر و خالی شده‌اند توجه داده می‌شود. داده‌های بارش را برخی اوقات از منابع دیگر نیز می‌توان به‌دست آورد. برای نمونه استفاده از آرشیو باران‌سنج‌ها و باران‌نگارها و باران‌سنج‌های ذخیره‌ای وزارت نیرو و وزارت جهاد کشاورزی، گزارش‌ها و پژوهش‌های انجام شده در دانشگاه‌ها و سایر مراکز پژوهشی و بخش‌های خصوصی در مورد سیلاب‌ها، این داده به داده‌های بارش ایستگاه‌های هواشناسی افزوده می‌شود. گرچه کنترل کیفی این داده‌ها زمان‌برند ولی برای مولفه‌های ساختار توفان‌ها در تاریخ‌های متفاوت ضروری است.

همچنین داده‌های دیگر مانند دما و دمای نقطه شبنم، تندی باد، فشار و سایر پارامترهای مورد نیاز برای محاسبه حداکثر بارش محتمل نیز مانند داده‌های بارش ممکن است اشتباه ثبت شده باشد که کنترل کیفی عینی این داده‌ها نیز مشابه کنترل کیفی داده‌های بارش باید انجام می‌شود. شایان ذکر است که پراکندگی ایستگاه‌های هم‌دید تولیدکننده این داده‌ها بسیار بیش‌تر از بارش بوده و در نتیجه مقایسه این داده‌ها با یکدیگر با اشکالات بیش‌تری همراه است که باید به آن توجه کرد.

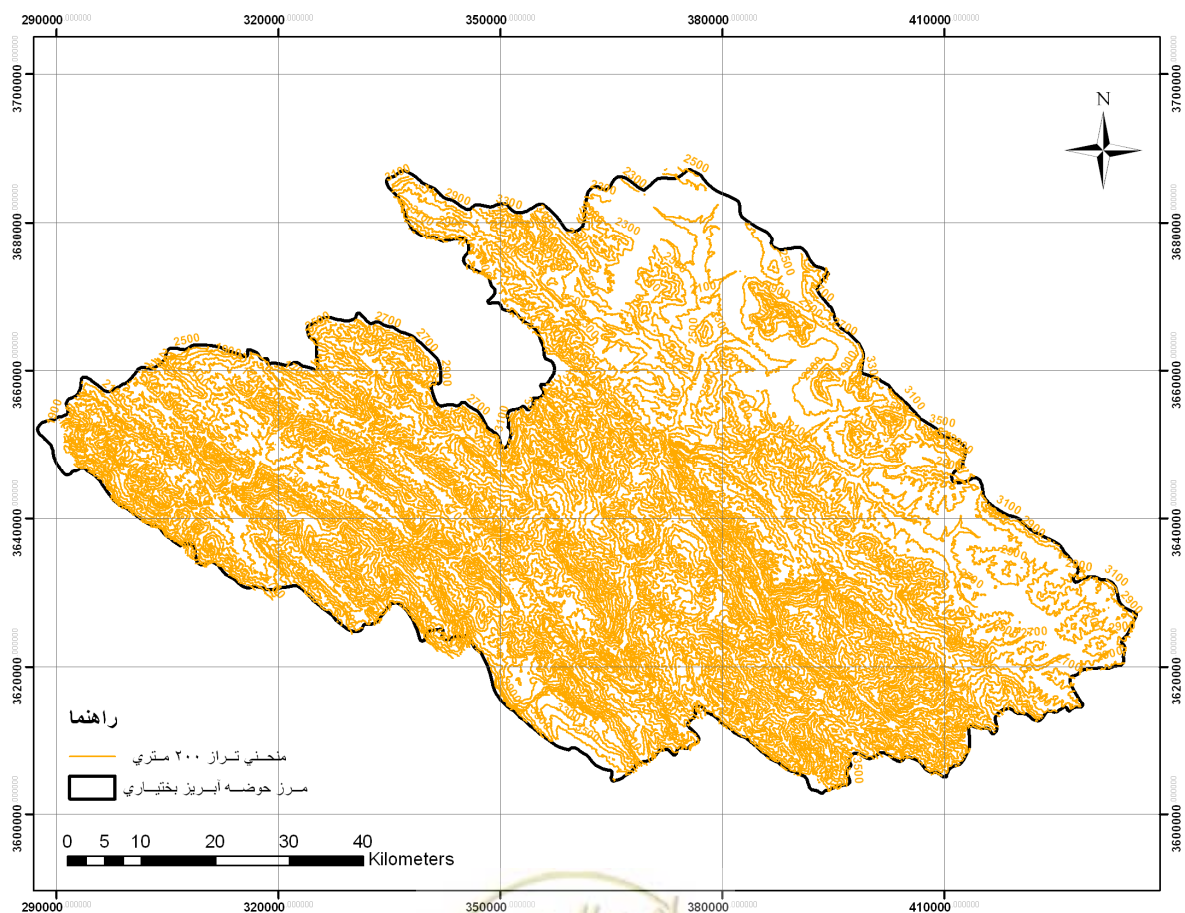
علاوه بر کنترل کیفی عینی داده‌ها کنترل نظری داده‌ها نیز باید اعمال شود. این کنترل کیفی باید بر اساس روش‌های پیشنهادی سازمان هواشناسی و سایر مراجع علمی انجام شود. برای نمونه آزمون‌های آماری پارامتری یا



ناپارامتری داده‌ها به منظور آزمون تصادفی بودن، همگن بودن، نداشتن روند و... به کار گرفته می‌شود. به منظور افزایش دقت و صحت، بهتر است که داده‌ها را چندروز قبل از توفان، روز توفان و چندروز بعد از آن مورد بررسی قرار داد تا با توجه به مقایسه روند داده‌ها صحت و دقت آن‌ها را بررسی کرد.

۲-۳-۱- تهیه نقشه توپوگرافی از حوضه و پیرامون آن

تهیه نقشه پایه توپوگرافی با مقیاس‌های ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ از حوضه و محدوده مطالعاتی از جمله ضروریات است. بر روی این نقشه‌ها باید موقعیت پروژه، موقعیت ایستگاه‌ها هواشناسی (سازمان هواشناسی کشور و وزارت نیرو)، موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری تقسیم‌بندی حوضه‌ها و زیرحوضه، رودخانه‌ها و جا نمایی سدها نشان داده شود. نقشه‌های توپوگرافی ویژه از قبیل نقشه‌هایی که در طی طراحی سدها مورد استفاده قرار گرفته‌اند، اغلب از طریق سازمان‌های ذیربط و یا از شرکت‌های مهندسی مشاور قابل دسترس هستند. شکل (۲-۲) نمونه نقشه توپوگرافی حوضه آبریز رودخانه بختیاری را نشان می‌دهد که با استفاده از نقشه‌های هم‌جوار آن می‌توان حوضه رودخانه بختیاری را تا محل مورد نظر برای پروژه مشخص (مثلا محل ساخت‌گاه سد بختیاری) مرزبندی نمود.



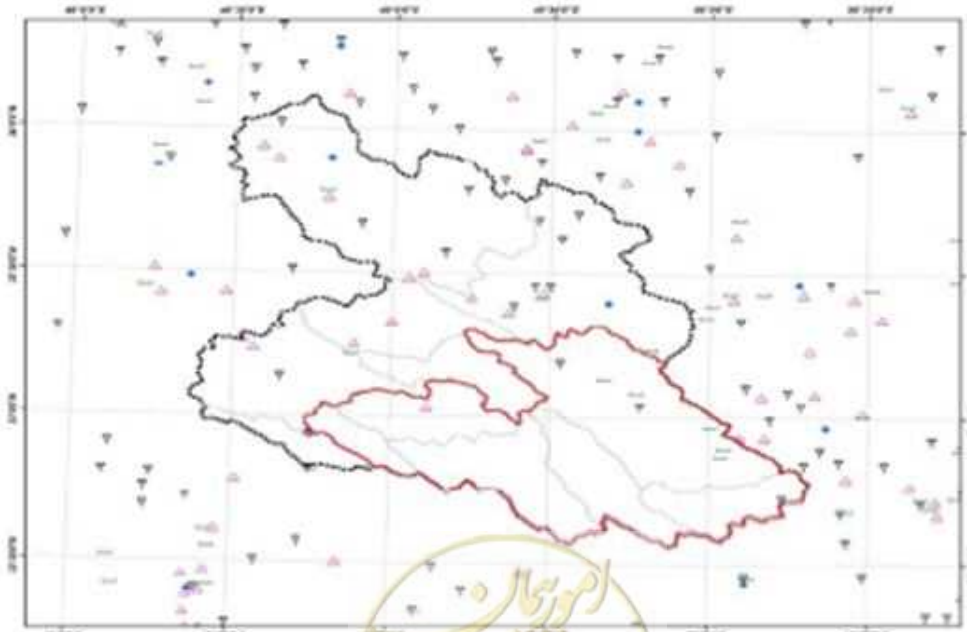
شکل ۲-۲- نقشه توپوگرافی حوضه آبریز رودخانه بختیاری

۲-۳-۲- موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی و داده‌های اقلیمی

موقعیت و داده‌های اقلیمی ایستگاه‌هایی که داخل و مجاور حوضه مورد مطالعه قرار دارند، باید جمع‌آوری و کنترل شوند. داده‌های بارندگی (ساعتی و روزانه)، دمای نقطه شبنم (ساعتی)، سمت و سرعت باد (ساعتی)، و فشار از سازمان هواشناسی کشور و دفتر مطالعات پایه منابع آب ایران و یا شرکت‌های آب منطقه‌ای قابل دستیابی می‌باشد. جدول (۱-۲) نمونه‌ای از مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی شامل موقعیت و نوع آن‌ها را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. با استفاده از این اطلاعات نقشه موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های هواشناسی موجود در منطقه مطالعاتی تهیه می‌شود. شکل (۲-۳) برای نمونه نقشه موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی در حوضه آبریز دز و نواحی اطراف آن را نشان می‌دهد.

جدول ۱-۲- مشخصات چند ایستگاه هواشناسی موجود در حوضه آبریز رودخانه دز و نواحی اطراف

ردیف	نوع ایستگاه	نوع ایستگاه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	ارتفاع (m)
۱	الیگودرز	سینوپتیک	۳۳-۲۴	۴۹-۴۱	۱۹۷۲
۲	سد کوه‌رنگ	سینوپتیک	۳۲-۲۸	۵۰-۰۲	۲۲۸۵
۳	شهرکرد	سینوپتیک	۳۲-۱۹	۵۱-۵۰	۲۰۵۱
۴	دزفول	سینوپتیک	۳۲-۲۴	۴۸-۲۳	۱۴۳
۵	خرم‌آباد	سینوپتیک	۳۳-۳۰	۴۸-۱۸	۱۱۳۴
۶	فریدون‌شهر	کلیماتولوژی	۳۲-۵۶	۴۹-۱۰	۲۴۹۰
۷	ناصرالدین	کلیماتولوژی	۳۲-۲۰	۴۹-۰۷	۱۱۸۲
۸	تله‌زنگ	تبخیرسنجی	۳۲-۴۹	۴۷-۴۶	۴۴۰
۹	تنگ‌پنچ	تبخیرسنجی	۳۲-۵۶	۴۸-۴۶	۶۰۰
۱۰	سد دز	تبخیرسنجی	۳۳-۳۲	۵۰-۱۰	۲۲۰۰



شکل ۲-۳- نقشه موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی موجود در حوضه آبریز رودخانه دز و نواحی اطراف

۲-۳-۳- موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری و داده‌های بده

ایستگاه‌های هیدرومتری توسط دفتر مطالعات پایه منابع آب که از زیر مجموعه های شرکت مدیریت منابع ایران است، تاسیس و مدیریت می‌شوند. با مراجعه به این دفتر می‌توان موقعیت ایستگاه‌ها و مقادیر بده با فواصل زمانی کوتاه مدت را اخذ و به دقت کنترل نمود. ایستگاه‌های هیدرومتری باید از نظر موقعیت و دوره‌ی ثبت داده‌ها و اطلاعات بررسی شوند. از داده‌های بده‌های حداکثر لحظه‌ای و روزانه به وقوع پیوسته در حوضه برای کنترل و انتخاب توفان‌های شدید و فراگیر استفاده می‌شود. جدول (۲-۲) مشخصات ایستگاه‌های موجود و تجهیزات آن را در یک حوضه نمونه نشان می‌دهد. با استفاده از این اطلاعات نقشه موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری موجود در حوضه مورد مطالعه تهیه می‌شود. برای هر یک از این ایستگاه‌ها مطابق جدول (۳-۲) داده‌های مقادیر بده حداکثر لحظه‌ای و روزانه در طول دوره‌ی آماری موجود جمع‌آوری می‌شود.

جدول ۲-۲- مشخصات چند ایستگاه هیدرومتری موجود در حوضه دز و نواحی اطراف

ردیف	نام رودخانه	نام ایستگاه	سال تاسیس	مشخصات جغرافیایی		ارتفاع از سطح دریا (متر)	مساحت حوزه آبریز (کیلومتر مربع)	تجهیزات		
				طول	عرض			اشل	لیمینوگراف	پل نامریک
۱	دز	تله‌زنگ	۱۲۷۴	۴۸-۴۶	۴۹-۳۲	۲۴۰	۱۶۲۱۳	*	*	*
۲	بختیاری	تنگ پنج	۱۲۳۴	۴۸-۴۶	۵۶-۳۲	۵۲۳	۶۵۰۷	*		*
۳	سزار	تنگ پنج	۱۳۵۶	۴۸-۴۵	۵۶-۳۲	۶۰۰	۹۴۱۰	*		*
۴	سزار	سپیددشت	۱۲۳۴	۴۸-۵۳	۴۹-۱۲	۹۷۰	۷۱۷۴	*	*	*
۵	زار	سپیددشت	۱۲۷۳	۴۸-۵۳	۴۷-۱۲	۹۷۰	۶۸۰	*	*	*
۶	ومرگان	قهره	۱۳۶۱	۴۹-۲۸	۰۰-۲۳	۲۰۰۰	۷۲۴	*	*	*
۷	قلیان	قلیان	۱۳۶۰	۴۹-۳۴	۰۴-۲۳	۱۸۷۳	۴۱۴	*		*
۸	کاظم‌آباد	کاظم‌آباد	۱۳۶۰	۴۹-۴۱	۰۸-۴۳	۱۹۲۰	۴۳۸	*		*



جدول ۲-۳- مقادیر بده حداکثر لحظه‌ای مشاهده‌ای چند ایستگاه هیدرومتری در حوضه دز در دوره آماری

(بده بر حسب مترمکعب در ثانیه)

سال آبی	کد ایستگاه‌های هیدرومتری										
	۲۱-۲۹۵	۲۱-۳۰۵	۲۱-۱۶۶	۲۱-۲۹۳	۲۱-۲۹۷	۲۱-۲۹۹	۲۱-۳۰۱	۲۱-۱۵۸	۲۱-۱۴۴	۲۱-۱۶۶	۲۱-۳۰۳
۱۳۴۸-۱۳۴۹		۶۵				۹۲	۱۱۱/۵	۱۵	۷۹/۱	۱۹۲	۸۹
۱۳۴۹-۱۳۵۰		۳۰/۷				۳۳۶	۱۱۳/۵	۷۱/۴	۲۸۰	۱۶۰	۸۹/۴
۱۳۵۰-۱۳۵۱		۶۶/۵				۱۳۵	۶۸/۲۲	۱۶/۹	۶۸	۹۹/۴	۲۳۱/۵
۱۳۵۱-۱۳۵۲		۶۶/۲				۱۵۵	۵۹/۶		۸۳/۵		۵۷۳
۱۳۵۲-۱۳۵۳		۱۸۸				۷۰	۱۸۹		۵۰۷	۲۰۲۵	۵۳/۴۱
۱۳۵۳-۱۳۵۴	۱۶۸	۸۹/۷	۴۳/۲		۴/۶۷	۶۷/۷	۲۶/۱۶	۶/۶۸	۱۶۴	۱۳۷	۲۱۱/۶
۱۳۵۴-۱۳۵۵	۲۰۲	۷۴	۲۷	۳۱۰		۹۸/۱۱	۴۰/۲۲	۲۲/۱		۵۰۰	۱۳۴/۶
۱۳۵۵-۱۳۵۶	۹۶/۴	۴۰/۱	۳۵/۱	۱۲۸	۳/۴۹	۵۶/۶۴		۶/۴۵		۵۰/۲	۷۰/۴۶
۱۳۵۶-۱۳۵۷	۸۴/۴	۱۰۸	۳۱/۳	۲۲۳	۴/۷۲			۹/۵۸		۱۱۹	۱۱۰/۸
۱۳۵۷-۱۳۵۸	۵۶/۱	۲۷/۷	۱۱/۳	۱۳۸	۱/۷			۳/۶۲		۶۰/۱	
۱۳۵۸-۱۳۵۹	۱۸۳	۲۰۷	۸۴/۸	۵۰۲		۷۲/۶۶					
۱۳۵۹-۱۳۶۰	۹۴/۹	۵۱/۳	۶۲/۴	۱۸۲		۱۰۴/۹۳	۵۸/۴۶				
۱۳۶۰-۱۳۶۱	۱۶۷	۱۱۱	۷۵	۳۷۰					۱۹۰	۱۸۹	
۱۳۶۱-۱۳۶۲	۱۵۷	۶۰	۱۰۱	۳۷۴	۷/۱۶			۸/۷۳۶	۱۱۳	۱۳۷	
۱۳۶۲-۱۳۶۳	۷۰۵	۸۴/۷	۳۲/۱	۴۰۸	۱۱/۵		۳۸/۴			۹۰/۵	۱۲۷/۳
۱۳۶۳-۱۳۶۴	۲۳۱	۵۷/۳	۷۳		۱۵/۲		۲۸/۳۱	۲۹	۲۸۰	۳۰۵	۹۰/۳۳
۱۳۶۴-۱۳۶۵	۱۶۱	۸۴/۷	۲۱/۹	۸۹۲	۲/۹۹		۱۷۷/۳	۲۵/۴	۱۴۰	۱۳۷	۹۲/۴۴
۱۳۶۵-۱۳۶۶	۸۰/۴	۱۰۷	۱۲/۵	۱۹۷	۱۲/۲	۱۱۱/۴	۱۷/۹۴		۹۱/۱	۱۵۴	۲۷۴/۳
۱۳۶۶-۱۳۶۷	۲۶۱		۱۱۴	۷۲۷	۱۴/۳	۷۹/۸۵	۴۱/۷۶	۱۹/۴	۷۳۷	۳۸۱	۵۲/۳۵
۱۳۶۷-۱۳۶۸	۱۰۷	۸۵	۲۲	۲۸۱	۷/۴۲	۵۰/۵۱	۵۶/۳۸	۸/۳۵	۶۸	۸۶/۱	۹۷/۵۲
۱۳۶۸-۱۳۶۹	۹۰	۴۳	۱۰/۸	۱۸۷	۸/۲۹	۱۷۱/۵۴	۱۰۲/۳	۲/۸۶	۱۲۲	۱۰۶	۹۶/۱۴
۱۳۶۹-۱۳۷۰	۲۲۲	۳۹/۹	۲۶	۲۷۱	۱۰/۲	۴۵/۰۷	۳۷/۱۱	۵/۹۷	۱۵۴	۱۲۲	۱۱۵/۱
۱۳۷۰-۱۳۷۱	۲۵۶	۱۹۸	۳۸/۳	۵۴۵	۲۹/۲		۶۳/۵۶		۱۸۴	۲۰۹	۱۶۲/۷
۱۳۷۱-۱۳۷۲	۱۴۷۵	۳۱/۹	۳۵/۶	۲۳۶	۶/۳۵	۱۵۴/۱۵	۵۲/۶۳		۲۱۲	۶۴/۵	۸۵/۲۹
۱۳۷۲-۱۳۷۳	۲۰۷	۵۳/۴	۵۶		۱۰/۴	۱۳۸/۰۸	۱۷۴/۲	۸/۵۶	۲۵۹	۱۰۴	۲۲/۳۷
۱۳۷۳-۱۳۷۴	۲۰۳	۲۹۹	۱۲۹		۱۷	۹۰/۰۴	۶۶/۷۹	۲۲/۷	۲۹۳	۱۲۹	۷۴/۴۲
۱۳۷۴-۱۳۷۵	۵۷۰	۲۵۵	۲۱۲		۳۳/۵	۲۸۳/۵۱	۱۸۶	۹/۶۴	۵۳۷	۱۶۷	۵۵/۵۹
۱۳۷۵-۱۳۷۶		۹۶	۴۶/۷		۱۲/۵			۱۴/۵	۲۰۴	۱۸۱	۵۶/۴
۱۳۷۶-۱۳۷۷		۲۳۰	۵۷/۵		۱۹/۷			۳/۸۳			۱۵/۳۲
۱۳۷۷-۱۳۷۸			۱۲/۴		۵/۲۶			۱۷/۴	۶۸۹	۶۶۴	



۲-۴- داده‌ها و نقشه‌های سایت‌های هواشناسی معتبر

داده‌ها و نقشه‌های روزانه فراسنج‌های هواشناختی نظیر رطوبت، فشار و ارتفاع از سایت^۱ NCEP یا NCAR^۲ قابل دسترس است، به‌طور کلی نقشه‌های روزانه وضع هوا و نقشه‌هایی که برای به‌دست آوردن ایستگاه‌های معرف توفان به‌کار گرفته می‌شود از این دو سایت به‌دست می‌آید. باید گفته شود که این دو پایگاه نقشه‌های همدیدی از تراز میانگین سطح دریا تا بیش از ارتفاع ۱۶ کیلومتری در سطح نیم‌کره شمالی و جنوبی را تهیه کرده و در دسترس کلیه مراکز هواشناسی ملی به منظور تحلیل و پیش‌بینی وضع هوا قرار می‌دهند. با توجه به جهت حرکت سامانه‌ها مسیر حرکت منحنی‌های رطوبت دنبال شده و مسیر ورود رطوبت به منطقه مشخص می‌شود.

۲-۴-۱- داده‌های هیدرولوژیکی توفان‌ها و سیل‌های تاریخی

توفان‌های تاریخی و سیل‌های حاصل از آن‌ها باید شناسایی شده و داده‌های آن‌ها جمع‌آوری گردد. این داده‌ها شامل داده‌های ایستگاه‌های باران‌سنجی (مخصوصاً ایستگاه‌های دارای آمار کوتاه مدت برای استخراج توزیع زمانی بارش) در داخل و نزدیک حوضه‌ی آبریز و هیدروگراف‌های سیل‌های متناظر با آن‌ها است. جدول (۲-۴) به‌طور نمونه داده‌های باران‌نگاری ایستگاه هواشناسی و داده‌های هیدروگراف سیل متناظر در یک رویداد سیل را نشان می‌دهد. این داده‌ها را می‌توان افزون بر سازمان‌های ذی‌ربط نظیر سازمان هواشناسی، دفتر مطالعات پایه منابع آب، شرکت‌های آب منطقه‌ای و شرکت‌های مهندسی مشاور که قبلاً مطالعات سیل منطقه را انجام داده‌اند دریافت کرد. روزنامه‌های محلی و دیگر منابع نوشتاری و تصویری نیز بعضی اوقات اطلاعات مفیدی در این ارتباط منتشر می‌کنند. در هر صورت این اطلاعات باید مورد بازبینی دقیق قرار گیرد و سپس به‌کار گرفته شوند.

جدول ۲-۴- داده‌های ایستگاه باران‌نگاری و هیدروگراف سیل متناظر در یک رویداد به‌طور نمونه

هیدروگراف جریان سیلابی خروجی از حوضه (مترمکعب در ثانیه)		هیتوگراف بارش در نزدیک‌ترین ایستگاه به حوضه و متناظر با سیلاب مورد مطالعه (میلی‌متر)	
فواصل زمانی ۳۰ دقیقه از ساعت شروع جریان سیلاب در روز اول	تاریخ وقوع	فواصل زمانی ۱۵ دقیقه از ساعت شروع بارش در روز اول	تاریخ وقوع
ساعت شروع ۰۰:۱۵	۱۳۸۰/۱۲/۱۵	۱۹:۴۵ - ۲۰:۰۰	۱۳۸۰/۱۲/۱۴ و ۱۵
۱	۷۷۲	۱	۰/۵
۲	۳/۸۶	۲	۱/۴
۳	۴/۴	۳	۰/۷
۴	۶/۵۸	۴	۰/۵
۵	۲۷/۳	۵	۰/۵

1- National Centers for Environmental Prediction

2- National Centers for Atmospheric Research



ادامه جدول ۲-۴- داده‌های ایستگاه باران‌نگاری و هیدروگراف سیل متناظر در یک رویداد به‌طور نمونه

هیدروگراف بارش در نزدیک‌ترین ایستگاه به حوضه و متناظر با سیلاب مورد مطالعه (میلی‌متر)		هیدروگراف جریان سیلابی خروجی از حوضه (مترمکعب در ثانیه)	
تاریخ وقوع	فواصل زمانی ۱۵ دقیقه از ساعت شروع بارش در روز اول	تاریخ وقوع	فواصل زمانی ۳۰ دقیقه از ساعت شروع جریان سیلاب در روز اول
۱۳۸۰/۱۲/۱۴ و ۱۵	۲۰:۰۰ - ۱۹:۴۵	۱۳۸۰/۱۲/۱۵	ساعت شروع ۰۰:۱۵
۰/۵	۱	۷۷۲	۱
۰/۵	۶	۱۸/۵	۶
۰/۵	۷	۱۲	۷
۰/۵	۸	۶/۲۴	۸
۰/۷	۹	۷/۸۶	۹
۰/۷	۱۰	۰/۹۷	۱۰
۰/۴	۱۱	۰/۵۵	۱۱
۰/۲	۱۲	۰/۲	۱۲
۰/۵	۱۳	۰/۱۴	۱۳
۰/۱	۱۴	۶/۴۹	متوسط بده
۰/۱	۱۵	۲۷/۳	حداکثر بده
۰/۷	۱۶	۴۷	بارش راهیان
۱/۷	۱۷	۷۸	بارش فاضل آباد

۲-۵- گزارش‌های مطالعات قبلی

گزارش‌های مطالعات قبلی مهندسين مشاور که شامل اطلاعات پایه و مواردی از قبیل مطالعات هواشناسی منطقه، مطالعات هیدرولوژی منطقه، نوع و ارتفاع سد، ارتفاع و ظرفیت مخزن سد، نوع سرریز، نوع دریچه‌های خروجی سد و ظرفیت آن‌ها است، می‌تواند راهنمای خوبی در مطالعات حداکثر سیل محتمل باشد. شرکت آب و نیرو، شرکت‌های آب منطقه‌ای و یا شرکت‌های مهندسين مشاور معمولاً بهترین منبع برای این نوع اطلاعات هستند.

۲-۶- بررسی و تکمیل داده‌های مورد نیاز

۲-۶-۱- بررسی گزارش‌های حداکثر بارش محتمل (PMP) در منطقه

به منظور اخذ مقادیر حداکثر بارش محتمل در منطقه بایستی کلیه گزارش‌های مطالعات PMP سدهای موجود، در دست اجرا و یا مطالعه و همچنین گزارش‌های حداکثر بارش محتمل سازمان هواشناسی کشور جمع‌آوری و مورد بررسی قرار گیرد. از نتایج این بررسی‌ها می‌توان در انتخاب توفان‌های شدید و فراگیر برای واسنجی مدل بارش - روان‌آب استفاده نمود.



معمولا گزارش‌های هواشناسی و هیدرولوژی به تجزیه و تحلیل داده‌های ماهانه و سالانه پارامترهای اقلیمی و هیدرولوژیکی می‌پردازد. از نتایج آن‌ها می‌توان در شناخت سال‌های پر باران، که احتمال وقوع بارش‌های شدید و فراگیر در آن‌ها بیش‌تر است، استفاده نمود. با توجه به تاریخ وقوع توفان‌های شدید و فراگیر در طول دوره آماری، می‌توان دوره و یا فصل وقوع شدیدترین توفان‌ها و همچنین فراوانی وقوع آن‌ها را تعیین کرد.

۲-۷- کنترل کیفیت داده‌های روزانه و ساعتی بارش

۲-۷-۱- کنترل داده‌های بارش

اصولا داده‌های ساعتی بارش از گراف باران‌نگارهای ثبات و یا داده‌های رقمی دیتا لاگرها استخراج می‌شود. این اطلاعات باید به صورت منحنی‌های تجمعی ترسیم شوند و از نظر ایستایی، پیوستگی و کامل بودن بررسی شوند. برای بررسی ایستایی این‌گونه داده‌ها، معمولا هیتوگراف‌های هم‌زمان کلیه ایستگاه‌های مورد مطالعه در یک صفحه مختصات ترسیم و با یکدیگر مقایسه می‌شود. در صورت مشاهده تغییرات ناگهانی در داده‌های هر ایستگاه نسبت به ایستگاه‌های دیگر منطقه می‌توان عدم ایستایی را برای آن داده به راحتی تشخیص داد. با استفاده از روش‌هایی مانند همبستگی و رگرسیون بین ایستگاه‌ها و در برخی موارد از منحنی‌های جرم مضاعف و یا روش نسبت‌ها می‌توان داده‌های مشکوک، گم شده و یا ناقص را برای ایستگاه بر آورد نمود. ترسیم نقشه‌های هم بارش برای رگبارهای معین و یا با احتمالات مختلف و به‌خصوص با دوره باز گشت ۱۰۰ ساله می‌تواند در بررسی درستی داده‌ها و یا تشخیص اثرات پدیده کوهستانی روی مقدار بارش مفید باشد. ترسیم هیتوگراف بارش‌ها و هیدروگراف سیل‌های ناشی از آن در یک صفحه مختصات می‌تواند در تشخیص هماهنگی داده‌های بارش‌ها و یا سیلاب و تعیین زمان شروع، اوج و خاتمه باران و سیلاب موثر باشد. در برخی موارد که ممکن است در این بررسی‌ها مشاهده شود عبارتند از:

۱- اگر اختلاف زیادی بین زمان‌های بارش و سیلاب دیده شود، باید داده‌های اولیه بررسی و کنترل مجدد شود و سپس با اطلاعات ایستگاه‌های مجاور آن مقایسه گردد زیرا ممکن است اختلاف مربوط به خطای زمانی در ساعت باران‌نگار باشد.

۲- داده‌های بارش باید از نظر روند تغییرات به دلیل تغییر در شرایط اقلیمی و یا اطراف آن و یا جابجایی بررسی شوند. در چنین موارد با ترسیم منحنی جرم مضاعف و یا رگرسیون بین داده‌های آن ایستگاه و ایستگاه‌های هم‌جوار می‌توان آن‌ها را تصحیح نمود.

بررسی بارش‌های روزانه در ایستگاه‌های هم‌جوار نیز می‌تواند شواهدی در تعیین زمان شروع و خاتمه بارش‌های مورد مطالعه را ارائه نماید.



۲-۷-۲- کنترل داده‌های برف

از آنجا که ممکن است در بعضی مواقع سیلاب تحت تاثیر ذوب برف باشد، بنابراین باید مشخصات برف پشته مانند سطح پوشش برف، آب معادل برف، حداقل و حداکثر دمای روزانه و سرعت باد نیز بررسی و کنترل شود. بررسی دقت داده‌های موبوط به آب معادل برف از طریق ترسیم آب معادل برف در مقابل ارتفاع صورت می‌گیرد. در صورت کافی بودن داده‌ها می‌توان یک رابطه قابل قبول به دست آورد و از طریق آن نسبت به بازسازی و تکمیل داده‌های ناقص اقدام نمود. در غیر این صورت می‌توان اقدامات زیر را انجام داد:

- ۱- در صورتی که فقط داده‌های یک ایستگاه برف‌سنجی در اختیار باشد، باید از داده‌های ایستگاه‌های منطقه که دارای شرایط مشابهی از نظر ارتفاع و جهت ورود توده‌های باران‌زا باشند، استفاده شود.
- ۲- در صورتی که داده‌های ایستگاهی با مشخصات بالا در دست نباشد و یا داده‌های کافی وجود نداشته باشد، می‌توان با استفاده از روش نسبت‌های بارش سالانه بین ایستگاه‌هایی که در ارتفاع یکسان قرار دارند، اقدام به بازسازی داده‌های برف نمود.

۲-۷-۳- کنترل داده‌های دما

داده‌های دمای متوسط، حداقل، حداکثر و روزانه در برآورد آب ناشی از ذوب برف به کار می‌رود. بنابراین پارامترهای دما باید از جنبه دقت و قابل استفاده بودن در مربوط به ذوب برف کنترل شوند.

۲-۸-۱- نحوه انتخاب وقایع بارش - سیلاب

۲-۸-۱-۱- انتخاب توفان‌های شدید و فراگیر و سیلاب‌های متناظر

انتخاب توفان‌های شدید و فراگیر بر اساس نتایج بررسی‌های قبلی و همچنین داده‌های ثبت شده بده‌های حداکثر لحظه‌ای و روزانه و داده‌های حداکثر بارش‌های روزانه با تداوم‌های از یک تا چند روزه طی دوره آماری بلند مدت (دوره شاخص) انجام می‌گیرد. معمولاً انتخاب اولیه بر پایه میانگین حسابی بارش در کلیه ایستگاه‌های داخل و اطراف حوضه صورت می‌گیرد. برای این منظور بارش با تداوم‌های مختلف که مربوط به تاریخ‌های متفاوت می‌باشند به ترتیب نزولی مرتب شده و با تطبیق با رویدادهای شدید سیل، تعدادی از بزرگ‌ترین توفان‌ها با تداوم‌های مختلف انتخاب می‌شود. لازم به ذکر است به منظور انتخاب نهایی وقایع بارش - سیلاب، تعامل به تهیه کننده PMP بسیار مهم می‌باشد.

۲-۸-۱-۲- تعیین فصول وقوع توفان‌های شدید و فراگیر

تاریخ وقوع رویداد توفان‌های شدید و فراگیر در طول دوره آماری بایستی مورد مطالعه قرار گیرد. در بیش‌تر نقاط کشور به‌ویژه مناطق جنوب غربی، شدیدترین توفان‌ها معمولاً در فصل زمستان و ماه بهمن اتفاق می‌افتد. در برخی نقاط



پاییز و آذر ماه نیز بیش‌ترین فراوانی وقوع بارش‌های شدید و فراگیر را دارد. در هر صورت این بررسی برای هر منطقه مطالعاتی بایستی به‌طور مستقل انجام شود. در اواخر اسفند ماه و شروع فصل بهار وقوع سیلاب‌های شدید ناشی از ذوب برف در بسیاری از حوضه‌های کشور ملاحظه شده است.

۲-۸-۳- بررسی توزیع مکانی توفان‌های شدید و فراگیر

به منظور کنترل داده‌های بارش در قالب توزیع مکانی آن‌ها در سطح حوضه، ابتدا مختصات جغرافیایی (طول، عرض جغرافیایی) ایستگاه‌های موجود در منطقه اعم از ایستگاه‌های متعلق به سازمان هواشناسی و وزارت نیرو با استفاده از GIS و سوابق مطالعات منطقه بایستی کنترل شود. پس از اطمینان از صحت موقعیت ایستگاه‌ها، با توجه به داده‌های جمع‌آوری شده از هر ایستگاه ابتدا برای مجموع عمق بارش چند روزه توفان و سپس هر یک از روزهای توفان نقشه‌های نقطه‌ای با مشخص بودن کد ایستگاه و مقادیر بارش به‌طور مجزا تهیه شود. با بررسی مقادیر نقطه‌ای بارش در ایستگاه‌های هم‌جوار در هر روز از توفان و در مجموع توفان می‌توان خطای احتمالی داد‌ها را تشخیص داد. برای اصلاح مقادیر بارش از مقادیر نزدیک‌ترین ایستگاه‌های سینوپتیک و در مواردی ایستگاه‌های تبخیرسنجی وزارت نیرو با توجه به ارتفاع و جهت شارش رطوبتی استفاده می‌شود.



فصل ۳

ترسیم منحنی‌های عمق – سطح –

تداوم بارش



۳-۱- کلیات

آمار بارش اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌ها در قالب داده‌های نقطه‌ای تغییرات مکانی دارد. به عبارتی دیگر، مقدار بارش در سطح یک حوضه بزرگ یکسان است به طوری که با دور شدن از مرکز بارش، مقدار بارندگی کاهش می‌یابد. بررسی روند کاهش تغییرات بارندگی از مرکز رگبار به سمت خارج از جمله مراحل تحلیل توزیع مکانی بارش است. روش‌های متعددی برای تحلیل توزیع مکانی بارش با استفاده از مقادیر اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های باران‌سنجی توسعه یافته است. با به کارگیری این روش‌ها می‌توان اطلاعات نقطه‌ای را به سطح حوضه تعمیم داد و از آن در توسعه منحنی‌های عمق - سطح - تداوم بارش یا (DAD) استفاده کرد.

توزیع عمق بارش در توفان‌های با سطح و تداوم بارش متفاوت، منحنی‌های عمق - سطح - تداوم (DAD) را تعیین می‌کند. از جمله کاربرد منحنی‌های DAD، تعیین بزرگ‌ترین عمق میانگین بارش است که می‌تواند در مساحت‌های مختلف طی تداوم‌های متفاوت از یک ساعت یا چند روز اتفاق بیافتد. این مقدار بارش برای هر توفان قابل انتقال، به عنوان داده پایه برای تعیین حداکثر بارش محتمل مورد استفاده قرار می‌گیرد.

بر پایه دستورالعمل‌های سازمان جهانی هواشناسی (WMO, 1969; 1986)، تهیه منحنی‌های عمق - سطح - تداوم توفان‌ها در روش بیشینه‌سازی بارش برای برآورد حداکثر بارش محتمل توصیه می‌شود. اصولاً این منحنی‌ها برای بارش‌های بیشینه توفان‌های با تداوم چند ساعته تا چند روزه و در سطوح مختلف از ۱۰ تا ۱۰۰ هزار کیلومتر مربع، متناسب با وسعت حوضه مورد مطالعه، ترسیم می‌شود.

به بیان مختص، برای هریک از توفان‌های منتخب، منحنی تجمعی بارش ابتدا برای تداوم کلی بارش و سپس برای تداوم‌های زمانی کوچک‌تر استخراج می‌شود. آنگاه، به کمک GIS، نقشه‌های هم‌عمق بارش برای تداوم‌های مختلف ترسیم می‌شود. تهیه این منحنی‌ها مستلزم استفاده از داده‌های مورد اطمینان و آگاهی از موقعیت مکانی ایستگاه‌ها می‌باشد. روش‌های متعددی برای تهیه نقشه‌های بارش ارائه شده است. امروزه استفاده از روش‌های زمین آماری با توجه به دسترسی آسان به نرم‌افزارهای GIS متداول می‌باشد. لازم به تاکید است که انتخاب یک روش درون‌یابی مناسب برای تهیه نقشه‌های هم‌بارش از اهمیت خاصی برخوردار می‌باشد. جزییات مراحل کار به شرح زیر می‌باشد.

۳-۲- بررسی تغییرات مکانی بارش

تا کنون روش‌های متنوعی با توجه به میزان و نوع اطلاعات قابل دسترس برای بررسی تغییرات مکانی بارش ارائه شده است. به منظور تهیه نقشه‌های توزیع مکانی و مطالعه الگوی مکانی داده‌های نقطه‌ای طی فرآیند درون‌یابی^۱ به

- 1- Depth - Area – Duration
- 2- Interpolation



سطح تعمیم می‌یابند. درون‌یابی مکانی فرآیندی است که در آن با استفاده از مقادیر اندازه‌گیری شده در نقاط معلوم، مقادیر مجهول در سایر نقاط تخمین زده می‌شود. امروزه از قابلیت‌های سیستم اطلاعات جغرافیایی در درون‌یابی برای استخراج توزیع مکانی متغیرها در شبکه‌های سلولی و یا مدل‌های برداری استفاده می‌گردد.

روش‌های مختلفی برای درون‌یابی داده‌های مکانی وجود دارد. اغلب کاربران معمولاً ساده‌ترین یا شناخته شده‌ترین روش را انتخاب می‌کنند و بدون مقایسه دقت روش‌ها اقدام به استخراج نقشه‌های توزیع مکانی می‌نمایند [ثقفیان و رحیمی بندرآبادی، ۱۳۸۴]. شکل عمومی معادله درون‌یابی در یک نقطه مجهول به صورت زیر می‌باشد:

$$\hat{Z}_0 = \sum_{i=1}^n w_i \cdot Z_i \quad (1-3)$$

که در آن \hat{Z}_0 مقدار برآوردی متغیر در هر نقطه با مختصات $(X_0$ و $Y_0)$ ، w_i وزن نقطه i ام مشاهده‌ای، Z_i مقدار مشاهده شده متغیر در نقطه i (در مختصات X_i و Y_i) و n تعداد نقاط مشاهده‌ای می‌باشد. تفاوت روش‌های مختلف درون‌یابی در محاسبه وزن‌ها (w) می‌باشد. مقادیر معلوم که در اطراف و همسایگی نقطه با مقدار مجهول قرار دارند، همبستگی بیشتری با مقدار متغیر در نقطه مجهول نسبت به نقاط دورتر دارند و لذا انتظار می‌رود وزن نقاط نزدیک‌تر عموماً بالاتر باشد.

۳-۳- تهیه و ارزیابی الگوهای مکانی بارش

الگوی بارش در یک منطقه از مهم‌ترین پارامترهای ورودی به مدل‌های بارش-روان‌آب و محاسبات بیلان آب بوده و خطای محاسباتی آن بر مدیریت منابع آب و مدیریت کشاورزی نقش عمده‌ای را ایفا می‌کند. در این بررسی طول دوره آماری در توزیع زمانی و مکانی بارش اثر گذار است، توزیع شبکه ایستگاه‌های باران‌سنجی نیز در منطقه عامل مهمی در تعیین الگوهای بارش است که در زیر شرح داده می‌شود.

در میان عناصر اقلیمی، بارش عنصری بسیار متغیر و پیچیده است. از این رو تحلیل آن در مقایسه با سایر عناصر اقلیمی نیاز به سال‌های آماری بیشتری دارد. در پیشنهاد دوره‌های آماری برای تحلیل این عنصر اقلیمی، از سوی محافل بین‌المللی مانند سازمان جهانی هواشناسی (WMO) و متخصصین هواشناسی و اقلیم‌شناسی، سعی بر این بوده است که دوره‌های انتخابی دوره مناسب برای بارش باشد. عوامل مهمی که در تعیین دوره آماری برای تحلیل بارش باید در نظر گرفته شود، موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه است زیرا عوامل جغرافیایی به شدت بر روی سامانه‌های باران‌زای جو اثرگذار بوده و این عوامل در توزیع مکانی و زمانی بارش تغییرات زیادی را ایجاد می‌کند. دوره آماری مناسب برای یک منطقه نسبتاً وسیع باید تا آنجایی که ممکن است در بر گیرنده بردش‌های شدید وضعیت زمانی و مکانی بارش باشد. طبق توصیه (WMO) برای مناطق با تغییرپذیری کم بارش مانند حاره دوره ۱۰ ساله و برای مناطق با تغییرپذیری زیاد دوره ۳۰ ساله و بالاتر مناسب است. این دوره‌ها از (۱۹۳۱ تا ۱۹۶۰) و (۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰) توصیه شده است. زیرا دوره‌های آماری به‌طور نسبی کوتاه ممکن است سبب تشخیص ندادن روند و چرخه‌های به‌طور نسبی بزرگ و نیز شناخت روند



خطی اشتباه‌آمیز از نوسانات دراز مدت شود. علاوه بر آن همگن بودن داده‌ها نقش عمده‌ای در تحلیل بارش دارد زیرا تغییر محل ایستگاه‌های هواشناسی، تغییر موقعیت ابزارهای هواشناسی، تغییر استانداردهای دیدبانی، گسترش شهری، زه‌کشی باطلاح‌های منطقه، ساخت دریاچه‌های مصنوعی و مخازن آب، تغییر پوشش زمین، افزایش آلودگی هوا، و ... سبب ناهمگنی داده‌های بارش می‌شود.

با آگاهی از دوره‌های مرجع توصیه شده توسط (WMO)، تعیین مناسب‌ترین دوره آماری با توجه به سنوات آماری موجود از شبکه ایستگاه‌های کشور و شکاف‌های آماری آن‌ها در منطقه مورد مطالعه امکان‌پذیر است. علاوه بر دوره آماری توزیع شبکه ایستگاه‌های هواشناسی در یک منطقه نیز نقش عمده‌ای در تعیین الگوهای بارش منطقه ایفا می‌کنند.

داده‌های ایستگاهی رایج‌ترین منبع داده‌ها برای برآورد توزیع مکانی بارش است. از آنجایی که باران‌سنج‌ها به‌دلیل دسترسی آسان اغلب در مناطق کوهپایه‌ای و کم‌ارتفاع نصب می‌شوند از این رو داده‌های بارش در مناطق مرتفع دیدبانی نشده یا بسیار ناچیز است. بنابراین به ناچار برای رسم خطوط هم‌باران سیلاب‌ها و میانگین طولانی مدت ماهانه، فصلی و سالانه روش مناسبی مورد نیاز است. این روش‌ها شامل روش‌های زمین‌آمار، تیسن و رسم خطوط هم‌باران دستی است. روش‌های مزبور در بخش هفتم این گزارش شرح داده شده است. بهترین روشی که امکان خطا در آن کم‌تر است، رسم خطوط هم‌درصد بارش توفان‌ها است.

در این روش پس از تعیین حداقل ۱۰ دوره سیلاب و تاریخ آن‌ها مبادرت به جمع‌آوری داده‌های سیلاب‌ها شده و سپس رسم خطوط هم‌درصد بارش به شرح زیر می‌شود. در ابتدا میانگین ماهانه طولانی مدت بارش ایستگاه‌های باران‌سنجی منطقه مورد مطالعه، محاسبه و خطوط هم‌باران رسم می‌شود. سپس میزان بارش‌های سیلابی ۲۴، ۴۸، ۷۲، و ... ساعته به میانگین ماهانه بارش در همان ایستگاه تقسیم می‌شود و به این ترتیب درصد بارش سیلاب در همان ماه‌هایی که سیلاب رخ داده است برای دوره‌های زمانی متفاوت به دست می‌آید. با توجه به درصدهای ایستگاهی رسم خطوط هم‌درصد امکان‌پذیر می‌شود. پس از رسم خطوط هم‌درصد برای هر سیلاب و برای هر دوره زمانی، نقشه به دست آمده بر روی نقشه‌های میانگین ماهانه برای ماهی که سیلاب رخ داده است، منطبق می‌شود. پس از مشخص شدن محل برخورد خط هم‌درصد بارش با خط هم‌باران میانگین ماهانه، این دو مقدار در یکدیگر ضرب و مقدار بارش توفان در آن نقطه به دست می‌آید.

به این ترتیب با توسعه شبکه باران‌سنجی، خطوط هم‌باران برای توفان مشخص و با دوره زمانی معین به دست می‌آید. این نقشه هم‌باران برای هر سیلاب و هر دوره، توزیع مکانی بارش را در منطقه مورد مطالعه به دست می‌دهد.



۳-۳-۱- انواع درون‌یاب‌ها

تقسیم‌بندی‌های متعددی برای روش‌های درون‌یابی وجود دارد. به عنوان مثال روش جهانی^۱ و محلی^۲ به‌طوری‌که در روش جهانی کلیه نقاط مشاهده‌ای در محاسبات نقطه یا نقاط مجهول دخالت داده می‌شود. در مقابل روش‌های محلی فقط از نقاط مشاهده‌ای یک محدوده، که به عنوان همسایه یا پنجره شناخته می‌شود، استفاده می‌کنند. پنجره‌ها قدم به قدم روی مجموعه داده‌ها حرکت داده می‌شوند تا عملیات درون‌یابی در کل محدوده کامل شود. روش سطح روند^۳ یک نمونه از درون‌یابی جهانی است.

در یک دیدگاه دیگر، روش‌ها به دو دسته تدریجی^۴ و ناگهانی^۵ تقسیم‌بندی می‌شوند. یک نمونه معمول از روش تدریجی، روش میانگین متحرک وزنی می‌باشد که تغییرات در سطح درون‌یابی شده تدریجی و با شیب ملایم صورت می‌گیرد. در روش‌های ناگهانی، تغییرات ناگهانی یا شکستگی در سطح درون‌یابی وجود دارد. روش چند ضلعی‌های تیسن^۶ از جمله روش‌های ناگهانی در درون‌یابی محسوب می‌شود. در نوع دیگر تقسیم‌بندی، روش‌های درون‌یابی به روش دقیق^۷ و تقریبی^۸ گروه‌بندی می‌شود. در روش‌های دقیق سطح درون‌یابی شده از نقاط مشاهده‌ای عبور می‌کند (مانند روش‌های عکس فاصله). در روش‌های تقریبی مقداری عدم قطعیت برای داده‌ها در نظر گرفته می‌شود و لذا سطح درون‌یابی ممکن است از نقاط مشاهده‌ای عبور نکند (مانند روش سطح روند). اگر مقادیر مشاهده‌ای به عنوان مقادیر دقیق (بدون خطا و یا عدم قطعیت) در محل‌های نمونه‌گیری تلقی گردد، استفاده از یک روش دقیق برای درون‌یابی توصیه می‌شود. ولی اگر مقداری عدم قطعیت برای متغیر در نظر گرفته شود، ممکن است یک روش تقریبی با کمک انواع توابع ریاضی اندازه‌گیری شده برای برازش سطوح درون‌یابی به نقاط معلوم استفاده گردد.

نوع دیگر تقسیم‌بندی روش‌ها، قطعی^۹ و آماری^{۱۰} است. در روش‌های قطعی یک سطح به مجموعه نقاط مشاهده‌ای (Z) در مختصات معلوم (x, y) برازش داده می‌شود. روش‌های چندجمله‌ای و اسپلاین از جمله توابع مورد استفاده در روش‌های قطعی می‌باشند. از جمله روش‌های دیگری که در این طبقه قرار می‌گیرند، روش‌های عکس فاصله، روش تیسن و روش مثلث‌بندی است. درون‌یاب‌های آماری به دسته‌ای از روش‌های اطلاق می‌شود که بر پایه اطلاعات و ویژگی‌های آماری متغیر مورد نظر، نظیر میانگین و انحراف معیار استوار می‌باشد. به عبارت دیگر در تخمین (Z)، مولفه‌های آماری

- 1- Global
- 2- Local
- 3- Trend Surface
- 4- Gradual
- 5- Abrupt
- 6- Thiessen polygon
- 7- Exact
- 8- Approximate or Inexact
- 9- Deterministic
- 10- Stochastic

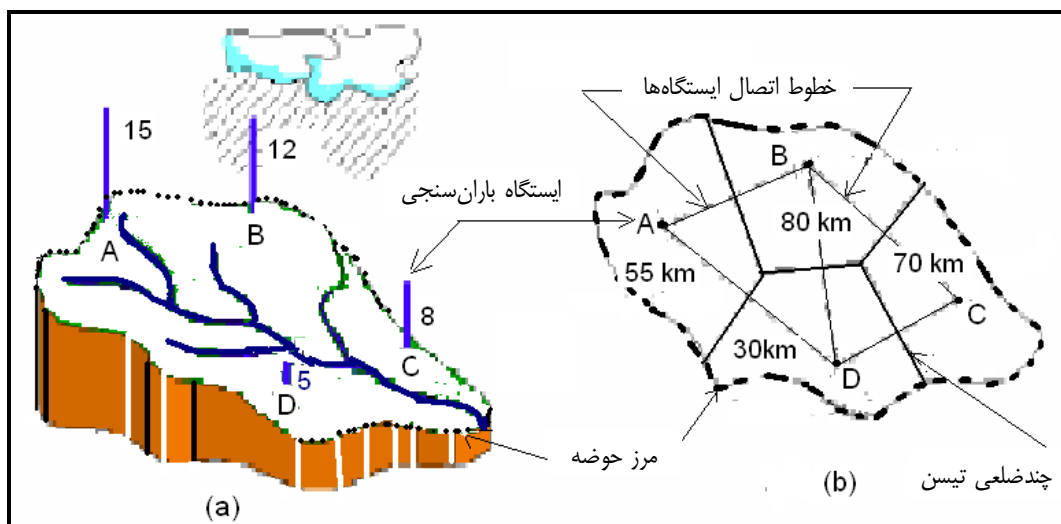


دخالت داده می‌شود. روش‌های آماری «بهترین» تخمین را ارائه نموده و درجه اعتبار تخمین را نیز محاسبه می‌نمایند. شاخه‌های مختلف روش کریجینگ^۱ از جمله روش‌های آماری می‌باشند.

۳-۳-۲- معرفی چند روش درون‌یابی

۳-۳-۲-۱- روش چندضلعی تیسن

در این روش ابتدا ایستگاه‌های موجود در منطقه توسط خطوطی به هم متصل می‌گردند. سپس عمودمنصف‌های این خطوط رسم می‌گردد. از اتصال این عمودمنصف‌ها چندضلعی‌هایی اطراف هر ایستگاه به وجود می‌آید. فرض بر این است که هر ایستگاه واقع در یک چندضلعی نماینده وضعیت کلی این چندضلعی می‌باشد. بنابراین مقدار بارش هر ایستگاه به کل محدوده چندضلعی تعمیم می‌یابد. شکل (۳-۱) چند ضلعی‌های تیسن را، که از تعداد چهار ایستگاه برای یک حوضه ترسیم شده است، نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱- چند ضلعی‌های تیسن برای ایستگاه‌های داخل یک حوضه

۳-۳-۲-۲- روش رگرسیون

اگرچه برخی روش رگرسیون را جزء درون‌یاب‌ها نمی‌دانند، در این روش مناسب‌ترین تابع رگرسیون به نقاط مشاهده‌ای بر اساس کم‌ترین مربع انحراف برازش داده می‌شود. در مورد بارندگی، رگرسیون تک با ارتفاع یا چند متغیره با ارتفاع، طول و عرض جغرافیایی بیش‌ترین کاربرد را دارد. کیفیت و معنی داری رابطه رگرسیون باید به دقت کنترل شود زیرا معمولاً بارش‌های ساعتی و روزانه از توابع رگرسیون تبعیت نمی‌کنند.

۳-۳-۲-۳- روش عکس فاصله وزنی^۱

از مهم‌ترین روش‌های درون‌یابی، روش میانگین متحرک وزن‌دار یا روش عکس فاصله وزنی می‌باشد. در این روش وزن نقاط اندازه‌گیری شده بر روی نقطه مجهول بر اساس فاصله‌ی بین نقاط تعیین می‌شود. این اوزان توسط یک وزن‌دهی کنترل می‌شود، به طوری که توان‌های بزرگ‌تر اثر نقاط دورتر از نقطه مورد تخمین را کاهش می‌دهند و توان‌های کوچک‌تر وزن‌ها را به طور یکنواخت‌تری بین نقاط همسایه توزیع می‌کنند. معادله (۲-۳) چگونگی محاسبه اوزان روش IDW را نشان می‌دهد:

$$\lambda_i = \frac{D_i^{-\alpha}}{\sum_{i=1}^n D_i^{-\alpha}} \quad (2-3)$$

که در آن λ_i : وزن نقطه اندازه‌گیری شده i ام، D_i فاصله بین نقطه اندازه‌گیری شده i ام با نقطه مجهول، α توان وزن‌دهی و n تعداد نقاط همسایگی است.

انتخاب توان در روش IDW می‌تواند توسط روش اعتبارسنجی حذفی صورت گیرد. این توان معمولاً در محدوده یک تا سه انتخاب می‌شود. نکته‌ای که در این روش وجود دارد این است که به نقاط دارای فاصله یکسان از نقطه مورد تخمین، وزن یکسان داده می‌شود و موقعیت و آرایش آن‌ها در نظر گرفته نمی‌شود.

۳-۳-۲-۴- روش کریجینگ

برای اجرای روش کریجینگ و محاسبه اوزان معادله درون‌یابی، ابتدا آنالیز ساختار مکانی با کمک ابزاری به نام نیم تغییرنما^۲ یا واریوگرام انجام می‌گیرد. رابطه واریوگرام به صورت زیر می‌باشد.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^n [z(x_i) - z(x_i + h)]^2 \quad (3-3)$$

که در آن $\gamma(h)$: مقدار نیم تغییرنما برای جفت نقاطی که به فاصله h از هم قرار دارند، $n(h)$: تعداد زوج نقاطی که به فاصله h از هم قرار دارند، $z(x_i)$: مقدار مشاهده‌ای متغیر x در موقعیت x_i ، $z(x_i + h)$: مقدار مشاهده‌ای متغیر z در فاصله‌ی h از موقعیت x_i .

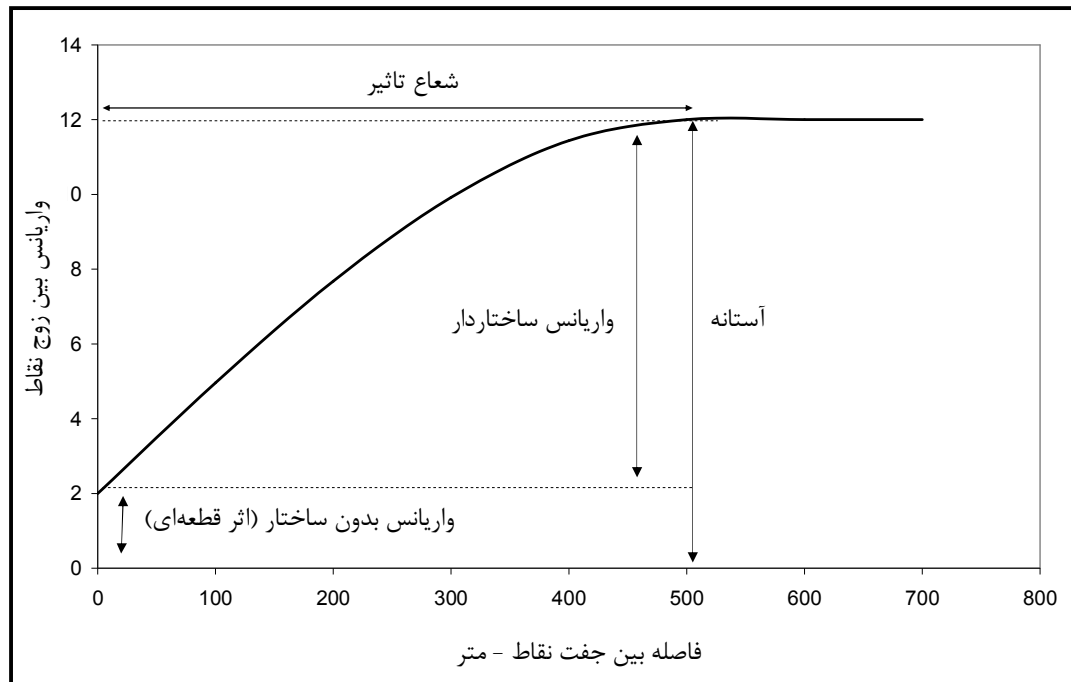
توجه شود که در یک فضای دو بعدی، موقعیت‌ها با مختصات (x_i, y_i) بیان می‌شود.

نیم تغییرنما با ترسیم نمودار مجموع مربع تفاضل زوج نقاطی که به فاصله معلوم h از یکدیگر قرار دارند (بر روی محور y_i) در مقابل h (بر روی محور x_i) به دست می‌آید. شکل (۲-۳) نمونه‌ای از یک نیم تغییرنما و پارامترهای آن را نشان می‌دهد.

1- Inverse Distance Weighting (IDW)

2- Semi -Variogram





شکل ۳-۲- یک نیم تغییرنا و پارامترهای آن

خصوصیات مهم نیم تغییرنا عبارت است از:

الف- دامنه یا شعاع تاثیر^۱: هنگامی که فاصله‌ی بین جفت نقاط افزایش می‌یابد، مقدار نیم تغییرنا معمولاً افزایش می‌یابد تا جایی که با وجود افزایش در فاصله جدا کننده بین زوج نقاط افزایشی در میانگین مجذور تفاضل بین مقادیر زوج نقاط مشاهده نمی‌شود و نیم تغییرنا به یک مقدار ثابت می‌رسد. فاصله‌ای که در آن نیم تغییرنا به این مقدار ثابت میل می‌کند، دامنه یا شعاع تاثیر می‌نامند.

ب- آستانه^۲: عبارت است از مقدار ثابت نیم تغییرنا در فاصله دامنه تاثیر.

ج- اثر قطعه‌ای^۳: اگر چه مقدار نیم تغییرنا برای $h=0$ باید برابر صفر باشد، چندین عامل نظیر خطای نمونه‌برداری و تغییرات کوچک مقیاس باعث می‌شود که مقادیر نمونه‌هایی که در فاصله کوچکی از یکدیگر قرار دارند، کاملاً با یکدیگر برابر نباشند. این واقعیت باعث ایجاد عرض از مبدا در نیم تغییرنا می‌گردد. پرش عمودی نیم تغییرنا در مبدا مختصات اثر قطعه‌ای نامیده می‌شود. نسبت اثر قطعه‌ای به آستانه تحت عنوان اثر قطعه‌ای نسبی و بر حسب درصد بیان می‌شود.

پس از محاسبه نیم تغییرنمای تجربی، یک مدل تئوری (مانند کروی، گوسی یا نمایی) به آن برازش داده می‌شود. مدل‌های اصلی و پایه‌ای نیم تغییرنا به دو نوع تقسیم می‌شوند: آن‌هایی که به یک حد ثابت میل می‌کنند و آن‌هایی که

- 1- Range
- 2- Sill
- 3- Nugget Effect



دارای چنین شرایطی نیستند. مدل‌های نوع اول، اغلب با عنوان «مدل‌های انتقالی» شناخته می‌شود. برخی مدل‌های انتقالی به مقدار آستانه به صورت مماسی میل می‌کنند. مدل‌های نیم تغییرنمای نوع دوم به یک مقدار ثابت نمی‌رسند و با افزایش میزان h ، همچنان افزایش می‌یابند. این مدل‌ها در حالت وجود روند^۱ یا عدم ایستایی در داده‌های مکانی پدیدار می‌شوند. در صورت وجود روند، روش کریجینگ معمولی به کار نمی‌رود.

شرط استفاده از تخمین‌گر کریجینگ این است که متغیر Z دارای توزیع نرمال باشد. در غیر این صورت یا باید از کریجینگ غیرخطی استفاده کرد و یا اینکه با تبدیل‌های مناسب (مانند لگاریتم) توزیع متغیر را به نرمال تبدیل کرد. کریجینگ بهترین تخمین‌گر نارایب است و عاری از خطای سیستماتیک می‌باشد. شرط ناراییب کریجینگ بیانگر آن است که مجموع ضرایب وزنی تخمین (λ_i) باید مساوی واحد باشد. اعمال شرایط روش کریجینگ به حل معادله ماتریسی زیر منتهی می‌شود:

$$AX = B \Rightarrow X = A^{-1}B \quad (۴-۳)$$

که در آن: A : ماتریس C_{ij} (مقدار نیم تغییرنما بین نمونه‌های i و j)، B : ماتریس CO_i (مقدار نیم تغییرنما بین نقطه مجهول و نقاط نمونه i) و X : ماتریس ضرایب λ_i (وزن نمونه i برای تخمین نقطه مجهول).
برخی از نرم‌افزارهای GIS قادر به اجرای روش کریجینگ می‌باشند.

۳-۳-۲-۵- سطح روند

سطح روند چند جمله‌ای‌هایی با توان‌های مختلف هستند که از بین نقاط مشاهده‌ای عبور می‌کنند. هر چه توان معادله بالاتر باشد سطح دارای پیرایش^۲ بیش‌تری می‌باشد. استفاده از توان‌های بیش‌تر از سه توصیه نمی‌شود. معادله رویه با روش‌هایی نظیر کم‌ترین مربع^۳ به نقاط مشاهده‌ای برازش داده می‌شود.

۳-۳-۳- نحوه ارزیابی و انتخاب روش مناسب درون‌یابی

انتخاب روش درون‌یابی در درجه اول به طبیعت متغیر و تغییرات مکانی آن وابسته است، هرچند تحت تاثیر عوامل دیگری نیز می‌باشد. ارائه یک قانون صریح و عام برای انتخاب یک روش بسیار دشوار است. به عنوان مثال بسیاری از روش‌های درون‌یابی در منابع مختلف برای تخمین بارندگی منطقه‌ای به کار رفته‌اند. ساده‌ترین و عام‌ترین روش‌ها چندضلعی تیسن و خطوط هم‌باران هستند. خطوط هم‌باران اغلب براساس یک درون‌یابی خطی ساده مثلاً عکس فاصله با توان یک ترسیم می‌شود.

- 1- Drift
- 2- Smoothing
- 3- Least Square



روش‌های آماری ابتدا به آزمون ساختار همبستگی مکانی داده‌ها، نظیر آنالیز نیم تغییر نما در روش کریجینگ، نیاز دارند. معمولاً در تحلیل ساختار مکانی داده‌ها، تعداد نقاط مشاهده‌ای نسبتاً زیادی مورد نیاز است که این موضوع کاربرد این روش‌ها را محدود می‌کند. از طرف دیگر حتی با یک تراکم کافی شبکه ایستگاه‌ها، آنالیز همبستگی مکانی ممکن است زمان زیادی را به خود اختصاص دهد. استفاده از یک روش آماری برای تولید نقشه‌های متعدد مانند نقشه‌های بارندگی روزانه وقت‌گیر و نامطلوب است.

از دیگر ملاحظات برای انتخاب روش درون‌یابی، دقت اندازه‌گیری می‌باشد. باید در نظر داشت که حتی در یک نقطه نیز اندازه‌گیری بارندگی با دقت مناسب، به دشواری انجام می‌شود. در مورد بارندگی منطقه‌ای در نواحی کوهستانی، تخمین مکانی به علت تراکم ایستگاه‌ها، ثبت نامنظم، اثرات مهم اروگرافیک، برف و غیره بسیار پیچیده‌تر می‌باشد.

آنالیز نیم تغییر نما نیز می‌تواند در شناخت روش مناسب استفاده شود. با بررسی نیم تغییر نما می‌توان به وجود یا عدم وجود همبستگی مکانی داده‌ها و همچنین وجود روند در آن‌ها پی برد. ممکن است همبستگی مکانی متغیر با استفاده از داده‌ها قابل شناسایی نباشد و لذا امکان استفاده از روش‌های آماری فراهم نیست. به عنوان مثال اگر در قسمتی از منطقه مقدار بارندگی صفر باشد و یا این که تعداد داده‌ها کم باشد، نیم تغییر نما نمی‌تواند همبستگی مکانی را به خوبی نشان دهد. در این حالت امکان استفاده از روش‌هایی نظیر کریجینگ وجود ندارد ولی می‌توان روش‌های دیگری نظیر اسپلاین‌ها و یا رگرسیون و یا روش‌های دیگر را مورد بررسی قرار داد.

در صورت وجود روند استفاده از مشتقات روش کریجینگ (که به حذف روند می‌پردازند) نظیر کریجینگ عمومی توصیه می‌گردد. یا این که با تقسیم منطقه به واحدهای همگن (در صورت امکان) داده‌ها ایستا شوند و روند حذف گردد. از طرف دیگر اگر نیم تغییر نمای متقابل همبستگی با یک متغیر کمکی را اثبات نماید، می‌توان روش کوکریجینگ را به کار گرفت که در آن، مقدار متغیر کمکی (مانند ارتفاع) نیز در درون‌یابی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

۳-۳-۴- معرفی معیارهای اعتبارسنجی روش‌های مختلف

روش‌های مختلفی برای اعتبارسنجی روش‌های درون‌یابی وجود دارد که یکی از مهم‌ترین آن‌ها روش اعتبارسنجی حذفی یا CV می‌باشد. در این روش برای هر یک از نقاط مشاهده‌ای، که معمولاً تنها ابزار مقایسه می‌باشند، تخمین با به‌کارگیری روش موردنظر انجام می‌گیرد و سپس مقدار تخمین با مقدار مشاهده‌ای مقایسه می‌شود. بدین ترتیب که در روش CV، یک نقطه به‌طور موقت حذف و با استفاده از سایر نقاط و اعمال روش درون‌یابی مورد نظر برای این نقطه تخمین صورت می‌گیرد. سپس این نقطه به محل خود برگردانده شده و نقطه بعدی حذف می‌شود و به همین ترتیب برای تمام نقاط برآورد صورت می‌گیرد. در پایان ستون مقادیر مشاهده‌ای و ستون مقادیر برآورد شده در قالب معیارهای مختلف خطا مقایسه می‌شود.

معیارهای مختلفی برای مقایسه مقادیر مشاهده‌ای و برآورد شده وجود دارد که در زیر چند نمونه از کاربردی‌ترین آن‌ها معرفی می‌گردد:



الف- میانگین قدر مطلق خطا^۱ که از رابطه (۵-۳) محاسبه می‌گردد:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |z^*(x_i) - z(x_i)| \quad (۵-۳)$$

که در آن:

$z \times (x_i)$: مقدار برآورد شده‌ی متغیر در موقعیت x_i ; مقدار مشاهده‌ای متغیر در موقعیت x_i ; n : تعداد نقاط مشاهده‌ای.

هر چقدر معیار میانگین قدر مطلق خطا (MAE) به صفر نزدیک‌تر باشد، نشان‌دهنده دقت بیش‌تر روش است. این معیار همواره یک عدد مثبت است.

ب- میانگین انحراف خطا^۲ که به صورت رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z^*(x_i) - z(x_i)) \quad (۶-۳)$$

میانگین انحراف خطا (MBE) در حقیقت اختلاف بین میانگین مقادیر مشاهده‌ای و برآوردی است و بیانگر انحراف از میانگین است. این مقدار می‌تواند مثبت یا منفی باشد. این معیار نیز هر چقدر به صفر نزدیک‌تر باشد نشان‌دهنده‌ی اختلاف کم‌تر مقادیر برآورد شده نسبت به مقادیر مشاهده‌ای است. در شرایطی که MAE و MBE برابر صفر باشند، مدل درون‌یابی متغیر مورد نظر را آنطور که هست برآورد می‌کند.

ج- ریشه دوم میانگین مربع خطا^۳: این معیار به صورت زیر محاسبه شده و هر چقدر به صفر نزدیک‌تر باشد بیانگر خطای کم‌تر روش می‌باشد.

$$RMSE = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^n (z^*(x_i) - z(x_i))^2} \quad (۷-۳)$$

د- نمودار ترسیمی پراکنش مقادیر مشاهده‌ای و برآوردی: در این نوع مقایسه چشمی، نمودار مقادیر مشاهده‌ای در مقابل مقادیر برآوردی (روی محور y بر پایه روش CV) رسم می‌گردد. هر چقدر پراکنش مقادیر به خط ۴۵ درجه نزدیک‌تر باشد نشان‌گر برآورد دقیق‌تر روش می‌باشد. اگر مقادیر مشاهده‌ای کاملاً برابر مقادیر برآوردی باشد، نقاط دقیقاً روی خط ۴۵ درجه قرار می‌گیرند. پراکندگی نقاط در اطراف این خط نشان‌دهنده تفاوت بیش‌تر مقادیر برآوردی با مشاهده‌ای می‌باشد. از طرف دیگر اگر تجمع نقاط در زیر خط ۴۵ درجه باشد (و محور x ها مقادیر مشاهده‌ای باشد) نشان‌دهنده اینست که روش درون‌یابی مقادیر را دست پایین برآورد نموده است. بالعکس، در صورتی که تجمع نقاط در بالای این خط باشد نشان‌دهنده برآورد دست بالای روش می‌باشد.

- 1- Mean Absolute Error (MAE)
- 2- Mean Bias Error (MBE)
- 3- Root Mean Square Error (RMSE)



۳-۴ - چگونگی استخراج توزیع مکانی براساس روش انتخابی

نرم‌افزار GS+ یک نرم‌افزار عمومی تحلیل مکانی با کاربری آسان و سریع می‌باشد. لیکن با توجه به اینکه در اغلب موارد بعد از تحلیل توزیع مکانی داده‌ها لازم است که تحلیل‌های دیگری نیز بر روی نقشه‌ها انجام گیرد، توصیه این است که از نرم‌افزار ArcGIS که علاوه بر روش‌های درون‌یابی معمولی، امکانات انجام تحلیل‌های زمین آماری مانند کریجینگ را دارد، استفاده شود.

در نرم‌افزار ArcGIS دو مدول با عناوین تحلیل‌گر زمین آماری^۱ و تحلیل‌گر مکانی^۲ وجود دارد. به نوعی می‌توان تحلیل‌گر زمین آماری را مکمل تحلیل‌گر مکانی دانست. در ذیل به چند قابلیت عمده تحلیل‌گر زمین آماری در محیط ArcGIS اشاره می‌شود که تحلیل‌گر مکانی فاقد این‌گونه توانایی‌ها است.

اکثر روش‌های درون‌یابی که در تحلیل‌گر مکانی وجود دارد، در تحلیل‌گر زمین آماری نیز در دسترس است با این تفاوت که تحلیل‌گر مکانی دارای روش‌های درون‌یابی مقدماتی است اما تحلیل‌گر زمین آماری روش‌های پیشرفته زمین آماری و قطعی را نیز شامل می‌شود.

تعداد بسیار زیادی از مدل‌ها و ابزار آماری در تحلیل‌گر زمین آماری وجود دارد که می‌توان با تغییر پارامترهای آن‌ها به صورت دستی، تاثیر هر یک از پارامترها را در استخراج نقشه مشاهده نمود. لیکن تحلیل‌گر مکانی فاقد این‌گونه تحلیل‌های آماری بوده و لذا نمی‌توان پارامترهای مورد نیاز، مخصوصاً در روش کریجینگ، را تعیین نمود و تنها می‌توان آن‌ها را به عنوان ورودی به نرم‌افزار وارد نمود.

قابلیت‌هایی هم چون ارزیابی بهترین روش درون‌یابی با استفاده از معیارهای خطا و توانایی ارائه نقشه‌های ترسیمی در قالب خروجی‌های متفاوت، برتری تحلیل‌گر زمین آماری را نشان می‌دهد.

۳-۵ - ترسیم منحنی‌های هم‌بارش و استخراج منحنی‌های DAD

۳-۵-۱ - ترسیم منحنی‌های هم‌بارش توفان‌ها

برای تهیه نقشه‌های هم‌بارش، باید یک نقشه پایه توپوگرافی با مقیاس مناسب (که بستگی به نوع و مرحله مطالعات دارد) انتخاب و تهیه شود. برای این منظور معمولاً از نقشه‌های توپوگرافی سازمان جغرافیایی ارتش و سازمان نقشه‌برداری کشور استفاده می‌شود. مدل ارتفاعی رقومی بر اساس نقشه‌های توپوگرافی در محیط GIS استخراج می‌شود.

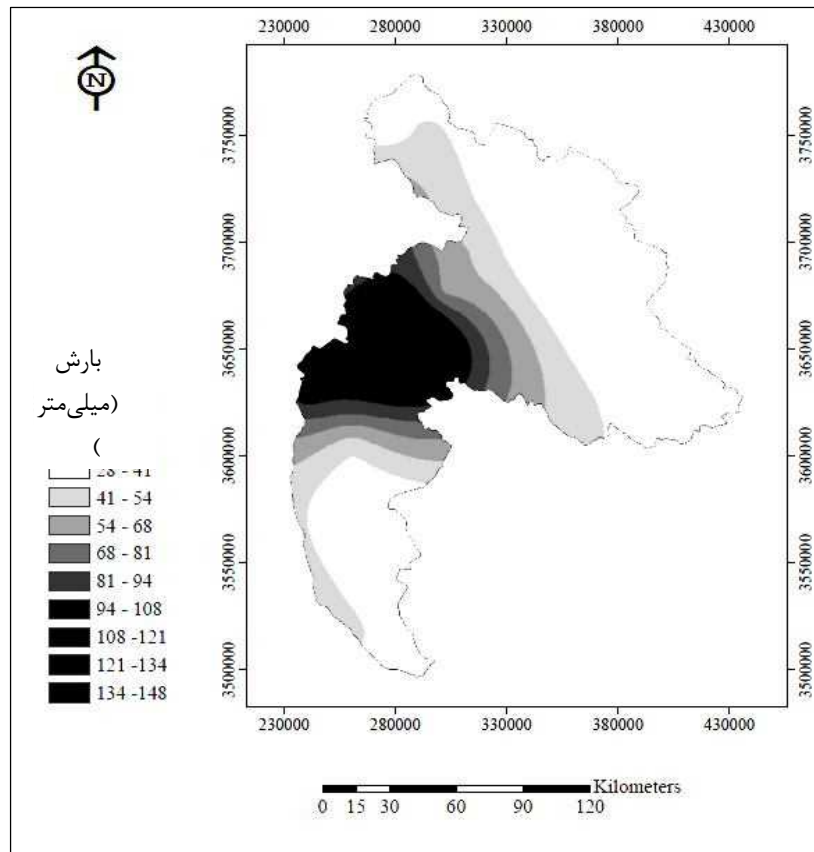
با استفاده از مناسب‌ترین روش درون‌یابی و در صورت به‌کارگیری عامل ارتفاع در درون‌یابی (روش‌های رگرسیون یا کوکریجینگ) برای هر یک از رگبارهای مورد مطالعه، نقشه‌های هم‌بارش در GIS به تفکیک تداوم‌های ۱، ۲، ۳، ۶

1- Geostatistical Analyst

2- Spatial Analyst



و ۲۴ ساعت و تا چند روزه تهیه می‌شود. سپس نقشه‌ها با مرز منطقه و یا حوضه برش داده می‌شود تا نقشه هم‌باران برای هر یک از رگبارها در داخل منطقه و یا حوضه به دست می‌آید. شکل (۳-۳) نمونه ای از یک نقشه هم‌باران ۲۴ ساعته در حوضه دز و مربوط به رویداد تاریخ ۱۳ دی‌ماه ۱۳۶۹ را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۳- نقشه هم‌باران ۲۴ ساعته در حوضه دز (رویداد ۱۳ دی ۶۹)

۳-۵-۲- استخراج منحنی‌های DAD و تعیین منحنی پوش

همان‌گونه که اشاره شد، توزیع عمق بارش در حوضه‌های با مساحت و تداوم بارش متفاوت را منحنی‌های عمق - سطح - تداوم تعیین می‌کند. برای تهیه منحنی‌های DAD، روش‌های گوناگونی پیشنهاد شده است که از میان آن‌ها دو روش کلی زیر تشریح می‌شود.

۳-۵-۲-۱- محاسبه مقدار بارش به ازای سطوح استاندارد

روش متداول برای محاسبه بارش به ازای سطوح استاندارد استفاده از نقشه‌های خطوط هم‌باران برای تداوم‌های زمانی مختلف می‌باشد.

در این روش برای مناطقی که بارش ایستگاه‌ها در طول توفان با گام زمانی یکنواخت (مثلاً در مورد باران‌سنج‌های ساده روز و در مورد باران‌نگاره‌ها ساعتی) گزارش می‌شود، مفید است. گام‌های محاسباتی این روش به ترتیب زیر می‌باشد:

گام اول - تعیین شروع و پایان توفان به کمک داده‌های بارش ایستگاه‌ها

گام دوم - عمق کل بارش توفان در دوره زمانی حاصل از گام اول و مقادیر بارش ایستگاه‌ها در ناحیه توفان استخراج می‌گردد.

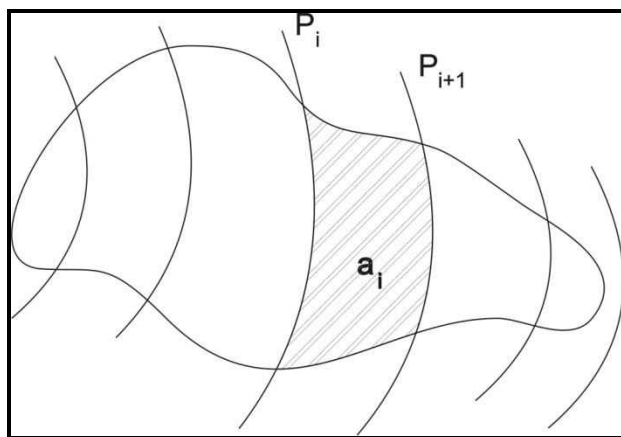
گام سوم - نقشه نقطه‌ای عمق باران برای اولین روز، دومین روز و به همین ترتیب براساس بارش‌های روزانه ثبت شده در ایستگاه‌ها ترسیم می‌شود. در صورت وجود داده‌های با گام زمانی کوچک‌تر از یک روز نیز همین روش گام زمانی داده‌ها اجرا می‌شود.

گام چهارم - نقشه‌های هم‌باران حداکثرهای یک روزه، دو روزه و غیره ترسیم می‌شود. بدین صورت که نقشه هم‌بارش روزی که حداکثر مقدار بارش را در مراکز توفان و همچنین سطح حوضه مورد مطالعه نشان دهد، برای محاسبه منحنی مساحت - عمق حداکثر یک روزه شناسایی می‌شود. حداکثر بارش دوره‌های دو روزه، سه روزه و مانند آن‌ها نیز به همین ترتیب شناسایی می‌شود.

گام پنجم - محاسبات عمق - مساحت برای نقشه‌های هم‌بارش حداکثر به صورت زیر انجام می‌شود. ابتدا در نقشه هم‌بارش مورد نظر (مثلاً نقشه هم‌بارش یک روزه مربوط به یک رویداد معین)، و محاسبه میانگین بارش بین دو هم‌باران متوالی (شکل ۳-۴) با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$\bar{P}_i = \frac{P_i + P_{i+1}}{2} \quad (۸-۳)$$

که در آن \bar{P}_i میانگین بین دو خط هم‌باران متوالی (یعنی P_i و P_{i+1}) است.



شکل ۳-۴ - نحوه محاسبه میانگین بارش بین دو خط هم‌باران متوالی

نقشه هم‌بارش هر رویداد ممکن است یک یا چند خط هم مقدار داشته باشد. بنابراین نقشه دارای یک یا چند ناحیه مشابه از نظر عمق بارش است. در هر ناحیه متوسط بارش مطابق رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$P_{ri} = \frac{\sum P_i \bar{A}_i}{\sum A_i} \quad (۹-۳)$$

که در آن P_{ri} مقدار بارندگی برای ناحیه r_i است.

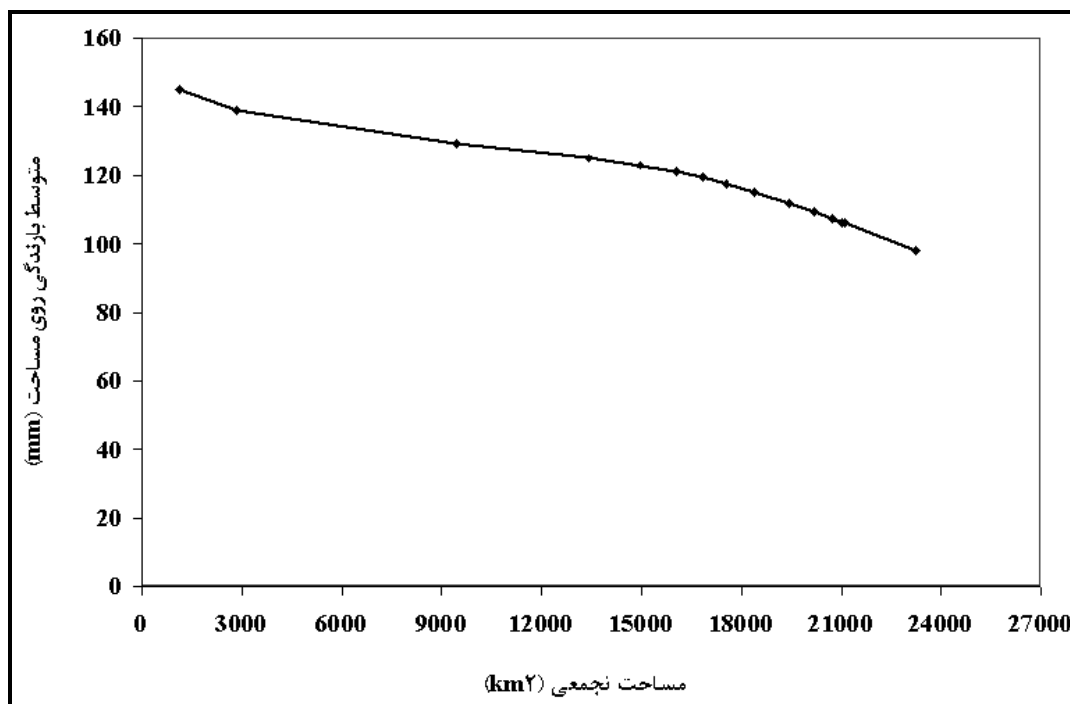


محاسبات برای هر ناحیه انجام و مقادیر ناحیه‌ای برای سطوحی که توسط خطوط هم‌تراز بسته شده‌اند و یا برای نواحی ترکیبی به دست آمده‌اند، ترکیب شده و بیش‌ترین عمق متوسط برای مساحت‌های مختلف مشخص می‌گردد. برای مثال از نقشه شکل (۳-۳) محاسبات مطابق جدول (۱-۳) انجام می‌گیرد. با استفاده از داده‌های ستون چهارم و هفتم منحنی عمق - سطح برای بارش با تداوم مربوطه مطابق شکل (۵-۳) ترسیم می‌شود. این مقادیر را می‌توان در کاغذ نیم لگاریتمی (مساحت در محور لگاریتمی x و عمق بارش روی محور ساده y) نیز ترسیم کرد. تاکید می‌شود که امروزه مراحل تعیین عمق متوسط در مساحت‌های مختلف به‌سادگی توسط GIS قابل انجام است.

جدول ۱-۳- محاسبات مربوط به مقادیر بارش در فواصل خطوط هم‌بارش‌ها و تغییرات عمق نسبت به سطوح تجمعی برای توفان یک روزه ۱۳ دی ۶۹ در حوضه دز

متوسط بارندگی روی مساحت mm	حجم تجمعی بارندگی (1000m ³)	حجم بارندگی بین دوخط هم‌باران (1000m ³)	مساحت تجمعی خطوط هم‌باران km ²	مساحت بین دو خط هم‌باران (km ²)	میانگین بارندگی بین دوخط هم‌باران mm	حدود بارندگی بین دوخط هم‌باران (mm)
۱۴۵	۱۶۴۴۶۶	۱۶۴۴۶۶	۱۱۳۴/۳	۱۱۳۴/۳	۱۴۵	۱۴۰ - ۱۵۰
۱۳۹	۳۹۳۲۹۱	۲۲۸۸۲۵	۲۸۲۹/۳	۱۶۹۵	۱۳۵	۱۳۰ - ۱۴۰
۱۲۹	۱۲۲۱۶۶۶	۸۲۸۳۷۵	۹۴۵۶/۳	۶۶۲۷	۱۲۵	۱۲۰ - ۱۳۰
۱۲۵	۱۶۷۶۲۹۰	۴۵۴۶۲۴	۱۳۴۱۰	۳۹۵۳/۳	۱۱۵	۱۱۰ - ۱۲۰
۱۲۳	۱۸۳۹۰۶۶	۱۶۲۷۷۶	۱۴۹۶۰	۱۵۵۰/۳	۱۰۵	۱۰۰ - ۱۱۰
۱۲۱	۱۹۴۱۱۴۴	۱۰۲۰۷۸	۱۶۰۳۴	۱۰۷۴/۵	۹۵	۹۰ - ۱۰۰
۱۱۹	۲۰۰۸۵۷۰	۶۷۴۲۶	۱۶۸۲۸	۷۹۳/۲۵	۸۵	۸۰ - ۹۰
۱۱۸	۲۰۶۰۹۰۱	۵۲۳۳۱	۱۷۵۲۵	۶۹۷/۷۵	۷۵	۷۰ - ۸۰
۱۱۵	۲۱۱۵۷۶۱	۵۴۸۶۰	۱۸۳۶۹	۸۴۴	۶۵	۶۰ - ۷۰
۱۱۲	۲۱۷۳۶۹۰	۵۷۹۲۹	۱۹۴۲۳	۱۰۵۳/۳	۵۵	۵۰ - ۶۰
۱۰۹	۲۲۰۷۹۰۱	۳۴۲۱۱	۲۰۱۸۳	۷۶۰/۲۵	۴۵	۴۰ - ۵۰
۱۰۷	۲۲۲۷۴۵۸	۱۹۵۵۶	۲۰۷۴۲	۵۵۸/۷۵	۳۵	۳۰ - ۴۰
۱۰۶	۲۲۳۵۴۴۶	۷۹۸۸/۸	۲۱۰۳۲	۲۹۰/۵	۲۷/۵	۲۵ - ۳۰
۱۰۶	۲۲۳۶۷۰۱	۱۲۵۴/۴	۲۱۰۸۸	۵۵/۷۵	۲۲/۵	۲۰ - ۲۵
۹۸	۲۲۷۴۱۵۹	۳۷۴۵۹	۲۳۲۲۸	۲۱۴۰/۵	۱۷/۵	۱۵ - ۲۰





شکل ۳-۵- منحنی عمق - سطح برای بارش با تداوم ۲۴ ساعته در حوزه دز

منحنی عمق - سطح برای کلیه بارش‌های با تداوم یکسان (مثلاً ۲۴ ساعته) به روش بالا تهیه می‌شود و سپس منحنی پوش تمام این نقاط رسم می‌شود. این منحنی نمایانگر نمودار عمق - مساحت حداکثر بارش برای تداوم مربوطه (مثلاً یک روزه) می‌باشد.

۳-۲-۵-۲ روش محاسبه مقدار بارش برای سطوح هم‌بارش

این روش مبتنی بر الگوی منطقه برای هر توفان می‌باشد و از منحنی پوش منحنی‌های عمق - سطح توفان‌ها استفاده می‌شود.

در این روش کل بارش برای هر تداوم زمانی توفان در ایستگاه‌های مختلف بر روی یک نقشه توپوگرافی با مقیاس مناسب (اغلب ۱:۲۵۰۰۰۰) پیاده شده و ابتدا بررسی و مقایسه مقادیر بارش در ایستگاه‌های مختلف به صورت دستی توسط کارشناس خبره هواشناسی انجام و تصحیح و اصلاح می‌شود. نقشه هم‌بارش به کمک روش درون‌یابی ترسیم می‌شود. پس از اطمینان از درستی این نقشه بقیه مراحل کار مشابه مراحل است که در زیر به آن‌ها اشاره شده است.

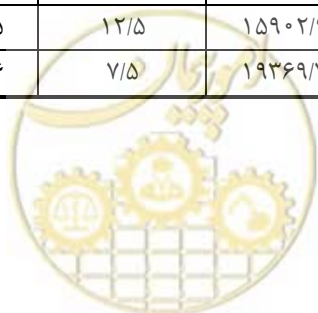
- مساحت واقع بین خطوط هم‌باران برای هر یک از نواحی بارندگی مشخص می‌شود. معمولاً شروع کار از مرکز رگبار (خطوط حداکثر بارش) می‌باشد.
- عمق متوسط بارندگی در محدوده مساحت بین دو خط متوالی هم‌باران تعیین می‌شود.
- مساحت کل نواحی که دارای یک مقدار بارندگی می‌باشند به ترتیب از مقادیر زیاد به کم به صورت تجمعی محاسبه می‌گردد.



- حاصل ضرب مساحت محدوده هم‌باران در متوسط بارندگی آن ناحیه (حجم بارش خالص) محاسبه می‌شود.
- حجم بارش تجمعی به مساحت تجمعی متناظر تقسیم و متوسط عمق بارش حداکثر تعیین می‌شود.
- رابطه بین عمق بارش تجمعی در مقابل مساحت متناظر برای رگبارهای منتخب در یک صفحه ترسیم و منحنی پوش آن‌ها به عنوان منحنی یا نمودار عمق - سطح برای تداوم زمانی بارش معین انتخاب می‌شود. ممکن است با استفاده از میانه مقادیر بارش در رگبارهای منتخب برای تداوم معین، منحنی عمق - سطح ترسیم شود ولی کاربرد ولی روش اول در برآورد حداکثر بارش محتمل متداول‌تر است. جدول (۲-۳) محاسبات مربوط به منحنی سطح - عمق رویدادهای با تداوم ۲۴ ساعت در حوضه تهران و شکل (۳-۶) نیز منحنی عمق - سطح را برای ۳ رویداد ۳۰ اسفند ۵۰، ۱۷ آذر ۵۷ و ۶ فروردین ۶۳ در حوضه تهران را نشان می‌دهد.
- با ترسیم منحنی بالا در یک صفحه، نمودارهای عمق - سطح - تداوم برای منطقه و یا حوضه مورد مطالعه به دست می‌آید. شکل (۳-۷) منحنی عمق - سطح - تداوم را برای تداوم‌های مختلف در حوضه استان تهران نشان می‌دهد. اگر این منحنی‌ها در کاغذ نیم لگاریتمی ترسیم شوند شکل ظاهری آن‌ها به صورت شکل‌های (۳-۸) و (۳-۹) در خواهد آمد.

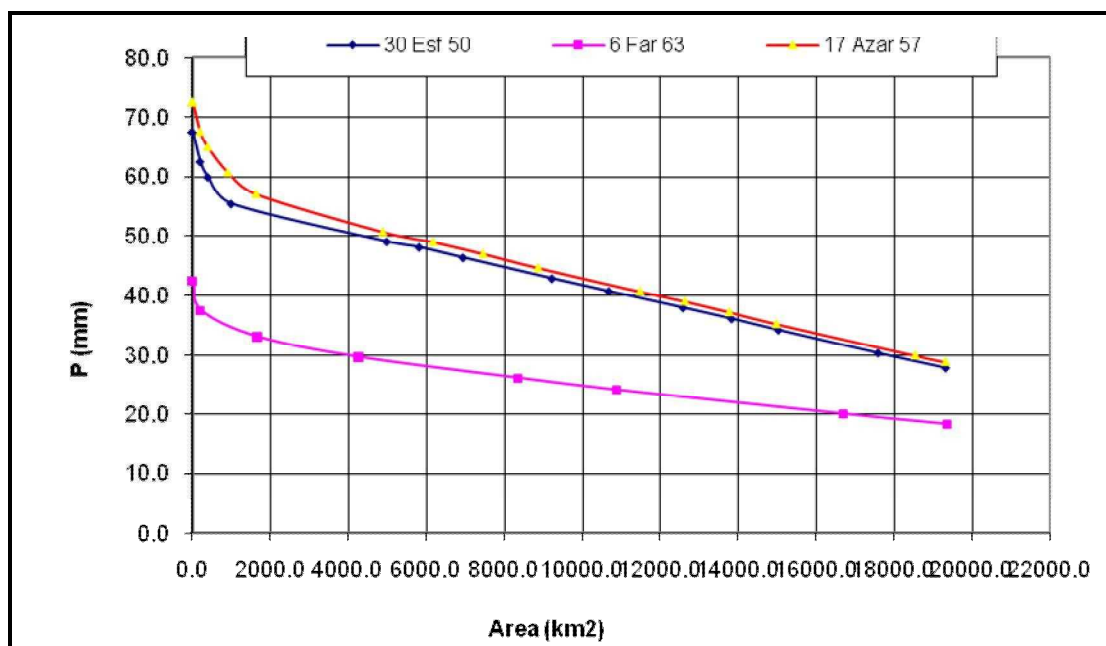
جدول ۲-۳- محاسبات مربوط به منحنی عمق - سطح - تداوم رویدادهای با تداوم ۲۴ ساعت در حوضه تهران

متوسط بارش حداکثر mm	حجم بارش افزایشی mm × Km ²	حجم بارش خالص mm × Km ²	میانگین بارش هم‌باران mm	مساحت افزایشی Km ²	مساحت محدوده بارش Km ²	محدوده میزان بارش mm	تاریخ وقوع رگبار
۴۷/۵	۱۰۷۷/۳	۱۰۷۷/۳	۴۷/۵	۲۲/۷	۲۲/۷	۴۵-۵۰	۷ بهمن ۱۳۴۸
۴۳/۲	۷۲۴۱/۸	۶۱۶۴/۵	۴۲/۵	۱۶۷/۷	۱۴۵/۰	۴۰-۴۵	
۳۸/۰	۷۲۶۸۱/۸	۶۵۴۴۰/۰	۳۷/۵	۱۹۱۲/۸	۱۷۴۵/۱	۳۵-۴۰	
۳۵/۳	۱۳۰۸۰۵/۹	۵۸۱۲۴/۱	۳۲/۵	۳۷۰۱/۲	۱۷۸۸/۴	۳۰-۳۵	
۳۲/۷	۱۸۳۸۵۹/۷	۵۳۰۵۳/۸	۲۷/۵	۵۶۳۰/۵	۱۹۲۹/۲	۲۵-۳۰	
۳۰/۴	۲۱۹۶۰۹/۳	۳۵۷۴۹/۶	۲۲/۵	۷۲۱۹/۳	۱۵۸۸/۹	۲۰-۲۵	
۲۷/۳	۲۵۹۶۶۲/۱	۳۹۸۵۲/۸	۱۷/۵	۹۴۹۶/۶	۲۲۷۷/۳	۱۵-۲۰	
۲۲/۰	۳۲۵۴۳۵/۱	۶۵۹۷۳/۰	۱۲/۵	۱۴۷۷۴/۵	۵۲۷۷/۸	۱۰-۱۵	
۲۱/۷	۳۲۸۰۳۰/۴	۲۵۹۵/۴	۷/۵	۱۵۱۲۰/۵	۳۴۶/۱	۵-۱۰	
۲۱/۷	۳۲۸۱۱۳/۹	۸۳/۴	۲/۵	۱۵۱۵۳/۹	۳۳/۴	۰-۵	
۳۲/۵	۹۶۳/۱	۹۶۳/۱	۳۲/۵	۲۹/۶	۲۹/۶	۳۰-۳۵	۶ فروردین ۱۳۶۳
۲۷/۷	۲۶۶۹۹/۷	۲۵۷۳۶/۶	۲۷/۵	۹۶۵/۵	۹۳۵/۹	۲۵-۳۰	
۲۳/۶	۱۰۵۳۳۵/۲	۷۸۶۳۵/۶	۲۲/۵	۴۴۶۰/۴	۳۴۹۴/۹	۲۰-۲۵	
۱۹/۶	۲۵۶۱۲۶/۵	۱۵۰۷۹۱/۳	۱۷/۵	۱۳۰۷۷/۱	۸۶۱۶/۶	۱۵-۲۰	
۱۸/۳	۲۹۱۴۵۰/۰	۳۵۳۲۳/۵	۱۲/۵	۱۵۹۰۲/۹	۲۸۲۵/۹	۱۰-۱۵	
۱۶/۴	۳۱۷۴۵۰/۵	۲۶۰۰۰/۶	۷/۵	۱۹۳۶۹/۷	۳۴۶۶/۷	۵-۱۰	



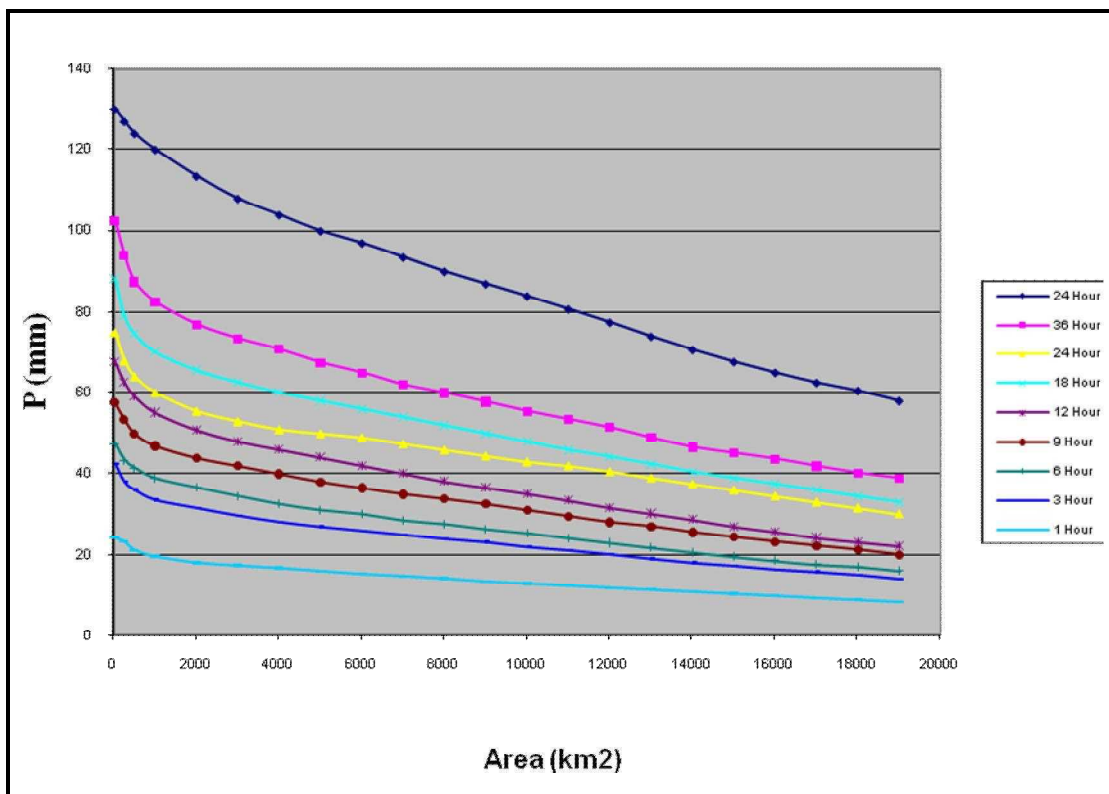
ادامه جدول ۳-۲- محاسبات مربوط به منحنی عمق - سطح - تداوم رویدادهای با تداوم ۲۴ ساعت در حوضه تهران

متوسط بارش حداکثر mm	حجم بارش افزایشی mm × Km ²	حجم بارش خالص mm × Km ²	میانگین بارش هم‌باران mm	مساحت افزایشی Km ²	مساحت محدوده بارش Km ²	محدوده میزان بارش mm	تاریخ وقوع رگبار
۵۲/۵	۱۴۴۱۰/۱	۱۴۴۱۰/۱	۵۲/۵	۲۷۴/۵	۲۷۴/۵	۵۰-۵۵	۱۷ آذر ۱۳۵۷
۴۹/۲	۳۸۷۰۶/۵	۲۴۲۹۶/۴	۴۷/۵	۷۸۶/۰	۵۱۱/۵	۴۵-۵۰	
۴۵/۸	۷۲۶۳۹/۰	۳۳۹۳۲/۵	۴۲/۵	۱۵۸۴/۴	۷۹۸/۴	۴۰-۴۵	
۴۱/۴	۱۴۰۸۴۱/۰	۶۸۲۰۲/۰	۳۷/۵	۳۴۰۳/۱	۱۸۱۸/۷	۳۵-۴۰	
۳۹/۲	۱۷۶۵۴۹/۴	۳۵۷۰۸/۴	۳۲/۵	۴۵۰۱/۸	۱۰۹۸/۷	۳۰-۳۵	
۳۶/۷	۲۱۰۰۶۵/۹	۳۳۵۱۶/۵	۲۷/۵	۵۷۲۰/۶	۱۲۱۸/۸	۲۵-۳۰	
۳۳/۲	۲۵۲۴۸۹/۶	۴۲۴۲۳/۸	۲۲/۵	۷۶۰۶/۱	۱۸۸۵/۵	۲۰-۲۵	
۲۵/۵	۳۸۱۷۷۲/۵	۱۲۹۲۸۲/۹	۱۷/۵	۱۴۹۹۳/۷	۷۳۸۷/۶	۱۵-۲۰	
۲۴/۱	۴۰۳۱۶۳/۴	۲۱۳۹۰/۹	۱۲/۵	۱۶۷۰۵/۰	۱۷۱۱/۳	۱۰-۱۵	
۲۳/۶	۴۰۶۹۲۴/۲	۳۷۶۰/۸	۷/۵	۱۷۲۰۶/۴	۵۰۱/۴	۵-۱۰	
۲۱/۴	۴۱۴۴۹۸/۲	۷۵۷۴/۰	۳/۵	۱۹۳۷۰/۴	۲۱۶۴/۰	۰-۵	

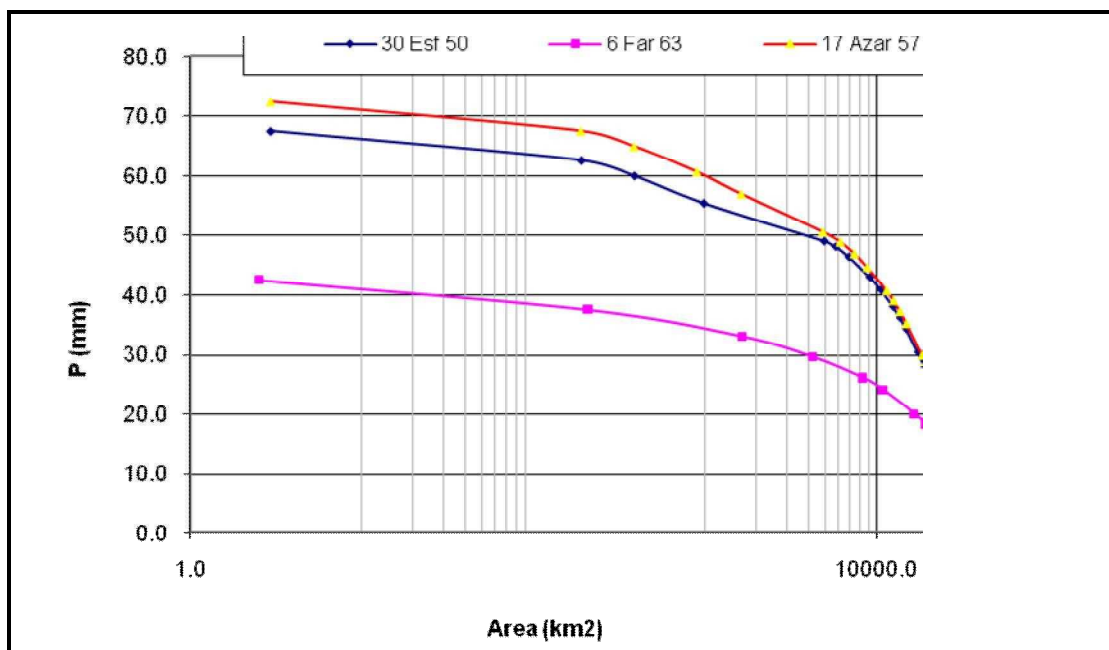


شکل ۳-۶- منحنی‌های عمق - سطح برای رویدادهای ۳۰ اسفند ۵۰، ۱۷ آذر ۵۷ و ۶ فروردین ۶۳ در حوضه تهران



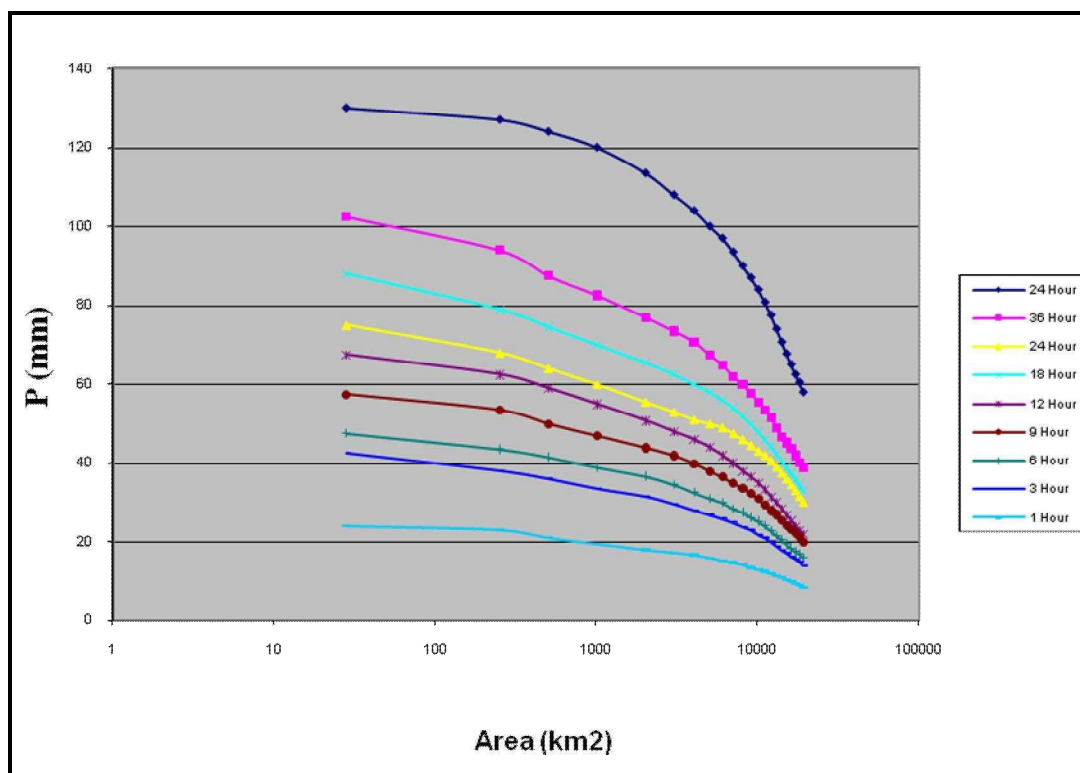


شکل ۳-۷- منحنی‌های عمق - سطح - تداوم حداکثر بارش در حوضه استان تهران



شکل ۳-۸- منحنی‌های عمق - سطح برای رویدادهای ۳۰ اسفند ۵۰، ۱۷ آذر ۵۷ و ۶ فروردین ۶۳ در حوضه تهران (در کاغذ نیمه لگاریتمی)





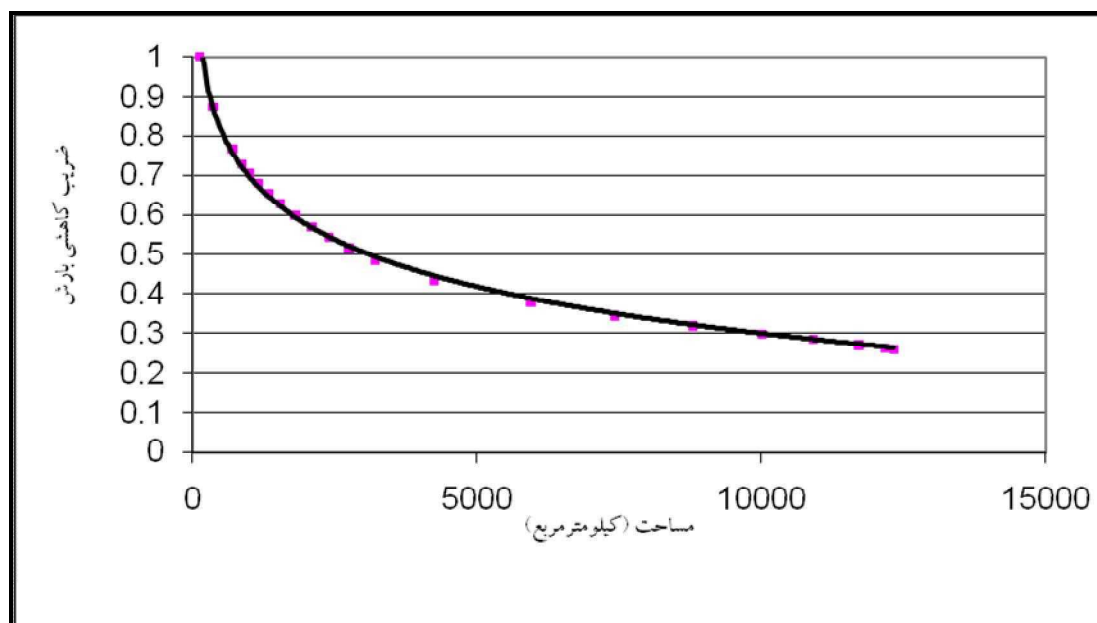
شکل ۳-۹- منحنی‌های عمق - سطح - تداوم حداکثر بارش در حوضه استان تهران (در کاغذ نیمه لگاریتمی)

۳-۶- منحنی‌های کاهش سطح

به منظور بررسی روند مقدار کاهش عمق بارندگی با افزایش مساحت، باید ضریب کاهش سطحی بارش^۱ تعیین گردد. این ضریب عموماً بین صفر و یک تغییر می‌کند. هرچه مساحت حوضه افزایش پیدا کند، مقدار این ضریب از عدد یک فاصله می‌گیرد. این ضریب با تقسیم مقادیر عمق بارش در محدوده‌های هم‌بارش نسبت به مرکز رگبار در هر رویداد بارش حداکثر و فراگیر به دست می‌آید. در شکل (۳-۱۰) ضریب کاهش بارش برای یک توفان معین نشان داده شده است. با استفاده از منحنی پوش و یا میانه مقادیر ضریب کاهش سطحی رگبارهای منتخب و تلفیق آن‌ها، نمودار و رابطه کلی ضریب کاهش سطحی بارش تعیین می‌شود.

1- Reduction Factor (RF)





شکل ۳-۱۰- منحنی ضریب کاهش بارش

۳-۷- جداسازی منحنی‌های هم‌باران توفان‌ها از مناطق برفی

یکی از پارامترهای مهم هیدرولوژی در محاسبه سیلاب و ذخیره آبی، پوشش برف و برآورد ارتفاع آن برای فصل بارش است. در محاسبه PMP نقش ذوب برف بسیار با اهمیت بوده و باید آن را در نظر داشت. برای این منظور لازم است که در گام اول رژیم گرمایی منطقه برای فصل بارش بررسی و مطالعه شود. یخبندان و ریزش برف در ایران از اواخر مهر و اوایل آبان شروع می‌شود و ریزش برف به‌ویژه در نواحی مرتفع و شمال ایران از میزان قابل توجهی برخوردار بوده که مطالعه و بررسی توزیع زمانی و مکانی آن امری ضروری است. برای این منظور مطالعات ایستگاهی باید انجام شود و سپس با توجه به داده‌های ایستگاه‌ها تراز یخبندان و ریزش برف در ماه‌های مختلف محاسبه شود. لازم به توضیح است در گام اول داده‌های ایستگاهی شامل دما، و ارتفاع برف به طور کامل کنترل کیفی شده و به یک دوره شاخص ۳۰ ساله تکمیل می‌شود.

۳-۷-۱- بررسی تراز ریزش برف

نتایج مطالعه و بررسی در مورد دمای آستانه ریزش برف در ایران در سازمان هواشناسی کشور نشان داده است که معمولاً ریزش برف با دمای ۳ درجه سلسیوس آغاز می‌شود (نوحی و قائمی، ۱۳۵۰). اگر ملاک ریزش برف ۳ و یا صفر درجه سلسیوس به حساب آورده شود، می‌توان تراز ریزش برف را با توجه به این دو دما و میانگین دمای روزانه به‌دست آورد. برای این منظور همبستگی بین میانگین دمای روزانه، با ارتفاع ایستگاه محاسبه و سپس با توجه به آستانه‌های ریزش برف ترازهای ریزش برف در ماه‌های مختلف به‌دست می‌آید. معمولاً این تراز از اوایل مهر به بعد به سبب فرارفت هوای سرد بر روی کشور به ارتفاع‌های زیرین انتقال می‌یابد و انتظار می‌رود که در سردترین ماه سال به پایین‌ترین تراز

انتقال یافته و سپس بعد از آن به ارتفاع‌های بالا انتقال یابد. در نتیجه در ماه‌های پایانی بهار ارتفاع تراز یخبندان معمولاً به بیش از ۳۵۰۰ متر می‌رسد. ارتفاع حوضه‌های آبریز نیز از ۳۵۰۰ متر به بالا چندان زیاد نبوده و سطح زیر منحنی در این ارتفاع بسیار ناچیز است و بر روی بده‌های ایجاد شده به‌ویژه در حوضه‌های با پهنه زیاد تاثیر چندانی ندارد. بنابراین باید به ماه‌های سرد سال توجه بیش‌تری نشان داد. زیرا به طور معمول در این ماه‌ها ارتفاع تراز ریزش برف در نواحی شمالی کشور به ۱۵۰۰ متر یا پایین‌تر و در نواحی جنوب غربی تا حدی به بالاتر از این مقدار می‌رسد. از این‌رو سطح زیر منحنی تراز ریزش برف بسیار قابل ملاحظه بوده و پهنه وسیعی را در بر می‌گیرد. برای نمونه تراز ریزش برف در حوضه آبریز استور در ماه‌های مهر تا اردیبهشت محاسبه و در جدول (۳-۳) آورده شده است. لازم به توضیح است که در این حوضه از ۳۲ ایستگاه همدیدی و اقلیم‌شناسی سازمان هواشناسی و تبخیرسنجی وزارت نیرو استفاده شده و دوره شاخص مورد مطالعه ۳۰ ساله (۱۳۴۷-۱۳۷۷) است.

جدول ۳-۳ - همبستگی میانگین دمای روزانه با ارتفاع و تعیین تراز یخبندان و در منطقه مورد مطالعه

ماه	A	B	N	R	معادله خط	تراز ریزش برف (متر) $t=0$	تراز ریزش برف (متر) $t=3$
مهر	۳۳۸۲	-۱۵۰	۳۲	-۰/۸۵	$H=3382-150 t$	۳۳۸۲	۲۹۲۹
آبان	۲۵۸۰	-۱۶۵/۸	۳۲	-۰/۸۹	$H=2580-165/8 t$	۲۵۸۰	۲۰۸۲
آذر	۱۶۳۲	-۱۳۸	۳۲	-۰/۸۴	$H=1632-138 t$	۱۶۳۲	۱۲۱۸
دی	۱۲۲۱	-۱۲۳	۳۰	-۰/۸۳	$H=1221-123 t$	۱۲۲۱	۸۵۲
بهمن	۱۳۴۱	-۱۳۸	۲۸	-۰/۹۰	$H=1341-138 t$	۱۳۴۱	۹۲۸
اسفند	۲۱۰۰	-۱۴۷	۳۱	۰-/۹۲	$H=2100-147 t$	۲۱۰۰	۱۶۵۹
فروردین	۳۱۳۲	-۱۵۸	۳۲	-۰/۹۳	$H=3132-158 t$	۳۱۳۲	۲۶۵۸
اردیبهشت	۳۷۴۰	-۱۵۰	۳۲	-۰/۸۸	$H=3740-150 t$	۳۷۴۰	۳۲۹۰

در منطقه مورد مطالعه با توجه به ارتفاع ایستگاه‌ها معمولاً در ماه‌های آذر، دی و بهمن همراه با ریزش برف بوده و به‌ویژه در این سه ماه احتمال سیلاب در منطقه بسیار ناچیز است. برای محاسبه سیلاب در ماه‌های آوریل و مه باید به پوشش برف توجه کرد زیرا علاوه بر سیلاب ناشی از ریزش باران، با ذوب برف نیز همراه است. از این رو باید پوشش برف و ضخامت آن در نظر گرفته شود.

۳-۷-۲ - بررسی روزهای یخبندان و برفی

به منظور بررسی بیش‌تر پوشش برفی حوضه آبریز از داده‌های تعداد روزهای یخبندان، تعداد روزهای برفی و بارانی در ایستگاه‌های همدیدی و ایستگاه‌های برف‌سنجی وزارت نیرو، که در ماه‌های سرد و پایان فصل سرد فعال است، در حوضه مورد مطالعه و مجاور آن استفاده می‌شود. برای نمونه جدول (۴-۳) تعداد روزهای یخبندان، برفی و بارانی را در ایستگاه‌های همدیدی واقع در حوضه استور در دوره آماری ۳۰ ساله نشان می‌دهد.



جدول ۳-۴- تعداد روزهای یخبندان، برفی و بارانی در طول دوره آماری ایستگاه‌ها

ردیف	ایستگاه	روزهای تعداد	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	سال
۱	تکاب	یخبندان	۵/۲	۱۸/۵	۲۷/۶	۳۰/۳	۲۷/۶	۲۴/۸	۷/۷	۰/۹	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۱	۱۴۲/۷
		برفی	۰/۱	۲/۲	۸/۶	۱۱/۶	۱۰/۹	۶/۹	۱/۲	۰/۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۴۱/۶
		بارانی	۸/۳	۸/۹	۱۲/۵	۱۳/۳	۱۴/۰	۱۵/۲	۱۳/۳	۱۰/۲	۵/۲	۱/۸	۳	۰/۰	۱۰۷/۱
۲	خلخال	یخبندان	۱۳	۲۰/۳	۲۷/۱	۳۰/۴	۲۷/۰	۲۵/۴	۱۳/۴	۳/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۰	۱/۹	۱۶۱/۸
		برفی	۰/۷	۳/۳	۸/۶	۱۰/۷	۱۱/۰	۹/۲	۲/۳	۰/۴	۰/۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۴۶/۶
		بارانی	۷/۱	۸/۶	۱۰/۲	۱۲/۱	۱۱/۹	۱۳/۹	۱۳/۷	۱۰/۲	۵/۹	۱/۷	۲/۱	۲/۲	۹۹/۶
۳	مراغه	یخبندان	۰/۲	۵/۴	۲۰/۹	۲۵/۸	۲۱/۵	۱۲/۱	۱/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۸۹/۹
		برفی	۰/۲	۲	۵/۴	۸/۱	۸/۲	۴/۲	۰/۴	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۲۸/۵
		بارانی	۵	۹/۲	۹/۴	۹/۲	۹/۷	۱۱/۹	۱۰/۴	۸/۷	۳/۵	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۷۹/۵
۴	زنجان	یخبندان	۲/۵	۱۴/۵	۲۵/۸	۲۸/۹	۲۵/۴	۱۹/۷	۶/۱	۰/۴	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۱۲۲/۸
		برفی	۰/۰	۱/۹	۶/۵	۹/۴	۷/۹	۵/۷	۱/۰	۱/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۳۲/۴
		بارانی	۶/۳	۷/۶	۹/۴	۱۰/۷	۹/۷	۱۲/۷	۱۲/۹	۱۱/۵	۴/۳	۲/۲	۲/۱	۲/۱	۹۱/۳
۵	سنندج	یخبندان	۲/۱	۱۲/۲	۲۴/۵	۲۷/۵	۲۳/۶	۱۶/۲	۳/۵	۰/۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۱۰۹/۹
		برفی	۰/۰	۰/۶	۳/۹	۷/۹	۶/۷	۲/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۲۱/۸
		بارانی	۵/۵	۸/۶	۱۰/۴	۱۱/۹	۱۱/۸	۱۳/۰	۱۲/۰	۸/۸	۱/۲	۰/۳	۰/۹	۰/۹	۸۵/۲
۶	کرمانشاه	یخبندان	۱/۳	۱۱/۵	۲۱/۵	۲۵/۳	۲۰/۹	۱۴/۲	۲/۲	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۹۶/۹
		برفی	۰/۰	۰/۳	۳/۰	۵/۴	۴/۴	۲/۰	۰/۲	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۱۵/۳
		بارانی	۴/۵	۸/۴	۹/۵	۱۰/۹	۱۰/۸	۱۲/۵	۱۱/۲	۷/۵	۰/۹	۰/۳	۰/۴	۰/۴	۷۷/۵
۷	قزوین	یخبندان	۰/۵	۷/۹	۲۲/۱	۲۶/۷	۲۱/۱	۱۳/۳	۱/۵	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۹۲/۱
		برفی	۰/۱	۰/۶	۴/۲	۶/۷	۵/۶	۲/۴	۰/۲	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۱۹/۸
		بارانی	۷/۳	۸/۰	۹/۴	۹/۹	۱۰/۲	۱۲/۹	۱۳/۲	۱۲/۵	۴/۶	۲/۳	۲/۳	۲/۱	۹۴/۳
۸	ارومیه	یخبندان	۰/۷	۱۱/۰	۲۶/۱	۲۹/۰	۲۵/۱	۱۶/۵	۲/۱	۰/۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۱۱۰/۶
		برفی	۰/۲	۱/۷	۵/۶	۸/۰	۷/۱	۴/۲	۰/۷	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۲۷/۵
		بارانی	۷/۲	۸/۳	۸/۳	۹/۵	۹/۵	۱۱/۵	۱۱/۵	۱۱/۹	۵/۵	۱/۸	۱/۶	۱/۶	۹۰/۳
۹	اردبیل	یخبندان	۴/۸	۱۵/۷	۲۶/۱	۲۸/۹	۲۵/۵	۲۳/۱	۸/۴	۱/۷	۰/۱	۰/۰	۰/۰	۰/۵	۱۳۴/۸
		برفی	۱/۲	۳/۸	۶/۶	۷/۰	۷/۸	۷/۴	۱/۸	۰/۴	۰/۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۳۶/۱
		بارانی	۸/۹	۷/۵	۷/۶	۷/۷	۸/۷	۱۱/۵	۱۰/۷	۱۳/۵	۷/۵	۲/۷	۳/۷	۳/۷	۹۵/۵
۱۰	بیجار	یخبندان	۱/۰	۸/۴	۲۳/۴	۳۰	۲۵/۴	۱۹/۴	۳/۱	۰/۳	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۱۱۱/۰
		برفی	۰/۰	۱/۶	۷/۰	۹/۴	۸/۷	۶/۹	۱/۳	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۳۴/۹
		بارانی	۷/۴	۹/۰	۱۰/۸	۱۳/۴	۱۲/۲	۱۵/۸	۱۲/۷	۹/۳	۳/۹	۲/۳	۱/۹	۱/۸	۱۰۰/۵
۱۱	مه‌آباد	یخبندان	۰/۲	۷/۵	۲۱/۲	۲۴/۴	۲۱/۱	۱۳/۶	۱/۲	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۸۹/۲
		برفی	۰/۱	۱/۶	۵/۵	۸/۲	۸/۸	۴/۱	۰/۵	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۲۸/۸
		بارانی	۶	۸/۱	۹/۵	۱۰/۷	۱۲	۱۲/۳	۹/۸	۶/۸	۳	۰/۵	۰/۷	۰/۵	۷۹/۹
۱۲	سراب	یخبندان	۱۰/۰	۲۰/۷	۲۷/۹	۳۰	۲۵/۹	۲۴/۶	۱۱/۹	۱/۸	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۱۵۳/۵
		برفی	۰/۶	۳/۲	۸/۷	۱۰/۸	۱۰/۰	۱۰/۶	۲/۱	۰/۳	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۴۶/۳
		بارانی	۶/۹	۸/۷	۱۰/۴	۱۰/۶	۱۰/۳	۱۳/۷	۱۳/۳	۱۱/۷	۹/۱	۲/۷	۳/۴	۳/۴	۱۰۳/۸
۱۳	قروه	یخبندان	۰/۷	۱۱/۳	۲۶/۰	۲۹/۲	۲۵/۰	۲۰/۴	۴/۱	۰/۳	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۱۱۷/۰
		برفی	۰/۰	۱/۱	۵/۰	۵/۰	۶/۳	۴/۴	۰/۴	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۲۲/۲
		بارانی	۴/۹	۷/۴	۹/۷	۱۰/۲	۹/۱	۱۲/۶	۹/۶	۸/۱	۲/۰	۱/۱	۰/۰	۰/۰	۷۶
۱۴	میانه	یخبندان	۰/۰	۹/۹	۲۱/۷	۲۸/۳	۲۴/۳	۱۲/۸	۱/۲	۰/۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۹۸/۳
		برفی	۰/۰	۱/۶	۳/۸	۸/۹	۶/۶	۳/۰	۰/۲	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۲۴/۱
		بارانی	۵/۸	۶/۱	۸/۶	۱۱/۰	۱۰/۲	۱۱/۴	۱۱/۸	۱۰/۱	۴/۴	۱/۰	۱/۷	۱/۹	۸۴

حوضه استور از اواسط نوامبر تا اواخر مارس کم و بیش تحت تاثیر یخبندان قرار دارد. با توجه به محاسبه تراز ریزش برف، انتظار می‌رود که پهنه‌های زیر پوشش برف از اواخر فوریه یا اوایل مارس به تدریج کاهش یابد به طوری که در ماه آوریل کاهش چشمگیر دارد.

۳-۷-۳- بررسی ارتفاع برف

یکی دیگر از پارامترهای نیاز ذوب برف جمع‌آوری دیدبانی‌های مربوط به ارتفاع برف است. برای نمونه ارتفاع برف اندازه‌گیری شده در زیر حوضه تلوار از حوضه آبریز استور در جدول (۳-۵) ارائه شده است. به طوری که ملاحظه می‌شود در این حوضه اندازه‌گیری برف بین سال‌های ۱۳۵۸ تا ۱۳۷۴ صورت گرفته و حداکثر ارتفاع برف ۶۹ سانتی‌متر در تاریخ ۷۰/۱۲/۲۴ در ایستگاه گردنه صلوات آباد از حوضه آبریز شور تلوار گزارش شده است. کم‌ترین ارتفاع برف در این حوضه ۱۱ سانتی‌متر در تاریخ ۵۹/۱۰/۲۳ در ایستگاه سوباشی گزارش شده است. این حوضه از ماه آذر تا پایان اسفند در پوشش برف قرار دارد. کم‌ترین ارتفاع برف در اسفند ماه، ۱۵ و بیش‌ترین ۶۹ سانتی‌متر گزارش شده است. نتایج بررسی ارتفاع برف نشان می‌دهد که حوضه آبریز استور از اواسط آبان تا پایان دهه اول فروردین دارای پوشش برف بوده و در طول این ماه‌ها نباید سیلاب قابل توجهی را انتظار داشت، مگر آنکه در بعضی از سال‌ها که دمای هوا نسبت به میانگین به طور محسوسی بالا بوده و ریزش باران قابل توجه باشد.

جدول ۳-۵- مقدار برف اندازه‌گیری شده و متوسط آن در دوره آماری ایستگاه‌های در حوضه تلوار

ردیف	ایستگاه	حوزه آبریز رودخانه	تاریخ اندازه‌گیری	متوسط ارتفاع برف (cm)	متوسط آب معادل (mm)	چگالی نسبی (درصد)
۱	سلامت آباد	تلوار	۵۸/۱۲/۹	۴۶	۱۳۳	۲۹
۲	طهماسبقی دره	تلوار	۵۸/۱۲/۹	۳۶	۹۷	۲۸
۳	سوباشی	تلوار	۵۹/۱۰/۲۳	۱۱	۲۱	۱۸
۴	قهورود	تلوار	۵۹/۱۰/۲۳	۱۹	۳۴	۱۸
۵	سلامت آباد	تلوار	۵۹/۱۰/۲۳	۱۲	۳۱	۲۵
۶	همه کسی	تلوار	۶۰/۱۲/۱۹	۱۵	۵۸	۳۷
۷	طهماسبقی دشت قروه	تلوار	۶۰/۱۲/۱۹	۲۲	۶۸	۳۰
۸	طهماسبقی	تلوار	۶۱/۹/۲۲	۱۴	۲۱	۱۳
۹	همه کسی	تلوار	۶۱/۹/۲۲	۲۲	۳۸	۱۷
۱۰	سلامت آباد	تلوار	۶۱/۹/۲۳	۱۵	۳۴	۲۲
۱۱	سوباشی	تلوار	۶۳/۱۱/۷	۱۷	۵۸	۳۳
۱۲	دولت آباد	تلوار	۶۳/۱۱/۸	۲۱	۷۸	۳۸
۱۳	طهماسبقی	تلوار	۶۶/۱۱/۱۵	۱۷/۴	۳۸	۲۲
۱۴	سوباشی	تلوار	۶۶/۱۱/۱۵	۴۴/۲	۹۶	۲۲
۱۵	گیتو	تلوار	۶۶/۱۱/۱۵	۴۱/۲	۱۱۳	۲۶
۱۶	سوباشی	تلوار	۶۷/۱۲/۱	۴۲	۱۲۲	۲۹
۱۷	گیتو	آبی چای تلوار	۶۷/۱۲/۱۱	۱۷	۳۴	۲۰

ادامه جدول ۳-۵- مقدار برف اندازه‌گیری شده و متوسط آن در دوره آماری ایستگاه‌های در حوضه تلوار

ردیف	ایستگاه	حوزه آبریز رودخانه	تاریخ اندازه‌گیری	متوسط ارتفاع برف (cm)	متوسط آب معادل (mm)	چگالی نسبی (درصد)
۱۸	سلامت آباد	تلوار	۶۷/۱۲/۱۱	۳۱	۶۰	۱۹
۱۹	گردنه صلوات آباد	تلوار	۶۷/۱۲/۱۰	۶۰	۱۸۰	۲۹
۲۰	طهماسبقلی	تلوار	۶۷/۱۲/۱۰	۴۱	۱۰۸	۲۶
۲۱	همه کسی	تلوار	۶۷/۱۲/۱۰	۲۵	۷۰	۲۸
۲۲	سلامت آباد	تلوار	۷۰/۱۱/۲۵	۳۳	۷۳	۲۲
۲۳	گیتو	تلوار آبی چای	۷۰/۱۱/۲۵	۲۷	۶۴	۲۴
۲۴	سوباشی	تلوار	۷۰/۱۱/۲۴	۳۹	۸۱	۲۱
۲۵	همه کسی	تلوار	۷۰/۱۱/۲۴	۳۹	۹۰	۲۳
۲۶	گردنه صلوات آباد	شور تلوار	۷۰/۱۱/۲۴	۴۰	۱۲۷	۳۰
۲۷	سلامت آباد	تلوار	۷۰/۱۲/۲۴	۱۷	۶۸	۴۱
۲۸	گیتو	تلوار آبی چای	۷۰/۱۲/۲۴	۲۱	۶۷	۳۲
۲۹	سوباشی	تلوار	۷۰/۱۲/۲۴	۵۶	۱۶۱	۲۹
۳۰	گردنه صلوات آباد	شور تلوار	۷۰/۱۲/۲۴	۶۹	۲۲۱	۳۲
۳۱	همه کسی	تلوار	۷۰/۱۲/۲۴	۴۳	۱۶۴	۳۸
۳۲	صلوات آباد	تلوار	۷۳/۱۱/۱۹	۱۱	۲۴	۲۱
۳۳	گردنه صلوات آباد	شور تلوار	۷۴/۱۱/۹	۲۳	۴۹	۲۱
۳۴	سوباشی	تلوار	۷۴/۱۱/۱۰	۲۵/۶	۶۷	۲۶
۳۵	دولت آباد	تلوار	۷۴/۱۱/۱۱	۲۱/۴	۴۵	۲۱
۳۶	همه کسی	شور تلوار	۶۶/۱۱/۱۵	۴۵/۲	۱۲۹	۲۷
۳۷	گردنه صلوات آباد	شور تلوار	۶۶/۱۱/۱۵	۴۲/۴	۸۶	۲۰
۳۸	سوباشی	آبیچای تلوار	۶۱/۹/۲۳	۲۶	۴۴	۱۷
۳۹	صلوات آباد	شور تلوار	۶۱/۹/۲۲	۲۲	۴۹	۲۲
۴۰	گردنه صلوات آباد	شور تلوار	۶۰/۱۲/۱۹	۴۹	۱۷۲	۳۵
۴۱	سوباشی	آبیچای تلوار	۶۰/۱۲/۲۰	۳۶	۹۶	۲۷
۴۲	همه کسی	شور تلوار	۵۸/۱۲/۹	۴۸	۱۴۶	۳۰
۴۳	سوباشی	شور تلوار	۵۸/۱۲/۹	۵۹	۱۲۴	۲۱

در جدول (۳-۶) خلاصه جدول‌های (۳-۳) تا (۳-۵) ارائه شده است. در این جدول پارامترهای مورد نیاز محاسبه ذوب برف نشان داده شده است.

لازم به توضیح است که برای محاسبه سطح زیر پوشش برف باید از میانگین دمای روزانه استفاده کرد. چنانچه از داده‌های میانگین دمای حداقل و یا میانگین دمای حداکثر به منظور تراز ریزش برف استفاده شود مشکلاتی به وجود می‌آید. زیرا در زمانی که از داده‌های میانگین دمای حداکثر روزانه استفاده شود، تراز ریزش برف بیش‌ترین ارتفاع و در میانگین دمای حداقل کم‌ترین ارتفاع نشان داده می‌شود و در نتیجه در محاسبه ذوب برف مقادیر کم‌تر و بیش‌تر به ترتیب برآورد می‌شود.



پهنه‌هایی که در این حوضه آبریز در ارتفاعات بیش از ۱۰۰۰، ۱۵۰۰، ۲۰۰۰، ۲۵۰۰، ۳۰۰۰ و ۳۵۰۰۰ متری قرار دارند باید محاسبه شوند تا در زمان ذوب برف از آن استفاده شود.

با توجه به توزیع تراز ریزش برف در ماه‌های مختلف سال، ضروری است که پهنه‌های زیر پوشش برف هر حوضه با توجه به ارتفاع یا فواصل ارتفاعی ۵۰۰ متری یا کم‌تر تعیین شود تا بتوان سطح زیر پوشش برف را برآورد کرد. سطح زیر پوشش برف با پلانیمتر کردن تراز ریزش برف محاسبه می‌شود.

جدول ۳-۶- پارامترهای مورد نیاز محاسبه ذوب برف در منطقه

پارامتر	ماه	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت
ارتفاع تراز ریزش برف نسبت به میانگین دمای روزانه، آستانه صفر (متر)	۳۳۸۲	۲۵۸۰	۱۶۳۲	۱۲۲۱	۱۳۴۱	۲۱۰۰	۳۱۳۲	۳۷۴۰	
ارتفاع تراز ریزش برف نسبت به میانگین دمای روزانه (متر)	۲۹۲۹	۲۰۸۲	۱۲۱۸	۸۵۲	۹۲۸	۱۶۶۷	۲۶۵۸	۳۲۹۰	
متوسط تعداد روزهای یخبندان	۳	۱۲/۵	۲۴/۴	۲۸/۱۹	۲۳/۵۵	۱۸/۲۹	۴/۸۱	۰/۶۲	
حداقل - حداکثر روزهای یخبندان	۰	۷/۵	۹/۹	۲۴/۴	۲۰/۹	۱۲/۱	۱	۰	
	تا	تا	تا	تا	تا	تا	تا	تا	
	۱۳	۲۰/۷	۲۷/۹	۳۰/۴	۲۷/۹	۲۵/۴	۱۳/۴	۳/۱	
متوسط تعداد روزهای برفی	۰/۲۳	۱/۸	۵/۶	۸/۳۶	۷/۸۹	۵/۲۴	۰/۹	۰/۰۸۵	
حداقل - حداکثر روزهای برفی	۰	۰/۳	۱/۱	۵/۴	۱۱	۲	۰/۲	۰	
	تا	تا	تا	تا	تا	تا	تا	تا	
	۱/۲	۳/۸	۸/۷	۱۱/۶	۴/۴	۱۰/۶	۲/۳	۰/۴	
متوسط تعداد روزهای بارانی	۶/۵	۸/۲	۹/۶۹	۱۰/۷۹	۱۰/۷۲	۱۲/۹	۱۱/۹۷	۱۰/۰۵	
حداقل - حد اکثر روزهای بارانی	۴/۹	۶/۱	۷/۶	۷/۷	۸/۷	۱۱/۵	۹/۶	۶/۸	
	تا	تا	تا	تا	تا	تا	تا	تا	
	۸/۹	۹/۲	۱۲/۵	۱۳/۴	۱۴	۱۵/۸	۱۳/۷	۱۳/۵	
متوسط سطح پوشش برفی (کیلو مترمربع)	۰/۴۷	۱۲۰۴/۶۷	۳۷۲۸۸/۲	۴۲۰۶۴/۵۲	۴۲۰۶۴/۵۲	۱۰۹۶۶/۵	۴۷/۸	۰/۴۷	

با توجه به این جدول دیده می‌شود که در ماه اکتبر ۰/۴۷ کیلومتر مربع در زیر پوشش برف قرار دارد که نسبت به کل سطح حوضه بسیار ناچیز است. به علاوه تعداد روزهای برفی و میانگین بارش در منطقه نیز گویای ناچیز بودن روزهای برفی و مقدار برف ریزش کرده در سطح ۰/۴۷ کیلومتر مربع است. به تدریج از ماه اکتبر به بعد مقدار سطح پوشش به شدت افزایش یافته و همچنین میانگین تعداد روزهای بارانی، برفی و یخبندان به تدریج افزایش می‌یابد به طوری که بیشینه مقدار آن در ماه‌های ژانویه و فوریه رخ می‌دهد و سپس کاهش یافته و در ماه مه به کم‌ترین مقدار می‌رسد.

۳-۷-۴- بررسی ذوب برف

پس از تعیین پهنه‌های زیر پوشش برف و ارتفاع آن، در مواقعی که ریزش باران در دمایی بیش از آستانه ریزش برف رخ می‌دهد و سبب ذوب برف می‌شود مقدار برف ذوب شده و آب معادل آن که در رخداد سیلاب سهیم است، محاسبه



می‌شود. به علاوه در زمانی که دما از آستانه ریزش برف در حوضه بیش‌تر شود ذوب برف نیز صورت می‌گیرد که در این حالت باید آب معادل ذوب برف به سبب دما نیز محاسبه شود زیرا مقدار آب معادل برف در سیلاب ایجاد شده سهیم است. بنابراین باید برای محاسبه ذوب برف مقدار باران ریزش کرده و دمای حوضه مطالعه، بررسی شود تا بتوان مقدار ذوب برف و آب معادل آن را محاسبه کرد. برای نمونه این محاسبه در حوضه آبریز استور شرح داده می‌شود. در این مثال مقدار ذوب برف و آب معادل آن در توفان رخ داده در فاصله زمانی ۲۷ تا ۲۹ اسفند سال ۱۳۵۲ محاسبه می‌شود.

براساس پیشنهاد سازمان هواشناسی جهانی رابطه ذوب برف به سبب دما به دو شکل زیر است:

$$S_{t=4 \times t_{\text{mean}}} \quad \text{و} \quad S_{t=2 \times t_{\text{max}}}$$

در این روابط:

S_t مقدار ذوب برف در اثر دما بر حسب میلی‌متر و t_{max} و t_{mean} به ترتیب میانگین دمای حداکثر و میانگین روزانه است. در این بخش برای محاسبه ذوب برف از میانگین روزانه دما استفاده شده است. به منظور محاسبه مقدار ذوب برف ناشی از بارش از رابطه پیشنهادی سازمان هواشناسی به صورت زیر استفاده می‌شود.

$$S_{m=\frac{t_p}{80}} \times p$$

در این رابطه S_m مقدار ذوب برف ناشی از ریزش باران

t_p میانگین نقطه شبنم با تداوم ۱۲ ساعته در حوضه

P میانگین بارش ۲۴ ساعته یا بیش‌تر در حوضه

با توجه به اینکه کم‌ترین ارتفاع در حوضه استور ۱۰۰۰ متر است، دما در این ارتفاع محاسبه می‌شود که برابر با ۷/۵ درجه سلسیوس است.

از آنجایی که در تراز ۲۱۰۰ متری دما صفر است، میانگین دما بین دو ارتفاع ۱۰۰۰ و ۲۱۰۰ متری برابر است با

$$t = \frac{7.5 + 0}{2} = 3.8$$

بنابراین میانگین دما بین کم‌ترین ارتفاع و تراز ریزش برف ۳/۸ سلسیوس است که باید در محاسبه ذوب برف ناشی از بارش، اعمال شود. از این رو مقدار ذوب برف به سبب دما به صورت زیر است

$$S_t = 4 \times 3.8 = 15 \text{ میلی‌متر}$$

یعنی در مدت ۲۴ ساعت ۱۵ میلی‌متر برف به سبب دما ذوب می‌شود. سطح زیر پوشش برف در پایان بهمن ماه ۴۲۰۰۰ کیلومترمربع بوده و در پایان اسفند ماه ۱۱۰۰۰ کیلومترمربع بوده است. چون ۱۱۰۰۰ کیلومترمربع به سبب وجود پوشش برف و دمای زیر صفر در توزیع آب ناشی از ذوب برف در روزهای ۲۷ تا ۲۹ اسفند سهیم نیست، در این صورت میزان سطح زیر پوشش برفی که به سبب بارش و دما ذوب می‌شود مساوی با ۳۱۰۰۰ کیلومترمربع است یعنی (۴۲۰۰۰ - ۱۱۰۰۰ = ۳۱۰۰۰). نسبت سطحی برفی که می‌تواند ذوب شود به سطح کل حوضه مساوی است با:



$$\frac{31000}{42000} = \frac{31}{42} = 0.74$$

میانگین بیشینه تداوم ۱۲ ساعته نقطه شب‌نم کلیه ایستگاه‌های حوضه در این توفان ۶/۱ درجه سلسیوس و میانگین بارش ۲۴ ساعته حوضه ۱۲/۲ میلی‌متر است. مقدار ذوب برف به سبب ریزش باران مساوی است با:

$$S_m = \frac{6.1 \times 12.2}{80} = 1 \quad \text{میلی‌متر}$$

برای محاسبه ذوب برف به سبب ریزش باران می‌توان به دو صورت عمل کرد.

در روش اول خطوط هم‌باران توفان انتخاب شده در حوضه با روش‌های شرح داده شده در بخش‌های قبلی رسم می‌شود و سپس میانگین بارش ریزش کرده در دوره‌های متفاوت ۲۴، ۴۸، ۷۲ و ... ساعته به دست می‌آید و سپس این مقدار بارش را در تداوم ۱۲ ساعته نقطه شب‌نم کلیه ایستگاه‌های منتخب حوضه ضرب و بر ۸۰ تقسیم می‌شود تا مقدار ذوب برف ناشی از ریزش باران محاسبه شود. پس از به دست آوردن مقدار ذوب برف در حوضه به سبب دما و ریزش باران، با مقدار میانگین بارش‌های ریزش کرده توفان‌ها جمع و سپس برای محاسبه حداکثر بارش محتمل مقدار مزبور در ضریب رطوبت و باد ضرب شده و حداکثر بارش محتمل دوره معین ۲۴، ۴۸، ۷۲ و ... ساعته به دست می‌آید.

در محاسبه فوق از روش اول استفاده شده است

مقدار بارش ۲۴ ساعته به علاوه ذوب برف مساوی است با:

$$\text{مقدار ذوب برف به سبب دما} \quad \text{میلی‌متر} \quad 4 \times 3/8 = 15$$

$$\text{مقدار ذوب برف ناشی از دما و بارش} \quad \text{میلی‌متر} \quad 15 + 1 = 16$$

$$\text{مقدار ذوب برف در کل حوضه} \quad \text{میلی‌متر} \quad 16 \times 0/74 = 11/8$$

$$\text{مقدار بارش ۲۴ ساعته به علاوه ذوب برف} \quad \text{میلی‌متر} \quad 12/2 + 11/8 = 24$$

برای محاسبه حداکثر بارش محتمل مقدار بارش ۲۴ ساعته به علاوه ذوب برف باید در ضریب رطوبتی و باد ضرب شود.

در روش دوم مقدار ذوب برف ناشی از ریزش باران و دما در ضریب رطوبتی و باد محاسبه شده حداکثر بارش محتمل توفان، ضرب شده و سپس با مقدار حداکثر بارش محتمل توفان ۲۴، ۴۸، ۷۲ و ... ساعته جمع می‌شود تا مقدار میانگین بارش و ذوب برف حوضه به دست آید.

۳-۸- کاربرد منحنی‌های DAD در برآورد حداکثر بارش محتمل

با استفاده از منحنی‌های عمق-سطح-تداوم در هر منطقه و براساس مساحت حوضه مورد مطالعه، مقدار بارش حداکثر با تداوم مورد نظر در حوضه استخراج می‌شود. مقادیر به دست آمده از این روش می‌تواند به عنوان مقادیر حدی برای مقدار بارش میانگین حوضه در تداوم مربوطه باشد. از منحنی‌های DAD در روش آماری برآورد حداکثر بارش محتمل نیز استفاده می‌شود زیرا به جای متغیر فراوانی وقوع بارش‌ها از چگونگی توزیع سطح یعنی منحنی عمق-سطح-تداوم و یا ضریب کاهش سطحی بارش استفاده می‌شود.



معمولا به دلیل رابطه‌ای که بین توزیع مکانی رطوبت موجود در لایه‌های توده‌های باران‌زا و دمای نقطه شبنم در سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال وجود دارد، بنابراین این توزیع مکانی در زمان بارش با منحنی DAD منطقه رابطه دارد و با استفاده از آن می‌توان یک نقشه ضریب اصلاحی برای استفاده در برآورد حداکثر بارش محتمل تهیه کرد. نحوه استفاده از منحنی‌های DAD و RF در فصل نهم ارائه شده است.



فصل ۴

بر آورد حداکثر بارش محتمل

همدیدی (سینوپتیکی) به روش

همگرایی



۴-۱- انتخاب توفان شدید و فراگیر و تعداد توفان‌های لازم

توفان شدید و فراگیر عبارت است از شرایط فیزیکی جوی که موجب شدیدترین و فراگیرترین بارش در تمام ایستگاه‌های درون حوضه و پیرامون آن می‌شود. فراگیر بودن توفان به منظور اطمینان از صحت فرض اشباع هوا لازم است. برای پی بردن به تاریخ توفان‌های شدید و فراگیر می‌توانیم از دو شاخص زیر استفاده نماییم.

الف- میزان بارش ایستگاه‌ها

ب- روان‌آب ناشی از بارش

همچنین فراسنج‌هایی نظیر فراوانی و مجموع مقدار بارش ماهانه در ایستگاه‌ها برای انتخاب توفان شدید و فراگیر نیز به کار گرفته می‌شود. تعداد توفان‌های پیشنهادی برای برآورد حداکثر بارش محتمل باید با شدت و تداوم‌های مختلف از شش ساعت و بیش تر باشد و با توجه به بیشینه بده لحظه‌ای و میانگین روزانه انتخاب شود. فراگیر بودن توفان بیان‌گر شرایط مناسب جوی در سازوکار دینامیکی و ترمودینامیکی از نظر اشباع و ایجاد بارش شدید است. لازم به توضیح است که انتخاب توفان‌های کوتاه مدت در حدود ۶، ۹، ۱۵ و ۱۸ ساعته به سبب اندازه‌گیری ایستگاه‌های باران‌سنجی و اقلیم‌شناسی که به طور معمول دیدبانی‌های ۱۲ ساعته دارند، مشکل است ولی می‌توان با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های باران‌سنج ثبات و همدیدی درون حوضه که به طور مناسبی توزیع شده باشند، برای این کار استفاده کرد. زیرا همان طوری که در بالا شرح داده شد با بهره‌گیری از این نوع ایستگاه‌ها و به کارگیری نسبت‌های بارش ۶ ساعته به ۲۴ ساعته، ۹ ساعته به ۲۴ ساعته، ۱۵ ساعته به ۲۴ ساعته و ... آن‌ها این عمل امکان‌پذیر است. گرچه چون تعداد این نوع ایستگاه‌ها در هر حوضه بسیار کم و یا اصلاً وجود ندارند، به نظر می‌رسد این کار امکان‌پذیر نباشد.

۴-۲- نحوه انتخاب ایستگاه‌های هواشناسی به عنوان معرف جهت توفان

به منظور تعیین ایستگاه‌های هواشناسی که معرف رطوبت ورودی به منطقه مورد مطالعه است از نقشه‌های روزانه رطوبت، فشار و ارتفاع که از سایت NCEP^۱ یا NCAR^۲ قابل دسترس است، استفاده می‌شود. به‌طور کلی نقشه‌های روزانه وضع هوا و نقشه‌هایی که برای به دست آوردن ایستگاه‌های معرف توفان به کار گرفته می‌شود از این دو سایت به دست می‌آید. باید گفته شود که این دو پایگاه نقشه‌های همدیدی از تراز میانگین سطح دریا تا بیش از ارتفاع ۱۶ کیلومتری در سطح نیم‌کره شمالی و جنوبی را تهیه کرده و در دسترس کلیه مراکز هواشناسی ملی به منظور تحلیل و پیش‌بینی وضع هوا قرار می‌دهند. با توجه به جهت حرکت سامانه‌ها مسیر حرکت منحنی‌های رطوبت دنبال شده و مسیر ورود رطوبت به

1- National Centers for Environmental Prediction

2- National Centers for Atmospheric Research



منطقه مشخص می‌شود. سپس داده‌های ۳ ساعته دمای نقطه شبنم، وضعیت جوی و سرعت باد ایستگاه‌های معرف ورودی توفان برای محاسبه حداکثر بارش محتمل تعیین می‌شود.

۴-۳- بررسی جهت ورود توده‌های هوای غالب در منطقه

به‌منظور تعیین مسیر توفان و جهت آن، پس از تعیین تاریخ بده بیشینه که همراه با سیلاب‌های شدید بوده و سبب بالاترین اوج لحظه‌ای در حوضه مورد مطالعه شده است باید نقشه‌های سطح زمین و تراز ۸۵° هکتوپاسکال که تقریباً در ارتفاع ۱۵۰۰ متری از میانگین سطح دریا قرار دارد، ۷۲ ساعت قبل از ریزش بارش‌های شدید و ایجاد سیلاب، بررسی و تحلیل شود. در این بررسی مراکز کم‌فشار و پرفشار و جریان‌ها و توده‌هوائی که همراه با این مراکز هستند در نواحی شرقی مدیترانه، غرب دریای سرخ، شبه جزیره عربستان، غرب سوریه تا غرب ایران، نواحی شرقی تا غرب ایران، دریای خزر و همچنین اروپای غربی و شرقی کاملاً تحلیل می‌شود. به علاوه نم‌ویژه در سطح زمین و در تراز ۸۵° هکتوپاسکال، منابع رطوبتی و انتقال رطوبت از آن منابع به سوی نواحی مجاور و منطقه مورد نظر نیز بررسی می‌شود. پس از تحلیل مقدماتی نقشه‌های گفته شده و تعیین جریان‌های هوای سرد، گرم، منابع گرمایی و منابع رطوبتی تاثیرگذار در منطقه و مناطق مجاور، نقشه روز بعد که ۴۸ ساعت قبل از توفان است مطابق فوق بررسی می‌شود. سپس فشار نقشه سطح زمین و ارتفاع تراز ۸۵° هکتوپاسکال در ۴۸ ساعت قبل از توفان را از فشار نقشه سطح زمین و ارتفاع تراز ۸۵° هکتوپاسکال روز قبل (۷۲ ساعت قبل از توفان) کم کرده و در نتیجه نقشه کاهش فشار و کاهش ارتفاع به دست می‌آید. این کاهش فشار و کاهش ارتفاع مسیر انتقال کم‌فشار باران‌زایی را که در منطقه مورد مطالعه که سبب طغیان شده را مشخص می‌کند و نشان می‌دهد که مسیر این سامانه کم‌فشار از کدام ناحیه است. به علاوه بررسی و تحلیل این دو نقشه کاهش فشار و کاهش ارتفاع و همچنین تحلیل نقشه‌های سطح زمین و ارتفاع تراز ۸۵° هکتوپاسکال در ۴۸ ساعت قبل از توفان، نه تنها مسیر جریان را مشخص می‌کند، بلکه منابع رطوبتی و مسیر توده‌هوائی که از این منابع سبب انتقال نم‌ویژه به سوی منطقه مورد مطالعه و مجاور آن می‌شود را تعیین می‌کند. به همین ترتیب نقشه‌های کاهش فشار و کاهش ارتفاع برای ۲۴ ساعت قبل از توفان تعیین می‌شود. با این معنی که نقشه فشار سطح زمین و ارتفاع تراز ۸۵° هکتوپاسکال ۲۴ ساعت قبل از توفان از نقشه فشار سطح زمین و ارتفاع تراز ۸۵° هکتوپاسکال ۴۸ ساعت قبل از توفان کاسته و در نتیجه کاهش فشار و کاهش ارتفاع تراز ۸۵° هکتوپاسکال مسیر نزدیک شدن کم‌فشار را بر روی منطقه مشخص می‌کند. به علاوه تحلیل و بررسی این دو نقشه و نقشه‌های سطح زمین و ارتفاع تراز ۸۵° هکتوپاسکال در ۲۴ ساعت قبل از توفان کاملاً جهت حرکت و چگونگی نزدیک شدن سامانه کم‌فشار را به منطقه مشخص می‌سازد. وجود بادهای برداری تراز ۸۵° هکتوپاسکال و همچنین خطوط رسم شده نم‌ویژه در این تراز کاملاً انتقال رطوبت را به منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. این عمل برای آغاز روز توفان نیز انجام می‌پذیرد. بنابراین با توجه به این مطالب می‌توان تعیین کرد که این سامانه از کجا و در چه مسیری وارد منطقه شده و منابع رطوبتی و چگونگی انتقال آن بر روی محدوده مورد بررسی کاملاً تعیین می‌شود. پس از این نوع بررسی مشخص می‌شود که این سامانه از چه جهتی وارد

منطقه شده و ایستگاه‌های همدیدی که در ابتدا تحت تاثیر این سامانه قرار می‌گیرد و دارای نم ویژه بالایی هستند مشخص می‌شود. بررسی نقطه شب‌نم ایستگاه‌های تعیین شده از ۷۲ ساعت قبل تا زمان ورود توفان نشان می‌دهد که در ۷۲ ساعت قبل مقدار نقطه شب‌نم این ایستگاه‌ها بسیار پایین بوده و به تدریج با طی زمان به آرامی افزایش می‌یابد ولی در فاصله ۶ تا ۱۲ ساعت قبل از آغاز توفان در منطقه نقطه شب‌نم با آهنگ بیش‌تری افزایش می‌یابد و به تدریج به یک نقطه شب‌نم به‌طور نسبی پایدار می‌رسد. لازم به ذکر است که بررسی بیش‌تر در بخش روش‌ها انجام خواهد شد.

۴-۴- بررسی اثر موقعیت کوهساری در مقادیر بارش

مشخص کردن ساختار ناهمواری محل در تعیین حداکثر بارش محتمل بسیار اهمیت دارد. ساختار ناهمواری محلی برای جدا نمودن مناطقی که توفان می‌تواند آن مناطق را تحت تاثیر قرار دهد نقش به‌سزایی دارد. از این‌رو آن مولفه از ناهمواری که در توزیع بارش اهمیت بسیاری دارد مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۴-۴-۱- اثرگذاری کوهساری

در بسیاری از مناطق دنیا دیدبانی‌های بارش و روان‌آب در نواحی کوهستانی، افزایش کلی بارش را با ارتفاع نشان می‌دهد که در اینجا چندین مشخصه افزایش به صورت مجزا مورد بحث قرار می‌گیرد.

ابتدا، روی شیب‌های بادسو به دلیل واداشت خیزش هوا روی کوهستان، افزایش بارش مشاهده می‌شود. بزرگی اثر بر روی بارش با جهت و سرعت شارش هوای مرطوب، با گسترش، بلندی، سرازیری و نظم مانع کوهستانی متغیر است. شکستگی‌های کوهستان یا گذرگاه‌ها سبب کاهش فرازش هوا می‌شود. عوامل دیگر در تاثیرگذاری بارش شامل گسترش و ارتفاع کوهستان‌های کم ارتفاع‌تر یا تپه‌هایی که در پادبادسوی شیب قرار گرفته‌اند، به شمار می‌رود.

همراه با افزایش بارش در شیب‌های بادسو، کاهش در باد پناه وجود دارد. به هر حال بلافاصله در بخش پناه پشته کوهستان، زون سرریز هوا قرار دارد یعنی جایی که مقدار بارش با واداشت فرازش هوای مرطوب روی شیب‌های بادسو می‌تواند به بزرگی روی پشته کوهستان باشد. به سبب سرعت ریزش نسبی آرام برف دانه‌ها، فرآیند سرریز در مورد برف بسیار بیش‌تر از باران در فراسوی پشته کوهستان گسترش می‌یابد. در فراسوی زون سرریز کاهش قابل توجه در بارش به دلیل اثر باد پناه رخ می‌دهد.

دومین ویژگی بارش کوهساری که با نظریه علمی تایید و توسط دیدبانی‌ها پشتیبانی می‌شود، نشان می‌دهد که اولین شیب‌ها یا مناطق کوهپایه‌ای بهترین جایگاه برای آغاز ریزش رگبار و توفان‌های تندری است. نتایج این اثر عبارت از تحریک فعالیت همرفتی در درون توده هوای ناپایدار توسط آغازگری و خیزش به‌طور نسبی کوچک هوا است. ایستگاه‌های دیدبانی بارش به قدری پراکنده هستند که نمی‌توان پدیده اثر کوهستان را بر بارش به‌ویژه در ارتفاعات بالا به طور مناسبی بررسی کرد. برخی از اوقات دیدبانی ایستگاه‌های ساحلی اثر کم ارتفاع برافزایش را به نمایش می‌گذارد. لازم به توضیح است که با وجود ایستگاه‌های باران‌سنجی و باران‌سنج ثبات در شیب‌های مختلف و ارتفاعات بالا می‌توان



تاثیر شیب و ارتفاع را بررسی کرد و شیب بارش را به ازای هر کیلومتر یا صد متر ارتفاع در مناطق مختلف منطقه مورد بررسی به دست آورد.

۴-۲- اثرگذاری فراسنج‌های هواشناختی

تجربه نشان می‌دهد که بارش توفان‌های بزرگ ناشی از سامانه‌های جوی که همگرایی و حرکت بالاسو را ایجاد می‌کند به همان اندازه که در مناطق دشتی مهم است در مناطق کوهساری نیز اهمیت دارد. گذر سامانه‌های وضع هوا ناشی از توفان‌های با پهنه‌های بزرگ بر روی رشته کوهستان مرتفع نشان‌گر دو ویژگی بارش در مناطق کوهساری است. این ویژگی‌ها شامل خیزش به روی شیب‌های باد سو و همگرایی است.

۴-۵- میانگین سالانه و فصلی بارش

میانگین سالانه و فصلی بارش برای مناطق کوهستانی ممکن است با تغییر تواتر بارش‌های به‌طورنسبی ضعیف، به شدت تحت تاثیر قرار گیرد. برخی موقعیت‌های وضع هوا در کوهستان بارش ایجاد می‌کند در حالی که هم‌زمان در دره‌ها بارندگی بسیار کم یا بدون بارش مشاهده می‌شود و به طور کلی بارش در کوهستان‌ها دارای دوره تداوم بیش‌تری است. بنابراین تغییر نشان داده شده توسط نقشه‌های میانگین بارش سالانه یا فصلی، ضرورتاً شاخص قابل اعتمادی از تغییر جغرافیایی در حداکثر بارش محتمل نیست مگر این‌که برای چنین حوضه‌هایی تنظیم شود. فن تنظیمی که به فراوانی استفاده می‌شود بر پایه میانگین تعداد روزهای بارانی در ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه و نقشه‌ای که نشان‌دهنده میانگین ایستگاهی یا نقطه‌ای بارش در روز بارانی باشد، قرار دارد (روز بارانی معمولاً روزی تعریف می‌شود که بارش آن قابل سنجش بوده و آستانه آن قابل ملاحظه باشد، برای نمونه برخی مواقع آستانه بارش ۲ میلی‌متر در نظر گرفته می‌شود).

معرف‌ترین نقشه‌های میانگین بارش فصلی و سالانه نقشه‌هایی هستند که بر پایه سایر داده‌ها علاوه بر بارش ترسیم شوند و این نقشه‌ها باید در هر زمانی که امکان‌پذیر باشد مورد استفاده قرار گیرد. در اینجا نیز وجود شبکه ایستگاه‌های باران‌سنجی که از توزیع و تعداد مناسب به‌ویژه در ارتفاعات برخوردار باشند، می‌تواند جواب‌گوی مسایل فوق باشد.

۴-۶- فراوانی بارش

فراوانی بارش معرف تراز احتمال مساوی با مقدار بارش معینی است و دوره‌های بازگشت کم مانند دوره‌های بازگشت ۵۰ و ۱۰۰ ساله با سامانه‌های وضع هوای شدید همراهی می‌شود. بنابراین این دوره‌های بازگشت معرف بهتری از تغییرات جغرافیایی حداکثر بارش محتمل را نسبت به نقشه‌های میانگین بارش فصلی و سالانه نشان می‌دهد. نسبت‌های مقدار فراوانی بارش مانند نسبت بارش دوره بازگشت ۲۰ ساله به ۵۰ ساله، ۲۰ ساله به ۸۰ ساله و ۵۰ ساله به ۸۰ ساله و ... در جایگاه توفان و مقدار این نسبت‌ها در یک حوضه آبریز منفرد دیگر برای تنظیم مقدار بارش در زمانی که توفان‌ها به مناطق کوهستانی انتقال می‌یابند، مورد استفاده قرار می‌گیرد.



۷-۴- بیشینه‌سازی رطوبت و باد

۱-۷-۴- برآورد رطوبت جو

برای برآورد حداکثر بارش محتمل همدیدی با مدل همگرایی نیاز به برآورد رطوبت جو در حوضه مورد مطالعه است که براساس مراحل زیر انجام می‌شود.

۱-۱-۷-۴- فرض فرآیند شبه بی‌دروی اشباع جو

تولید بارش در یک سامانه جوی به مقدار رطوبت لایه زیرین و توزیع آن در جهت قائم و همچنین به پارامترهای دینامیک و ترمودینامیک جو وابسته است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که در یک سامانه بارش فرین حرکت صعودی جو باید به قدری بزرگ باشد که در کم‌تر از یک ساعت رطوبت لایه زیرین را به ابری که بارش از آن ریزش می‌کند، برساند. فرض براین است که توده هوا در حرکت قائم ابتدا به طور فرآیند بی‌دروی خشک به تراز اشباع و پس از آن به طور فرآیند بی‌دروی مرطوب صعود می‌کند. بنابراین مقدار رطوبت لایه زیرین توده هوا به دمای نقطه شبنم آن بستگی دارد. هر اندازه دمای نقطه شبنم بزرگ‌تر باشد، مقدار رطوبت توده هوا در لایه زیرین بیش‌تر است. با توجه به مطالب فوق بررسی دمای نقطه شبنم عامل بسیار مهمی در محاسبات حداکثر بارش محتمل به شمار می‌رود.

۲-۱-۷-۴- نقطه شبنم سطح زمین یا شاخص رطوبت

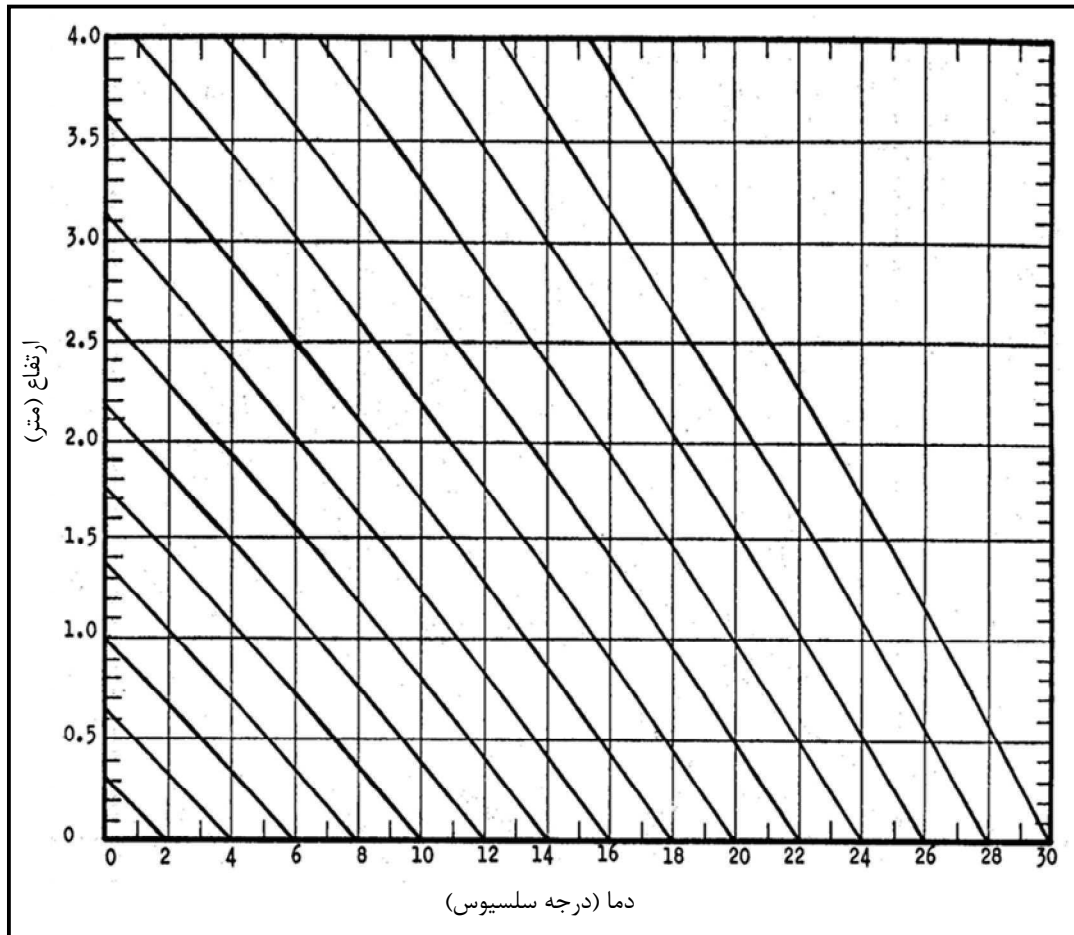
برای بیشینه‌سازی رطوبت توفان به شناسایی دو خط بی‌دروی اشباع نیاز است.

الف- مسیر بی‌دروی اشباع در زمانی که یک سامانه جوی دارای بیش‌ترین ریزش است و به عنوان توفان بیشینه انتخاب شده است.

ب- مسیر بی‌دروی اشباع در نزدیک‌ترین دوره زمانی توفان انتخاب شده در شرایط اکستریم. به این معنی که بیش‌ترین نقطه شبنم را با دوره برگشت 50° ، 80° ، و یا 100° ساله دارا باشد. بررسی‌ها نشان داده اند که توفان و مقدار اکستریم آب قابل بارش با توجه به دمای نقطه شبنم سطح زمین محاسبه می‌شود.

دمای نقطه شبنم سطح زمین، معرف درون شارش رطوبت به درون توفان است و خط بی‌دروی اشباع توفان را شناسایی می‌کند. خط بی‌دروی اشباع مربوط به بالاترین نقطه شبنم، در دوره زمانی توفان انتخابی طی دوره 50° ساله یا بیش‌تر، در ایستگاه‌ها و فصل معینی از سال تعیین می‌شود. این دمای نقطه شبنم به قدر کافی نزدیک به گرم‌ترین خط بی‌دروی اشباع محتمل در نظر گرفته می‌شود. دمای نقطه شبنم توفان و بیشینه آن (دوره برگشت 50° و یا 100° ساله) به صورت بی‌دروی اشباع یا تر به تراز 1000 هکتوپاسکال می‌رسد. بدین منظور از نمودارهای جو بالا که آن را Skewt می‌نامند، استفاده می‌شود. در این نمودار مسیرهای متفاوت بی‌دروی خشک و بی‌دروی اشباع یا تر رسم شده است و به منظور تبدیل نقطه شبنم ایستگاهی به 1000 هکتوپاسکال از مسیر بی‌دروی اشباع (تر) استفاده می‌شود (شکل ۴-۱). با استفاده از این نمودار دمای نقطه شبنم ایستگاه‌های دیدبانی شده در ارتفاعات مختلف قابل مقایسه است. این امر اجازه

می‌دهد جدولی که نشان‌دهنده رطوبت جو به صورت تابعی از نقطه شب‌نم ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است ساخته و مورد استفاده قرار گیرد. برای این منظور می‌توان از روابط ریاضی که در صفحات بعد آمده است نیز استفاده کرد.



شکل ۴-۱- نمودار فرآیند شبه بی‌دررو برای تبدیل دمای نقطه شب‌نم به ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ارتفاع صفر از میانگین سطح دریا

۴-۷-۲- نقطه شب‌نم با تداوم ۱۲ ساعته

از آنجایی که درون شارش رطوبت تاثیر قابل ملاحظه‌ای بر بارش توفان دارد، این رطوبت باید برای ساعت‌ها دوام داشته باشد و تداوم آن در کم‌تر از یک ساعت بی‌معنی است. همچنین دیدبانی‌های نقطه شب‌نم یک ایستگاه ممکن است به‌طور قابل ملاحظه‌ای همراه با خطا باشد. در نتیجه نقطه شب‌نم استفاده شده برای برآورد رطوبت توفان و رطوبت بیشینه محتمل باید بر پایه دو اندازه‌گیری متوالی یا بیش‌تر با فاصله زمانی قابل قبول مجزا از هم انجام شود. همچنین ثبت خودکار پیوسته از نقطه شب‌نم در طی دوره زمانی معین نیز می‌تواند، مورد استفاده قرار گیرد ولی اندازه‌گیری حاصل از یک قرائت منفرد نمی‌تواند پاسخگوی رطوبت توفان باشد. به‌طور کلی بهترین روش برای معرفی رطوبت توفان سنجش بیشینه نقطه شب‌نم با تداوم ۱۲ ساعته است. اگرچه از سنجش‌های دیگری نیز می‌توان استفاده کرد. از جمله بیش‌ترین میانگین ۲۴ ساعته در دوره زمانی توفان و در طی یک دوره بلند مدت بیش از ۵۰ سال. انتخاب بیش‌ترین میانگین ۲۴ ساعته دمای نقطه شب‌نم به صورت زیر انجام می‌پذیرد.



در یک دوره ۱۰ روزه از یک ماه به خصوص با یک دوره ماهانه میانگین روزانه دمای نقطه شبنم که دارای بیشترین مقدار در این دوره است، انتخاب می‌شود. در این صورت در یک دوره ۵۰ ساله، ۵۰ عدد از میانگین دمای نقطه شبنم روزانه به دست می‌آید. با مقایسه این ۵۰ عدد بیشترین آن‌ها انتخاب می‌شود که نشان‌دهنده بیشینه رطوبت جو در آن دوره در طی ۵۰ سال است. در این مورد نیازی به روش آماری برای تعیین دوره‌های برگشت نیست. در صورتی که آمار دراز مدت ۵۰ ساله وجود نداشته باشد و دوره آماری کوتاه باشد یک سری ۱۰ روزه یا ماهانه از میانگین دمای نقطه شبنم روزانه در دوره آماری تهیه و پس از انتخاب بهترین برازش توزیع آماری، دوره بازگشت ۵۰، ۸۰، و یا ۱۰۰ ساله محاسبه و مورد استفاده قرار می‌گیرد.

شایان ذکر است تغییرات فصلی نقطه شبنم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته ممکن است برای تعیین تغییر فصلی حداکثر بارش محتمل نیز به کار برده شود. این روش برای حداکثر بارش محتمل توفان تندری متمرکز شده، کاربردی‌تر است تا برای حداکثر بارش محتمل در پهنه‌های بزرگ و دوره‌های طولانی. آب قابل بارش برای نقطه شبنم بیشینه ۱۲ ساعته هریک از توفان‌ها در سر تا سر فصل بحرانی محاسبه و یا می‌توان برای مقادیری که از منحنی تغییرات فصلی آن‌ها خوانده می‌شود به دست آورد. ضعف این روش این است که تقریباً همیشه مقدار اوج حداکثر بارش محتمل را در تابستان نشان خواهد داد، حتی در مناطقی که تابستان‌ها دارای بارش کم یا بدون باران هستند و توفان‌های اصلی در زمستان رخ می‌دهد. تحت این شرایط این روش را نمی‌توان به کار برد زیرا در تابستان به سبب دمای بالا پذیرش بخار آب زیاد شده و در نتیجه نقطه شبنمی که به دست می‌آید معرف دوره بارش نیست. بدین جهت باید در هر منطقه آغاز و خاتمه دوره بارش را مشخص و کلیه بررسی‌های در فصل دوره بارش انجام شود.

۴-۷-۳- نقطه شبنم معرف توفان با تداوم ۱۲ ساعته در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

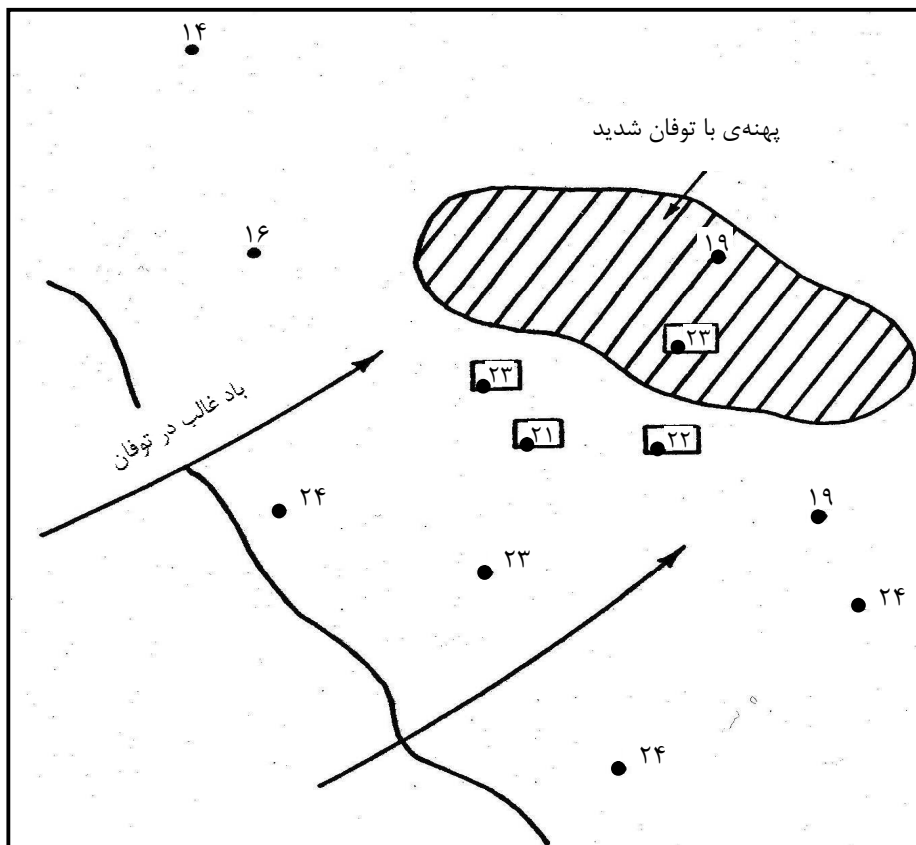
بزرگ‌ترین نقطه شبنم در هوای گرم درون شارش به توفان که برای انتخاب خط بی‌دروی اشباع معرف رطوبت توفان مورد استفاده قرار می‌گیرد، از نقشه‌های وضع هوای سطح زمین شناسایی می‌شود. نقطه شبنم بین پهنه بارانی و چشمه رطوبت نیاز به بررسی اولیه دارد. نقطه شبنم در پهنه بارانی ممکن است به دلیل بارش بسیار بزرگ باشد، اما اگر این نقطه شبنم با نقطه شبنم خارج از پهنه مورد بررسی توافق داشته باشد، نیاز به حذف آن نیست و در این صورت به درستی معرف رطوبت لایه ای از هوا است که بارش از آنجا تشکیل می‌شود. در برخی از توفان‌ها به ویژه توفان‌هایی که با سامانه‌های جبهه ای همراهی می‌شود، ممکن است نقطه شبنم سطح زمین در پهنه بارانی فقط معرف لایه کم عمقی از هوای سرد باشد و معرف توزیع دما و رطوبت در ابرهای باران زا، نباشد.

شکل (۴-۲) نمونه‌ای از نقشه وضع هوا را که از آن نقطه شبنم توفان تعیین می‌شود به نمایش می‌گذارد. در نقشه‌های متوالی با فاصله ۶ ساعته به همان گونه که در شکل نشان داده شده است در طی توفان، نقطه شبنم بیشینه با استفاده از چند ایستگاه میانگین‌گیری می‌شود.



در هر نقشه وضع هوا باید از ایستگاه‌های مشابه برای میانگین‌گیری استفاده شود. گاهی لازم است فقط بر نقطه شب‌نم ایستگاه‌هایی که در جایگاه مناسبی قرار دارند تکیه کرد. برای نمونه، زمانی که شارش هوای مرطوب به درون توفان زبانه بسیار باریکی از رطوبت را تشکیل می‌دهد. این فاصله از مرکز بارش توفان تا ایستگاه‌هایی که برای تعیین نقطه شب‌نم توفان انتخاب شده‌اند باید به پدیده‌های در مقیاس همدیدی که بیش از تقریباً ۱۶۰۰ کیلومتر نیست محدود شود. میانگین نقطه شب‌نم بیشینه ایستگاه‌ها یا نقطه شب‌نم ایستگاهی منفرد که از یک سری نقشه‌های متوالی زمانی انتخاب شده‌اند، تشکیل یک سری از داده‌های نقطه شب‌نم را می‌دهد، و سپس نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته انتخاب می‌شود. برای اطمینان از این‌که انتخاب دوره زمانی برای نقطه شب‌نم توفان به‌طوری انجام شده است که انتقال از جایگاه ایستگاه‌های انتخابی برای نقطه شب‌نم به پایگاه توفان در طی فاصله سازگار با باد دیدبانی شده در توفان مجاز است، جانب احتیاط باید رعایت شود. سپس نقطه شب‌نم انتخاب شده به‌طور فرآیند شبه بی‌درو به تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال انتقال می‌یابد.

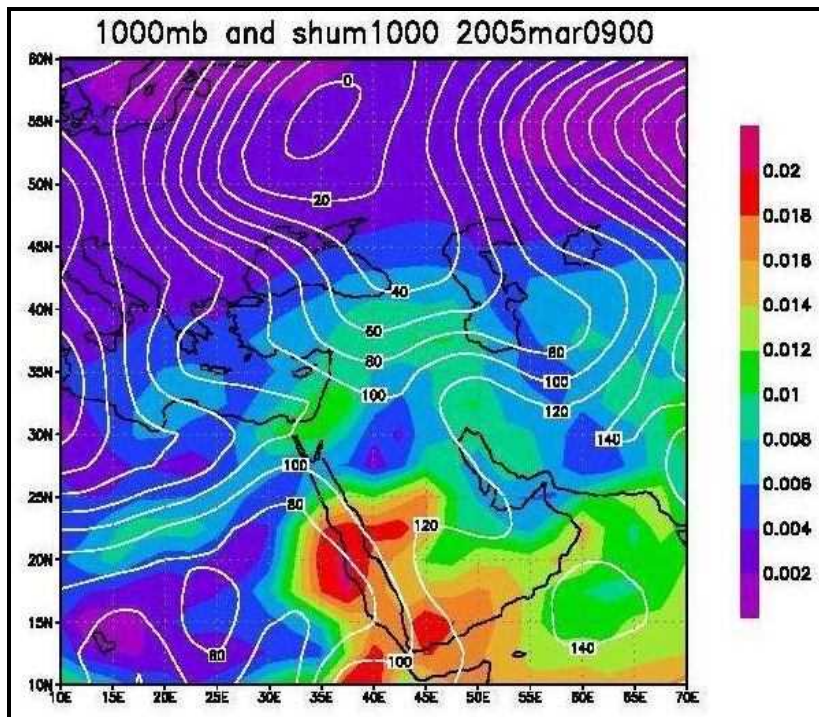
اگر مقادیر دیدبانی شده ایستگاه‌هایی که دارای اختلاف ارتفاع محسوسی هستند بر روی نقشه وضع هوا عددگذاری شود، باید قبل از میانگین‌گیری به تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تبدیل شود. به هر حال تفاوت ارتفاع بین نقطه شب‌نم ایستگاه‌ها در شارش هوای مرطوب معمولاً کوچک بوده و به‌طور کلی در انتخاب نقطه شب‌نم از آن صرف نظر می‌شود.



شکل ۴-۲- تعیین نقطه شب‌نم بیشینه در یک توفان، نقطه شب‌نم معرف برای زمان این نقشه برابر با مقادیر میانگین در درون مربع‌ها است.

شکل (۳-۴) نمونه‌ای از نقشه وضع هوا را که نم ویژه مربوط به توفان رخ داده در تاریخ ۹ مارس ۲۰۰۵ (۱۶ اسفند ۱۳۸۳) در ساعت GMT 00 در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است را به نمایش می‌گذارد که در زیر این نقشه تحلیل می‌شود:

دو مرکز کم فشار یکی بر روی شمال دریای سیاه با مرکز کم تر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بسته شده که زبانه آن به سوی شرق مدیترانه کشیده شده و دامنه آن به نواحی شرقی مدیترانه یعنی سوریه و عراق متمایل شده است. خط هم فشار ۱۰۱۰ هکتوپاسکال از نواحی شرقی مدیترانه تا مرکز عراق کشیده شده و از آنجا به سوی نواحی شمال غربی ایران امتداد یافته است. کم فشار دیگر بر روی جنوب مصر و شمال سودان با مرکز کم تر از ۱۰۰۸ هکتوپاسکال بسته شده است. این مرکز کم فشار با جریان های شرقی که در نواحی جنوب شرقی شبه جزیره عربستان وارد این شبه جزیره می شود، ادغام و سپس با جریان های تقریباً جنوبی شمالی به سوی جنوب غربی ایران امتداد یافته و سپس از مرکز ایران به سوی شمال شرق ایران امتداد می یابد. در غرب خط هم فشار ۱۰۱۲ هکتوپاسکال سامانه کم فشاری است که از نواحی شرقی دریای مدیترانه و جنوب غربی دریای سرخ به سوی جنوب غربی و غرب ایران کشیده می شود. شرق و شمال شرق این خط مرکز پر فشاری است که نواحی شمال شرقی شبه جزیره عربستان را دربر گرفته و در نتیجه همین پر فشار است که جریان های شرقی از روی اقیانوس هند را به سوی نواحی مرکزی و غربی شبه جزیره انتقال داده و سپس با جریان های گرم و مرطوب دریای سرخ و خلیج عدن به سوی نواحی جنوب غربی و غرب ایران کشیده شده است. میزان رطوبت در این روز، با توجه به میزان نم ویژه و تلفیق آن با جریان هایی که در نواحی جنوب غربی دریای سرخ و شرق مدیترانه و غرب عربستان وجود دارد، افزایش یافته و در نواحی جنوب غربی ایران بین ۱۰ تا ۸ کیلو گرم رسیده است. در این روز نواحی غربی جنوب غربی و همچنین حاشیه های غربی کشور تحت نفوذ سامانه باران قرار گرفته و با توجه به میزان رطوبت بارش در این روز آغاز شده است.



شکل ۳-۴- نقشه نم ویژه بر روی جنوب غرب ایران در تاریخ ۹ مارس سال ۲۰۰۵ ساعت ۰:۰۰ در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال



۴-۷-۴- نقطه شب‌نیم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در تراز ۱۰۰۰ هکتو پاسگال

همان‌طور که در بخش‌های بالا شرح داده شد، تداوم ۱۲ ساعته دمای نقطه شب‌نیم برآورد شده توفان به‌منظور بهینه‌سازی رطوبت باید از سطح ایستگاه به تراز ۱۰۰۰ هکتو پاسگال منتقل شود. به‌طور کلی برای بیشینه‌سازی تداوم ۱۲ ساعته دمای نقطه شب‌نیم داده‌های با فواصل ۱۰ روزه و ماهانه توصیه می‌شود. براساس داده‌های بیشینه ۱۲ ساعته دمای نقطه شب‌نیم ۱۰ روزه و یا ماهانه سری آماری بلند مدت تهیه و سپس تحلیل فراوانی سری‌های مزبور انجام می‌پذیرد و براساس آن دوره‌های بازگشت ۵۰، ۸۰ و ۱۰۰ ساله برآورد می‌شود. در روش‌های تحلیل فراوانی باید مناسب‌ترین توزیع آماری برازش داده شود. چنانچه طول دوره آماری ثبت شده داده‌های دمای نقطه‌شب‌نیم ایستگاه‌ها بیش از ۵۰ سال باشد، می‌توان از تداوم دمای نقطه شب‌نیم با دوره برگشت ۵۰ ساله استفاده کرد. در صورتی که طول دوره آماری داده‌های ثبت شده کم‌تر از ۳۰ سال باشد، می‌توان از دوره برگشت ۱۰۰ ساله نیز استفاده کرد و این در صورتی است که مقدار دمای نقطه شب‌نیم به‌دست آمده با دوره‌های ۵۰ و ۸۰ ساله نسبت به دمای نقطه‌شب‌نیم ثبت شده کم‌تر باشد.

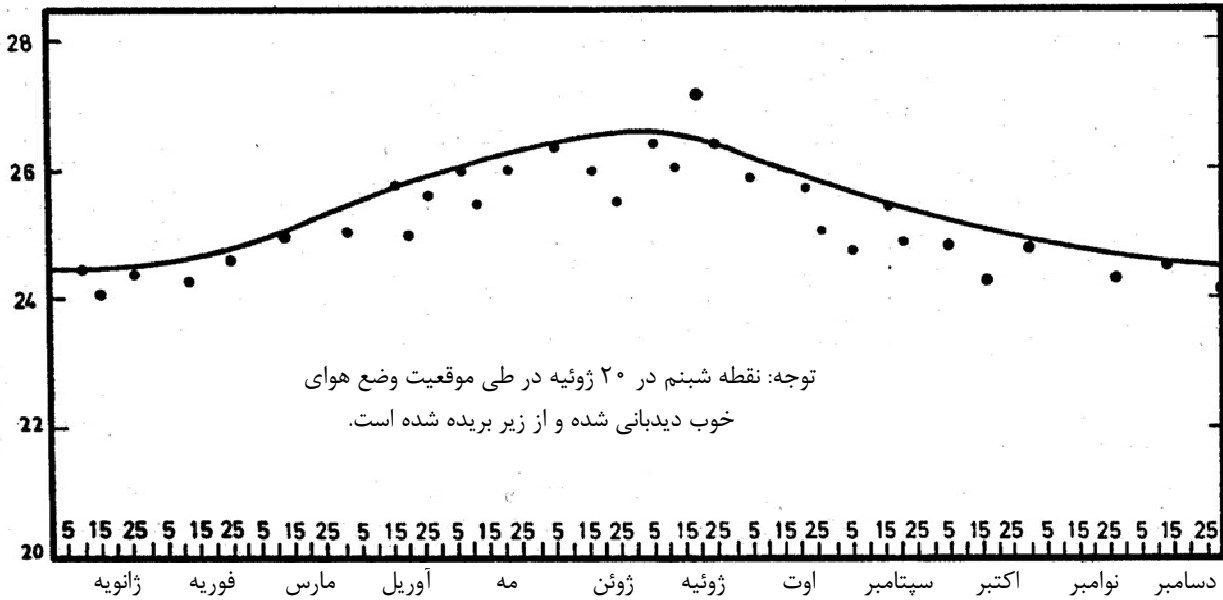
در مناطقی که در اثر تابش زیاد، گردش جوی آرام، دریاچه‌های زیاد، رودخانه‌ها و باتلاق‌ها، نقطه‌شب‌نیم محل در نتیجه تبخیر محلی رطوبت از سطح زیاد است، این نقطه‌شب‌نیم هرگز نمی‌تواند معرف رطوبت جو در ترازهای بالا باشد. در هنگامی که ایستگاه مورد دیدبانی تحت تاثیر مرکز پرفشار قرار می‌گیرد به سبب حرکت نزولی آن رطوبت در لایه زیرین جمع شده و دمای نقطه شب‌نیم بالاتر گزارش می‌شود.

مورد دیگر اجتناب از انتخاب نقطه شب‌نیم‌های حداکثر به سبب پدیده‌های جوی که بسیار پایدار بوده و تجمع رطوبت در لایه زیرین جو انجام می‌گیرد، است. اگر دمای نقطه شب‌نیم به‌دست آمده به قدر کافی از مقدار دوره بازگشت ۱۰۰ ساله بیش‌تر باشد، موقعیت وضع هوای همراه با آن باید به دقت بررسی شود.

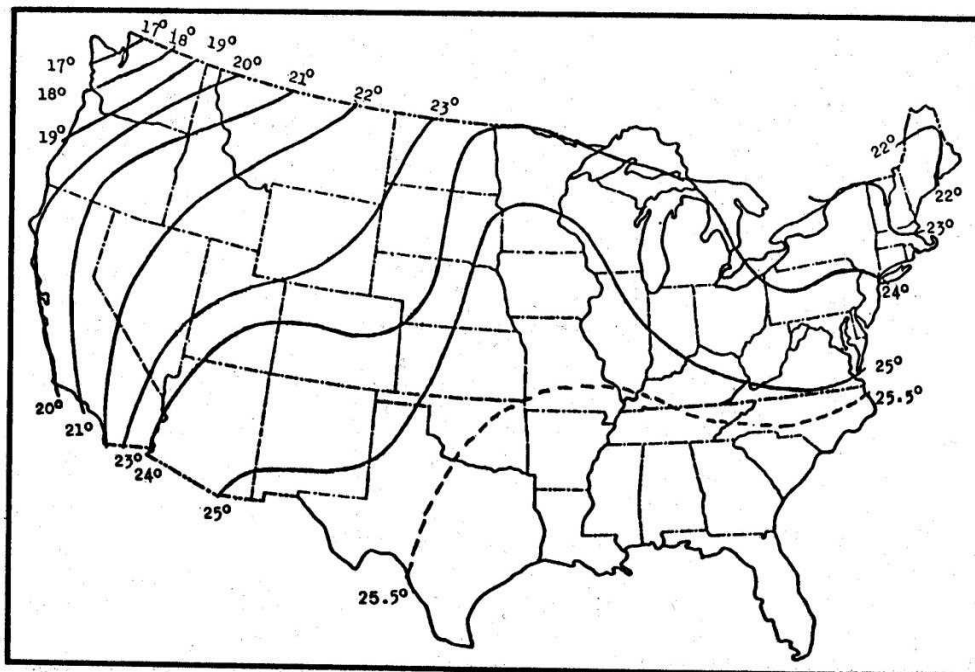
تمام مقادیر دمای نقطه‌شب‌نیم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته که به‌طورمستقیم از بررسی گزارش‌های طولانی مدت انتخاب می‌شوند در مقابل تاریخ دیدبانی نقطه‌گذاری می‌شود و یک منحنی پوش هموار به‌صورتی که در شکل (۴-۴) نمایش داده شده، رسم می‌شود. زمانی که نقطه شب‌نیم حاصل از گزارش‌های ایستگاه‌ها با طول دوره کوتاه مدت تحلیل فراوانی می‌شوند، نتایج به‌دست آمده به‌طور معمول در مقابل نیمه ماهانه و ده روزه از فاصله‌های متوالی برای کامل شدن سری دیدبانی شده نقطه‌گذاری می‌شود. برای دوره ماهانه در وسط ماه یعنی روز پانزدهم و برای هر دوره ۱۰ روزه وسط دوره یعنی روز پنجم عددگذاری می‌شود. بنابراین، برای نمونه، اگر تحلیل فراوانی برای سری نیمه ماهانه (۱۰ روزه و یا ماهانه) دمای نقطه شب‌نیم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته که در اولین ۱۰ روز ماه دیدبانی شده است انجام شود، مقادیر به‌دست آمده از دوره بازگشت ۵۰ یا ۱۰۰ ساله باید در مقابل روز پنجم و یا پانزدهم آن ماه نقطه‌گذاری شود.

تهیه نقشه‌های ماهانه دمای نقطه‌شب‌نیم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته، به‌ویژه درجایی که برآوردهای متعددی از حداکثر بارش محتمل مورد لزوم است، توصیه می‌شود. چنین نقشه‌ای نه تنها تامین کننده منبع مناسبی از مقدار نقطه شب‌نیم است بلکه همچنین بین برآوردها در حوضه‌های آبریز متفاوت سازگاری برقرار می‌کند. این نقشه‌ها بر پایه مقدار نقطه شب‌نیم ده روزه و یا ماهانه ترسیم می‌شود که از منحنی تغییر فصلی خوانده و نسبت به تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسگال تنظیم

می‌شود. این مقادیر در جایگاه ایستگاه‌های دیدبانی نقطه‌گذاری شده و سپس خطوط هم‌دمای نقطه شب‌نم با تداوم ۱۲ ساعته در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ترسیم می‌شود. نمونه‌ای از این نقشه‌ها در شکل (۴-۵) نشان داده شده است.



شکل ۴-۴- پوش نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در یک ایستگاه فرضی (نقطه‌ای که در خارج منحنی پوش واقع شده است یک داده با خطا و پرت بوده و بنابراین حذف می‌شود)



شکل ۴-۵- نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ماه اوت



۴-۷-۵- آب قابل بارش

آب قابل بارش واژه‌ای است که در بیش‌تر مواقع توسط هواشناسان آبشناس برای بیان جرم کلی بخار آب در ستون قائم جو به‌کار برده می‌شود و آبی است که در بهترین شرایط جوی تبدیل به بارش می‌شود.

جدول آب قابل بارش برای هوای اشباع با آهنگ کاهش فرآیند شبه بی‌درو به عنوان تابعی از نقطه شب‌نم ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تهیه می‌شود ولی بهتر است که با استفاده از نقطه شب‌نم با تداوم ۱۲ ساعته در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از طریق خط بی‌درو روی شبه اشباع تا تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال انتقال داده شود و سپس با استفاده از رابطه مشخص آب قابل بارش لایه ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال را به‌دست آورد. این جدول که در تنظیم رطوبت به‌کار برده می‌شود، در پیوست (۱) ارائه شده است.

۴-۸- بیشینه‌سازی رطوبت

۴-۸-۱- حد فصلی

تغییرات ماهانه و فصلی سبب می‌شود که بیشینه‌ای در مقدار رطوبت سامانه‌های باران‌زا در هرماه و یا فصل به‌دست آید. برای نمونه، دمای نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در توفان‌های زمستانه را نمی‌توان به عنوان نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته برای تابستان در نظر گرفت. در عمل تنظیم رطوبت بر پایه نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته برای همان زمانی از سال که توفان در آن زمان رخ داده است، استفاده می‌شود.

۴-۸-۲- عمق آب قابل بارش

جدول‌های (۱-۴) الف و (۲-۴) الف که در پیوست (۱) ارائه شده است عمق آب قابل بارش از سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تا ارتفاع‌های مختلف یا ترازهای فشاری مختلف را برحسب تابعی از نقطه شب‌نم ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، نشان می‌دهد. در بیشینه‌سازی بارش توفان عمق آب قابل بارش، فقط از سطح زمین تا تراز دلخواه معین از ۴۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال به‌کار می‌رود. به‌طور کلی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به عنوان قله توفان پذیرفته شده است، اما در تراز بالاتر از ۴۰۰ هکتوپاسکال تفاوت جزئی در عمق آب قابل بارش مشاهده می‌شود. جدول (۳-۴) الف در پیوست (۱) مقدار آب قابل بارش را در ستونی از هوا بین ارتفاع معینی تا ارتفاع ۳۰۰ هکتوپاسکال برای استفاده آسان در بیشینه‌سازی توفان ارائه می‌دهد. در مواردی که مانع کوهستانی بین پهنه توفان و منبع رطوبت قرار داشته باشد به‌طور کلی میانگین ارتفاع پشته کوهستان یا قله، به عنوان پایه‌ای از ستون رطوبت هوا انتخاب می‌شود. در اکثر موارد، انتخاب توفان و نقطه شب‌نم بیشینه بین مانع و جایگاه توفان توصیه می‌شود.

جدول‌های مورد اشاره فوق براساس رابطه زیر محاسبه شده است:

$$P_w = -\frac{1}{\rho_w g_m} \int q dp \quad (1-4)$$



که در آن P_w آب قابل بارش و برحسب میلی‌متر است. g_m میانگین شتاب جاذبه، ρ_w چگالی و q نم ویژه است که از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$q = q(T_d) = \frac{0.622e_s(T_d)}{P - 0.378e_s(T_d)} \quad (۲-۴)$$

$e_s(T_d)$ نیز فشار بخار آب اشباع در دمای نقطه شبنم به صورت زیر است.

$$e_s(T_d) = 6.11 \text{EXP} \left[\frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{273.15} - \frac{1}{T_d} \right) \right] \quad (۳-۴)$$

T_d دمای نقطه شبنم L_v گرمای نهان تبخیر و R_v ثابت ویژه گاز برای بخار آب است. به دلیل کاهش شدید نم‌ویژه با ارتفاع و جزیی بودن سهم بخار آب موجود در ارتفاعات بالای ۸ کیلومتری سطح زمین، با انتگرال‌گیری از معادله بر روی ترازهای فشاری از سطح زمین تا ۱۰۰ هکتوپاسکال، آب قابل بارش به دست می‌آید. در ایستگاه‌های همدیدی که کمیت دما و دمای نقطه شبنم را به طور مستقیم اندازه‌گیری می‌کنند، به سبب وابستگی این دو کمیت باهم، از رابطه کاربردی و مناسبی برای محاسبه آب قابل بارش به صورت زیر استفاده می‌شود.

$$P_w = \frac{4.39 \frac{RH}{100} \text{EXP} \left[26.23 - \frac{5417.1}{T} \right]}{T} \quad (۴-۴)$$

در این فرمول T دما برحسب کلوین و RH نم نسبی است که از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$RH = \frac{e_s(T_d)}{e_s(T)} \quad (۵-۴)$$

و $e_s(T)$ فشار بخار آب اشباع در دمای هوا است.

۴-۸-۳- به کارگیری نقطه شبنم با تداوم ۱۲ ساعته دوره‌های توفان

برای به دست آوردن نقطه شبنم با تداوم ۱۲ ساعته در توفان از دمای نقطه شبنم یک سری ایستگاه که در مسیر ورودی توفان قرار گرفته‌اند استفاده می‌شود. دمای نقطه شبنم با توجه به سامانه‌های باران‌زا و حرکت آن تغییر می‌یابد. بدین معنی که جریان‌های ورودی رطوبت با تداوم ۱۲ تا ۲۴ ساعت نمی‌تواند ثابت باقی بماند زیرا احتمال دارد ایستگاه‌های انتخاب شده به سبب جابجایی توفان در معرض هوای سرد توفان قرار گیرند و در نتیجه دمای نقطه‌شبنم آن‌ها کاهش یابد. باید از دمای نقطه‌شبنم در هر دوره ۱۲ ساعته در طول دوره بارش استفاده شود.

۴-۸-۴- پیشینه‌سازی توفان در محل توفان

پیشینه‌سازی رطوبت توفان در محل توفان به معنی تغییر ندادن جایگاه است و به‌سادگی با ضرب مقادیر بارش دیدبانی شده توفان در نسبت (r_m) به دست می‌آید. این نسبت عبارت است از حداکثر آب قابل بارش (W_m) در جایگاه مرجع توفان، به آب قابل بارش برآورد شده برای توفان (W_s) .



$$r_m = W_m / W_s \quad (۶-۴)$$

است. بنابراین برای نمونه، اگر دمای نقطه شبنم معرف توفان با تداوم ۱۲ ساعته در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برابر ۲۱ درجه سلسیوس و بیشینه آن ۲۴ درجه سلسیوس و پهنه بارش در میانگین تراز دریا (همیشه ۱۰۰۰ هکتوپاسکال فرض می‌شود) بدون وجود مانع کوهستانی بین پهنه بارش و منبع رطوبت باشد، در این صورت نسبت بیشینه شده رطوبت (r_m) از مقدار آب قابل بارش به دست آمده از جدول (۱-۱) الف در پیوست (۱) محاسبه می‌شود.

$$W_m = 74$$

$$W_s = 57$$

$$r_m = 1.30$$

مقایسه آب قابل بارش که در تعیین W_m و W_s استفاده می‌شود برای ستون هوای مرطوبی است که پایه آن در ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و قله آن در ۳۰۰ هکتوپاسکال قرار دارد. اگر مقادیر موجود در جدول (۳-۴) الف به جای مقادیر موجود در جدول (۱-۴) الف در پیوست ۱ استفاده شود، مقدار نتیجه (r_m) تغییر چندانی نمی‌کند.

۴-۸-۴-۱- تنظیم ارتفاع منطقه رخداد توفان

اگر ارتفاع منطقه رخداد توفان در میانگین تراز دریا نباشد باید آن را تصحیح نمود. این تصحیح بر پایه فاصله منطقه با منبع رطوبت و ویژگی‌های توفان و ناهمواری منطقه است. در این مورد مراحل اجرایی متفاوت مورد استفاده قرار می‌گیرد. اگر فرض شود که توفان ذکر شده در پاراگراف قبلی با فاصله‌ای از منبع رطوبت بر روی دشت وسیع شیب‌داری در ارتفاع ۴۰۰ متری و بدون وجود مانع کوهستانی بین پهنه بارش و منبع رطوبت رخ بدهد، در این صورت نسبت بیشینه شده رطوبت (r_m) را می‌توان از مقادیر آب قابل بارش به دست آمده از جدول (۱-۴) و (۲-۴) در پیوست (۱) به صورت زیر محاسبه کرد.

$$W_m = 74 - 8 = 66$$

$$W_s = 57 - 7 = 50$$

$$r_m = 1.32$$

جدول (۳-۴) الف در پیوست ۱ مقادیر آب قابل بارش را بین ارتفاع مشخص تا تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. از این جدول می‌توان برای محاسبه نسبت بیشینه (r_m)، بدون تفریق مقدار رطوبت از دست رفته استفاده کرد. اگر این کار انجام شود محاسبه به صورت زیر است.

$$W_m = 65.7$$

$$W_s = 50.5$$

$$r_m = 1.31$$

تفاوت حاصل از درجه صحت محاسبه در داده‌های ارائه شده در جدول‌های (۱-۴) الف و (۳-۴) الف در پیوست ۱ ناچیز بوده و قابل توجه نیست.



۴-۸-۴-۲- تنظیم مانع کوهستانی

اگر رشته تپه‌های عریض، به‌طور نسبی بدون شکستگی در نظر گرفته شود به‌طوری که میانگین ارتفاع تپه ۶۰۰ متر از میانگین سطح دریا باشد و بین پهنه بارش و منبع رطوبت قرار داشته باشد، در این صورت (r_m) به شرح زیر با استفاده از جدول‌های (۱-۴) و (۲-۴) در پیوست ۱ تعیین می‌شود:

$$W_m = 74 - 12 = 62$$

$$W_s = 57 - 10 = 47$$

$$r_m = 1.32$$

در اینجا، آب قابل بارش در ستون هوای ۱۰۰۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال توسط ستون هوایی که پایه آن ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و قله آن ۶۰۰ متر است کاهش می‌یابد، اگر مقادیر از جدول (۱-۴) به کار گرفته شود، (r_m) برابر با ۱/۳۲ خواهد شد.

در یک روش جایگزین اگر ارتفاع مانع بیش‌تر از ۵۰۰ متر نباشد، ارتفاع آن برای حذف کامل رطوبت که از جریان هوا به پهنه مانع می‌رسد در نظر گرفته نمی‌شود. گرچه جریان هوا در مجاورت کوهستان کاملاً شناخته شده نیست و فرض می‌شود که لایه همگرا شده فقط توسط ارتفاع مانع صعود می‌کند. در این وضعیت توفان تحت تاثیر مانع قرار نمی‌گیرد. این روش در شکل (۴-۶) نشان داده شده است. جریان رطوبت به درون پهنه پشت مانع توسط نسبت نم ویژه لایه صعود یافته و لایه اصلی که در اول کوهپایه قرار دارد، کاهش می‌یابد. این نم ویژه توسط نسبت اختلاط مربوط به خط بی‌درروی اشباع برای نقطه شبنم ۱۰۰۰ هکتوپاسکال با تقریب برآورد می‌شود. درون شارش رطوبت پاد جریان سو به صورت زیر است:

$$I_1 = q_1 v_1 \Delta p_1 / g \quad (7-4)$$

شارش روی مانع به صورت زیر است:

$$I_2 = q_2 v_2 \Delta p_2 / g \quad (8-4)$$

از قانون پیوستگی جرم نتیجه می‌شود:

$$V_1 \Delta P_1 = V_2 \Delta P_2 \quad (9-4)$$

از روابط فوق مقدار $V_1 \Delta P_1$ و $V_2 \Delta P_2$ محاسبه می‌شود.

$$V_1 \Delta P_1 = \frac{g I_1}{q_1} \quad (10-4)$$

$$V_2 \Delta P_2 = \frac{g I_2}{q_2} \quad (11-4)$$

در نتیجه:

$$\frac{g I_1}{q_1} = \frac{g I_2}{q_2} \quad (12-4)$$

g از طرفین معادله حذف و I_2 مساوی خواهد بود با:



$$I_2 = I \times \frac{q_2}{q_1} \quad (۱۳-۴)$$

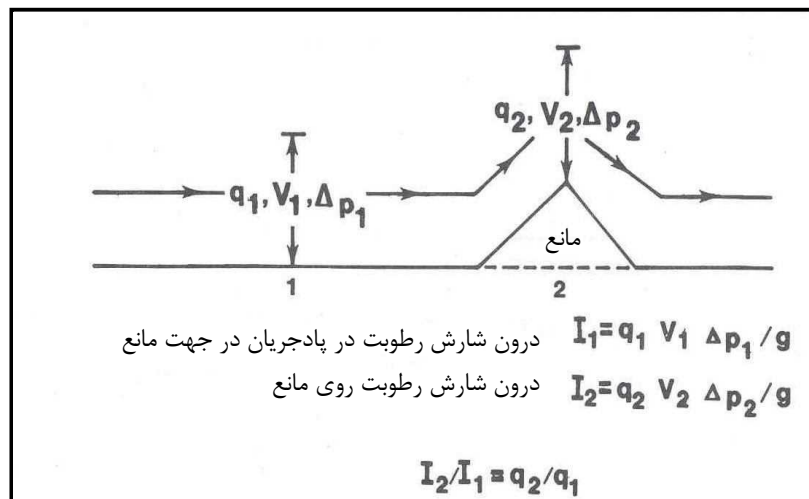
در این صورت برای تعیین نسبت بیشینه رطوبت در بررسی توفان از مقادیر نسبت اختلاط در جدول (۱-۴) در پیوست ۱ برای تقریب زدن مقادیر نم ویژه استفاده می‌شود.

$$W_m = 74.3 \times \frac{17.7}{19.1} = 68.9$$

$$W_s = 57.1 \times \frac{14.5}{15.9} = 52.1$$

$$r_m = 1.32$$

در این مثال، در نسبت بیشینه رطوبت تغییری ایجاد نشده است. نتیجه این روش جایگزین، زمانی که در پی انتقال توفان صورت می‌گیرد، ممکن است قدری متفاوت باشد.



شکل ۴-۶- نمایش طرحواره مفهوم تنظیم رطوبت جایگزین برای مانع تاثیرگذار بر شارش هوا

۴-۹- بیشینه‌سازی تندی باد

در مناطق کوهستانی به سبب تغییراتی که در جریان بین منبع رطوبت و منطقه مورد مطالعه به وجود می‌آید باید از بیشینه‌سازی تندی باد استفاده شود. ولی در نواحی مسطح و هموار که بین منبع رطوبت و منطقه مورد مطالعه مانعی وجود نداشته باشد، آهنگ درون شارش رطوبت که در توفان‌های فرین برای موثر بودن در تولید بارش در حد بیشینه یا نزدیک به بیشینه است، دیگر نیازی به بیشینه کردن تندی باد نیست و می‌توان چنین توفان‌هایی را از حوضه مورد مطالعه صدها کیلومتر انتقال داد. ولی باید توجه داشت در زمانی که تنظیم رطوبت به تنهایی پاسخگوی بیشینه‌سازی در مقدار بارش نباشد، باید از بیشینه‌سازی تندی باد نیز استفاده شود. شایان ذکر است در زمانی که داده‌های نقطه شبم کوتاه مدت باشد، به دلیل محدود بودن داده‌ها، ممکن است دمای نقطه شبم فرین در دسترس نباشد. در این حالت برای جبران این محدودیت از بیشینه‌سازی باد استفاده می‌شود. در این وضعیت بیشینه‌سازی باد تنظیم بهتری نسبت به زمانی

که به تنهایی از بیشینه‌سازی رطوبت استفاده شود، ارائه می‌دهد و این عمل تا اندازه ای ناکافی بودن داده‌های دیدبانی شده را جبران می‌کند.

برای بیشینه‌سازی تندی باد از اندازه‌گیری‌های باد سطح زمین که دارای شبکه ایستگاهی متراکم‌تر و دوره زمانی دیدبانی کوتاه است (بین یک تا سه ساعت) استفاده می‌شود.

۴-۹-۱- بادهای معرف درون شارش رطوبت در توفان

به‌طور کلی از بادهای تراز پایین جو برای برآورد درون شارش رطوبت در توفان‌ها استفاده می‌شود زیرا به‌طور معمول بیش‌تر رطوبت که به درون سامانه توفان وارد می‌شود در زیر ۱۵۰۰ متر قرار دارد. بادی که در کف این لایه قرار دارد را می‌توان از دیدبانی‌های گمانه‌زن به‌دست آورد. بادهای تراز ۱۰۰۰ و ۱۵۰۰ متر (۹۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال) معرف بهتری از باد درون شارش رطوبت است.

۴-۹-۱-۱- جهت باد

به منظور بیشینه‌سازی توفان، جهت درون شارش عامل مهمی به‌شمار می‌رود. در این رابطه فقط بادهایی که از جهت‌های مختلف منابع رطوبتی به درون منطقه مورد مطالعه می‌وزند، باید بررسی شوند. به همین علت اگر درون شارش، هوای مرطوب را در بیش از یک جهت تامین کند، باید جداسازی جهت تندی باد بیشینه ماهانه و فصلی در نظر گرفته شود. برای نمونه فرض می‌شود توفانی از نواحی جنوب غربی دریای سرخ در جهتی بین ۲۷۰ تا ۱۸۰ درجه وارد نواحی جنوب غربی ایران می‌شود و رطوبت را از دریای سرخ یا خلیج عدن و یا تلفیقی از رطوبت غرب اقیانوس هند (دریای عرب) و خلیج عدن بر روی نواحی جنوب غربی ایران انتقال می‌دهد. دیده می‌شود که جهت انتقال تقریباً بین ۲۵۰ تا ۲۳۰ درجه است (جنوب غربی). به‌علاوه تندی این باد نیز باید به طریقی باشد که بتواند رطوبت کافی را از نواحی مزبور به سوی منطقه انتقال دهد. برای این منظور رطوبتی که بر روی نواحی غرب اقیانوس هند، خلیج عدن و دریای سرخ مشاهده می‌شود با رطوبتی که بر روی نواحی جنوب غربی ایران برای نمونه حوضه کارون - دز مشاهده می‌شود، مقایسه و اختلاف آن‌ها نباید چندان زیاد باشد. در صورتی که اختلاف کم‌تر از یک تا دو گرم بر کیلوگرم باشد، تاثیر باد قابل ملاحظه نبوده و شرایط دینامیکی جو طوری بوده است که توانایی انتقال حداکثر رطوبت را بر روی منطقه داشته و دیگر بیشینه‌سازی تندی باد در محاسبات حداکثر بارش محتمل به کار گرفته نمی‌شود. ولی اگر این اختلاف زیاد باشد دلیل بر این است که درون شارش رطوبت توفان چندان قابل ملاحظه نبوده و باید حتماً تاثیر بیشینه‌سازی تندی باد برای محاسبه حداکثر بارش محتمل انجام شود.

۴-۹-۱-۲- تندی باد

برای گسترش نسبت‌های بیشینه‌سازی تندی باد از سنجش‌های مختلف تندی استفاده می‌شود. در میان آن‌ها: الف- میانگین تندی باد لایه آورنده رطوبت که از دیدبانی‌های جو بالا محاسبه می‌شود، ب- میانگین تندی باد در لایه مرطوب



که از دو یا ۳ دیدبانی‌های متوالی ۶ یا ۱۲ ساعته جو بالا محاسبه می‌شود و ج- میانگین تندی باد سطح زمین برای دوره ۱۲ یا ۲۴ ساعته در ایستگاه معرف، دوره ۲۴ ساعته به خاطر تغییرات شبانه‌روزی ترجیح داده می‌شود. دیدبانی‌های باد در طی دوره ۲۴ ساعته حداکثر بارش توفان که برای محاسبه حداکثر بارش محتمل انتخاب شده است معمولاً معرف درون شارش رطوبت به توفان در همان دوره یا دوره طولانی‌تر است. برای توفان‌های با دوره کوتاه‌تر، محاسبه میانگین باد فقط برای دوره واقعی توفان مورد نیاز است.

۴-۹-۲- نسبت بیشینه‌سازی باد

نسبت بیشینه‌سازی باد عبارت است از نسبت میانگین تندی باد بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته چند ایستگاه معرف برای دوره معین و جهت شاخص که از گزارش طولانی مدت دیدبانی برای نمونه، ۵۰ سال به دست می‌آید به میانگین تندی باد بیشینه دیدبانی شده در همان دوره و جهت در توفانی که بیشینه می‌شود.

برای نمونه در بیشینه‌سازی تندی باد باید تندی باد بیشینه دیدبانی شده با تداوم ۱۲ ساعته چند ایستگاه معرف برای یک دوره ۵۰ ساله از یک ماه معین به بیشینه تندی باد با تداوم ۱۲ ساعته توفان مورد مطالعه در همان ماه و ایستگاه‌های معرف محاسبه شود. در بیشینه‌سازی تندی باد در ابتدا برای هر دوره ۱۰ روزه از یک ماه معین داده‌های بیشینه تندی باد با تداوم ۱۲ ساعته یک ایستگاه در طول دوره آماری بیش از ۵۰ سال انتخاب و یک سری آماری تشکیل می‌شود. در این سری آماری عددی که بیش‌ترین مقدار را دارا باشد به عنوان بیشینه تندی باد با تداوم ۱۲ ساعته برای دوره ۱۰ روزه از ماه معین انتخاب و در محاسبات بیشینه‌سازی تندی باد به کار می‌رود. چنانچه طول دوره آماری کوتاه مدت و کم‌تر از ۳۰ سال باشد سری آماری مزبور باید تحلیل فراوانی شود و با یک توزیع آماری معین که برای اعداد فرین استفاده می‌شود (برای نمونه توزیع گمبل) برازش داده شود و دوره‌های برگشت ۵۰، ۸۰ و ۱۰۰ ساله محاسبه شود. این اعداد در محاسبات بیشینه‌سازی به کار گرفته می‌شوند.

به‌طور معمول مقادیر میانگین بیشینه ماهانه به دست آمده از گزارش‌ها در مقابل تاریخ دیدبانی نقطه‌گذاری می‌شود و منحنی ۱۰ روزه یا ماهانه هموار شده رسم می‌شود به‌طوری‌که توفان برای هر زمانی از سال ممکن است به سرعت بیشینه شود. تندی باد بیشینه که برای بیشینه‌سازی استفاده می‌شود از منحنی ۱۰ روزه یا ماهانه به دست می‌آید. برای محاسبه بیشینه‌سازی تندی باد در صورتی که طول دوره آماری ایستگاه‌های معرف کوتاه باشد نمی‌توان در تعیین بیشینه تندی باد ۱۲ ساعته یا میانگین ۲۴ ساعته از آن استفاده کرد. برای چنین دوره‌های کوتاه مدت تحلیل فراوانی توصیه می‌شود. مقادیر محاسبه شده ۵۰، ۸۰ یا ۱۰۰ سال از تحلیل فراوانی، برای ساختن منحنی تغییرات ماهانه یا فصلی سرعت باد فرین استفاده می‌شود. در این موارد نسبت تنظیم رطوبت در تنظیم باد ضرب می‌شود.

به‌طور کلی محاسبه تندی باد در زمانی انجام می‌شود که نقطه شبنم بیشینه مشاهده شده در طول دوره آماری حداقل ۵۰ ساله یا بیش‌تر نسبت به بیشینه نقطه شبنم توفان مشاهده شده برای محاسبه حداکثر بارش محتمل اختلاف زیادی داشته باشند. این بدین معنی است که درون شارش توفان مشاهده شده که رطوبت را از منابع رطوبتی به سوی



منطقه مورد مطالعه انتقال می‌دهد از توانایی زیادی برخوردار نیست و بنابراین باید اثر باد را بر روی رطوبت اعمال کرد. در نهایت برای به‌دست آوردن ضریب PMP کافی است که ضریب شار رطوبتی را در نسبت بیشینه‌سازی باد ضرب کرد. پس از تعیین دمای نقطه شبنم ایستگاهی با تداوم ۱۲ ساعته و تبدیل آن به ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در منطقه مورد مطالعه و تهیه نقشه توزیع آن در حوضه برای هر ۱۰ روز از ماه و ماهانه تغییرات نقطه شبنم در دماهای مختلف به‌دست می‌آید. با توجه به مقدار تغییرات آن می‌توان مشاهده کرد که بیشینه تداوم ۱۲ ساعته نقطه شبنم در چه ماهی و در چه ۱۰ روزه‌ای از ماه رخ داده است و به‌طور کلی مشاهده می‌شود که در هر ۱۰ روزه بیشینه تداوم ۱۲ ساعته ۱۰ روزه تا حدی افزایش و یا کاهش یافته است. چنانچه تغییرات آن‌ها زیاد نباشد، می‌توان میانگین آن‌ها را به عنوان شاخص رطوبت به‌کار گرفت. در مورد باد نیز باید نقشه‌های تداوم ۱۲ ساعته تندی باد در مدت ۱۰ روز و برای یک دوره معین مثلاً ۳۰ ساله تهیه و با توجه به این نقشه‌ها می‌توان تغییرات تندی باد را که از آستانه معینی تجاوز می‌کند در منطقه به‌دست آورد. چنانچه تندی باد قابل ملاحظه باشد استفاده از شاخص تندی باد باید با دقت بیشتری به‌کار رود. بنابراین با توجه به این دو نقشه که قبلاً نیز توضیح داده شده است می‌توان از آن‌ها بهره جست. باید توجه شود که در مکان‌هایی که تندی باد به‌طور معمول قابل ملاحظه است نباید از شاخص تندی باد برای برآورد PMP استفاده کرد. از این رو نقشه تندی باد برای تعدیل ضرایب باد به‌کار گرفته می‌شود. همچنین با توجه به نقشه توزیع نقطه شبنم در منطقه تغییرات ماهانه را می‌توان به‌دست آورد و ضرایب تعدیل با توجه به توزیع ۱۰ روزه از ماه از یک حد معینی نباید تجاوز کند که این حد را می‌توان از روی نقشه‌ها به‌دست آورد.

۴-۱۰- انتقال توفان

توفانی که در یک جایگاه مخصوص رخ داده و می‌توان آن را به جای دیگر انتقال داد، فرآیند انتقال توفان نامیده می‌شود. این انتقال باید به طریقی باشد که حداقل تعدیل جزئی در بارش توفان صورت گیرد. انتقال توفان به جایگاه‌هایی صورت می‌گیرد که دارای شرایط زیر باشد.

الف- داده‌های بارش ایستگاه‌ها طول عمر کمی داشته باشد.

ب- در منطقه مورد مطالعه شبکه ایستگاه‌ها از تراکم مناسبی برخوردار نباشد.

ج- توزیع مکانی ایستگاه‌های موجود مناسب نباشد.

در تنظیم انتقال توفان باید تفاوت‌های بین شرایط توفان در جایگاه و شرایط حوضه مورد مطالعه در نظر گرفته شود. عامل دیگری که در انتقال توفان محدودیت ایجاد می‌کند، ناپیوستگی حداکثر بارش محتمل محاسبه شده حوضه‌های مجاور است. منطقه‌ای که از نقطه نظر اقلیمی، ناهموازی‌ها و مساحت حوضه‌ها مشابه باشند و حوضه‌های درون منطقه در مجاور همدیگر قرار گرفته باشند، حداکثر بارش محتمل در هر یک از حوضه‌ها باید کم و بیش یکسان محاسبه شود.



۴-۱۰-۱- گام‌های انتقال

مراحل انتقال درگیر تحلیل هواشناختی توفانی است که انتقال می‌یابد و تنظیم‌های مناسب، در جایگاه توفان انجام می‌شود. این مراحل اجرایی را می‌توان در پنج گام به شرح ذیل توضیح داد:

– گام اول انتخاب محدوده‌ای که توفان باید از آنجا به منطقه مورد مطالعه انتقال یابد و شناسایی از زمان و مکان شدیدترین بارش ریزش کرده و دلایل تقریبی آن از نظر هواشناسی همدیدی است. نقشه هم‌باران، منحنی‌های جرم بارش، و نقشه‌های وضع هوا این هدف را برآورده می‌سازند. نقشه هم‌باران ممکن است نقشه ساده‌ای باشد زیرا تابع اولیه‌ای است که جایگاه توفان را شناسایی می‌کند. نقشه‌های وضع هوا که به‌طور روزمره در دسترس است. احتمالاً برای شناسایی دلایل توفان به‌ویژه اگر بارش به‌طور نزدیکی با چرخندهای فوق حاره‌ای (عرض‌های میانی) مرتبط باشد، کافی است. به‌طور کلی کلیه نقشه‌های روزانه وضع هوا از سایت NCEP و NCAR به‌دست می‌آید و از آن‌ها به منظور تعیین جهت حرکت توفان‌ها و تعیین ایستگاه‌های معرف رطوبت که توسط نقطه شب‌نم آن‌ها به‌دست می‌آید، استفاده می‌شود. ممکن است در نمونه‌های دیگر تحلیل مفصل برای شناسایی دلایل توفان ضروری باشد.

– گام دوم مشخص کردن منطقه‌ای است که در آن توفان شناسایی شده در گام اول، ایجاد کننده اصلی در بارش است. این کار با بررسی سری طولانی و متوالی نقشه‌های روزانه وضع هوا یا خلاصه‌های اقلیم‌شناسی در دسترس برای منطقه معینی انجام می‌شود.

– گام سوم عبارت است از تعیین محدودیت ناهم‌واری‌ها بر قابلیت انتقال می‌باشد. توفان‌های ساحلی با محدودیت کم‌تری در امتداد ساحل انتقال می‌یابند، اما برای تعیین فاصله انتقال توفان از ساحل به درون خشکی دقت بیشتری باید به کار رود. این کار با تحلیل عوامل هواشناختی که سبب ریزش مقدار بارش زیاد است تعیین می‌شود. همچنین نزدیک بودن به منابع رطوبت در این فرآیند از اهمیت زیادی برخوردار است. انتقال توفان به درون خشکی به پهنه‌هایی منحصر می‌شود که موانع کوهستانی اصلی، درون شارش رطوبت از دریا را مسدود نمی‌کند. تنظیم‌ها برای انتقال در پشت موانع متوسط و کوچک در بخش‌های بعدی مورد بحث قرار می‌گیرد. برخی از محدودیت‌ها در انتقال زوناری (مداری) توفان، در ارتباط با تفاوت‌های بیش از اندازه در خصوصیات توده هوا قرار است. در برآورد حداکثر بارش محتمل در حوضه معین، فقط تعیین توانایی انتقال توفان معینی به حوضه مورد بررسی ضرورت دارد و مشخص کردن کل پهنه‌ای که قابلیت انتقال پذیری دارد، لزومی ندارد.

– در گام چهارم باید عوامل هواشناختی که سبب بارش شدید نمی‌شوند به شرح ذیل بررسی شود:

الف- نبود اثر کوهساری مشخص

ب- قرارگیری کلی سامانه‌های جبهه‌ای و گرته بارش در امتدادی که سبب افزایش بارش نمی‌شود.

ج- نبود مشخص تاثیر امواج جوی لایه‌های زیرین و میانی در طی دوره توفان و بعد از آن

د- دوره توفان دو روزه یا طولانی‌تر



ه- موقعیت پر فشار قطبی سمت شمال مرکز توفان در طی بارش

و- حرکت استوا سوی سامانه جبهه ای در انتهای دوره بارش

مطالعه درون شارش رطوبت نشان می‌دهد که اگر موقعیت نقشه‌های همدیدی در ارتفاعی بیش از ارتفاعی که در آن توفان به‌طور واقعی رخ داده است باشد، باید تعدیل یابد. به‌هرحال، بررسی گرت‌های خطوط هم‌باران، نشان می‌دهد که ناهموازی سهم مهمی در بارش دارد و علاوه بر آن، مرکز توفان که همراه با مرکز اصلی بارش است نیز باید مورد توجه قرار گیرد.

- گام آخر در انتقال، به کار گرفتن تنظیم‌ها است که در بخش زیر بحث می‌شود.

۴-۱۱- تنظیم انتقال

۴-۱۱-۱- تنظیم رطوبت برای جابجایی

به زبان ساده، تنظیم رطوبت فقط عبارت است از ضرب میانگین بارش توفان دیدبانی شده در نسبت آب قابل بارش W_2 یعنی پوش نقطه شب‌نم یا نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در جایگاه انتقال به نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در توفان معرف W_1

$$R_2 = R_1 (W_2 / W_1) \quad (4-14)$$

که در این فرمول R_1 برابر است با بارش توفان دیدبانی شده در یک دوره و اندازه پهنه معین و R_2 برابر است با بارش تنظیم شده توفان در پهنه‌ای که انتقال در آن صورت می‌گیرد. معادله (۴-۶) در تنظیم انتقال و در بیشینه‌سازی رطوبت شرکت دارد. مقدار بارش توفان در آرایه عمق-پهنه-دوره، معرف مقدار بارش است که در یک پهنه معین و در یک دوره معین ریزش کرده است. مقدار این حداکثر بارش باید در R_2 ضرب شود تا تنظیم رطوبت انجام شود. مقادیر داده شده در جدول (۴-۱) باید برای هر توفان به‌طور جداگانه تعیین شود. این مقادیر باید برای اندازه‌های مختلف پهنه از کم‌تر از پهنه حوضه تا اندازه پهنه توفان که از اندازه پهنه حوضه تجاوز می‌کند، تنظیم شود. به این معنی که اندازه پهنه توفان باید از مقدار پهنه حوضه مورد مطالعه بزرگ‌تر باشد تا بتواند حوضه را پوشش داده و اطراف حوضه نیز مورد تهاجم توفان قرار گیرد. ممکن است تنظیم رطوبت بزرگ‌تر یا کوچک‌تر از واحد باشد که بستگی به دور شدن یا نزدیک شدن به منابع رطوبتی دارد. همچنین به بزرگ‌تر یا کوچک‌تر بودن ارتفاع جایگاه حوضه‌ای که انتقال در آن صورت می‌گیرد یعنی نسبت به ارتفاع و حوضه اولیه (جایی که توفان در آن ایجاد شده است) بستگی دارد.

۴-۱۱-۱-۱- نقطه شب‌نم مرجع در تنظیم رطوبت

به دلایلی که در بالا شرح داده شد، نقطه شب‌نم بین پهنه بارش و چشمه رطوبت معرف بهتری از مقدار محتوای رطوبت جو یا آب قابل بارش جریان یافته به درون توفان نسبت به نقطه شب‌نم در درون پهنه بارش است. این نقطه شب‌نم معرف، ممکن است چندین صد کیلومتر دورتر از مرکز توفان در جایگاه اولیه باشد. در بیشینه‌سازی رطوبت، نقطه شب‌نم



بیشینه استفاده شده (نقطه شبنم بین پهنه بارش و چشمه رطوبت) به عنوان نقطه شبنم معرف توفان در جایگاه اولیه است. در انتقال توفان از جایگاه اولیه به منطقه مورد مطالعه، همان فاصله مرجع بر روی همان جهت از نقطه انتقال، طرح ریزی می‌شود (شکل ۴-۶). به این ترتیب برای به‌دست آوردن نقطه شبنم بیشینه از روی نقشه نقطه شبنم بیشینه، از جایگاه نقطه شبنم مرجع استفاده می‌شود تا محاسبه تنظیم‌های ترکیبی بیشینه‌سازی و انتقال، صورت پذیرد.

جدول ۴-۱- میانگین عمق حداکثر بارش در یک توفان نمونه

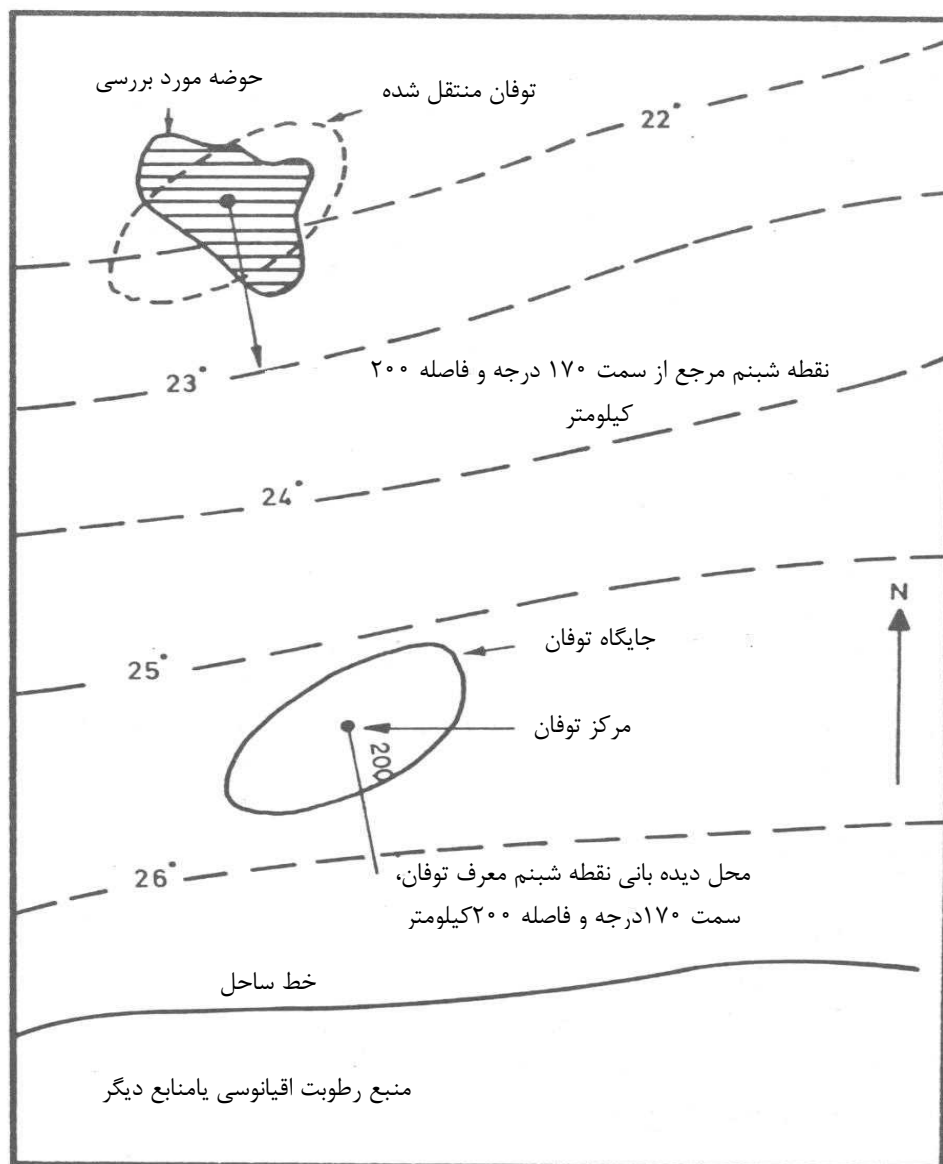
پهنه (کیلومتر مربع)	دوره (ساعت)							
	۶	۱۲	۱۸	۲۴	۳۶	۴۸	۶۰	۷۲
۲۵*	۱۶۳	۲۰۸	۲۸۴	۳۰۷	۳۱۸	۳۲۸	۳۴۳	۳۵۶
۱۰۰	۱۵۲	۱۹۶	۲۶۳	۲۸۲	۳۰۶	۳۲۴	۳۴۰	۳۵۳
۲۰۰	۱۴۷	۱۹۰	۲۵۱	۲۶۹	۳۰۰	۳۲۱	۳۳۸	۳۵۲
۵۰۰	۱۳۹	۱۸۰	۲۳۴	۲۵۰	۲۹۰	۳۱۵	۳۳۶	۳۵۱
۱۰۰۰	۱۳۳	۱۷۱	۲۲۰	۲۳۵	۲۷۸	۳۰۴	۳۲۸	۳۴۱
۲۰۰۰	۱۲۴	۱۶۰	۲۰۲	۲۱۵	۲۵۹	۲۸۴	۳۰۸	۳۲۲
۵۰۰۰	۱۰۷	۱۴۰	۱۷۲	۱۸۴	۲۱۸	۲۴۱	۲۵۸	۲۷۴
۱۰۰۰۰	۹۱	۱۱۸	۱۴۰	۱۵۱	۱۸۲	۲۰۱	۲۱۵	۲۲۸
۲۰۰۰۰	۶۶	۸۷	۱۰۴	۱۱۴	۱۴۳	۱۵۸	۱۷۳	۱۸۱

* پهنه مشخص شده برای بارش ایستگاهی بیشینه است.

۴-۱۱-۲- تنظیم ارتفاع

افزایش ارتفاع سبب کاهش نقطه شبنم و در نتیجه محتوی رطوبت جو می‌شود. به‌هرحال، بسیاری از توفان‌ها بیش‌تر رطوبت خود را از شارش قوی ترازهای زیرین در فاصله یک تا ۱/۵ کیلومتری از سطح زمین دریافت می‌کنند و این درون شارش رطوبت با تغییر کم ارتفاع، به‌طور قابل ملاحظه‌ای تحت تاثیر قرار نمی‌گیرد. دامنه تغییرات تپه‌های کم ارتفاع یا افزایش تدریجی عوارض زمین ممکن است سبب تحریک جریان‌های همرفتی شده و بارش را افزایش دهد. ممکن است این اثر (افزایش بارش به سبب ارتفاع) در میزان بارش، کاهش آب قابل بارش در اثر افزایش ارتفاع را بیش‌تر جبران کند. بدین علت تنظیم ارتفاع در برآوردهای حداکثر بارش محتمل برای مناطق غیرکوهساری که مانعی بین منبع رطوبت و پهنه بارش وجود دارد باید انجام شود که در زیر شرح داده می‌شود.





شکل ۴-۶- نمونه‌ای از انتقال توفان (خطوط ممتد خط چین نشان‌دهنده نقطه‌های شبینم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس در همان زمانی که توفان رخ داده است).

۴-۱۱-۲-۱- تاثیر مانع

از آنجایی که اثرگذاری ارتفاعات کم در تغییرات بارش قطعی نیست، عقاید متفاوتی در تنظیم ارتفاع برای انتقال توفان بر روی رشته کوهستان‌های کم‌ارتفاعی که در فواصل کوتاه از جایگاه انتقال قرار دارند، وجود دارد. تصمیم در به‌کارگیری تنظیم ارتفاع بر پایه مقایسه توفان‌های اصلی در مجاورت محل واقعی توفانی که منتقل می‌شود با توفان‌هایی که در پهنه احاطه‌کننده محل پروژه قرار دارد، انجام می‌پذیرد. برای نمونه، اگر توفان اصلی دیدبانی شده در دو محل (محل اصلی و محل انتقال) فقط نشان‌دهنده تفاوت‌های قابل استناد در گستردگی پهنه توفان باشد ولی تفاوتی در محتوای رطوبت دو محل نداشته باشد، تفاوت در ارتفاع به حساب نیامده و حذف تنظیم ارتفاع توجیه‌پذیر است. در برخی از بررسی‌ها، تنظیم برای تفاوت ارتفاع در فواصل کوتاه در حدود ۳۰۰ متر یا کم‌تر انجام نمی‌شود. دومین توجه مربوط به تغییرات

مشابه در دشت‌های وسیع با شیب تدریجی است. این موقعیت باید به‌طور جداگانه بررسی و بارش توفان‌های اصلی در این مناطق آزمون شود. اگر تفاوت در مقدار بارش را بتوان به تفاوت در رطوبت و نه در ارتباط با ارتفاع نسبت داد، حذف تنظیم ارتفاع نیز توجیه‌پذیر خواهد بود. چنانچه تصمیم به حذف تنظیم ارتفاع باشد، W_2 در معادله (۲-۴) برای نقطه شبنم بیشینه در جایگاه مرجع (جایگاه اولیه) در محل مورد مطالعه با همان ارتفاع ستون هوا به عنوان W_1 محاسبه می‌شود. اگر تنظیم ارتفاع به کار گرفته شود، باید W_2 برای نقطه شبنم بیشینه‌ای که در بالا توصیف شد برای ستون هوای بالای زمین محل مورد مطالعه، که ممکن است ارتفاع آن پایین‌تر یا بالاتر از جایگاه اولیه توفان دیدبانی شده باشد، محاسبه شود. شایان ذکر است که در انتقال توفان از یک جایگاه به جایگاه دیگر به‌طور معمول نباید اختلاف ارتفاع آن‌ها از حدود ۷۰۰ متر بیشتر باشد.

۴-۱۱-۲- تندرهای محلی

در تندرهای محلی شدید وقتی که انتقال در ارتباط با تفاوت ارتفاع به مقدار کم‌تر از حدود ۱۵۰۰ متر باشد، تنظیم ارتفاع انجام نمی‌شود. از آنجایی که در این بخش مناطق غیر کوهساری مورد بحث است، به‌سادگی می‌توان بیان کرد که تنظیم ارتفاع در تندرهای محلی انجام نمی‌شود. تنظیم ارتفاع برای چنین توفان‌هایی در مناطق کوهساری مورد نیاز است. بارش‌های فرین دیدبانی شده در توفان‌های تندری، در رویدادهای منفرد در ارتفاعی در حدود ۳۰۰ تا ۳۰۰۰ متر رخ می‌دهد. متأسفانه داده‌های بارش فرین برای نشان دادن روند مشخص بارش با ارتفاع در این نوع توفان‌ها بسیار پراکنده هستند. مطالعات انجام شده در فصلی که بارش به عنوان رگبارهای منفرد (توفان‌های تندری) غیر از بخشی که از یک سامانه جوی سازمان یافته رخ داده است، از گزارش ایستگاه‌های معمولی با باران‌سنج‌های ثابت به‌دست می‌آید. این داده‌های فرین حاصل از باران‌سنج‌های ثابت که تعداد آن‌ها به مقدار قابل ملاحظه‌ای نسبت به ارتفاع کاهش می‌یابد نشانه مشخصی از کاهش داده‌های فرین در ارتفاع بالاتر از ۱۵۰۰ متر است. بنابراین در توفان‌های تندری کاهش ۵ درصدی برای هر ۳۰۰ متر افزایش ارتفاع در بالاتر از ۱۵۰۰ متر براساس کاهش رطوبت در فرآیند شبه بی‌دروی اشباع جو پذیرفته شده است.

۴-۱۱-۳- تاثیر ناهمواری‌های حوضه مورد مطالعه

معمولاً در یک حوضه آبخیز کوهستانی، ناهمواری‌ها از یک نظم ارتفاعی یکسان برخوردار نیستند و دارای رشته‌هایی هستند که به وسیله دره‌های با پهنای متفاوت از یکدیگر جدا شده‌اند و ممکن است دارای شکستگی‌های متفاوتی باشند که به صورت یک دیواره درآمده‌اند. در این گونه حوضه‌ها انتقال یک توفان از سوی رو به باد به قسمت بادپناه یک مانع کوهستانی که وضعیتی عادی است، به‌طور معمول نیاز به تنظیمی برای ارتفاع مانع دارد. زیرا حوضه‌های بالاسو از جایگاهی که سد مورد نظر باید ساخته شود، توسط کوهستان یا تپه حاشیه‌دار شده‌اند. از انتقال توفان در امتداد مانع‌های بلندتر از ۷۰۰ متر، نسبت به ارتفاع جایگاه توفان دیدبانی شده به خاطر اثرگذاری بر توفان به‌طور کلی اجتناب می‌شود.



همچنین، تنظیم مانع در انتقال توفان‌های تندری محلی شدید با دوره زمانی کوتاه مدت، که قادر است رطوبت به‌دام افتاده توسط مانع قبل از جایگاه حوضه مورد بررسی را به سوی خود بکشد، به کار گرفته نمی‌شود. زیرا تجمع رطوبت در پشت مانع معرف رطوبت توفان نبوده و نمی‌توان از آن به عنوان معرف رطوبت کلی توفان استفاده کرد.

۴-۱۱-۴- نمونه‌ای از انتقال و بیشینه‌سازی توفان

۴-۱۱-۴-۱- وضع فرضی

فرض می‌شود که نقشه‌های وضع هوای مربوط به توفان‌های اصلی نشان می‌دهند که گرته توفان فرضی (شکل ۴-۶) با همان توضیح، قابل انتقال به حوضه مورد بررسی باشد. میانگین ارتفاع پهنه توفان ۳۰۰ متر است و میانگین ارتفاع درون شارش رطوبت، در جهت جنوب حوضه ۷۰۰ متر است و هیچ مانع کوهستانی بین چشمه رطوبت و شارش رطوبت به درون حوضه حائل نشده است. نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته معرف توفان 23°C است که در جایگاهی واقع در ارتفاع ۲۰۰ متری و در فاصله ۲۰۰ کیلومتری از مرکز توفان در جهت 170° درجه (جنوبی) دیدبانی شده است. تبدیل این نقطه شب‌نم با توجه به فشار ایستگاه به 1000 hPa برابر 24°C می‌شود.

۴-۱۱-۴-۲- محاسبه عامل تنظیم

عامل تنظیم به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$r = (W_{26}/W_{24})_{300} \times (W_{23}/W_{26})_{300} \times (W_{23})_{700} / (W_{23})_{300} = (W_{23})_{700} / (W_{24})_{300} \quad (4-15)$$

در این فرمول زیرنویس‌های داخل پرانتز، نقطه‌های شب‌نمی را نشان می‌دهند که آب قابل بارش برای آن‌ها محاسبه شده است، یعنی نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته با دوره برگشت 50° ساله و تبدیل آن به تراز 1000 هکتوپاسکال، 26° درجه سلسیوس است. نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته معرف توفان پس از تبدیل آن به تراز 1000 هکتوپاسکال 24° درجه سلسیوس است و نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در تراز ایستگاه (300 متر) 23° درجه سلسیوس است. شایان ذکر است که هر سه نقطه شب‌نم در منطقه‌ای که درون شارش رطوبت را مشخص می‌کند دیدبانی شده است. زیرنویس‌های خارج پرانتز به ارتفاع‌های مختلف زمین مربوط می‌شود که تشکیل دهنده پایه ستون جوی است که آب قابل بارش برای آن‌ها محاسبه شده است. بنابراین عبارت $(W_{26}/W_{24})_{300}$ بیان‌گر بیشینه‌سازی آب قابل بارش در جایگاه توفان است، $(W_{23}/W_{26})_{300}$ عبارت است از تنظیم برای تفاوت در نقطه شب‌نم بیشینه بین جایگاه اصلی و انتقال و $(W_{23})_{700} / (W_{23})_{300}$ تنظیم ارتفاع است. یعنی نسبت آب قابل بارش نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در ارتفاع 700 متری با دمای 23° درجه سلسیوس به آب قابل بارش نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در ارتفاع 300 متری با دمای 24° درجه سلسیوس محاسبه می‌شود. حاصل ضرب تمام این عبارتها به این نتیجه ساده منجر می‌شود که تنظیم مورد نیاز در عبارت $(W_{23})_{700} / (W_{24})_{300}$ خلاصه می‌شود. با مراجعه به جدول (۴-۱) برای قله ستونی از هوا تا 300 هکتوپاسکال می‌توان محاسبات زیر را انجام داد.



$$(W_{23})_{700} = 67 - 13 = 54 \quad \text{و} \quad (W_{24})_{300} = 74 - 6 = 68 \quad \text{میلی‌متر}$$

$$r = 54 / 68 = 0.79$$

بنابراین اگر روش اجرایی جایگزین برای تنظیم تبدیل رطوبت که در بخش ۴-۱۱-۴-۲ گفته شد به کار گرفته شود، عامل تنظیم به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$r = (W_{26} \times \frac{q_{300}}{q_{sl}}) / (W_{24} \times \frac{q_{300}}{q_{sl}}) \times (W_{23} \times \frac{q_{300}}{q_{sl}}) / (W_{26} \times \frac{q_{700}}{q_{sl}}) \times (W_{23} \times \frac{q_{700}}{q_{sl}}) / (W_{23} \times \frac{q_{300}}{q_{sl}}) = (W_{23} \times \frac{q_{700}}{q_{sl}}) / (W_{24} \times \frac{q_{300}}{q_{sl}}) \quad (۱۶-۴)$$

وچنانچه با استفاده از جدول‌های (۳-۴) الف و (۴-۴) الف در پیوست ارزیابی شود، نتایج به صورت زیر به دست می‌آید.

$$r = 67.9 \times \frac{16.3}{18.0} \quad 74.3 \times \frac{18.4}{19.1} = 0.86$$

نتیجه به دست آمده از تبدیل، نسبت به زمانی که فرض می‌شد تمام رطوبت توسط افزایش ارتفاع از بین رفته باشد، مقدار کم‌تری حاصل می‌کند.

برای مثال اگر مانع کوهستانی وسیعی با میانگین ارتفاع ۱۰۰۰ متر بین جایگاه توفان دیدبانی شده و حوضه مورد بررسی قرار داشته باشد، $(W_{23})_{1000}$ به جای $(W_{23})_{700}$ جایگزین می‌شود. در این صورت نسبت r برابر با $(68 - 18) / (74 - 6)$ یا 0.74 خواهد شد. بنابراین نسبت مناسب تنظیم برای دامنه‌ای از ارتفاع بزرگ‌تر و کوچک‌تر از ارتفاع حوضه، از داده‌های عمق-پهنه-دوره مانند جدول (۴-۱) به کار گرفته می‌شود. از آنجایی که ارتفاع مانع از آنچه که در بخش ۴-۱۱-۴-۲ بحث شد بلندتر است، روش اجرایی جایگزین که قبلاً بحث شد به کار نمی‌رود. اخیراً روش اجرایی دیگری برای تنظیم رطوبت در انتقال توفان به کار می‌رود. در یک بررسی رسم بارش نقطه‌ای دیدبانی شده پیشینه در مقابل ارتفاع هیچ تغییر ثابتی از بارش را در دامنه محدودی از ارتفاع آشکار نساخته است. بنابراین برای مقادیر بارش توفان در پهنه‌های کوچک در تغییرات ارتفاع‌های در حدود ۳۰۰ متر یا کم‌تر هیچ تنظیمی برای مانع صورت نمی‌گیرد. برای تغییرات بیش‌تر ارتفاع، تنظیم‌ها برپایه تغییر کلی در مقدار آب قابل بارش که تولید مقادیر غیرواقعی می‌کند، برپایه تجربه توفان دیدبانی شده صورت می‌گیرد. به این ترتیب برای تغییرات ارتفاع که از ۳۰۰ متر تجاوز کند، تنظیم انتقال قائم به نصف تغییرات آب قابل بارش محدود می‌شود. این مورد به‌طور ریاضی به صورت زیر بیان می‌شود:

$$R_{VT} = 0.5 + 0.5 \frac{W_{P_{max TL, PE}}}{W_{P_{max TL, (SE \pm 300)}}} \quad (۱۷-۴)$$

در این فرمول:

$$R_{VT} = \text{تنظیم انتقال قائم}$$

TE = ارتفاع انتقال یافته یا ارتفاع مانع: ارتفاع انتقال یافته محل یا هر مانع بلندتر نسبت به شارش هوای مرطوب

$W_{P_{max TL, (SE \pm 300)}}$ = آب بارش شو مربوط به نقطه شب‌نیم پیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در ۱۰۰۰ هکتوپاسکال با توجه

به نصف افزایش (کاهش) در آب بارش شو برای تفاوت ارتفاع بزرگ‌تر از ± 300 متر از ارتفاع توفان یا مانع.

$W_{P_{max TL, TE}}$ = آب بارش شو مربوط به نقطه شب‌نیم پیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در بالای ارتفاع مانع.

در توفانی که در اینجا بررسی شده تنظیم رطوبت قائم به صورت زیر است:

$$R_{VT} = 0.5 + 0.5 \left(\frac{67-18}{67-9} \right)$$

$$R_{VT} = 0.5 + 0.5 \left(\frac{49}{58} \right) \\ = 0.92$$

در این روش، تنظیم‌ها برای بیشینه‌سازی و انتقال افقی به طور جداگانه و به طریقی که قبلاً شرح داده شد، انجام می‌شود.

۴-۱۲- بیشینه‌سازی متوالی و مکانی

۴-۱۲-۱- تعریف

بیشینه‌سازی متوالی و مکانی درگیر گسترش توفان‌های تولیدکننده سیل در اثر توفان‌های منفرد دیدبانی شده یا پوکه بارش‌ها در توفان‌های منفرد یا جدا از هم هستند. این ترکیب با فرض رخداد توفان‌های متوالی بحرانی با فواصل زمانی کوتاه بین رویدادها (بیشینه‌سازی متوالی) تاثیرپذیر است. برای نمونه بیشینه‌سازی رخداد یک دوره ۶ ساعته بارش‌های تندری یا پوکه بارش‌ها انجام می‌شود و در نتیجه سیلی برآورد می‌شود. سپس پس از مدت کوتاهی مجدداً این نوع بارش‌ها برای دوره دیگری رخ می‌دهد و آن نیز بیشینه‌سازی شده و سیل دیگری برآورد می‌شود. در عمل بیشینه‌سازی اولی و دومی باید با توجه به فاصله زمانی بین رخدادها انجام شود و این بیشینه‌سازی یک پارچه شود. مساله قابل توجه این است که سیل اولی بر روی سیل دومی تاثیر داشته و سیل دومی باید بیش از آنچه که به صورت منفرد محاسبه می‌شود، برآورد شود. شایان گفتن است که در این نوع محاسبات فاصله زمانی این دو رخداد باید به اندازه‌ای باشد که سیل اول بر روی سیل دوم تاثیر داشته باشد و همچنین ممکن است از نظر جغرافیایی (بیشینه‌سازی مکانی) جابجا یا انتقال یابد.

۴-۱۲-۲- بیشینه‌سازی متوالی

بیشینه‌سازی متوالی عبارت است از مرتب کردن مجدد توفان‌های دیدبانی شده یا بخش‌های مربوط به توالی توفان‌ها به این شرط که فاصله زمانی بین رخداد توفان‌ها به اندازه‌ای باشد که تاثیر توفان اولی بر روی دومی از بین نرفته باشد. این توفان‌ها ممکن است با توالی زمانی نزدیک به هم یا با فاصله سال‌ها از یکدیگر رخ بدهد. این روش بیش‌تر اوقات در حوضه‌های بزرگ به کار گرفته می‌شود. یعنی جایی که سیل‌های برجسته نتیجه‌ای از توفان‌های متوالی و کوتاه مدت است تا از یک توفان مجرد و با فاصله زمانی زیاد.

گام اول برای بیشینه‌سازی متوالی در حوضه‌های بزرگ یا کوچک یکسان است. به طور معمول مطالعه همه توفان‌های بزرگ با جزئیات یکسان امکان‌پذیر نیست. زیرا برای توفان‌های بسیار قدیمی در زمانی که داده‌های جو بالا وجود نداشته



است، بررسی داده‌ها و گرته‌های شارش ترازهای بالا امکان‌پذیر نیست. از این رو برآوردها باید فقط از داده‌های سطح زمین صورت گیرد.

گام بعدی، تعیین توالی زمانی توفان‌ها به ترتیبی که شرح داده شد، در نزدیکی یا در خود حوضه است. در حوضه‌های بزرگ برای تعیین دوره کوتاه‌ترین فاصله زمانی معقول بین انواع توفان‌های منفرد باید توالی زمانی توفان بررسی شود و نباید از یک فاصله زمانی معینی تجاوز کند یعنی فاصله زمانی بین توفان‌ها طوری باشد که تاثیر توفان اولی بر توفان دومی از بین نرفته باشد. این فاصله زمانی را فاصله بحرانی گویند. در ترکیب هر نوع توفان تولید کننده بارش شدید کوتاه‌ترین فاصله زمانی که به‌طور معمول بر حسب ساعت یا روز سنجیده می‌شود، تعیین می‌شود. این فاصله زمانی در توالی توفان‌های احتمالی ایجاد شده بحرانی است. در حوضه‌های کوچک روش اجرایی گرچه مشابه حوضه‌های بزرگ است ولی بر فاصله زمانی تمرکز دارد که به‌طور معمول بر حسب ساعت بین بارش‌های شدید و ناگهانی در توفان‌های منفرد سنجیده می‌شود. در برخی اوقات ترکیب بارش‌های شدید و ناگهانی (پوکه‌ها) از توفان‌های جدا از هم امکانی مناسب در بررسی فاصله زمانی بین توفان‌های مشابه است.

پس از بررسی توفان‌ها و تعیین کوتاه‌ترین فاصله زمانی معقول بین آن‌ها، جفت یا توالی توفان‌ها یا پوکه‌ها (بارش‌های شدید) گسترش می‌یابند. هر جفت توفان یا پوکه‌های منفرد در درون توفان‌های سازمان یافته در حوضه‌های کوچک باید به‌منظور اطمینان از این‌که گسترش فراسنج‌های هواشناختی یعنی حرکت کم‌فشارها و پرفشارها، عبور هوای سرد از روی حوضه و غیره در پی اولین توفان یا پوکه مانع از موفقیت رخداد توفان یا پوکه در فاصله زمانی بحرانی نشود، به دقت بررسی می‌شود.

لازم به ذکر است که نقشه‌های همدیدی وضع هوا در اولین توفان و در توفان بعدی و در فاصله زمانی بین توفان‌ها یا پوکه بارش‌ها باید به دقت بررسی شود. این نقشه‌ها می‌تواند توالی زمانی بین دو توفان را تعیین کند. زیرا عبور یک سامانه کم‌فشار باران‌زا از روی یک حوضه به حوضه دیگر و یا سامانه‌های کم‌فشار باران‌زای متوالی که از یک منطقه بر روی حوضه مورد مطالعه به‌طور متوالی وارد می‌شود تعیین کننده فاصله زمانی بحرانی است.

برخی اوقات توفان بیشینه محتمل (PMS) به عنوان دومین توفان انتخاب می‌شود. به بیانی دیگر پس از تعیین توالی زمانی توفان‌ها دومین توفان برای رطوبت و شاید باد بیشینه‌سازی می‌شود زیرا توفان اول محیط را از نقطه نظر فراسنج‌های هواشناختی مناسب ساخته است. به‌طوری‌که در حداقل یک دوره زمانی و یک اندازه پهنه با حداکثر بارش محتمل برابر می‌شود. به‌رحال توالی‌های دو توفان بیشینه محتمل به دو دلیل محتمل نیستند. اول این‌که توفان بیشینه محتملی که بدرستی محاسبه شده باشد دارای احتمال رخداد بسیار کمی است و احتمال رخداد چنین دو توفانی در توالی زمانی غیرمعمول نزدیک به هم، همان‌طور که منطقی نیست بسیار بعید است. دوم این‌که اولین PMS با وضعیت هواشناختی که برای گسترش سریع دومین PMS نامناسب است تعقیب می‌شود. دوره گذر طولانی‌تر بین رخداد دو توفان بسیار احتمال دارد توالی را که از نقطه نظر هیدرولوژیکی کم‌تر بحرانی است نسبت به توالی توفان‌های با شدت کم‌تر با فاصله زمانی کوتاه‌تر بین آن‌ها ایجاد کند.



۴-۱۲-۳- بیشینه‌سازی مکانی

بیشینه‌سازی مکانی درگیر انتقال توفانی است که در حوضه مورد مطالعه یا در نزدیکی آن نسبت به یک یا چند جایگاه در حوضه رخ می‌دهد و برای به‌دست آوردن رواناب بیشینه انجام می‌شود. این عملیات شامل تعیین امکان انتقال توفان ویژه‌ای با فاصله زمانی معین و بحرانی به جایگاه مورد نظر و ترکیب ویژگی‌های توفان انتقال یافته با خصوصیات فیزیوگرافی حوضه برای ایجاد آهنگ رواناب یا حجم بیشینه آب است. شایان ذکر است هر حوضه قبل از ریزش بارش دارای یک جریان پایه است. در هنگام ریزش باران در حوضه به تدریج آب وارد رودخانه شده و روان آب به تدریج افزایش می‌یابد. افزایش رواناب نسبت به زمان آهنگ رواناب نام دارد. در این حالت نیز مانند بیشینه‌سازی متوالی، نیاز به دانش کامل از توفانی است که سبب بارش شدید در حوضه و اطراف آن می‌شود.

مثال زیر از بیشینه‌سازی مکانی بر پایه یک سری از بارش‌های شدید و ناگهانی محلی است که در خلال دوره پنج روزه از سوم تا هشتم خرداد رخ داده است. در طی این دوره گردش بزرگ مقیاس پایایی، درون شارش مشخصی از هوای ناپایدار مرطوب را به درون پهنه توفان نگه می‌دارد. جبهه و مشخصه‌های همدیدی مرتبط مانند عوامل تراز بالا برای نمونه فرارفت تاوایی نقش کمینه‌ای را ایفا می‌کند.

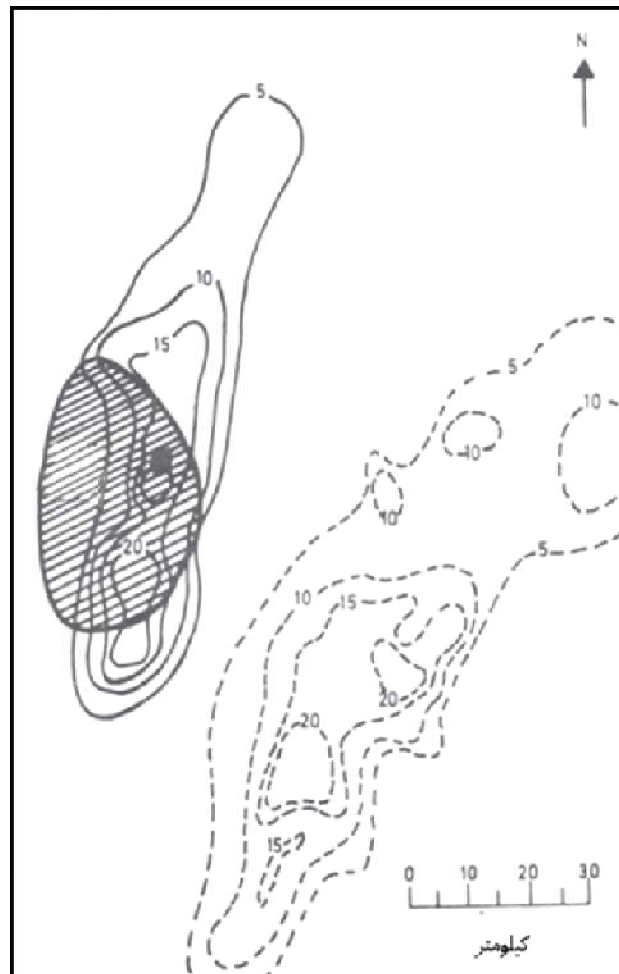
دو بارش ۶ ساعته ناگهانی و شدید مشخص در دو روز متوالی سوم و چهارم رخ می‌دهد. نقشه‌های هم‌باران برای این بارش پوکه در شکل (۴-۷) نشان داده شده است. بارش پوکه روز سوم روی حوضه ۱۱۰۰ کیلومتر مربعی متمرکز شده است در حالی که بارش پوکه روز چهارم در حدود ۴۰ کیلومتری جنوب شرقی حوضه تمرکز یافته است. از آنجایی که موقعیت وضع جوی در هر دو روز بسیار شبیه است عاقلانه است تصور شود که مراکز بارش می‌توانست در یک محل رخ بدهد. ترکیب این دو گرته هم‌باران بر پایه این فرض در گرته شکل (۴-۸) به‌دست آمده است. در ترکیب این گرته‌ها مرکز اصلی گرته توفان، در روز چهارم بر روی مرکز اصلی روز سوم انطباق داده شده است. برای انطباق بهتر گرته روز چهارم بر روی روز سوم، در حدود ۲۵ درجه در جهت مخالف عقربه‌های ساعت چرخش داده شده است. در این منطقه، چنین چرخشی برای این نوع توفان منطقی است. در مناطق و انواع توفان‌های دیگر ممکن است بررسی توفان‌های زیاد نشان دهد که چنین انطباق یا چرخشی مجاز نیست. چگونگی انطباق از مسیر حرکت سامانه‌های باران را مشخص می‌شود. بدین معنی که اگر مسیر توفان مجاور نسبت به توفان منطقه مورد مطالعه طوری باشد که سامانه باران‌زای مجاور بتواند بر روی منطقه مورد مطالعه انتقال یابد، می‌توان آن دو را یکی کرد.

۴-۱۲-۴- ترکیب بیشینه‌سازی مکانی و متوالی

به‌طور کلی بیشینه‌سازی مکانی و متوالی به صورت ترکیب به‌کارگرفته می‌شود، یعنی علاوه بر فاصله زمانی کوتاه بین توفان‌ها یا بارش پوکه‌ها در درون توفان سازمان یافته، ممکن است که موقعیت آن‌ها از نظر جغرافیایی تغییر کند. در این بررسی نه تنها دو بارش ناگهانی به طور مکانی با انطباق مراکز و چرخش یکی از گرته‌های هم‌باران بیشینه‌سازی می‌شود بلکه فاصله زمانی بین آن‌ها نیز کوتاه می‌شود.

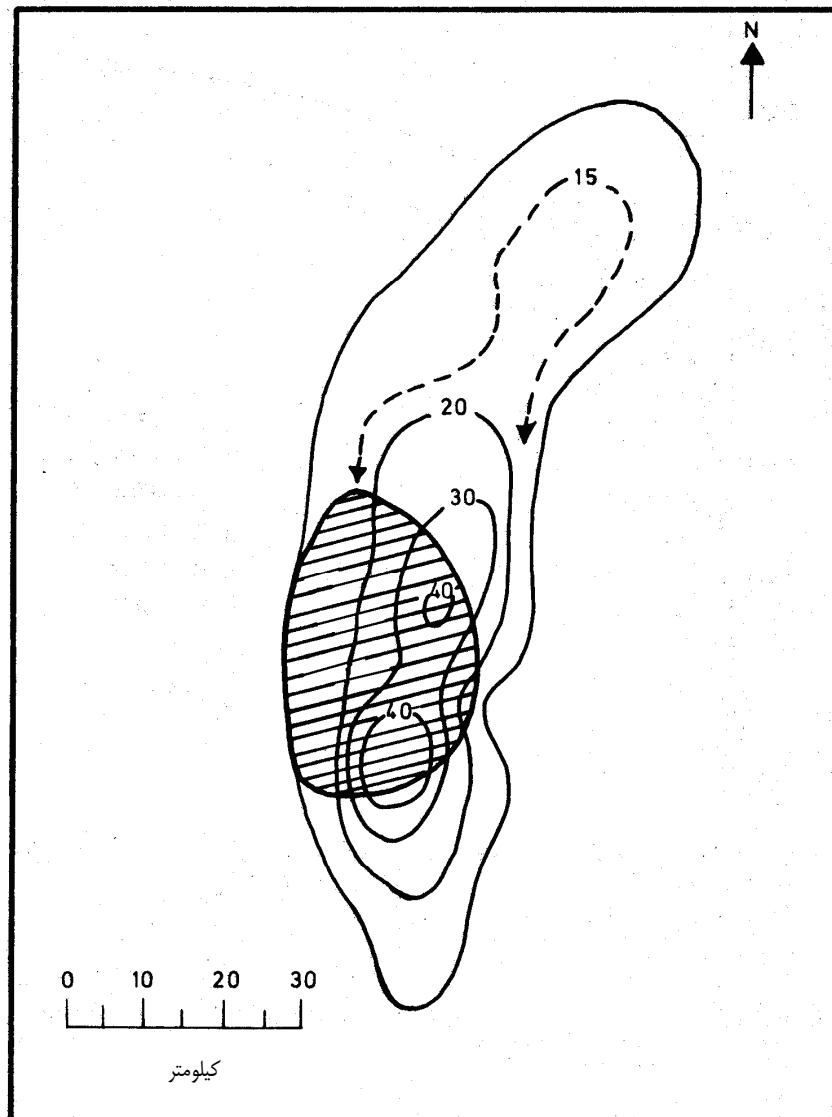


زمان واقعی بارش‌های شدید و ناگهانی که در شکل (۷-۴) نمایش داده شده است از ساعت یک بعد از ظهر تا ۷ بعد از ظهر روز سوم و ۲ تا ۸ بعد از ظهر روز چهارم بوده است. بررسی تعداد زیادی از توفان‌های مشابه رخ داده با توالی به طور نسبی نزدیک، نشان داده است که فاصله بین دو بارش پیکه را می‌توان به ۱۲ ساعت کاهش داد. این کوتاه کردن فاصله زمانی از اختصاص دادن دوره کلی ۲۴ ساعت به بارش کل در دو بارش شدید، یا ۷ ساعت کمتر از دوره ۳۱ ساعته توفان کلی دیدبانی شده ناشی می‌شود.



شکل ۷-۴- نقشه هم‌باران برحسب سانتی‌متر در دو بارش ۶ ساعته شدید و ناگهانی در دو روز متوالی (خطوط خط چین و پر هر کدام معرف یک روز است)





شکل ۴-۸- نقشه هم‌باران (سانتی‌متر) که از ترکیب گرده توفان‌های ۶ ساعته دو روز متوالی که در شکل (۴-۷) نشان داده شد ترسیم شده است

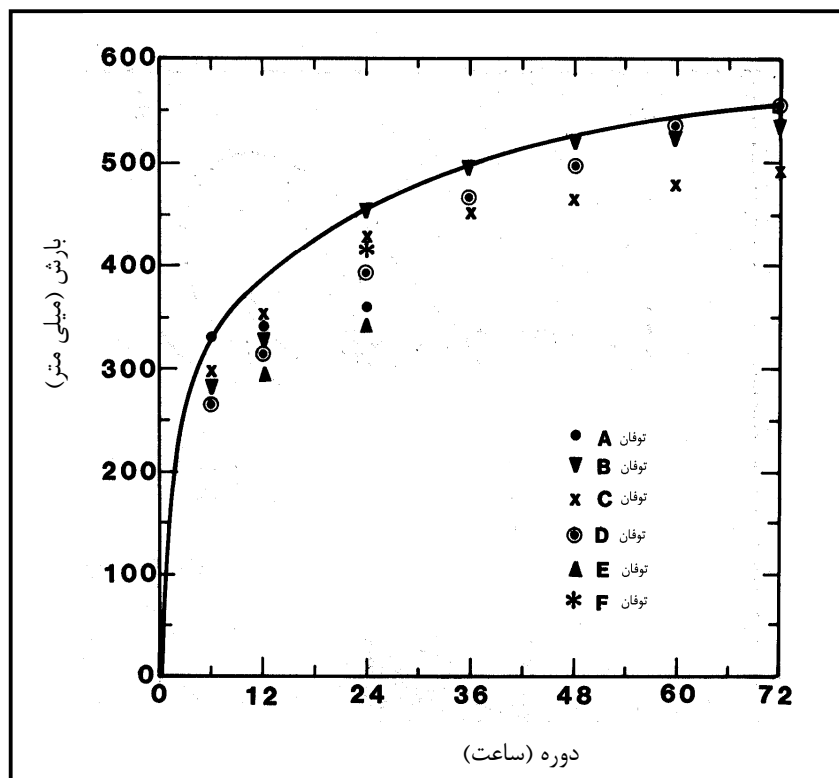
۴-۱۳- پوش

۴-۱۳-۱- کلیات

در بیشینه‌سازی و انتقال توفان منفرد به یک حوضه فرض می‌شود که حجم بارش معینی می‌توانست بر روی آن حوضه ریزش کند. شواهدی در مورد ارتباط این حجم بارش به حداکثر بارش محتمل در دست نیست و این بارش می‌تواند به مراتب کم‌تر از مقدار حداکثر بارش محتمل باشد. برای بررسی چند دوره توفان، بدون توجه به پیچیدگی تنظیم بیشینه‌سازی و انتقال، اطمینانی برای به دست آوردن تراز حداکثر بارش محتمل وجود ندارد.



پاسخ به سوال کافی بودن تعداد و نمونه توفان به‌ویژه با داده‌های محدود برای برآورد حداکثر بارش محتمل مشکل است. به هر حال انتظار می‌رود که پوشی از داده‌های زیاد حداکثر بارش منتقل شده به حوضه با احتمال زیاد مقادیری به دست آورد که حاکی از مقدار حداکثر بارش محتمل باشد. منطقی به نظر می‌رسد که احتمال رخداد توفانی که بتواند برای تمام دوره‌ها و اندازه‌های پهنه مقدار بارش فرین را ایجاد کند، وجود ندارد. به همین دلیل پوش گام نهایی لازمی در برآورد حداکثر بارش محتمل است. برآورد حداکثر بارش محتمل که شامل پوش با هموارسازی پهنه‌ای، دوره‌ای و منطقه‌ای نباشد، مقادیر نامناسبی را برای حداکثر بارش محتمل به دست می‌دهد. شایان گفتن است که منظور از هموارسازی مستقیم نمودن خط برازش است که از حالت زیگزآگی خارج و در عین حال بیشینه مقدار را هم دارا باشد.

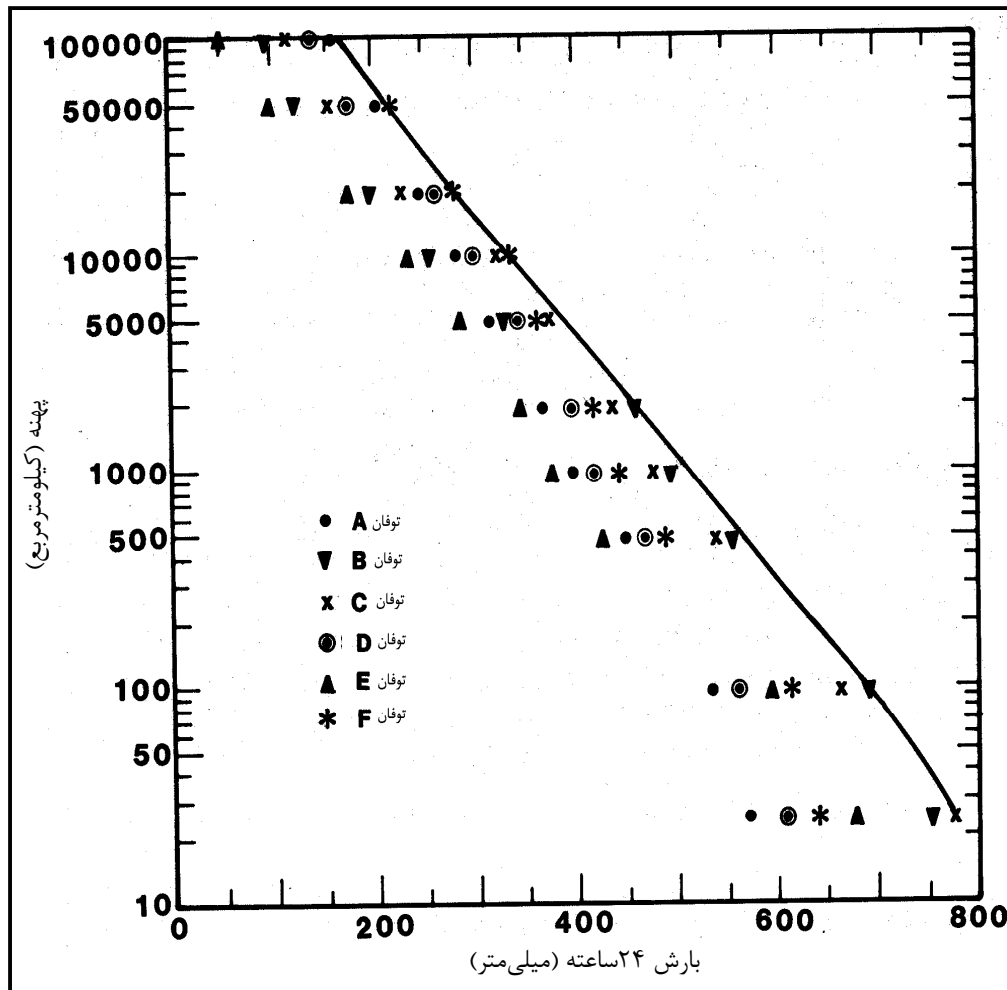


شکل ۴-۹- پوش ژرفا-

۴-۱۳-۲- پوش

پوش فرآیندی است برای انتخاب بزرگ‌ترین مقدار از مجموعه‌ای از داده‌ها. در برآورد (حداکثر بارش محتمل) داده‌های بیشینه شده و انتقال یافته بارش بر روی کاغذ نموداری مناسبی رسم می‌شوند، و منحنی همواری از سراسر بزرگ‌ترین مقادیر رسم می‌شود به طوری که تمام منحنی‌های حداکثر بارش را در بر می‌گیرد. شکل (۴-۹) پوش دوره زمانی تا ۷۲ ساعت بر روی پهنه‌ای به مساحت ۲۰۰۰ کیلومتر مربع را نشان می‌دهد. این متغیرها در شکل (۴-۱۰) تغییر یافته است، به طوری که پوش پهنه‌ای مقادیر باران ۲۴ ساعته بیشینه شده انتقال یافته در پهنه‌هایی تا حدود ۱۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع را نشان می‌دهد.

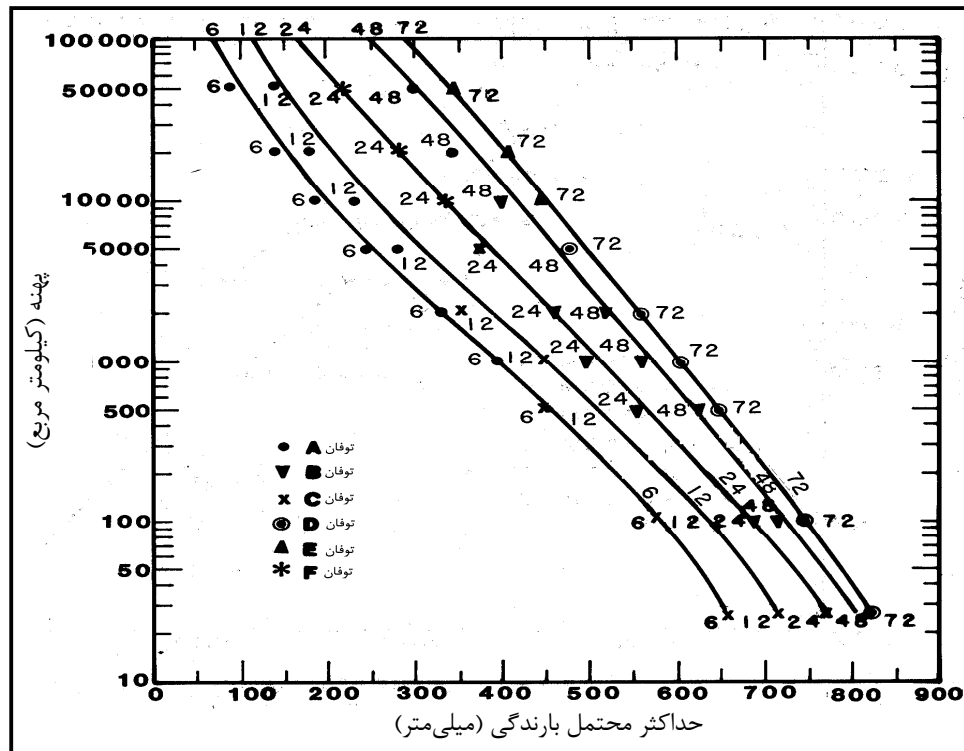




شکل ۴-۱۰- پوش عمق - دوره مقادیر بارش توفان ۲۴ ساعته بیشینه شده انتقال یافته

برای گسترش کامل آرایه داده‌های عمق - تپهنه - دوره حداکثر بارش محتمل در حوضه، ضروری است که پوش هردو روش شرح داده شده مانند شکل‌های (۹-۴) و (۱۰-۴) انجام شود سپس از مقادیر خوانده شده در منحنی‌های پوش (شکل ۹-۴ و ۱۰-۴) برای بنا کردن سری منحنی‌های عمق - تپهنه - دوره به مانند آنچه که در شکل (۴-۱۱) نشان داده شده است استفاده شود.





شکل ۴-۱۱- منحنی‌های عمق-پهنه-دوره پوش شده حداکثر بارش محتمل در یک حوضه فرضی

باید توجه داشت که نقاط واری تعیین کننده هر منحنی به‌طور معمول از توفان‌های متفاوت به دست می‌آید. برای نمونه در شکل (۴-۱۱) به جز منحنی‌های ۶ و ۱۲ ساعته نقاط واری منحنی‌ها از پهنه‌ای در حدود ۲۵۰۰ کیلومتر مربع از توفان‌های نوعی متفاوت تا پهنه‌های ۵۰۰۰۰ کیلومتر مربع به دست می‌آیند. به‌طور مشابه نقاط واری منحنی‌هایی با دوره‌های کوتاه مدت معمولاً از توفان‌های متفاوت کوتاه مدت به دست می‌آیند تا نقاط واری منحنی‌های بلند مدت. برای آماده‌سازی برآورد حوضه منفرد، معمولاً تهیه منحنی‌های عمق-پهنه-دوره برای دامنه‌ای از اندازه‌های پهنه از حدود ۱۰ درصد تا حدود ۱۰ برابر مساحت حوضه، کافی است.



فصل ۵

بر آورد حداکثر بارش محتمل به روش

آماري



۵-۱- استفاده از روش آماری برای برآورد حداکثر بارش محتمل

روش آماری برای برآورد حداکثر بارش محتمل را می‌توان در هر زمانی که داده‌های کافی بارش در دسترس و پهنه حوضه کم‌تر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع و داده‌های فراسنج‌های باد و نقطه شب‌نم در ایستگاه‌های حوضه مورد مطالعه دیدبانی نشده باشد، به منظور برآورد سریع حداکثر بارش محتمل به‌کارگرفت. باید توجه داشت که از این روش برای پهنه‌های بزرگ‌تر نیز می‌توان استفاده نمود. توضیح این‌که در حوضه‌های کوچک‌تر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع نیاز به یک شبکه بسیار گسترده و متراکم نیست زیرا پهنه‌ای به وسعت ۱۰۰۰ کیلومتر مربع دارای شعاعی در حدود ۱۸ کیلومتر مربع است و این‌گونه پهنه‌ها با داشتن ۴ تا ۵ ایستگاه به‌ویژه در نقاط ارتفاعی مختلف می‌تواند جواب‌گوی حداکثر بارش محتمل نقطه‌ای باشد به شرطی که طول عمر این ایستگاه‌ها بیش از ۳۰ سال بوده و بارش‌های حدی را تجربه کرده باشند. در پهنه‌های بزرگ‌تر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع نیاز به شبکه ایستگاه‌های باران‌سنجی توسعه یافته و گسترده و با توزیع مناسب ارتفاعی است. در این نوع شبکه باران‌سنجی نیز باید ایستگاه‌ها دارای طول عمری بیش از ۳۰ سال باشند تا بارش‌های شدید و اکستریم را تجربه کرده باشند. بنابراین به نظر می‌رسد با توجه به شبکه باران‌سنجی مناطق کوهستانی ایران، استفاده از روش آماری در پهنه‌های کم‌تر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع از دقت بیش‌تری برخوردار باشد تا پهنه‌های بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع که نیاز به شبکه باران‌سنجی متراکم و گسترده دارد. سهولت این روش در این است که نسبت به کاربرد روش‌های هواشناسی یا روش‌های مرسوم، به زمان بسیار کم‌تری نیاز دارد و برای به‌کارگیری این روش نیازی به هواشناس بودن نیست. مهم‌ترین نقص این روش در این است که برآورد حداکثر بارش محتمل فقط به صورت مقادیر نقطه‌ای است و از این‌رو برای تنظیم مقادیر نقطه‌ای به اندازه‌های مختلف پهنه، نیاز به منحنی‌های کاهش سطح دارد. مشکل دوم درگیر تعیین مقدار مناسب در کاربرد مقادیر متفاوت ضریب آماری K ، است که توسط پژوهشگران مختلف به‌کار برده می‌شود.

۵-۲- گسترش روش

۵-۲-۱- مفاهیم بنیادی

روش گسترش یافته (Hershfield (۱۹۶۱) که بعد از آن در سال ۱۹۶۵ اصلاح شد بر مبنای معادله فراوانی کلی (Chow (۱۹۶۱) استوار است.

$$X_t = \bar{X}_n + KS_n \quad (1-5)$$

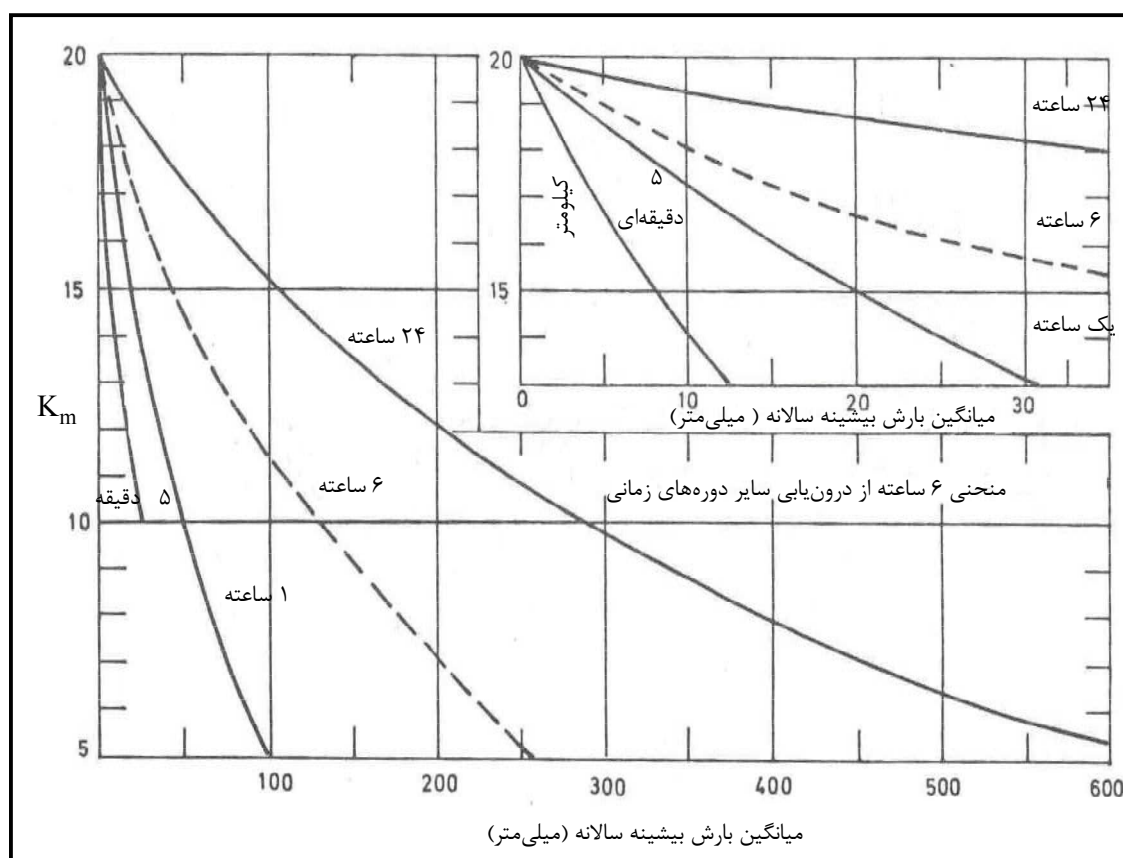
در این فرمول X_t بارش در دوره بازگشت t ؛ \bar{X}_n و S_n به ترتیب عبارتند از میانگین و انحراف معیار سری n بیشینه بارش سالانه (منظور بالاترین بارش ۲۴ ساعته در طی یک سال است). K عبارت از یک متغیر آماری عمومی است و با توزیع‌های فراوانی متفاوت که با مقادیر فرین داده‌های مربوط به آشناسی برازش دارد، تغییر می‌کند.



اگر بارش دیدبانی شده بیشینه یعنی X_m با X_t و K_m با K جایگزین شود، در این صورت K_m تعداد انحراف معیارهایی است که به \bar{X}_n برای به دست آوردن X_m اضافه می‌شود. یا

$$X_m = \bar{X}_n + X_m = S_n K_m \quad (2-5)$$

برای نمونه داده‌های بارش ۲۴ ساعته ۲۷۰۰ ایستگاه در برنامه دیدبانی اقلیم‌شناسی که در حدود ۹۰ درصد آن در ایالات متحده و بقیه در سایر نقاط دنیا پراکنده بوده است در تعیین آغازین مقدار پوش K_m به‌کار گرفته شده است. مقادیر \bar{X}_n و S_n با روش‌های معمول محاسبه می‌شود، اما بزرگ‌ترین بارش ثبت شده بیشینه در هر ایستگاه از سری داده‌ها حذف شده است. بزرگ‌ترین مقدار K_m عدد ۱۵ است که از داده‌های همه ایستگاه‌ها محاسبه شده است. ابتدا تصور می‌شد که K_m مستقل از مقدار بارش است، اما بعداً تشخیص داده شد که با مقدار بارش به‌طور معکوس تغییر می‌کند. برای نمونه مقدار K_m در ۱۵ ماهه برای پهنه‌هایی که دارای بارش شدید است، بسیار بزرگ و برای مناطق خشک بسیار کوچک است. مقادیر K_m برای سایر دوره‌های زمانی بارش تعیین شده است و تغییرات آن با \bar{X}_n در دوره‌های زمانی ۵ دقیقه و ۱، ۶، و ۲۴ ساعت در شکل (۱-۵) نشان داده شده است که بیشینه مقدار K_m عدد ۲۰ است. سایر پژوهشگران برای برآورد حداکثر بارش محتمل مقادیر دیگری به‌کار برده‌اند.

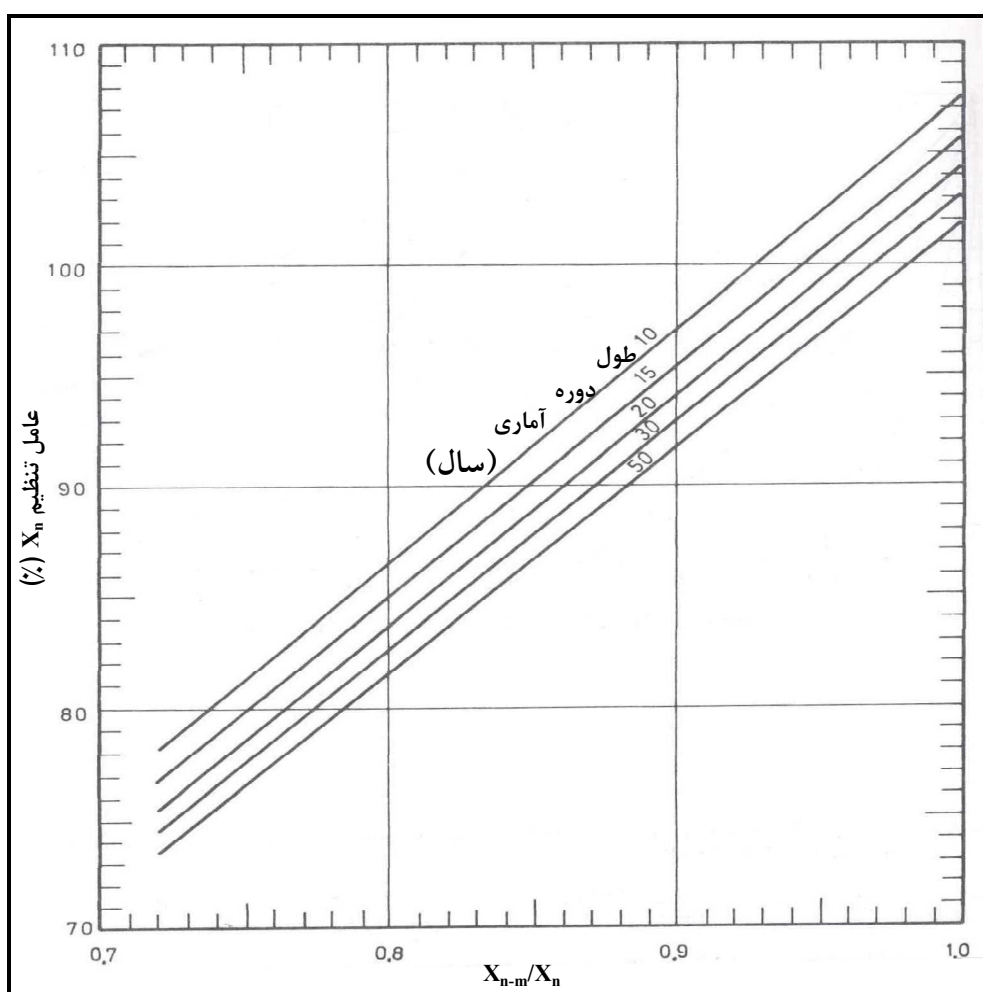


شکل ۱-۵- K_m تابعی از دوره زمانی بارش و میانگین سری‌های سالانه



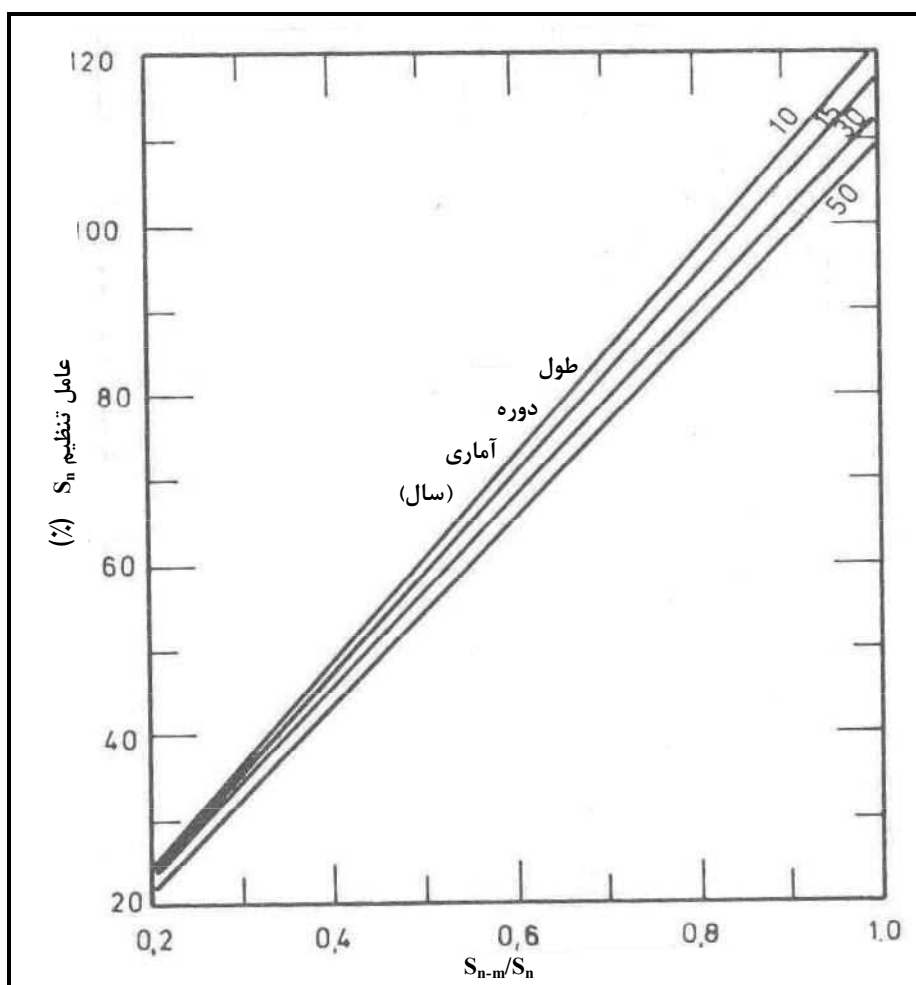
۵-۲-۲- تنظیم \bar{X}_n و S_n برای رویدادهای دیدبانی شده بیشینه

مقادیر بارش فرین در رخدادها و شدت‌های نادر برای نمونه با دوره بازگشت 50° سال یا بیش‌تر، برخی اوقات در خلال دوره کوتاه گزارش مثلاً دوره ۳۰ ساله رخ داده است. چنین رویدادهای نادری که پرت نامیده می‌شود ممکن است اثر محسوسی بر میانگین (\bar{X}_n) و انحراف معیار (S_n) سری سالانه داشته باشد. بزرگی این اثر در گزارش‌های طولانی مدت کم‌تر از گزارش‌های کوتاه مدت است و با کمیابی آن رویداد یا میزان پرت بودن آن متغیر است. این موضوع توسط Hershfield در سال ۱۹۶۱ با استفاده از سری‌های فرضی با طول عمر متغیر بررسی شده است و شکل‌های (۲-۵) و (۳-۵) تنظیم‌های صورت گرفته در \bar{X}_n و S_n را برای جبران مقادیر پرت نشان می‌دهد.



شکل ۲-۵- تنظیم میانگین سری‌های سالانه برای بارش بیشینه دیدبانی شده





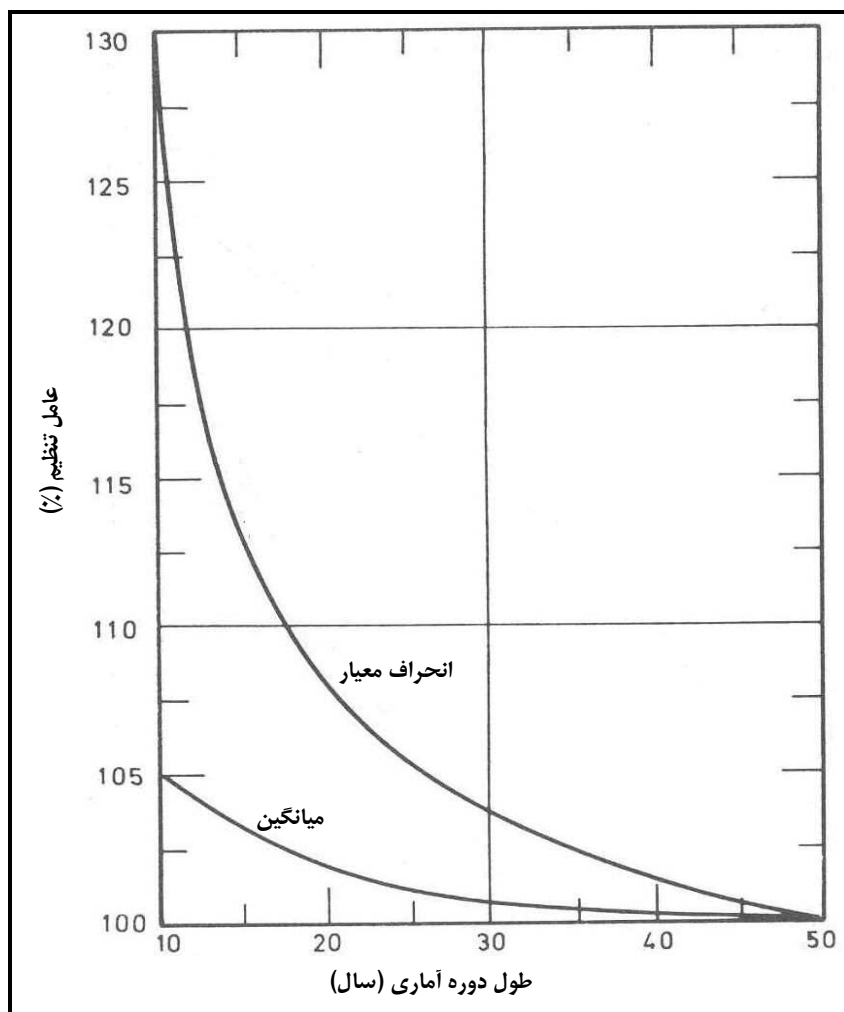
شکل ۵-۳- تنظیم انحراف معیار سری‌های سالانه برای حداکثر بارش دیدبانی شده

در این شکل‌ها \bar{X}_{n-m} و S_{n-m} به ترتیب به میانگین و انحراف معیار سری سالانه ارجاع می‌شود که بعد از مستثنی کردن رقم بیشینه، در سری محاسبه شده است. باید توجه داشت که این ارتباط فقط اثر رویداد مشاهده شده بیشینه را در نظر می‌گیرد و هیچ ملاحظه‌ای به بی‌قاعدگی‌های دیگر ظاهر شده در دیدبانی‌ها نسبت داده نمی‌شود.

۵-۲-۳- تنظیم \bar{X}_n و S_n برای اندازه نمونه

میانگین و انحراف معیار سری‌های سالانه با افزایش طول دوره گزارش، افزایش می‌یابد زیرا توزیع فراوانی بارش‌های فرین چوله به راست است به طوری که شانس رسیدن به مقدار فرین بزرگ نسبت به مقدار فرین کوچک با افزایش طول دوره گزارش بیشتر می‌شود. شکل (۴-۵) تنظیم‌های انجام شده برای \bar{X}_n و S_n را در طول گزارش نشان می‌دهد. در انجام این کار تعداد گزارش‌های بارش طولانی‌تر از ۵۰ سال برای ارزیابی اثر اندازه نمونه نسبتاً کم بود اما چند گزارش طولی‌تر نشان داد که تفاوت تنظیم از گزارش‌های ۵۰ ساله بسیار کم است.





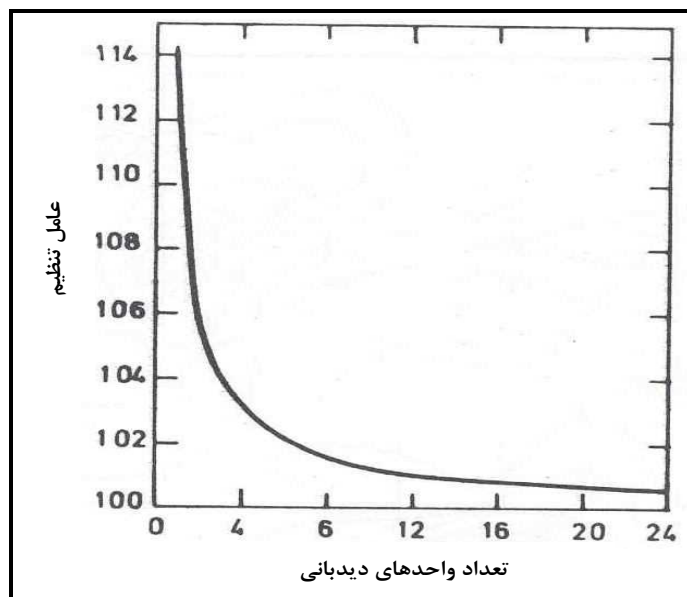
شکل ۴-۵ - تنظیم میانگین و انحراف معیار سری‌های سالانه برای طول دوره گزارش

۴-۲-۵ - تنظیم فاصله زمانی دیدبانی معین

داده‌های بارش معمولاً برای فواصل زمانی ثابت و معین مانند ۸ صبح تا ۸ صبح (روزانه)، 0600-1200UTC (۶ ساعته)، و 0300-0400UTC (ساعتی) گزارش می‌شود. چنین داده‌هایی بندرت مقدار حداکثر بارش واقعی را در دوره‌های زمانی اشاره شده به دست می‌دهد. برای نمونه، بسیار محتمل است مقدار روزانه (۱۲ ساعته) بارش دیدبانی شده بیشینه سالانه به طور محسوسی از مقدار ۲۴ ساعته بیشینه سالانه که از فواصل ۱۴۴۰ دقیقه متوالی تعیین می‌شود و توسط هیچ زمان دیدبانی ویژه‌ای محدود نشده است، کم‌تر باشد. به طور مشابه بیشینه حاصل از فواصل ۶ ساعته و یا ساعتی کم‌تر از بیشینه به دست آمده از ۳۶۰ و ۶۰ دقیقه متوالی است که به ترتیب با زمان‌های شروع و خاتمه ثابت محدود نشده است.

بررسی هزاران سال ایستگاهی از داده‌های بارش نشان می‌دهد که حاصل ضرب نتایج تحلیل فراوانی مقادیر حداکثر بارش سالانه برای یک فاصله زمانی ثابت و معین در دوره زمانی یک تا ۲۴ ساعت در عدد ۱/۱۳، مقادیر تقریباً نزدیک به ارقامی که از تحلیل برپایه بیشینه واقعی است، به دست می‌دهد. بنابراین اگر برای جمع‌آوری سری سالانه از داده‌های

یک فاصله زمانی ثابت استفاده شده است، مقدار حداکثر بارش محتمل حاصل از روش آماری باید در $1/13$ ضرب شود. تنظیم‌های کم‌تر، در زمانی که مقدار مشاهده شده بیشینه برای دوره‌های زمانی مختلف از دو یا چند فاصله زمانی ثابت تعیین می‌شود، مورد نیاز است (شکل ۵-۵). به این ترتیب برای نمونه مقادیر ۶ و ۲۴ ساعته بیشینه که از افزایش‌های بارش یک ساعته در طی دوره ۶ و ۲۴ ساعته متوالی تعیین شده است نیاز به تنظیم دارند که به ترتیب با فاکتورهای به کوچکی $1/02$ و $1/01$ صورت می‌گیرد.



شکل ۵-۵- تنظیم مقادیر بارش با فاصله زمانی معین برای تعداد واحدهای دیدبانی در فاصله زمانی

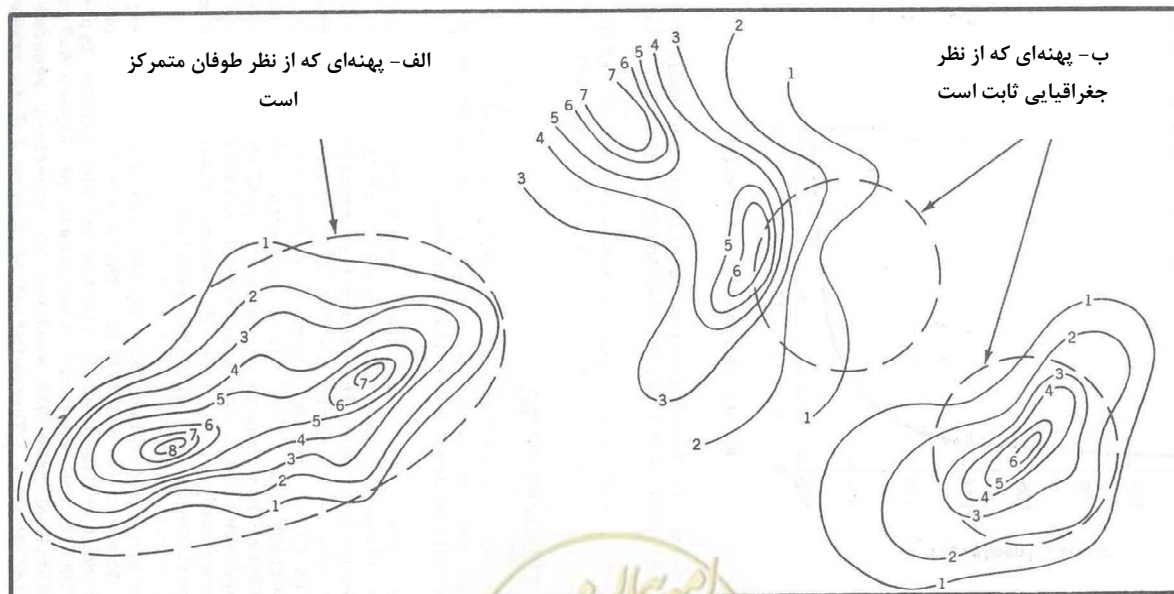
۵-۲-۵- منحنی‌های تعدیل سطح

روش توصیف شده در این گزارش برای داده‌های بارش ایستگاهی گسترش یافته است. از این رو استفاده از آن به روش‌هایی برای تعدیل مقادیر نقطه‌ای نیاز دارد که در میانگین‌های بارش پهنه‌ای مورد نیاز به کار می‌رود. دو نوع رابطه عمق-پهنه وجود دارد. نوع اول رابطه توفان تمرکز یافته است، یعنی رخداد حداکثر بارش زمانی که توفان بر روی پهنه تحت تاثیر متمرکز شده است (شکل ۵-۶-الف). از این نوع توفان‌ها برای برآورد حداکثر بارش محتمل همگرایی استفاده می‌شود. در نوع دوم رابطه پهنه‌ای است که از نظر جغرافیایی ثابت است. در این حالت پهنه مورد مطالعه ثابت بوده و توفان یا بر روی آن متمرکز است یا به‌طوری جابه‌جا شده که فقط بخشی از توفان بر پهنه تاثیر می‌گذارد (شکل ۵-۶-ب) از این نوع توفان‌ها برای برآورد حداکثر بارش محتمل آماری استفاده می‌شود. منحنی‌های عمق-پهنه توفان متمرکز شده، نیمرخ توفان‌های جدا از هم را نشان می‌دهد، درحالی‌که داده‌های پهنه تثبیت شده میانگین‌های آماری هستند که در آن مقادیر نقطه‌ای بیشینه از توفان‌های متفاوت به دست می‌آیند. منحنی‌های توفان متمرکز شده برای استفاده در مطالعات حداکثر بارش محتمل به روش همگرایی مناسب هستند.

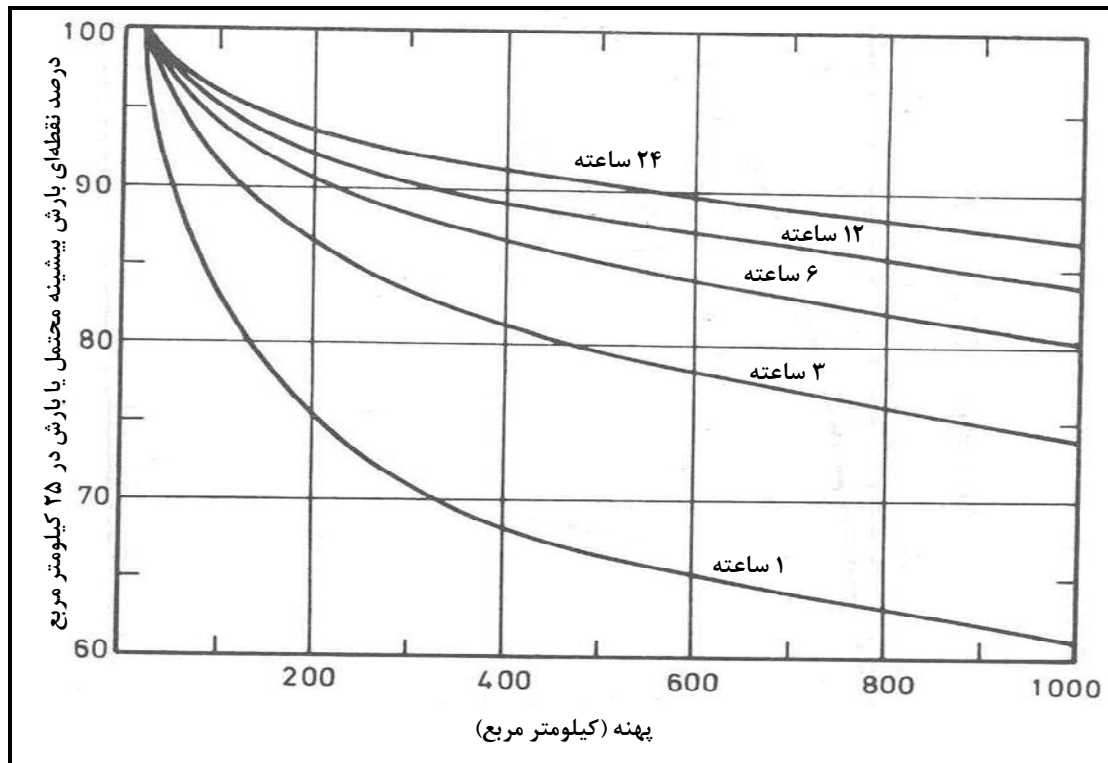


تغییرات زیادی در دو رابطه اساسی عمق-پهنه وجود دارد. آن‌هایی که برای استفاده در مطالعه حداکثر بارش محتمل به کار می‌روند باید بر پایه مشخصه‌های DAD نوع توفان‌هایی که توانایی تولید حداکثر بارش محتمل در منطقه را دارند، استوار باشند. منحنی‌های (شکل ۵-۷) بر پایه مقادیر میانگین به دست آمده از تحلیل DAD از توفان‌های کلی استوار است. رابطه (شکل ۵-۷) فقط به عنوان نمونه ارائه شده است و برای استفاده کلی به کار نمی‌رود. برای نمونه، این رابطه به همان اندازه که پهنه افزایش پیدا می‌کند کاهش بارش را که از منحنی‌های بر پایه ابر پوکه‌های محلی انتظار می‌رود نشان نمی‌دهد، و بنابراین برای استفاده در جایی که چنین توفان‌هایی سبب رخداد حداکثر بارش محتمل می‌شوند، نامناسب است. این روابط به پهنه‌های بیش‌تر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع تعمیم داده نمی‌شوند زیرا برون‌یابی مقادیر بارش نقطه‌ای با افزایش اندازه پهنه به سبب نبود شبکه ایستگاه‌های باران‌سنجی گسترده و متراکم و با طول دوره آماری مناسب، بی اعتبارتر می‌شود. به‌رحال ضرورت شرح ارتباط مقادیر نقطه‌ای با پهنه‌های بیش از ۱۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع به روابطی منجر می‌شود. اغلب اوقات فرض می‌شود مقادیر نقطه‌ای با پهنه‌های تا ۲۵ کیلومتر مربع بدون تعدیل قابل کاربرد است. به این ترتیب پس از محاسبات انجام شده به روش آماری و برآورد حداکثر بارش محتمل ایستگاهی به پهنه ۲۵ کیلومترمربعی تعدیل داده شده و سپس این مقدار جانشین حداکثر بارش محتمل نقطه‌ای شده و پس از رسم خطوط حداکثر بارش محتمل نقطه‌ای درون حوضه، مانند محاسبه (DAD) عمل کرده و نتایج به‌دست آمده برآورد حداکثر بارش محتمل آماری برای حوضه‌های بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع را نشان می‌دهد.

برای رسم خطوط حداکثر بارش محتمل نقطه‌ای با تداوم‌های مختلف و تبدیل آن به پهنه مورد مطالعه، از روش‌های پیشنهادی در فصل هفتم استفاده می‌شود. لازم به توضیح است این امر در صورتی کاربرد دارد که حوضه مورد مطالعه از شبکه ایستگاه‌های باران‌سنجی مناسب به‌طوری که در بالا شرح داده شد برخوردار باشد.



شکل ۵-۶- نمونه (الف) گرت‌ه خطوط هم‌باران متمرکز شده روی حوضه‌ای که منحنی عمق-پهنه از نوع توفان تمرکز یافته بر روی حوضه است. (ب) دو رخداد ممکن از گرت‌ه‌های هم‌باران روی پهنه ثابت جغرافیایی به شکلی که گسترش منحنی‌ها برای یک پهنه ثابت جغرافیایی رخ می‌دهد



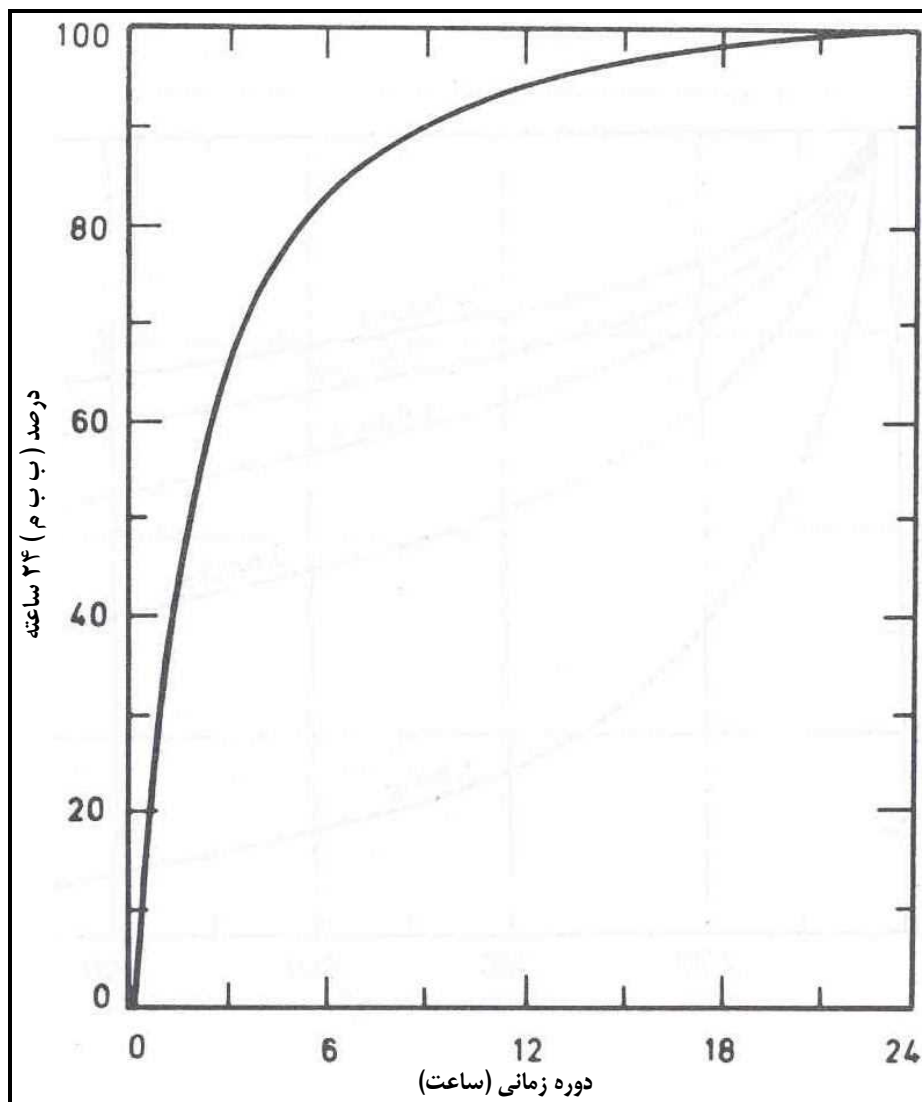
شکل ۵-۷- منحنی‌های عمق-پهنه یا پهنه-کاهش در یک حوضه فرضی مورد مطالعه

۵-۲-۶- روابط عمق-دوره

فقط اندازه‌گیری روزانه بارش، برای بسیاری از مناطق قابل دسترس است. انواع مختلف روابط عمق-دوره برای نشان دادن توزیع بارش در داخل توفان گسترش یافته است. این روابط با نوع توفان بسیار متغیر است. برای نمونه بارش کوهساری تجمع بسیار آهسته‌تر بارش را با زمان نسبت به بارندگی ناشی از توفان‌های تندری نشان می‌دهد. رابطه عمق-دوره بیشینه در شکل (۵-۸) برپایه مقدار بارش در توفان‌های شدید است که روی پهنه‌هایی که تا ۱۰۰۰ کیلومتر مربع تغییر می‌کند، میانگین‌گیری شده است. این رابطه افزایش بارش را برای فواصل زمانی مختلف با در نظر گرفتن مقدار و نه تسلسل تاریخی، به صورت نزولی مرتب می‌کند. به بیانی دیگر این منحنی یعنی منحنی عمق-دوره، بیش‌ترین مقدار ۳ ساعته را در اولین ۳ ساعت نشان می‌دهد، دومین مقدار ۳ ساعته بیشینه در دوره ۳ ساعته دوم و به همین ترتیب. قصد بر این نیست که این ترتیب بیان‌کننده ترتیبی است که در آن افزایش‌های بارش رخ می‌دهد. مطالعات توزیع تسلسلی تاریخی بارش در داخل توفان و منحنی جرمی بارش، هیچ رابطه سازگاری را با شدت‌های بیشینه که احتمال دارد در طی هر دوره توفان رخ بدهد، نشان نمی‌دهد.



منحنی عمق- دوره شکل (۸-۵) نمایانگر توفان‌های همرفتی است. به دلیل تغییرات این روابط با نوع توفان و جایگاه جغرافی آن، این روابط باید از داده‌های همان منطقه که برای آن برآورد حداکثر بارش محتمل مورد نیاز است گسترش یابد. شکل (۸-۵) فقط به عنوان یک مثال نشان داده شده است. نمونه‌ای از شکل (۸-۵)، و روابط مشابه آن فقط زمانی که داده‌های بارش برای دوره‌های کوتاه‌تر از ۲۴ ساعت قابل دسترس نیست به کار گرفته می‌شود. ولی این روابط برای دوره‌های بیش از ۲۴ ساعت کاربرد ندارد.



شکل ۸-۵- منحنی عمق- دوره بیشینه

۵-۳- کاربرد روش

مطالبی که در زیر آورده می‌شود فقط از نظر آموزشی اهمیت داشته و داده‌های به کار گرفته شده، دلخواه و متعلق به ایستگاه مشخصی نیست.



بعد از این که دو میانگین و انحراف معیار برای هرسری و نسبت‌های مربوطه به همان صورت که در جدول (۵-۱) نشان داده شده است به دست آمد، برآورد حداکثر بارش محتمل مانند زیر پیش می‌رود.

الف- تنظیم \bar{X}_n و S_n برای بارش دیدبانی شده بیشینه به ترتیب به وسیله شکل‌های (۵-۲) و (۵-۳)، و برای طول دوره آماری به وسیله شکل (۵-۴).

ب- به دست آوردن مقادیر K_m مربوط به مقادیر تنظیم شده \bar{X}_n برای دوره‌های مختلف از شکل (۵-۱).

ج- محاسبه مقادیر نقطه‌ای حداکثر بارش محتمل یا X_m ، به ترتیبی که در معادله ۵-۲ نشان داده شده است.

د- اگر داده‌های بارش پایه برای فواصل زمانی معین و ثابت برای نمونه یک‌ساعته، ۶ ساعته و ۲۴ ساعته در دسترس باشند، تنظیم از فواصل زمانی کم به زیاد یعنی از یک‌ساعته به بالا با به‌کارگیری فاکتور ۱/۱۳ برای دوره‌های مشاهده‌ای ثابت انجام می‌شود. توضیح اینکه اگر چنانچه بارش یک‌ساعته مورد نظر است بارشی در نظر گرفته می‌شود که در فاصله زمانی ثابت یک‌ساعت به‌طور مداوم ریزش کرده باشد و به همین صورت برای دوره‌های زمانی ۶ و ۲۴ ساعته انجام می‌شود. یعنی اگر بارشی به‌طور مداوم در ۳ ساعت یا ۶ ساعت ریزش کرده باشد مقدار این بارش را نمی‌توان برای سه دوره یک‌ساعته و یا شش دوره یک‌ساعته در نظر گرفت و باید فقط برای دوره زمانی ۳ ساعته و یا ۶ ساعته در نظر گرفته شود. برای مقادیر بارش در دوره‌های زمانی ۱، ۶ و ۲۴ ساعته که از داده‌های ساعتی جمع‌آوری شده است از عوامل ۱/۱۳، ۱/۰۲ و ۱/۰۱ به ترتیب برای مقادیر ۱، ۶ و ۲۴ ساعته استفاده می‌شود (بخش ۵-۲-۴).

ه- شکل (۵-۷) یا رابطه مشابه، برای تعدیل مقادیر نقطه‌ای حداکثر بارش محتمل به مقادیر پهنه‌ای مناسب برای اندازه حوضه مورد استفاده قرار می‌گیرد. (توجه: اگر فقط مقادیر بارش ۲۴ ساعته در دسترس باشد، از منحنی عمق - دوره بیشینه، مانند شکل (۵-۸)، برای برآورد حداکثر بارش محتمل در دوره‌های زمانی کوتاه‌تر، یعنی یک و ۶ ساعته می‌توان استفاده کرد. از آنجایی که مقدار ۲۴ ساعته ۴۵۴ میلی‌متر برای ۵۰۰ کیلومتر مربع محاسبه شده است با مراجعه به شکل (۵-۸) تنظیم‌های ۳۴ و ۸۴ درصد به ترتیب برای مقادیر ۱ و ۶ ساعته در محور عمودی خوانده می‌شود که پس از اعمال آن‌ها مقادیر ۱۵۵ و ۳۸۲ میلی‌متر را به دست می‌دهد. به‌طوری‌که ملاحظه می‌شود این مقادیر به‌طور قابل توجهی بیش‌تر از ۱۰۳ و ۳۳۱ میلی‌متر است که برپایه داده‌های واقعی به دست آمده‌اند. از این‌رو، شکل (۵-۸) مشخصات عمق - دوره حداکثر بارش محتمل را که با استفاده از داده‌های کوتاه مدت در حوضه مورد بررسی ترسیم شده است، به نحو بسیار خوبی نشان نمی‌دهد).

جدول ۵-۱- محاسبه حداکثر بارش محتمل

حداکثر بارش سالانه، میلی‌متر (سری سالانه)			
دوره زمانی (ساعت)			
سال (شماره ردیف)	یک ساعته	۶ ساعته	۲۴ ساعته
۱	۳۰	۶۲	۶۲
۲	۱۹	۳۸	۶۰

ادامه جدول ۵-۱- محاسبه حداکثر بارش محتمل

حداکثر بارش سالانه، میلی‌متر (سری سالانه)			
دوره زمانی (ساعت)			
سال (شماره ردیف)	یک ساعته	۶ ساعته	۲۴ ساعته
۳	۱۵	۳۹	۵۷
۴	۳۳	۱۰۸	۱۱۲
۵	۲۳	۴۹	۶۷
۶	۱۹	۳۹	۷۲
۷	۳۲	۵۰	۶۲
۸	۲۴	۳۰	۶۱
۹	۳۰	۳۹	۵۷
۱۰	۲۴	۳۸	۶۹
۱۱	۲۸	۵۸	۷۲
۱۲	۱۵	۴۱	۶۱
۱۳	۲۰	۴۷	۶۲
۱۴	۲۶	۶۸	۸۲
۱۵	۴۲	۱۲۴	۳۰۶
۱۶	۱۸	۴۳	۴۷
۱۷	۲۳	۳۹	۴۳
۱۸	۲۵	۴۸	۷۸
۱۹	۲۸	۸۰	۱۱۳
۲۰	۲۵	۸۹	۱۳۴
۲۱	۲۸	۳۳	۵۱
۲۲	۴۶	۷۲	۷۲
۲۳	۲۰	۴۷	۶۲
۲۴	۱۴	۳۴	۵۳
۲۵	۱۵	۴۰	۵۵
۱	۴۶	۱۲۴	۳۰۶
۲	۴۲	۱۰۸	۱۳۴
۳	۳۳	۸۹	۱۱۳
۴	۳۲	۸۰	۱۱۲
۵	۳۰	۷۲	۸۲
۶	۳۰	۶۸	۷۸
۷	۲۸	۶۲	۷۲
۸	۲۸	۵۸	۷۲
۹	۲۸	۵۰	۷۲
۱۰	۲۶	۴۹	۶۹
۱۱	۲۵	۴۸	۶۷
۱۲	۲۵	۴۷	۶۲

ادامه جدول ۵-۱- محاسبه حداکثر بارش محتمل

حداکثر بارش سالانه، میلی‌متر (سری سالانه)			
دوره زمانی (ساعت)			
سال (شماره ردیف)	یک ساعته	۶ ساعته	۲۴ ساعته
۱۳	۲۴	۴۷	۶۲
۱۴	۲۴	۴۳	۶۲
۱۵	۲۳	۴۱	۶۲
۱۶	۲۳	۴۰	۶۱
۱۷	۲۰	۳۹	۶۱
۱۸	۲۰	۳۹	۶۰
۱۹	۱۹	۳۹	۵۷
۲۰	۱۹	۳۹	۵۷
۲۱	۱۸	۳۸	۵۵
۲۲	۱۵	۳۸	۵۳
۲۳	۱۵	۳۴	۵۱
۲۴	۱۵	۳۳	۴۷
۲۵	۱۴	۳۰	۴۳

$$n = 25 : \frac{\bar{X}_{n-m}}{\bar{X}_n} : \frac{24.0}{24.9} = 0.96 \quad \frac{51.3}{54.2} = 0.95 \quad \frac{63.3}{78.8} = 0.88$$

$$\frac{S_{n-m}}{S_n} : \frac{6.8}{7.9} = 0.86 \quad \frac{19.5}{24.0} = 0.81 \quad \frac{21.8}{51.9} = 0.42$$

تنظیم میانگین (X_n) برای مقدار بیشینه دیدبانی شده و طول گزارش به صورت زیر است:

	۱ ساعته	۶ ساعته	۲۴ ساعته
از شکل ۸-۲	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۱
از شکل ۸-۴	۱/۰۱	۱/۰۱	۱/۰۱
X_n تنظیم شده	۲۴/۹	۵۳/۶	۷۲/۴

برای نمونه میانگین (X_n) یک‌ساعته تنظیم شده برابر است با: $۲۴/۹ \times ۰/۹۹ \times ۱/۰۱ = ۲۴/۹$

و میانگین (X_n) ۶ ساعته تنظیم شده برابر است با: $۵۴/۲ \times ۰/۹۸ \times ۱/۰۱ = ۵۳/۶$

تنظیم انحراف معیار برای مقدار مشاهده شده بیشینه و برای طول دوره گزارش:

	۱ ساعته	۶ ساعته	۲۴ ساعته
از شکل ۸-۳	۰/۹۸	۰/۹۳	۰/۴۹
از شکل ۸-۴	۱/۰۱	۱/۰۵	۱/۰۵
S_n تنظیم شده	۸/۱	۲۳/۶	۲۶/۷



مقدار K_m با داشتن میانگین بارش در هر دوره زمانی از شکل (۵-۱) به دست می آید.

$$K_m \text{ شکل (۵-۱)} \quad ۱۴ \quad ۱۴ \quad ۱۶$$

مقادیر نقطه‌ای تنظیم نشده حداکثر بارش محتمل از معادله ۵-۲:

$$\text{حداکثر بارش محتمل ۱ ساعته} = ۲۴/۹ + ۱۴(۸/۱) = ۱۳۸ \text{ میلی‌متر}$$

$$\text{حداکثر بارش محتمل ۶ ساعته} = ۵۳/۶ + ۱۴(۲۳/۴) = ۳۸۱ \text{ میلی‌متر}$$

$$\text{حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته} = ۷۲/۴ + ۱۶(۲۶/۷) = ۵۰۰ \text{ میلی‌متر}$$

برای نمونه حداکثر بارش محتمل یک‌ساعته برابر است با: $۱۳۸ = ۲۴/۹ + ۱۴(۸/۱)$

تنظیم حداکثر بارش محتمل برپایه داده‌های ساعتی برای مقادیر بیشینه واقعی (به بخش ۵-۲-۴ توجه کنید):

$$\text{حداکثر بارش محتمل یک‌ساعته: } ۱/۱۳(۱۳۸) = ۱۵۶ \text{ میلی‌متر}$$

$$\text{حداکثر بارش محتمل ۶ ساعته} = ۱/۰۲(۳۸۱) = ۳۸۹ \text{ میلی‌متر}$$

$$\text{حداکثر بارش محتمل ۲۴ ساعته} = ۱/۰۱(۵۰۰) = ۵۰۵ \text{ میلی‌متر}$$

(توجه: اگر داده‌های سری سالانه، به جای داده‌های ساعتی از فاصله زمانی دیدبانی معین پیروی کنند، عامل تنظیم

برای تمام دوره‌ها $۱/۱۳$ خواهد بود).

تنظیم حداکثر بارش محتمل نقطه‌ای تا ۵۰۰ کیلومتر مربع (شکل ۵-۷): با مراجعه به این شکل درصد نقطه‌ای برای

۵۰۰ کیلومتر مربع به دست می آید.

۲۴ ساعته ۶ ساعته ۱ ساعته

فاکتور تنظیم: ۰/۹۰ ۰/۸۵ ۰/۶۶

حداکثر بارش محتمل برای ۵۰۰ کیلومتر مربع ۴۵۴ ۳۳۱ ۱۰۳

برای نمونه حداکثر بارش محتمل یک‌ساعته برای ۵۰۰ کیلومتر مربع: $۱۰۳ = ۱۵۶ \times ۰/۶۶$

۵-۴ - برآوردهای کلی شده

منظور از برآورد کلی شده این است که این برآورد به صورت نقطه‌ای نبوده و برای منطقه به صورت کلی برآورد شده است.

در جایی که شبکه باران‌سنجی کافی باشد، ممکن است برآوردهای حداکثر بارش محتمل کلی شده با این روش با سهولت بهتری انجام شود. میانگین \bar{X}_n و انحراف معیار S_n تنظیم شده برای هر ایستگاه تعیین می‌شود (بخش ۵-۳)، و سپس ضریب تغییرات (C_V)، یعنی انحراف معیار تقسیم بر میانگین، محاسبه می‌شود. مقادیر C_V ، که به عنوان آماره پایاتری نسبت به S_n و \bar{X}_n مورد توجه است، بر روی یک نقشه نقطه‌گذاری می‌شود و دو سری خطوط هم‌شروط (خطوط میانگین بارش ایستگاهی \bar{X}_n و ضریب تغییرات آن‌ها C_V) ترسیم می‌شود. به این ترتیب می‌توان مقادیر حداکثر بارش محتمل را برای هر نقطه بر روی نقشه با برآورد \bar{X}_n و C_V از خطوط مربوط و با استفاده از رابطه زیر برای هر ایستگاه به دست آورد:



$$X_m = \bar{X}_n (1 + K_m c_v) \quad (3-5)$$

با محاسبه حداکثر بارش محتمل در شبکه‌بندی خوبی از نقطه‌ها، می‌توان نقشه‌ای را که مقادیر حداکثر بارش محتمل را نشان می‌دهد مستقیماً بنا کرد. مقادیر حداکثر بارش محتمل یا X_m که از معادله ۳-۵ به دست آمده است دستخوش همان تنظیم‌هایی که در بخش ۳-۵ توصیف شد، می‌شود (نمونه محاسباتی در پروژه پایلوت ارائه خواهد شد). باید توجه داشت که گرچه بارش‌های فرین هم‌زمان نیستند ولی در محاسبات آماری فرض بر این است که این بارش‌ها به‌طور هم‌زمان ریزش می‌کنند و حجم آبی که در حوضه ریزش کرده است، اوج سیلاب را ایجاد می‌کند. به بیانی دیگر فرض می‌شود که تمام ایستگاه‌های حوضه مورد مطالعه مقدار بارش فرین را به‌طور هم‌زمان تجربه می‌کند. با توجه به محاسبات آماری این مقدار بارش ریزش کرده مقدار حداکثر بارش محتمل را به دست می‌دهد. لازم به توضیح است که این نوع محاسبات برای برآورد حداکثر بارش محتمل براساس دستورالعمل سازمان هواشناسی جهانی WMO No. 332 است که در تمام کشورها از آن استفاده می‌شود.

۵-۵- ملاحظه‌های احتیاطی

منحنی‌های شکل (۱-۵) بر پایه داده‌های دیدبانی شده از ۲۷۰۰ ایستگاه بنا شده است که برای یک دوره حداقل ۱۰ ساله، به‌طور روزانه دیدبانی صورت گرفته است. در نتیجه، فرض می‌شود که حداکثر بارش محتمل در ایستگاه‌هایی که مقدار تنظیم K_m تهیه شده است قبلاً رخ داده است. به عنوان یک حقیقت، در نمونه مورد بحث چندین اندازه‌گیری بارش وجود دارد که در محل‌هایی به غیر از محل اندازه‌گیری‌های رسمی انجام می‌شود به‌طوری‌که از مقادیر حداکثر بارش محتمل محاسبه شده از طریق روش‌های آماری بیش‌تر بوده است. دلیل مستثنی کردن این اندازه‌گیری‌ها در گسترش این روش این بوده است که دقت این اندازه‌گیری‌ها تا حدی مورد سوال بوده است و برای محل‌هایی که رخدادهای واقع شده و از اطلاعات آن‌ها باید \bar{X}_n و S_n محاسبه شوند، داده‌های بارش وجود نداشت. برآورد این عوامل برای ایستگاه‌های مجاور نشان داد که استفاده از مقدار ۲۵ برای K_m ، مقادیری برای حداکثر بارش محتمل به دست می‌دهد که هر مقدار بارشی را که تا به حال در این مثال دیدبانی شده است، پوشش می‌دهد.

مطالعات بیش‌تر برای تعیین مقادیر قابل اعتمادتر برای K_m مورد نیاز است به‌طوری‌که مناسب‌تر آن است که مقدار K_m برای هر حوضه مورد مطالعه محاسبه شود. برای نمونه احتمال دارد که K_m به عوامل دیگری که بر پایه دوره زمانی بارش و میانگین سری‌های سالانه است، مربوط شود. در استفاده از این روش باید به خاطر داشت که مقادیر K_m نشان داده شده بر پایه داده‌های محدود ممکن است برای برخی از نواحی بسیار بزرگ و برای نواحی دیگر کوچک باشد، از این رو در انتخاب مقدار K_m برای مطالعه‌ای خاص باید بسیار توجه شود. به‌طور کلی، این روش به دست آوردن مقادیر حداکثر بارش محتمل کم‌تری نسبت به مقادیری که از روش‌های هواشناسی یا سنتی به دست می‌آید منجر می‌شود.



در انتخاب ایستگاه برای برآورد حداکثر بارش محتمل در یک حوضه معین، نمونه بودن معقولانه داده‌های بارش بسیار مهم است. یعنی این که داده‌های بارش در درون حوضه معین باید با شرایط همدیدی و همچنین با شرایط ناهموازی‌های حوضه همخوانی داشته باشد. بارندگی یک ایستگاه نباید از یک حد معینی که تغییرات مکانی حوضه را نشان می‌دهد، از ایستگاه‌های مجاور بیش‌تر یا کم‌تر باشد مگر آن که نقشه‌های همدیدی نشان‌گر وجود ابرهای توفان‌زای همرفتی در منطقه باشد که مشخصه بارش شدید محلی است. در این مورد مقایسه \bar{X}_n و S_n و C_V با ایستگاه‌های مجاور توصیه می‌شود. با توجه به آماره‌های فوق مقادیر نامناسب در داده‌های پایه آزمون شده و در صورتی که نادرست باشد باید از آن صرف‌نظر کرد. به هر حال دقت شود که هیچ داده‌ای صرفاً به دلیل پرت بودن در یک سری از داده‌ها، حذف نشود. طول دوره داده‌های بارش نیز باید مورد نظر باشد. به‌طور کلی دوره‌های آماری طولانی‌تر برآوردهای قابل اعتمادتری نسبت به دوره‌های کوتاه‌تر است به دست می‌دهد. هر زمان که مقدور باشد، داده‌هایی که کم‌تر از ۲۰ سال نباشد باید استفاده شود و داده‌های کم‌تر از ۱۰ سال به‌هیچ‌وجه نباید استفاده شود.

منحنی‌های تعدیل پهنه و عمق - دوره، مانند شکل‌های (۵-۷) و (۵-۸) به ترتیب مستقیماً از داده‌های بارش توفان در منطقه‌ای که برآوردها صورت می‌گیرد، باید گسترش یابند. استفاده از منحنی‌های کلی شده بر پایه داده‌ها از مناطق مشابه اقلیمی، حتی اگر انتخاب توفان به انواع توفان‌هایی که قادر به تولید حداکثر بارش محتمل در منطقه مورد مطالعه هستند محدود شود، منابع اضافی خطا در برآورد حداکثر بارش محتمل معرفی می‌شود. این مقدار از این خطا، گرچه تعریف نشده باشد، قابل ارزیابی است.

گرچه به‌کارگیری این مراحل نتایجی با حداقل کوشش را تامین می‌کنند، ولی به‌طور کلی نتایج به دست آمده از به‌کارگیری روش‌هایی که بر پایه تحلیل‌های هواشناسی استوارند، قابل اعتمادتر هستند. باید هر کوششی برای تکمیل بررسی‌های اضافی در تایید نتایج به‌دست آمده از روش‌های آماری صورت بگیرد. این مساله به‌ویژه در مناطقی با گزارش‌های آماری کوتاه مدت صادق است. بسیاری از اداره‌های هواشناسی این نتایج را فقط برای برآوردهای بسیار مقدماتی، در امکان اجرای مطالعات یا شناسایی، مورد استفاده قرار می‌دهند.



فصل ۶

نمونه عملیاتی محاسبه حداکثر بارش

محتمل و تهیه منحنی‌های عمق –

سطح و تداوم در حوضه بختیاری



۶-۱- جمع‌آوری مطالعات قبلی PMP در منطقه

در این فصل نمونه عملیاتی محاسبه حداکثر بارش محتمل و استخراج منحنی‌های DAD به منظور تبیین مراحل محاسبات ارائه می‌شود. حوضه انتخابی، حوضه رودخانه بختیاری تا محل سد بختیاری است که قبلاً مطالعات اولیه حداکثر بارش محتمل آن توسط مشارکت طرح بختیاری برای شرکت آب و نیروی ایران انجام گرفته و در اینجا با تغییراتی متناسب با دستورالعمل حاضر ارائه می‌شود.

نخستین مطالعات حداکثر بارش محتمل در حوضه‌های کارون و دز مربوط به طرح سد دز توسط شرکت بین‌المللی مهندسی هارزا در سال ۱۳۳۳ شمسی است انجام شده است. مطالعات PMP سد شهید عباسپور (کارون ۱) در دو سال متوالی ۱۹۶۷ و ۱۹۶۸ توسط شرکت بین‌المللی مهندسی هارزا انجام گرفت. مطالعات PMP سد کارون ۳ در سال‌های ۱۹۸۲ و ۱۹۸۴ توسط مشارکت مه‌اب قدس-ایکرز و سپس توسط مه‌اب قدس در سال ۱۹۹۱ بازنگری شد. برآورد PMP حوضه سد کارون ۴ نیز توسط مه‌اب قدس در سال ۱۳۷۱ انجام شد. مطالعات سد گدارلندر در ۱۹۹۲ توسط مشارکت مه‌اب قدس-لامایر صورت گرفت. مشارکت مشانیر-کایتک در ۱۳۷۵ مطالعات PMP سد گتوند را انجام دادند.

مطالعاتی تحت عنوان حداکثر بارش محتمل در حوضه کارون و دز توسط سازمان هواشناسی در سال ۱۳۸۲ صورت گرفته است. PMP حوضه سد کرخه صفر توسط مشاور عمران و منابع آب و بار دیگر توسط مه‌اب قدس مطالعه شده است. خلاصه نتایج مطالعات PMP در جدول (۶-۱) آمده است.

گزارش‌های مطالعات PMP سدهای گتوند، گدارلندر، کارون ۳ و ۴، سد کرخه و گزارش حداکثر بارش محتمل در حوضه‌های آبریز کشور (سازمان هواشناسی کشور) جمع‌آوری و مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. از نتایج این بررسی‌ها در انتخاب توفان‌های شدید و فراگیر و همچنین مقایسه و کنترل مقادیر به‌دست آمده، استفاده شده است.

جدول ۶-۱- خلاصه نتایج مطالعات حداکثر بارش محتمل در منطقه

پروژه	مشاور	نوع توفان	تاریخ توفان‌ها	عمق بارش متوسط حوضه (mm)	ملاک انتخاب توفان	تداوم توفان (روز)	ضریب پیش‌بینی‌سازی	عمق PMP (mm)
سد دز	مشاور هارزا	انتقالی از حوضه دیاله عراق	-	-	در آن زمان آمار مشاهده‌ای در دست نبود			
سد شهید عباسپور (کارون ۱)	مشاور هارزا ۱۹۶۷ و ۱۹۶۸	انتقالی از حوضه دیاله عراق	-	۱۷۴	در آن زمان آمار مشاهده‌ای در دست نبود	۱	-	۱۷۴
کارون ۳	ایکرز - مه‌اب قدس ۱۹۸۲ و ۱۹۸۴	مشاهده شده در حوضه کارون	بهمن ۱۳۵۴	۲۸۵	از بین ۵ رگبار مشاهده‌ای	۹	۱/۵۱	۴۳۲
کارون ۳	مه‌اب قدس ۱۹۸۴ (و گزارش بازنگری ۱۹۹۱)	مشاهده شده در حوضه کارون	بهمن ۱۳۵۴ آذر ۱۳۶۸ اسفند ۱۳۷۶	۸۰/۳ ۱۴۹/۳ ۱۹۲/۰	از بین ۳ رگبار حداکثر مشاهده‌ای	۱ تا ۴ روزه و ۷ روزه	۱/۷۰ ۲ ۱/۸۴	۱۲۷/۲ ۲۹۵/۱ ۳۴۱/۸
سد کارون ۴	مه‌اب قدس ۱۳۷۸ و ۱۳۷۹	مشاهده شده در حوضه	بهمن ۱۳۵۴ آذر ۱۳۶۸ اسفند ۱۳۷۶	۷۲/۷ ۱۴۷/۶ ۱۸۵/۷	از بین ۳ رگبار حداکثر مشاهده‌ای	۴، ۷ و ۱ روزه	۲ تا ۱/۷۵ ۱/۸۴	۱۴۰/۵ ۲۹۸/۶ ۳۵۳/۳

ادامه جدول ۶-۱- خلاصه نتایج مطالعات حداکثر بارش محتمل در منطقه

پروژه	مشاور	نوع توفان	تاریخ توفان‌ها	عمق بارش متوسط حوضه (mm)	ملاک انتخاب توفان	تداوم توفان (روز)	ضریب بیشینه‌سازی	عمق PMP (mm)
سد گذارلندر	مشاور لامایر ۱۹۹۲	مشاهده شده در حوضه	بهمن ۱۳۵۴	۲۳۰	از بین ۱۱ رگبار مشاهده ای	۷	۱/۸۷	۴۳۰
سد گتوند	مشانیر- کاپتک ۱۳۷۵	مشاهده شده در حوضه	آذر ۱۳۶۸	۲۶۰/۷	از بین ۲۲ رگبار مشاهده ای	۷	۱/۵۳	۳۹۹
حوضه کارون - دز	سازمان هواشناسی ایران	مشاهده شده در حوضه	۵ توفان برای تداوم‌های مختلف	متفاوت برای حوضه‌های مختلف	از بین ۵۰ رگبار مشاهده ای	۱ تا ۷	۱/۷۱ تا ۲/۱۲۵	متفاوت برای حوضه‌های مختلف

۶-۲- مراحل کلی محاسبه حداکثر بارش محتمل

روش جاری برای برآورد حداکثر بارش محتمل سینوپتیکی یا همدیدی، به دو صورت انجام می‌شود:

الف- بیشینه‌سازی درحوضه مورد مطالعه که داده‌های کافی درمحاسبه حداکثر بارش محتمل در آن وجود دارد.

ب- بیشینه‌سازی توفان در حوضه‌های مجاوری که از داده‌های کافی برخوردار است و سپس انتقال آن به درون حوضه مورد مطالعه که فاقد داده‌های کافی برای محاسبه حداکثر بارش محتمل است.

در روش سینوپتیکی، سازوکار اصلی در توفان برپایه همگرایی رطوبت به درون توفان، فرازش هوا، انتقال رطوبت به نقطه میعان، آزاد شدن انرژی و تولید بارش است. این روش براساس داده‌ها در طی پدیده توفان با توجه به رطوبت هوای درون شارش که با سنجش‌های نقطه‌شبنم در سطح زمین (معرف ورودی دهانه توفان) و همچنین داده‌های بارش در شبکه باران‌سنجی حوضه، استوار است.

۶-۲-۱- گام‌های اجرایی روش همدیدی برآورد حداکثر بارش محتمل

- ۱- شناسایی بارش توفان‌های مربوط به محدوده پروژه و یا توفانی که از یک حوضه به حوضه دیگری انتقال می‌یابد. بارش‌ها باید طوری انتخاب شود که از یک حد معینی تجاوز نکند. این محدودیت به اقلیم حوضه و ویژگی سامانه‌های جوی که به منطقه وارد می‌شود بستگی دارد.
- ۲- شناسایی توفان‌های اصلی که در حوضه مورد مطالعه رخ می‌دهد. این شناسایی از طریق توزیع بارش و شدت آن در دوره‌های زمانی متفاوت از ۶ ساعت تا بیش از ۷۲ ساعت به طور متوالی و در دوره آماری درازمدت بیش از سی سال صورت می‌گیرد.
- ۳- تعیین گرده‌های هم‌باران توفان از توفان‌های دیدبانی شده
- ۴- استخراج توزیع زمانی توفان براساس مرتب کردن تمام مقادیر بارش توفان در کلیه دوره‌ها در طی توفان یا براساس منحنی‌های جرم در طی توفان‌های فرین دیدبانی شده



- ۵- رسم بارش کلیه توفان‌ها بر روی نمودار عمق- دوره، برای هر پهنه و نمودار عمق- پهنه برای هر دوره و رسم منحنی‌های پوش.
- ۶- تحلیل عمق - پهنه- دوره در توفان‌های شناسایی شده
- ۷- تعیین نقطه شبنم معرف در سطح ایستگاه با تداوم ۱۲ ساعته برای هر توفان
- ۸- محاسبه بالاترین مقدار نقطه‌شبنم توفان با تداوم ۱۲ ساعته برای محدوده پروژه و نواحی اطراف در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (تراز دریا)
- ۹- محاسبه آب بارش شو در ستون هوا در ارتباط با نقطه شبنم توفان در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال
- ۱۰- محاسبه آب بارش شو مربوط به بیشینه تداوم ۱۲ ساعته در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (تراز دریا) که در دوره ۱۰ یا ۱۵ روزه از پدیده توفان گزارش شده باشد.
- ۱۱- محاسبه ضریب بیشینه‌سازی
- ۱۲- حاصل ضرب داده‌های عمق - پهنه- دوره برای هر توفان در نسبت بیشینه شده رطوبت مربوط به هر توفان.
- ۱۳- محاسبه منحنی‌های حداکثر بارش محتمل پهنه برای هر دوره طراحی.
- ۱۴- تعیین توزیع زمانی و مکانی برای دوره‌های مختلف از مشخصه‌های بحرانی (شرایطی که برآورد حداکثر بارش محتمل را به حد نهایی می‌رساند).

۶-۲-۲- گام‌های اصلی

- الف- توفان‌های فرین دیدبانی شده را می‌توان به عنوان مدل‌هایی برای پدیده حداکثر بارش محتمل به کار برد.
- ب- نقطه شبنم سطح زمین معرف مقدار رطوبتی است که به عنوان آب قابل بارش توده هوایی که در حال درون شارش است شناخته می‌شود.
- ج- بیشینه تداوم ۱۲ ساعته نقطه شبنم دیدبانی شده سطح زمین یک ناحیه در طی فصل معین و در طی مدت ۱۰ یا ۱۵ روز از یک ماه معین و در طی ۳۰ سال یا بیش‌تر برای ارزیابی ضریب تنظیم رطوبت مورد استفاده قرار می‌گیرد.
- د- نسبت آب قابل بارش توفان بر اساس بیشینه تداوم ۱۲ ساعته نقطه شبنم و آب قابل بارش محاسبه شده در دوره‌های برگشت ۵۰، ۸۰ یا ۱۰۰ ساله برای برآورد ضریب رطوبت توفان و محاسبه حداکثر بارش محتمل به کار می‌رود.
- ه- توفان‌ها در محدوده مورد بررسی تحت تاثیر ویژگی‌های محلی و ناهم‌واری قرار می‌گیرند، اما ممکن است از نظر تعداد برای استخراج حداکثر بارش محتمل کافی نباشند. توفان‌هایی که در یک منطقه از نظر هواشناسی مشابه هستند را می‌توان بر اساس این تفکر که امکان رخدادشان در آن منطقه وجود دارد به محدوده مورد بررسی منتقل کرد.
- و- زون‌های هم‌گن هواشناسی که در آن‌ها سازوکار توفان و حرکت کلی باد درون شارش یکسان است، به طور رضایت بخشی انتقال را تعریف می‌کنند.
- ز- در طی فرآیند انتقال، عامل رطوبت به حساب خواهد آمد ولی عامل هم‌گرایی تغییر نمی‌کند.



- ح- هیچ تغییری در رطوبت لایه‌بندی شده، بزرگی و توزیع بادهای درون شارش و برون شارش در زمان انتقال توفان از یک حوضه به حوضه مورد مطالعه رخ نمی‌دهد.
- ط- در نتیجه بیشینه‌سازی و انتقال توفان، احتمال رسیدن به ترکیب بهینه از باد درون شارش و سازوکار توفان یا کارایی بیشینه توفان و این‌که این نتایج معرف حداکثر بارش محتمل است، به‌دست می‌آید.

۳-۶- نمونه عملیاتی برآورد حداکثر بارش محتمل

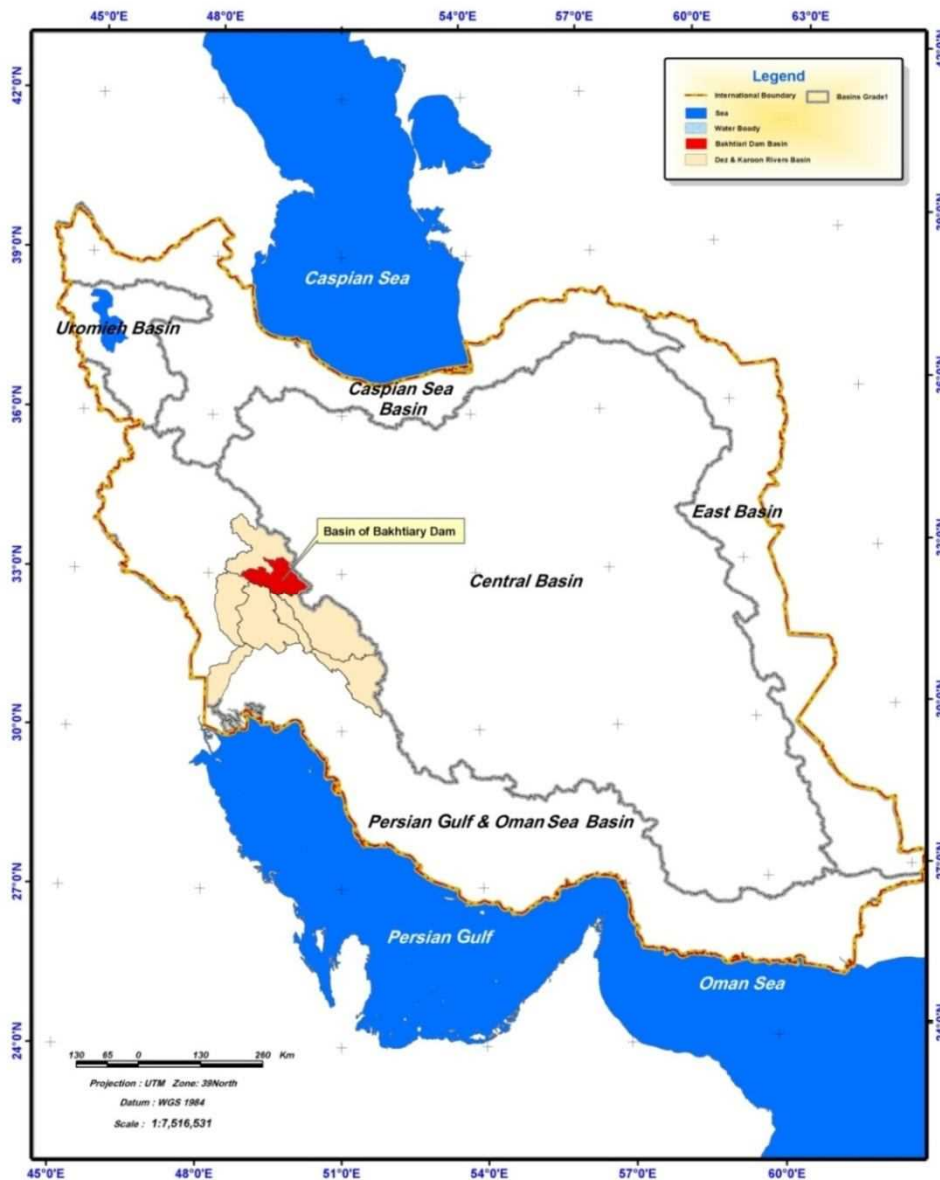
۳-۶-۱- خلاصه گزارش نمونه برآورد حداکثر بارش محتمل

حوضه آبریز رودخانه بختیاری به مساحت تقریبی ۶۲۰۵ کیلومتر مربع به مختصات جغرافیایی ۴۸°، ۴۵' تا ۵۰°، ۲۰' طول شرقی و ۳۲°، ۳۵' تا ۳۳°، ۲۰' عرض شمالی در داخل حوضه آبریز دز مساحت تقریبی ۱۵۶۸۰ کیلومتر مربع واقع است. این زیرحوضه با توپوگرافی ویژه محدوده‌ای از استان لرستان را پوشش می‌دهد. تنوع تراز ارتفاعی و ویژگی‌های رشته کوه‌های زاگرس و تاثیر آن بر اقلیم منطقه سبب ناهمگونی نسبی در پارامترهای اقلیمی منطقه می‌شود. در برآورد حداکثر بارش محتمل به روش سینوپتیکی از میان توفان‌های شدید و فراگیری که منجر به سیلاب‌های عمده در منطقه شده است، تعداد ۲۳ توفان انتخاب شد. برای توفان‌های مورد نظر، داده‌های اقلیمی (بارش، دمای نقطه شبنم، فشار، جهت و سرعت باد) در کل ایستگاه‌های موجود در منطقه جمع‌آوری شد. سپس نقشه‌های هم‌بارش با تداوم‌های ۱ الی ۸ روزه توفان‌های اصلی ترسیم و مقادیر متوسط بارش‌ها در حوضه سد بختیاری محاسبه شد. با استفاده از نقشه‌های هم‌بارش، منحنی‌های عمق - سطح - تداوم ترسیم شد. ضرایب بیشینه‌سازی رطوبت و باد برای توفان‌ها محاسبه شد. با ضرب ضرایب بیشینه‌سازی رطوبت و باد در میانگین بارش منطقه همان توفان‌ها، PMP حوضه محاسبه شد. از میان توفان‌های بیشینه شده، حداکثر بارش محتمل (PMP) در حوضه بختیاری برای تداوم یک روزه معادل ۱۴۴/۲ میلی‌متر مربوط به توفان فروردین ۱۳۷۹ و برای تداوم‌های ۲، ۳ و ۴ روزه به ترتیب ۲۳۰/۳، ۲۷۶/۳ و ۲۹۱/۹ میلی‌متر مربوط به توفان اسفند ۱۳۸۳ به‌دست آمد. PMP تداوم‌های ۵ و ۷ روزه نیز به ترتیب ۲۸۸/۲، ۳۱۰/۹ و ۳۲۸/۱ میلی‌متر و هر سه مربوط به توفان دی و بهمن ۱۳۴۷ می‌باشند.

۳-۶-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز رودخانه بختیاری در جنوب غربی کشور از ارتفاعات زاگرس میانی سرچشمه می‌گیرد (شکل ۶-۱). این حوضه محدود به مختصات جغرافیایی ۴۸°، ۴۵' تا ۵۰°، ۲۰' طول شرقی و ۳۲°، ۳۵' تا ۳۳°، ۲۰' عرض شمالی می‌باشد. مساحت حوضه آبریز رودخانه بختیاری تا نزدیکی محل ایستگاه آبسنجی تنگ پنج حدود ۶۲۰۵ کیلومتر مربع می‌باشد.





شکل ۶-۱- مرز حوضه‌های اصلی کشور و موقعیت حوضه سد بختیاری در ایران

۶-۳-۳- جمع‌آوری آمار و اطلاعات اقلیمی

با توجه به تاکید بر استفاده از داده‌های سال‌های اخیر افزون بر داده‌های مورد استفاده در مطالعات قبل، آمارهای بارش، دما، نقطه شبنم، فشار هوا و باد به صورت سالیانه، ماهانه، روزانه و ساعتی در ایستگاه‌های متعلق به سازمان هواشناسی کشور و وزارت نیرو جمع‌آوری و سپس دسته‌بندی گردید. در جدول (۶-۲) ایستگاه‌های موجود در محدوده مطالعاتی اعم از ایستگاه‌های متعلق به سازمان هواشناسی کشور و وزارت نیرو آمده است. شکل (۶-۲) نیز نقشه موقعیت آن‌ها را در سطح منطقه مطالعاتی نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که به دلیل تفاوت در تاریخ احداث این ایستگاه‌ها و کوتاه بودن دوره آماری برخی از آن‌ها، تنها از ایستگاه‌هایی که برای توفان‌های انتخابی داده‌های مورد نیاز را داشته‌اند، استفاده شد.





شکل ۶-۲- موقعیت کلیه ایستگاه‌های موجود در محدوده مطالعاتی

جدول ۶-۲- ایستگاه‌های موجود در داخل و اطراف منطقه مطالعاتی

نوع ایستگاه	ایستگاه	ردیف	نوع ایستگاه	ایستگاه	ردیف
B-N**	دورود	۱۵	T*	ورآینه نهاوند	۱
B-N	چم زمان	۱۶	T	چم انجیر	۲
B-N	کمندان	۱۷	T	چغیورت	۳
B-N	دره تخت	۱۸	T	کاظم آباد	۴
B-N	چم چیت	۱۹	T	تنگ پنج (بختیاری)	۵
B-N	سپید دشت	۲۰	T	آب باریک	۶
B-N	کشور	۲۱	T	سر آب هنده	۷
B-N	چرخ فلک	۲۲	T	سد دز	۸
B-N	دو خواهران	۲۳	T	قلعه هما	۹
B-N	شاپور آباد	۲۴	B-N	بروجرد	۱۰
B-N	قلیان	۲۵	B-N	دهنو	۱۱
B-N	فریدون شهر	۲۶	B-N	کاکارضا	۱۲
B-N	زرد فهره	۲۷	B-N	الشتر سراب سیدعلی	۱۳
B-N	تله زنگ	۲۸	B-N	ونائی (گلرود)	۱۴

T* ایستگاه‌های تباخیرسنجی

B-N** ایستگاه‌های باران‌سنجی



۶-۳-۴- انتخاب توفان‌های شدید و فراگیر

توفان شدید و فراگیر عبارت است از شرایط فیزیکی جوی که موجب شدیدترین و فراگیرترین بارش در تمام ایستگاه‌های درون حوضه و پیرامون آن می‌شود. فراگیر بودن توفان به منظور اطمینان از صحت فرض اشباع هوا لازم است. برای شناسایی توفان‌های شدید و فراگیر می‌توان از دو شاخص زیر استفاده کرد.

الف- میزان بارش ایستگاه‌ها

ب- روان‌آب ناشی از بارش در خروجی حوضه

فراسنج‌هایی نظیر فراوانی و مجموع مقدار بارش ماهانه در ایستگاه‌ها برای انتخاب توفان شدید و فراگیر نیز به کار گرفته می‌شود. تعداد توفان‌های پیشنهادی برای برآورد حداکثر بارش محتمل باید با شدت و تداوم‌های مختلف (از شش ساعت و بیش‌تر) باشد و با توجه به بیشینه بده لحظه‌ای و میانگین روزانه انتخاب شود. فراگیر بودن توفان بیان‌گر شرایط مناسب جوی در سازوکار دینامیکی و ترمودینامیکی از نظر اشباع و ایجاد بارش شدید است. لازم به توضیح است که انتخاب توفان‌های کوتاه مدت در حدود ۶، ۹، ۱۵ و ۱۸ ساعته به سبب اندازه‌گیری ایستگاه‌های باران‌سنجی و اقلیم‌شناسی که به طور معمول دیدبانی‌های ۱۲ ساعته دارند، مشکل است ولی می‌توان با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های باران‌سنج ثابت و همدیدی درون حوضه که به طور مناسبی توزیع شده باشند، برای این کار استفاده کرد. زیرا همان طوری که شرح داده شد با بهره‌گیری از این نوع ایستگاه‌ها و به‌کارگیری نسبت‌های بارش ۶ ساعته به ۲۴ ساعته، ۹ ساعته به ۲۴ ساعته، ۱۵ ساعته به ۲۴ ساعته و مانند آن‌ها این عمل امکان‌پذیر است. گرچه چون در کشور تعداد این نوع ایستگاه‌ها در هر حوضه بسیار کم و یا اصلاً وجود ندارند، متأسفانه به‌ناچار عملیات محاسبات حداکثر بارش محتمل بدون داده‌های این نوع ایستگاه‌ها انجام می‌شود و بنابراین امکان دارد که دوره‌های حداکثر بارش محتمل کاملاً مشخص نباشد. بدین معنی که استفاده از داده‌های بارش ۲۴، ۴۸، ۷۲، ... ساعته بیانگر تداوم بارش‌ها در دوره‌های یاد شده نیست و ممکن است یک بارش ۲۴ ساعته کم‌تر از ۹ ساعت تداوم داشته باشد، ولی در محاسبات حداکثر بارش محتمل با تداوم ۲۴ ساعته در نظر گرفته می‌شود.

۶-۳-۵- نحوه انتخاب ایستگاه‌های هواشناسی به عنوان معرف جهت توفان

به منظور تعیین ایستگاه‌های هواشناسی که معرف رطوبت ورودی به منطقه مورد مطالعه است از نقشه‌های رطوبت، فشار و ارتفاع که از سایت NCEP^۱ یا NCAR^۲ قابل دسترس است، استفاده می‌شود. این دو پایگاه، نقشه‌های همدیدی از تراز میانگین میانگین سطح دریا تا بیش از ارتفاع ۱۶ کیلومتری در سطح نیم‌کره شمالی و جنوبی را تهیه کرده و در دسترس کلیه مراکز هواشناسی ملی به منظور تحلیل و پیش‌بینی وضع هوا قرار می‌دهند. با توجه به جهت حرکت سامانه‌ها مسیر حرکت

1- National Centers for Environmental Prediction

2- National Centers for Atmospheric Research



منحنی‌های رطوبت دنبال شده و مسیر ورود رطوبت به منطقه مشخص می‌شود. سپس داده‌های ۳ ساعته دمای نقطه شب‌نم، وضعیت جوی و سرعت باد ایستگاه‌های معرف ورودی توفان برای محاسبه حداکثر بارش محتمل تعیین می‌شود. مقادیر باران ثبت شده در روزهای مربوط به تداوم توفان در ایستگاه‌های استفاده شده در جدول (۳-۶) نشان داده شده است.

جدول ۳-۶- ایستگاه‌های استفاده شده برای توفان اردیبهشت ۱۳۷۱-۱۳۷۲

شماره ردیف	ایستگاه	نوع ایستگاه	۴	۵	۶	۷	یک روزه	دو روزه	سه روزه	چهار روزه
۱	ورآینه نهاوند	T	۰	۹	۲۸	۴/۵	۲۸	۳۲/۵	۴۱/۵	۴۱/۵
۲	چم انجیر	T	۷	۱۲	۲۱	۲	۲۱	۲۳	۳۵	۴۲
۳	چغیورت	T	۰	۵	۲۰	۱۴	۲۰	۳۴	۳۹	۳۹
۴	کاظم آباد	T	۷	۱۰	۴۰	۱۰	۴۰	۵۰	۶۰	۶۷
۵	تنگ پنج (بختیاری)	T	۲۵	۱۱	۹۷	۵۱	۹۷	۱۴۸	۱۵۹	۱۸۴
۶	آب باریک	T	۰	۱۰	۴۵	۴۹	۴۵	۹۴	۱۰۴	۱۰۴
۷	سد دز	T	۱۰	۲	۲۰	۲۰	۲۰	۴۰	۴۲	۵۲
۸	بروجرد	B-N	۰	۱۹	۳۴	۱۶	۳۴	۵۰	۶۹	۶۹
۹	دهنو	B-N	۵	۱۳	۲۹	۸	۲۹	۳۷	۵۰	۵۵
۱۰	کاکارضا	B-N	۰	۱۶	۲۶	۰	۲۶	۲۶	۴۲	۴۲
۱۱	الشتر سراب سیدعلی	B-N	۰	۱۲	۲۸	۱۲	۲۸	۴۰	۵۲	۵۲
۱۲	ونائی (گلرود)	B-N	۰	۱۴	۲۰/۵	۰	۲۰/۵	۲۰/۵	۳۴/۵	۳۴/۵
۱۳	دورود	B-N	۱۵	۱۷/۵	۵۸	۹	۵۸	۶۷	۸۴/۵	۹۹/۵
۱۴	چم زمان	B-N	۶	۶	۴۶	۱۷	۴۶	۶۳	۶۹	۷۵
۱۵	کمندان	B-N	۳۰	۳۵	۱۳	۶۴	۱۳	۷۷	۱۱۲	۱۴۲
۱۶	دره تخت	B-N	۱۰	۱۳	۶۱	۱۵	۶۱	۷۶	۸۹	۹۹
۱۷	چم چیت	B-N	۰	۰	۰	۹	۰	۹	۹	۹
۱۸	سپید دشت	B-N	۱۰	۱۸	۶۲	۲۸	۶۲	۹۰	۱۰۸	۱۱۸
۱۹	کشور	B-N	۲۵/۵	۱۹/۵	۸۶	۱۹/۵	۸۶	۱۰۵/۵	۱۲۵	۱۵۰/۵
۲۰	چرخ فلک	B-N	۰	۰	۷۱	۳۳	۷۱	۱۰۴	۱۰۴	۱۰۴
۲۱	دو خواهران	B-N	۵	۱۳	۵۵	۸	۵۵	۶۳	۷۶	۸۱
۲۲	شاپور آباد	B-N	۲	۰	۳۹	۵۳	۳۹	۹۲	۹۲	۹۴
۲۳	فریدون شهر	B-N	۰	۴۰	۳۸	۴۲	۳۸	۸۰	۱۲۰	۱۲۰
۲۴	زرد فهره	B-N	۰	۱۵	۳۲	۴۶	۳۲	۷۸	۹۳	۹۳
۲۵	تله زنگ	B-N	۱۸	۵	۵۴	۳۱	۵۴	۸۵	۹۰	۱۰۸
	میانگین		۷/۰	۱۲/۶	۴۰/۹	۲۲/۴				

در این مطالعه موردی انتخاب توفان‌های شدید و فراگیر بر اساس نتایج بررسی‌های قبلی و همچنین داده‌های ثبت شده بده‌های حداکثر لحظه ای و روزانه و داده‌های حداکثر بارش‌های روزانه با تداوم‌های ۲۴، ۴۸، ۷۲، ۹۶، ۱۲۰ و ۱۴۴ ساعت طی دوره آماری بلندمدت (۲۰۱۰-۱۹۶۰) انجام گرفت. انتخاب اولیه بر پایه میانگین حسابی بارش در کلیه



ایستگاه‌های موجود در منطقه صورت گرفت. برای این منظور بارش با تداوم‌های مختلف که مربوط به تاریخ‌های متفاوت می‌باشند به ترتیب نزولی مرتب شد و در نهایت با تطابق رویدادهای سیل تعداد ۲۳ توفان انتخاب گردید (جدول ۴-۶).

جدول ۴-۶ - توفان‌های شدید و فراگیر بر پایه میانگین بارش ایستگاه‌های موجود در منطقه

توفان تاریخ	۲۴	۴۸	۷۲	۹۶	۱۲۰	۱۴۴	۱۶۸	۱۹۲	۲۱۶
آذر ۱۳۵۷	۵۸/۳	۶۶/۹	۱۰۰/۳	۱۰۸/۹	۱۱۶/۲	۱۳۴/۹	۱۶۷/۵	۱۷۶/۰	۱۸۹/۲
آذر ۱۳۶۴	۶۲/۱	۱۰۲/۲							
آذر ۱۳۷۳	۴۹/۶	۷۰/۴	۱۱۵/۱	۱۲۷/۸	۱۳۳/۱				
بهمن ۱۳۷۱	۳۸/۱	۷۱/۰	۸۱/۶						
دی و بهمن ۱۳۴۷	۵۹/۱	۱۰۰/۲	۱۰۹/۵	۱۶۸/۶	۱۸۳/۵	۲۰۴/۳	۲۱۵/۶		
دی ۱۳۷۱	۳۶/۶	۸۱/۱							
اسفند و فروردین ۱۳۴۸	۳۴/۰	۶۱/۸	۷۶/۶	۹۱/۵	۱۰۹/۸				
اسفند و فروردین ۱۳۵۱	۴۱/۵	۷۶/۶	۱۰۰/۶	۱۱۱/۱	۱۱۹/۶	۱۲۸/۲	۱۳۵/۲	۱۴۱/۳	
اسفند ۱۳۶۵	۴۱/۸	۷۰/۶	۹۸/۰	۱۱۴/۰	۱۲۲/۵	۱۳۴/۳	۱۳۹/۵		
اسفند ۱۳۶۶	۳۱/۸	۵۰/۸	۶۵/۲	۷۵/۶	۹۰/۳	۱۰۴/۹	۱۲۳/۴	۱۲۸/۵	۱۴۸/۵
اسفند ۱۳۷۰	۴۵/۵	۷۹/۰	۹۹/۰						
اسفند ۱۳۷۱	۴۷/۰	۶۰/۷	۷۵/۰	۸۵/۱	۹۹/۰				
اسفند ۱۳۸۳	۷۶/۰	۱۴۶/۷	۱۷۶/۰	۱۸۵/۹					
فروردین و اردیبهشت ۱۳۵۵	۱۷/۳	۲۰/۲	۲۵/۳	۲۸/۳					
فروردین ۱۳۴۸	۱۸/۰	۳۶/۴	۴۶/۹	۵۳/۲					
فروردین ۱۳۵۹	۲۱/۸	۳۵/۸	۴۱/۱						
فروردین ۱۳۶۰	۵۱/۹	۷۹/۹	۹۴/۶						
فروردین ۱۳۶۹	۴۳/۳	۵۶/۸	۶۹/۵						
فروردین ۱۳۷۷	۵۹/۲	۹۲/۵	۱۱۱/۴	۱۱۸/۶					
فروردین ۱۳۷۹	۵۱/۷	۶۷/۵	۹۲/۷						
اردیبهشت ۱۳۶۵	۴۵/۹	۷۱/۰							
اردیبهشت ۱۳۷۱	۲۲/۴	۴۲/۰	۶۰/۰	۷۷/۷					
اردیبهشت ۱۳۷۲	۵۳/۹	۸۹/۳	۹۹/۹						

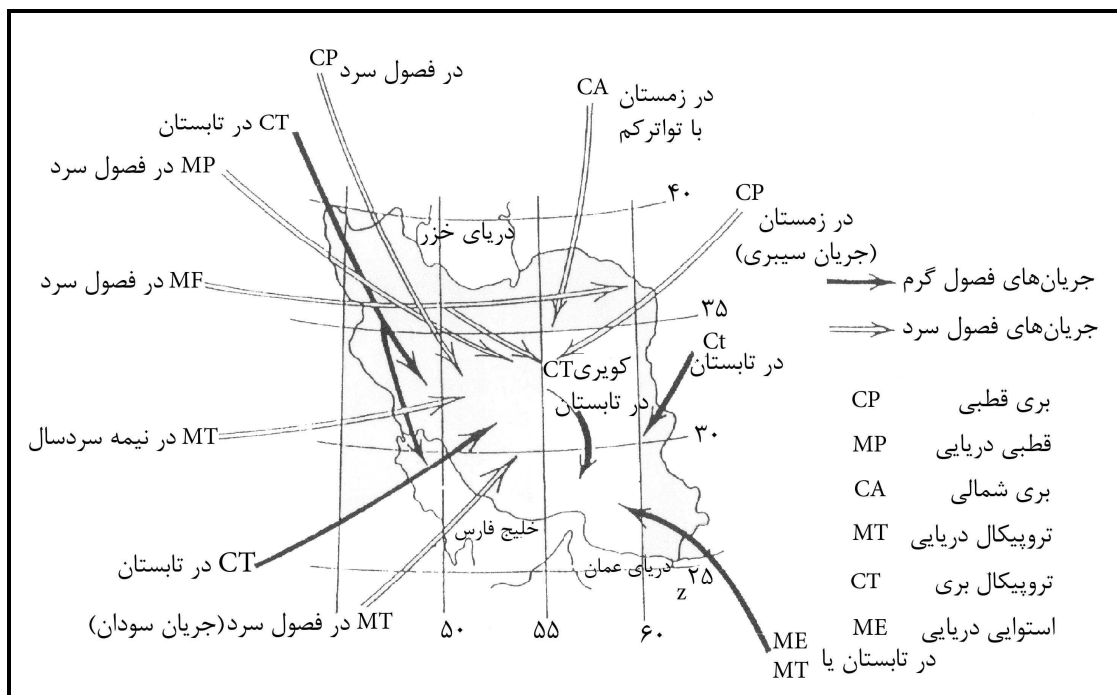
۶-۳-۶- تحلیل سینوپتیکی و تعیین مسیر حرکت توفان‌ها و شارش ورود رطوبت

در مطالعه اقلیمی دوره سرد، هر ساله با بارش‌های رگباری شدید و سیل آسایی در حوضه‌های جنوب غربی ایران مواجه هستیم. بررسی‌ها نشان می‌دهد که بارش‌های حوضه مورد مطالعه عمدتاً تحت تاثیر سیستم‌های مدیترانه و کم فشار سودانی است (شکل ۳-۶) در ادامه مکانسیم تشکیل این دو سامانه کم فشار بیان می‌شود.



۶-۳-۱- سیستم کم فشار مدیترانه‌ای

آب وهوای مدیترانه غالباً تحت تاثیر عوامل محلی قرار می‌گیرد که سبب تغییر در الگوهای سینوپتیکی آن می‌شود. دریای مدیترانه در تابستان منطقه کمبود و در زمستان ناحیه مازاد انرژی است. در زمستان وقتی که آب دریا بیش از ۶ درجه گرم‌تر از خشکی هم‌جوار باشد، دریای مدیترانه منبع مناسب انرژی خواهد بود. از نظر دینامیکی این منطقه یک ناحیه انتقالی بین قسمت‌های مرکزی و شمالی اروپا (کمر بند بادهای غربی) و بیابان‌های شمال آفریقا است که ناحیه استیلای مراکز پرفشار جنب حاره می‌باشد. در مدیترانه غربی در ماه اکتبر وقتی که یک شاخه فرعی از جریان اصلی بادهای غربی به طرف جنوب و روی دریای مدیترانه منتقل می‌شود، دماها به میزان شدیدی کاهش یافته و استیلای پرفشار جنب حاره در مدیترانه پایان می‌یابد و کم فشار مدیترانه ظاهر می‌شود. در ماه ژوئن پرفشار جنب حاره شمال آفریقا به حوضه مدیترانه باز می‌گردد و این کم فشار از بین می‌رود. مطالعات نشان می‌دهد که مدیترانه در فصل زمستان از مناطق چرخندزایی است.



شکل ۶-۳- جهت عمومی ورود توده‌های هوایی به ایران (علیجانی، ۱۳۷۰)

۶-۳-۲- سیستم تراف مدیترانه

برخلاف زبانه کم فشار شمال غربی- جنوب شرقی سطح دریای مدیترانه، تراف آن به صورت شمالی- جنوبی بوده و عمق آن بیش از ۲۰ درجه عرض جغرافیایی است. برای تراف مذکور چهار محل را می‌توان تشخیص داد.

- منطقه اقیانوس اطلس شرقی تا شبه جزیره ایبری در امتداد نصف النهار ۵ الی ۱۵ درجه غربی
- در حوالی ایتالیا به موازات نصف النهار ۱۰ تا ۱۵ درجه شرقی
- در شبه جزیره بالکان در امتداد ۲۰ تا ۲۵ درجه شرقی



- شرق دریای مدیترانه در امتداد ۲۵ تا ۳۳ درجه شرقی

اگر محور تراف در شرق اطلس قرار گیرد بادهای جنوب غربی در مدیترانه غربی و مرکزی جریان دارند. قرار گرفتن تراف اقیانوس بر روی ایتالیا و شبه جزیره بالکان سبب ایجاد جریان شمال غربی روی مدیترانه غربی می‌شود. این حالت پدیده متداول در دوره سرد سال است و در سطح زمین بادهای سرد شمالی را به وجود می‌آورد. واقع شدن محور تراف بر روی شبه جزیره بالکان و ترکیه سبب ریزش هوای قاره ای سرد و خشک به طرف جنوب می‌شود. تراف مدیترانه در طول زمستان در محدوده دریای مدیترانه جابجا می‌شود و سبب می‌گردد که بادهای غربی و سیستم‌های آن تمام یا قسمتی از ایران را فراگیرد. در اوایل زمستان پرفشار آזור جهت نصف النهاری پیدا می‌کند و باعث تشکیل تراف عمیق روی دریای مدیترانه می‌شود، اما در اواخر دوره سرد بر اثر فرارگیری مداری پرفشار آזור و گسترش آن تا شمال غرب آفریقا، تراف مدیترانه به دو واحد نسبتاً کوچک تر تقسیم می‌شود که یکی در غرب و دیگری در شرق مدیترانه قرار می‌گیرد. با تداوم دوره سرد تراف مدیترانه هم عمیق شده و به شرق انتقال می‌یابد، به طوری که در ماه ژانویه محور آن بر مرکز مدیترانه واقع می‌شود که تحت این شرایط موج‌های غربی خاورمیانه را فرا می‌گیرد (علیجانی، ۱۳۷۴).

۳-۶-۳-۶ سیستم‌های کم فشار سودان

کم فشار سودانی در ماه‌های نوامبر تا مارس به طور متوسط در عرض ۸ درجه شمالی و نصف النهار ۳۴ درجه شرقی متمرکز است، فشار متوسط مرکز آن در زمستان ۱۰۰۷ هکتوپاسکال است. این کم فشار با منطقه همگرایی دینامیکی دریای سرخ هماهنگ بوده و در هنگام فعالیت هم‌زمان پرفشار جنب حاره مستقر در دریای عرب و مصر و ایجاد حالت همگرایی در مرکز دریای سرخ و فرارگیری تراف مدیترانه در شرق دریای مدیترانه و تداوم زبانه آن بین عرض‌های ۱۳ تا ۱۵ درجه شمالی و نیز فرارگیری منطقه همگرایی دریای سرخ و ناحیه چرخندگی مثبت تراف فوقانی در جلوی آن، سیستم چرخندی - همرفتی قوی از کناره شمالی پرفشار دریای عرب به سمت عرض‌های شمالی‌تر (شمال عربستان و جنوب غربی ایران) هدایت می‌شود. چرخندهای ایجاد شده توسط این کم فشار هر چه به عرض ۳۰ درجه نزدیک می‌شود بیش تر در مسیر بادهای غربی قرار گرفته و کاملاً به صورت دینامیکی در می‌آید، این سیستم ترکیبی در جنوب غربی ایران بارش‌های قابل ملاحظه‌ای را باعث می‌شود. در مواقعی که زبانه کم فشار مدیترانه‌ای با کم فشار سودانی از طریق کم فشار ۱۰۱۰ یا ۱۰۱۵ هکتوپاسکال مرتبط شود و ناوه عمیق در شرق مدیترانه موجود باشد بارش‌های شدیدی در جنوب و جنوب غرب ریزش می‌نماید.

با توجه به موارد اشاره شده در بالا و با عنایت به شکل (۳-۶) نزدیک‌ترین منبع رطوبتی آب‌های خلیج فارس است. ایستگاه‌های سینوپتیک بوشهر، آبادان، امیدیه، اهواز، مسجدسلیمان و دزفول در مسیر ورود جبهه‌های رطوبتی به حوضه بختیاری می‌باشند که در زمان وقوع توفان‌ها برای محاسبات ضرایب پیشینه‌سازی از داده‌های آن‌ها استفاده شده است.



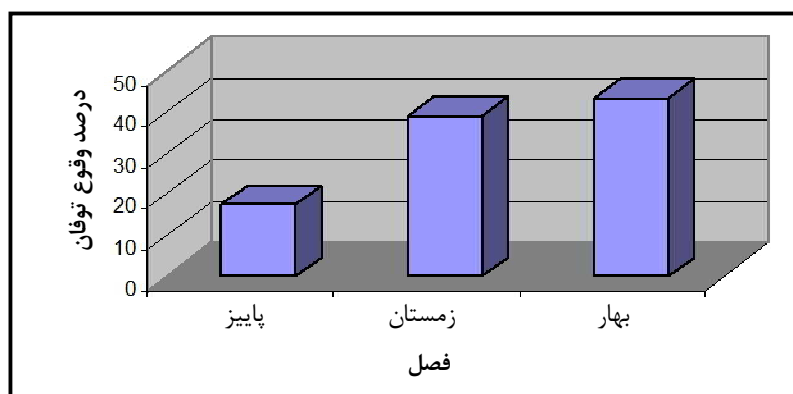
۶-۳-۷- جمع‌آوری داده‌های ساعتی

داده‌های ساعتی شدت و عمق بارش، دما، دمای نقطه شبنم، فشار و سمت و سرعت باد در زمان وقوع رویداد توفان‌های شدید و فراگیر برای ایستگاه‌های ورودی توفان‌ها یعنی ایستگاه‌های بوشهر، آبادان، آغاچاری، امیدیه، اهواز، مسجد سلیمان و دزفول جمع‌آوری و به شرح موارد زیر استخراج و در جداول اولیه تنظیم شد. داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک که در مسیر توفان‌های فراگیر محدوده مورد مطالعه قرار دارند، به منظور استفاده در تحلیل پیشینه‌سازی توفان‌های منتخب جمع‌آوری شد.

داده‌های حداکثر تداوم ۱۲ ساعته پایدار دمای نقطه شبنم و حداکثر تداوم ۱۲ ساعته تندی باد برای بازه‌های زمانی ده روزه برای کلیه ایستگاه‌های سینوپتیک موجود در منطقه طی دوره آماری بلند مدت (۲۰۱۰-۱۹۶۰) استخراج شد. داده‌های متوسط فشار ماهانه هوا (QFE) برای تمامی ایستگاه‌ها طی دوره آماری بلند مدت (۲۰۱۰-۱۹۶۰) جمع‌آوری و استخراج شد. به‌علاوه داده‌های ساعتی پارامترهای سمت و سرعت باد، فشار هوا (QFE) نیز جمع‌آوری و استخراج شد.

۶-۳-۸- تعیین فصول وقوع توفان‌های شدید و فراگیر

با توجه به تاریخ وقوع توفان‌های شدید و فراگیر در طول دوره آماری مورد مطالعه مشخص شد که در ماه آذر بیش‌ترین فراوانی و شدیدترین توفان‌ها اتفاق افتاده است. اگرچه ماه بهمن نیز در زمستان، زمان وقوع بارش‌های شدید و فراگیر است، ولی به طور عمده سیلاب‌های شدید در اسفند ماه به وقوع پیوسته است. بررسی داده‌های بارش و به‌خصوص توفان‌های شدید نشان می‌دهد که در حدود ۴۳/۵ درصد توفان‌های شدید در بهار، ۳۹/۱ درصد در زمستان و ۱۷/۴ درصد در پاییز (عمدتاً در آذر) اتفاق افتاده است (شکل ۶-۴). به طور کلی اواخر اسفند ماه و فروردین و بعضاً اردیبهشت ماه زمان وقوع سیلاب‌های شدید بوده است.



شکل ۶-۴- در صد توزیع توفان‌ها در فصول مختلف

۶-۴- کنترل داده‌های بارش روزانه برای استفاده در توزیع مکانی

برای بررسی توزیع مکانی بارندگی در سطح حوضه سد بختیاری، ابتدا مشخصات مکانی (طول و عرض جغرافیایی) ایستگاه‌های موجود در منطقه اعم از ایستگاه‌های متعلق به سازمان هواشناسی کشور و وزارت نیرو با استفاده از GIS و

سوابق موجود در مطالعات مختلف کنترل شد. سپس نقشه‌های مجموع بارش چند روزه و هر یک از روزه‌های توفان با مشخص بودن کد ایستگاه و مقادیر بارش به طور مجزا تهیه شد.

برای هریک از توفان‌های منتخب ابتدا برای تداوم کلی آن‌ها و همچنین برای تداوم‌های ۱، ۲، ۳ و تا ۷ روزه به کمک GIS نقشه‌های حاوی کد ایستگاه‌ها و مقادیر بارش ایستگاه‌ها رسم گردید. با بررسی مقادیر بارش در ایستگاه‌های هم‌جوار در هر روز و در کلیه نقشه‌های تهیه شده مذکور، داده‌ها کنترل و در صورت ضرورت اصلاح شدند.

در این بررسی برای اصلاح هم‌زمانی و کنترل مقادیر بارش از هم‌زمانی داده در نزدیک‌ترین ایستگاه‌های سینوپتیک و در مواردی ایستگاه‌های تبخیر سنجی و با توجه به ارتفاع و جهت شارش رطوبتی، داده‌های بارش ایستگاه‌ها مجدداً مورد بررسی قرار گرفت و اصلاحات ممکن انجام شد و یا داده‌های مشکوک با توجه به توزیع مکانی آن‌ها حذف گردید.

۶-۵- بررسی روش‌های درون‌یابی برای رسم منحنی‌های هم‌بارش

در حوضه بختیاری اصلی‌ترین عامل در توزیع مکانی بارش مسیر حرکت سامانه‌های جوی، منبع رطوبت و نوع سامانه است. بنابراین روابط رگرسیونی و یا رابطه گرادیان در ترسیم منحنی‌های هم‌بارش ممکن است به افزایش خطا بیانجامد. از سوی دیگر این نکته قابل ذکر است که افزایش میزان بارش با ارتفاع به صورت خطی نبوده بلکه با توجه به خصوصیات مختلف ناهمواری‌ها، بارش تا ارتفاعی معین افزایش می‌یابد و از آن پس با افزایش ارتفاع مقدار بارش رو به کاهش می‌رود. بنابراین عوامل گوناگونی سبب می‌شود تا از اعتبار روابط بارش-ارتفاع کاسته گردد. این عوامل عبارتند از:

- ۱- کم بودن تراکم ایستگاه‌های باران‌سنجی در مناطق کوهستانی.
 - ۲- عدم وجود ایستگاه باران‌سنجی در ارتفاعات بالا.
 - ۳- پیچیدگی رابطه بارش-ارتفاع بواسطه تنوع و اختلاف در منشا بارش.
 - ۴- کم بودن دقت اندازه‌گیری بارش در کوهستان‌ها.
 - ۵- پیچیدگی شکل زمین در نواحی کوهستانی و تاثیر پذیری رابطه بارش-ارتفاع از آن (نظیر جهت دره‌ها).
 - ۶- موضعی بودن شدید روابط بارش-ارتفاع و تاثیر قابل توجه جهت جریان توده‌های هوا در توزیع مکانی بارش
- روش‌های مختلفی برای برآورد توزیع مکانی بارندگی با در دست داشتن داده‌های نقطه‌ای وجود دارد. از جمله این روش‌ها می‌توان به تیسن، عکس فاصله و زمین آمار اشاره نمود. روش‌های زمین آماری به علت در نظر گرفتن همبستگی بین داده‌ها و ساختار مکانی در برآورد توزیع مکانی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند. در این بخش از مطالعات، روش‌های زمین آماری کریجینگ، کوکریجینگ، اسپلاین‌ها^۱، عکس فاصله^۲ و میانگین متحرک وزنی (WMA)^۳ برای انتخاب مناسب‌ترین روش توزیع مکانی بارندگی توفان‌ها بررسی شده است.

1- Spline

2- Inverse Distance

3- Weighted Moving Average



برای مقایسه دقت روش‌های درون‌یابی و یا انتخاب پارامترهای این روش‌ها می‌توان از روش Cross-Validation استفاده کرد. در این روش یک نقطه حذف می‌شود و با استفاده از سایر نقاط و اعمال روش درون‌یابی مورد نظر، برای این نقطه تخمین صورت می‌گیرد. سپس این نقطه به محل خود برگردانده می‌شود و به همین ترتیب برای تمام نقاط برآورد صورت می‌گیرد. خطای میان مقادیر واقعی و تخمینی براساس معیارهایی چون مجموع مربعات باقی‌مانده، میانگین مربعات باقی‌مانده، میانگین قدرمطلق خطا (MAE)^۱ و میانگین خطای انحراف (MBE)^۲ محاسبه می‌شود. علاوه بر استفاده از معیارهای کمی فوق وضعیت نقشه‌های تولید شده و روند منطقی فیزیکی آن‌ها نیز می‌تواند به عنوان یک معیار کیفی در ارزیابی و مقایسه روش‌ها و انتخاب روش برتر مورد استفاده قرار گیرد.

از بین توفان‌های بحرانی در منطقه مورد مطالعه دو توفان برای بررسی و انتخاب مناسب‌ترین روش توزیع مکانی انتخاب گردید. این دو توفان شامل توفان سه روزه بهمن ۷۲-۱۳۷۱ و بارش حداکثر یک روزه (بیش‌ترین مقدار بارش روزانه) در توفان ۵ روزه آذر ماه ۷۴-۱۳۷۳ است. براساس حداقل میانگین قدرمطلق خطا (MAE)، مناسب‌ترین روش‌ها به ترتیب زیر به‌دست آمده است:

۱- Spline از نوع Regularize

۲- Spline از نوع Tension

۳- کوکریجینگ

۴- کریجینگ

۵- WMA با توان ۳

۶- WMA با توان ۲

در مورد تعداد نقاط همسایگی نیز نتایج نشان داد که استفاده از کلیه نقاط در درون‌یابی خطا را به حداقل می‌رساند. براساس حداقل میانگین خطای انحراف (MBE) روش‌های مورد بررسی به ترتیب زیر عمل نموده‌اند:

۱- WMA با توان ۳

۲- Spline از نوع SurfaceThin Plate

۳- کریجینگ

۴- Spline از نوع Regularized و Tension

۵- WMA با توان ۲

۶- کوکریجینگ

این روش‌ها در جدول (۵-۶) آورده شده است.

1- Mean Absolute Error

2- Mean Bias Error



محدوده خطای حداکثر و حداقل برای MAE و MBE به ترتیب ۲۲ تا ۲۹ میلی‌متر و ۱/۷- تا ۳ میلی‌متر به‌دست آمده است.

جدول ۶-۵- روش‌های مورد استفاده برای توزیع مکانی توفان‌ها

پارامترهای متغیر		نام روش
تعداد نقاط همسایگی	توان / نوع	
۶ ----- نصف نقاط ----- تمام نقاط	۲	WMA
۶ ----- نصف نقاط ----- تمام نقاط		
۶ ----- نصف نقاط ----- تمام نقاط	۳	
۶ ----- نصف نقاط ----- تمام نقاط		
۶ ----- نصف نقاط ----- تمام نقاط	Regularized	Spline
۶ ----- نصف نقاط ----- تمام نقاط		
۶ ----- نصف نقاط ----- تمام نقاط	Tension	
۶ ----- نصف نقاط ----- تمام نقاط		
۶ ----- نصف نقاط ----- تمام نقاط	Thin Plate Surface	
۶ ----- نصف نقاط ----- تمام نقاط		
با مدل‌های مختلف واریوگرام		Kriging
با متغیر کمکی ارتفاع و مدل‌های مختلف واریوگرام		Co-Kriging

در بررسی نقشه‌های تولید شده توسط هر یک از روش‌ها، به‌عنوان یک معیار ارزش‌یابی کیفی، موارد زیر مشاهده گردید.

۱- با وجود این که روش‌های اسپلاین خطای نسبتاً کم‌تری را نسبت به سایر روش‌ها به خود اختصاص داده‌اند، ولی

در نقشه‌های حاصل مقادیر منفی نیز برآورد شده‌اند که این موضوع با ماهیت متغیر بارندگی همخوانی ندارد.

۲- روش کوکریجینگ با وجود دارا بودن خطای MAE نسبتاً کم، در شاخص MBE دارای خطای بیش‌تری

است. نقشه‌های حاصل از این روش از یک روند منطقی طبیعت می‌کند.

۳- روش کریجینگ از نظر دو معیار خطا در رتبه متوسطی قرار دارد. ولی در نقشه‌های تولید شده برای برخی

نقاط گرادیان بسیار شدیدی دیده می‌شود.

با توجه به این که نقشه‌های روش‌های کوکریجینگ و کریجینگ از یک روند منطقی برخوردار بودند و با توجه به

اختلاف کم این دو روش در معیارهای کمی و طولانی بودن محاسبات کوکریجینگ، روش کریجینگ با مدل واریوگرام

نیمه نمائی و کل نقاط به عنوان تعداد نقاط همسایگی، برای توزیع مکانی توفان‌ها استفاده گردید.

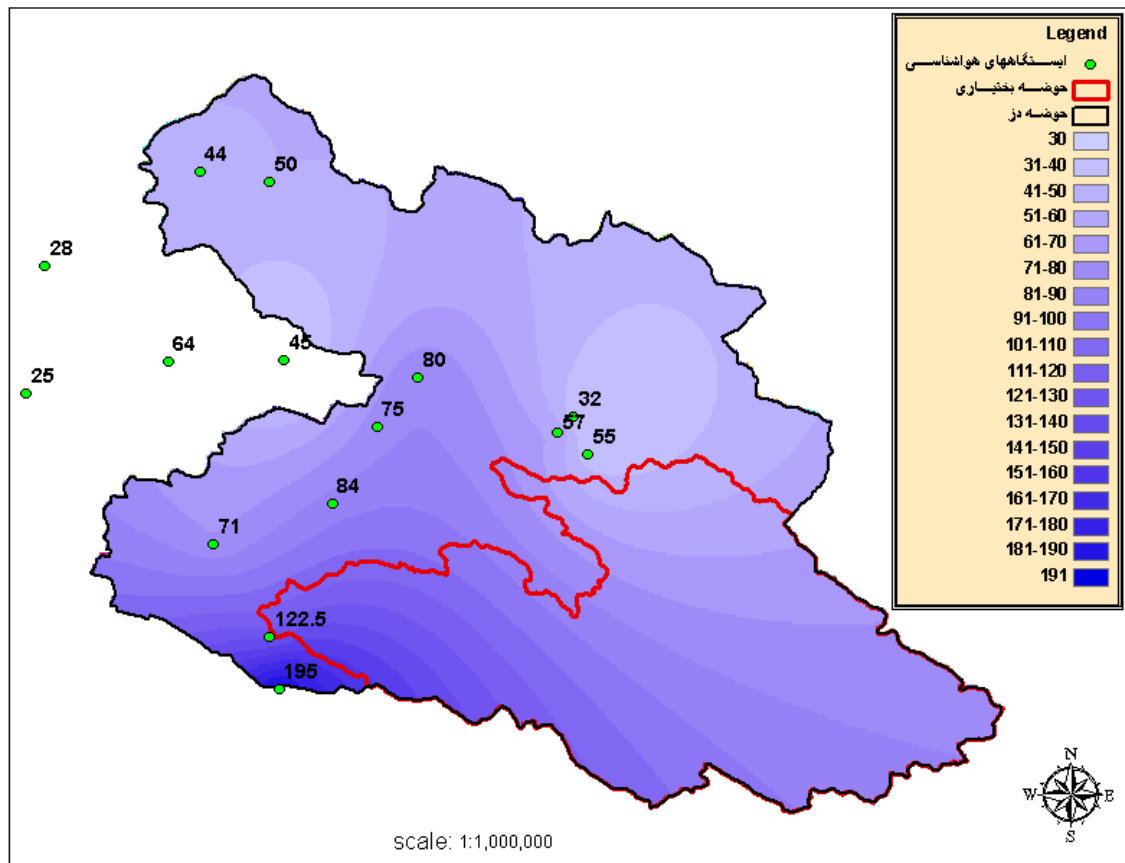


۶-۶- تهیه نقشه هم‌بارش توفان‌ها

با استفاده از روش کریجینگ با مدل واریوگرام نیمه نمایی سطوح هم‌بارش با تداوم‌های مختلف برای توفان‌های منتخب ترسیم گردید. شکل (۶-۵) این سطوح را به عنوان نمونه نشان می‌دهد. از این نقشه‌ها در محاسبه مقدار متوسط بارش توفان‌های مورد بررسی در سطح حوضه و زیر حوضه‌های سد بختیاری و تهیه منحنی‌های عمق - سطح - تداوم (DAD) استفاده شد.

۶-۷- محاسبه عمق متوسط بارش توفان‌ها

با استفاده از نقشه‌های هم‌بارش توفان‌های منتخب در سیستم GIS متوسط بارش برای تداوم‌های مختلف در سطح حوضه سد بختیاری محاسبه شده است و نتایج در ادامه خواهد آمد.



شکل ۶-۵- سطوح هم‌بارش با تداوم یک روزه برای توفان ششم فروردین

۶-۸-۱- رسم منحنی‌های عمق-سطح-تداوم بارش (DAD) و تعیین منحنی پوش

۶-۸-۱- کلیات

روش‌های تحلیل توزیع مکانی بارش با توجه به مقادیر اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های باران‌سنجی توسعه یافته‌اند. آمار بارش اندازه‌گیری شده به صورت نقطه‌ای دارای تغییرات مکانی است. در چنین مواردی می‌توان اطلاعات نقطه‌ای را به سطح حوضه تعمیم داد. تهیه منحنی‌های عمق - سطح - تداوم (DAD) یکی از روش‌های مرسوم برای این منظور است. منحنی‌های پوش فرآیندی است برای انتخاب بزرگ‌ترین مقدار از مجموعه‌ای از داده‌ها. در برآورد حداکثر بارش محتمل داده‌های بیشینه شده و انتقال یافته بارش بر روی کاغذ نموداری مناسبی رسم می‌شوند و منحنی همواری از بزرگ‌ترین مقادیر رسم می‌شود به طوری که تمام منحنی‌های حداکثر بارش را در بر می‌گیرد. در این مطالعات، با استفاده از نقشه‌های هم‌بارش و با انجام مراحل زیر منحنی‌های DAD ترسیم شد.

۶-۸-۲- محاسبه مقدار بارش در سطوح استاندارد

به ازای نقشه‌های هم‌بارش ۲۳ توفان منتخب در تداوم‌های مختلف، مراحل زیر انجام شد.

- محاسبه اختلاف بین مقادیر حداقل و حداکثر بارش و تقسیم آن به کلاس‌های ۱۰ میلی‌متری
 - محاسبه مساحت مناطقی که در هر یک از این کلاس‌های بارش قرار می‌گیرند.
 - محاسبه میانگین وزنی مقدار بارش در محدوده مناطقی که مربوط به هر یک از کلاس‌های بارش می‌باشند.
 - محاسبه مقدار بارش در کلاس‌های سطوح مذکور و به صورت تجمعی
- در ادامه مقادیر متوسط بارش در سطح حوضه دز به ازای سطوح استاندارد در تداوم‌های مختلف برای توفان‌های مختلف آمده است. همچنین نمودار DAD حوضه دز برای برخی توفان‌ها به عنوان نمونه رسم شده است. در جدول (۶-۶) محاسبه DAD با تداوم ۲ روزه برای توفانی در اردیبهشت ۷۲-۱۳۷۱ ارائه شده است.

جدول ۶-۶- نمونه ای از محاسبات منحنی‌های عمق-سطح، تداوم برای توفان با تداوم دو روزه در توفان اردیبهشت ۷۲-۱۳۷۱

ردیف	کلاس خطوط هم‌بارش	میانگین بارش بین دو خط هم‌بارش	سطح بین دو خط هم‌باران (K)	حاصل ضرب بارش بین دو منحنی در سطح بین دو منحنی (حجم بارش)	مساحت تجمعی (K)	حجم تجمعی بارش به هزار متر مکعب	مقدار متوسط بارندگی در سطح تجمعی mm
۱	۹-۱۰	۹/۵	۲۳/۵۱۵۶	۲۲۳/۳۹۸۲	۱۵۶۸۰/۱۷۳۳	۱۱۳۲۶۸۲/۴۷۹	۷۲/۲۴
۲	۱۰-۲۰	۱۵	۹۷/۱۹۷۷	۱۴۵۷/۹۶۵۵	۱۵۶۵۶/۶۵۷۷	۱۱۳۲۴۵۹/۰۸۱	۷۲/۲۳
۳	۲۰-۳۰	۲۵	۴۴۱/۷۰۱	۱۱۰۴۲/۵۲۵	۱۵۵۵۹/۴۶	۱۱۳۱۰۰۱/۱۱۵	۷۲/۶۹
۵	۳۰-۴۰	۳۵	۳۹۵/۴۵۳	۱۳۸۴۰/۸۵۵	۱۵۱۱۷/۷۵۹	۱۱۱۹۹۵۸/۵۹	۷۴/۰۸
۶	۴۰-۵۰	۴۵	۱۰۹۸/۹۶	۴۹۴۵۳/۲	۱۴۷۲۲/۳۰۶	۱۱۰۶۱۱۷/۷۳۵	۷۵/۱۳
۷	۵۰-۶۰	۵۵	۹۵۱/۲۰۵	۵۲۳۱۶/۲۷۵	۱۳۶۲۳/۳۴۶	۱۰۵۶۶۶۴/۵۳۵	۷۷/۵۶
۸	۶۰-۷۰	۶۵	۳۵۵۱/۶۳	۲۳۰۸۵۵/۹۵	۱۲۶۷۲/۱۴۱	۱۰۰۴۳۴۸/۲۶	۷۹/۲۶
۹	۷۰-۸۰	۷۵	۴۹۲۴/۵۵	۳۶۹۳۴۱/۲۵	۹۱۲۰/۵۱۱	۷۷۳۴۹۲/۳۱	۸۴/۸۱

ادامه جدول ۶-۶- نمونه ای از محاسبات منحنی‌های عمق-سطح، تداوم برای توفان با تداوم دو روزه در توفان اردیبهشت ۷۲-۱۳۷۱

ردیف	کلاس خطوط هم‌بارش	میانگین بارش بین دو خط هم‌بارش	سطح بین دو خط هم‌باران (K)	حاصل ضرب بارش بین دو منحنی در سطح بین دو منحنی (حجم بارش)	مساحت تجمعی (K)	حجم تجمعی بارش به هزار متر مکعب	مقدار متوسط بارندگی در سطح تجمعی mm
۱۰	۸۰-۹۰	۸۵	۱۹۵۱/۴	۱۶۵۸۶۹	۴۱۹۵/۹۶۱	۴۰۴۱۵۱/۰۶	۹۶/۳۲
۱۱	۹۰-۱۰۰	۹۵	۹۷۸/۲۴۸	۹۲۹۳۳/۵۶	۲۲۴۴/۵۶۱	۲۳۸۲۸۲/۰۶	۱۰۶/۱۶
۱۲	۱۰۰-۱۱۰	۱۰۵	۷۱۲/۵۲۲	۷۴۸۱۴/۸۱	۱۲۶۶/۳۱۳	۱۴۵۳۴۸/۵	۱۱۴/۷۸
۱۳	۱۱۰-۱۲۰	۱۱۵	۱۸۹/۶۹۲	۲۱۸۱۴/۵۸	۵۵۳/۷۹۱	۷۰۵۳۳/۶۹	۱۲۷/۳۷
۱۴	۱۲۰-۱۳۰	۱۲۵	۱۴۱/۴۸۵	۱۷۶۸۵/۶۲۵	۳۶۴/۰۹۹	۴۸۷۱۹/۱۱	۱۳۳/۸۱
۱۵	۱۳۰-۱۴۰	۱۳۵	۱۱۳/۶۵۹	۱۵۳۴۳/۹۶۵	۲۲۲/۶۱۴	۳۱۰۳۳/۴۸۵	۱۳۹/۴۰
۱۶	۱۴۰-۱۴۸	۱۴۴	۱۰۸/۹۵۵	۱۵۶۸۹/۵۲	۱۰۸/۹۵۵	۱۵۶۸۹/۵۲	۱۴۴/۰۰

۶-۸-۳- رسم منحنی عمق - سطح برای تداوم‌های مختلف

از جمله کاربرد منحنی‌های DAD، تعیین بزرگ‌ترین عمق میانگین بارش است که می‌تواند در مساحت‌های مختلف طی تداوم‌های متفاوت از یک ساعت تا چند روز اتفاق بیافتد. این مقدار بارش برای هر توفان حوضه مورد مطالعه و یا هر توفانی که بتوان به حوضه‌های دیگر انتقال داد، به عنوان داده پایه برای تعیین حداکثر بارش محتمل مورد استفاده قرار می‌گیرد.

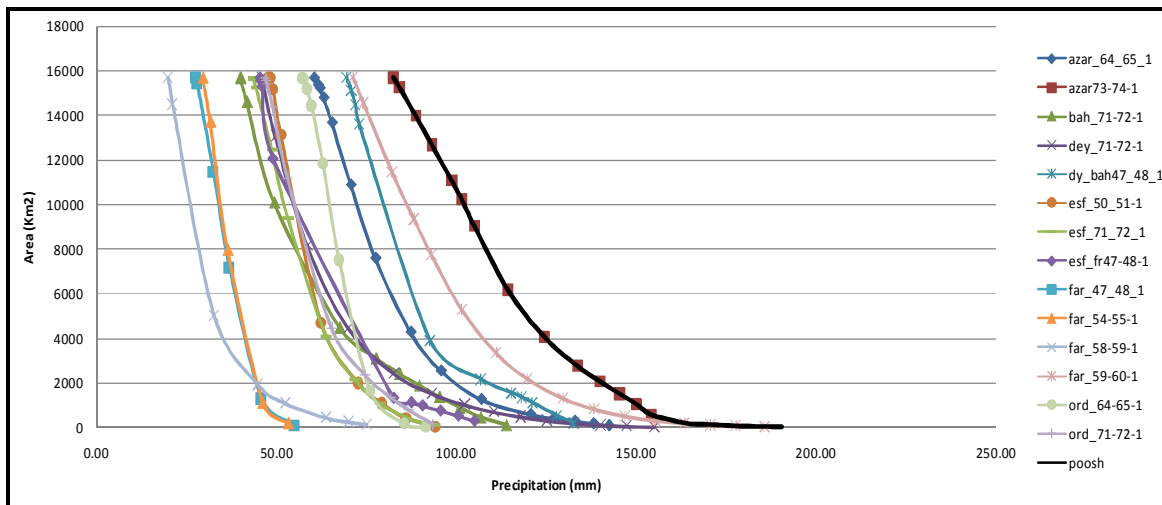
برپایه دستورالعمل‌های سازمان جهانی هواشناسی (WMO, 1969; 1986)، تهیه منحنی‌های عمق - پهنه - تداوم توفان‌ها در روش پیشینه‌سازی بارش برای برآورد حداکثر بارش محتمل توصیه می‌شود. اصولاً این منحنی‌ها برای بارش‌های پیشینه توفان‌های با تداوم چند ساعته تا چند روزه و در سطوح مختلف از ۱۰ تا ۱۰۰ هزار کیلومتر مربع، متناسب با وسعت حوضه مورد مطالعه، ترسیم می‌شود.

به بیان مختصر، برای هر یک از توفان‌های منتخب، منحنی تجمعی بارش ابتدا برای تداوم کلی بارش و سپس برای تداوم‌های زمانی کوچک‌تر استخراج می‌شود. آنگاه، به کمک GIS، نقشه‌های هم‌عمق بارش برای تداوم‌های مختلف ترسیم می‌شود.

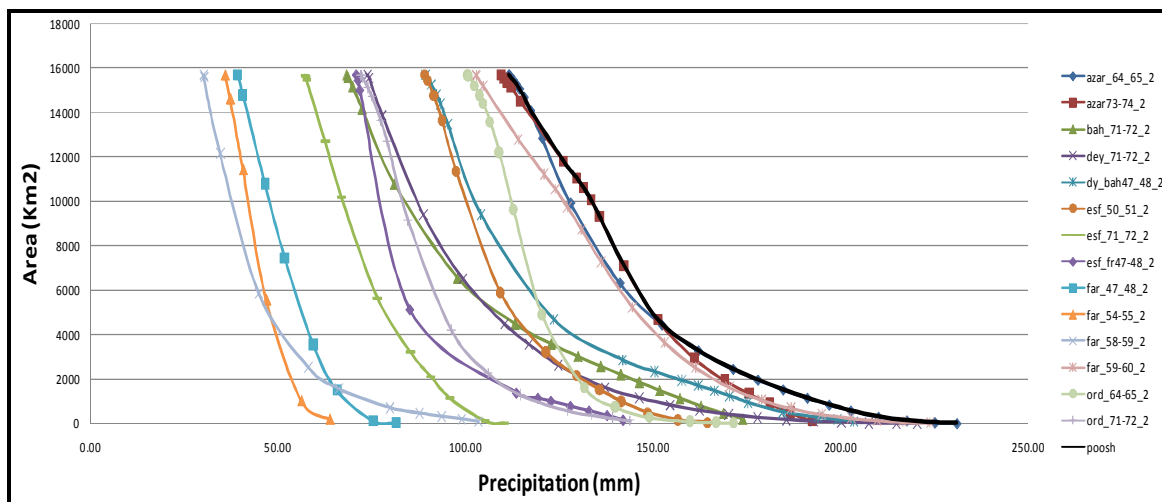
با توجه به تداوم کل هر یک از توفان‌ها و براساس بیش‌ترین مقدار بارش ۱ الی ۸ روزه، مقدار متوسط بارش به ازای سطح برای هر یک از تداوم‌های فوق محاسبه شد. سپس برای هر یک از تداوم‌های زمانی بارش، رابطه سطح - عمق متوسط ترسیم شد. این منحنی‌ها برای تداوم‌های یکسان و در توفان‌های مختلف به عنوان نمونه در شکل (۶-۶) و شکل (۶-۷) آمده است.

برای تداوم‌های زمانی مختلف (۱ روزه تا ۸ روزه) منحنی پوش بارش - سطح رسم شد. سپس منحنی‌های پوش برای هر تداوم به عنوان الگوهای عمق - سطح - تداوم (DAD) در شکل (۶-۸) ارائه شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود منحنی مربوط به بعضی از تداوم‌های بالاتر در مساحت‌های کم پایین‌تر از منحنی‌های پایین‌تر می‌باشد که غیر قابل قبول است. شایان ذکر است که علت تقاطع منحنی‌های پوش در مساحت‌های کم به دلیل عمق بارش در توفان‌های مختلف در سطوح کوچک است.

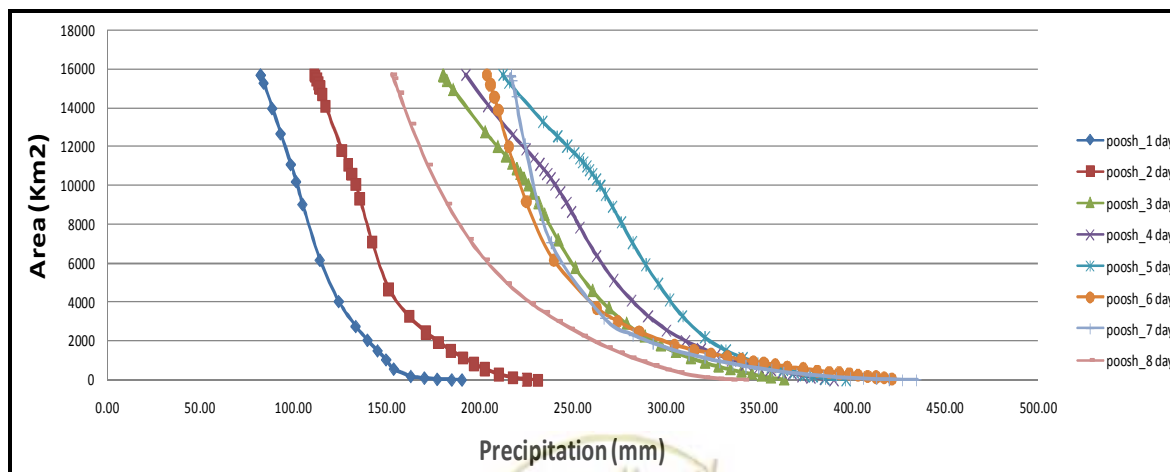




شکل ۶-۶- منحنی‌های سطح - عمق بارش برای تداوم یک روزه



شکل ۶-۷- منحنی‌های سطح - عمق بارش برای تداوم دو روزه



شکل ۶-۸- منحنی‌های DAD منطقه مورد مطالعه



۹-۶- الگوی توزیع زمانی بارش

در روند تبدیل حداکثر بارش محتمل به حداکثر سیل محتمل که با استفاده از مدل‌های بارش - رواناب انجام می‌گیرد، تعیین الگوی تیپ توزیع زمانی بارش در ایستگاه‌ها و منطقه تحت مطالعه ضروری است.

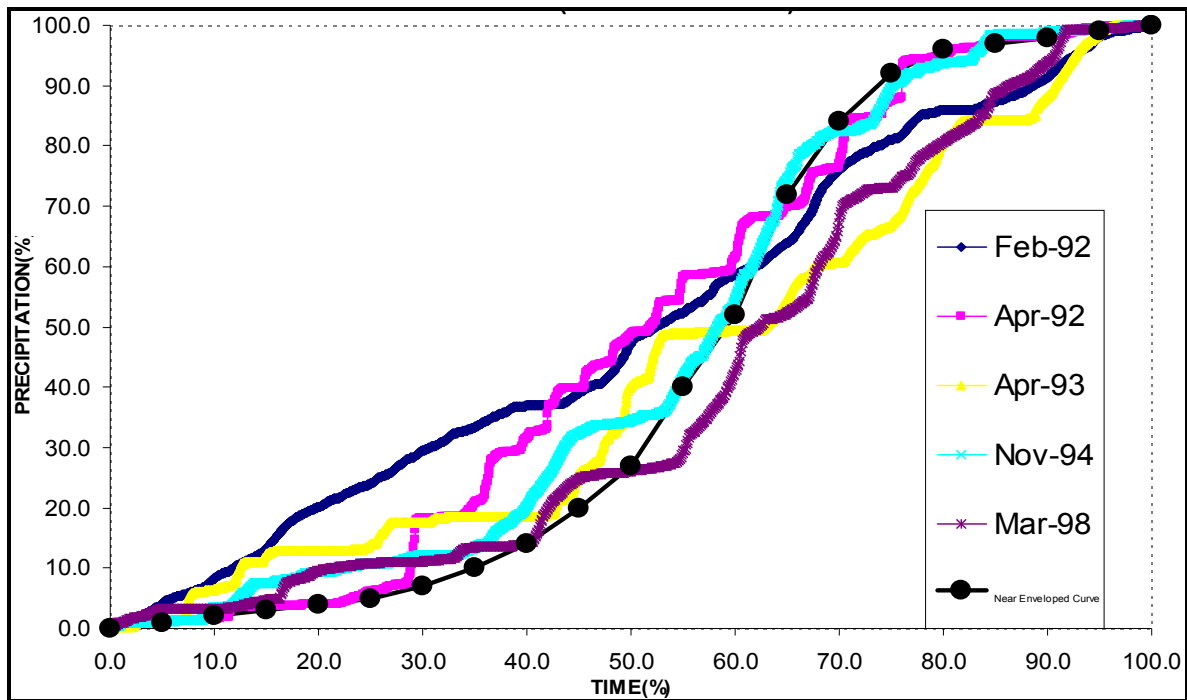
با توجه به تعداد اندک ایستگاه‌های باران‌نگار در محدوده مطالعاتی، تعیین الگوی رگبار طرح برای توفان‌های منتخب با مشکلات زیادی مواجه بوده و اطلاعات اندک ایستگاه‌های سینوپتیک نیز به صورت برداشت‌های ۶ ساعته در اختیار قرار گرفت. اصولاً برای تهیه الگوی بارش در یک ایستگاه باید تعداد کافی رویداد بارش با تداوم‌های مختلف وجود داشته باشد تا بتوان از میان آن‌ها الگوهای بحرانی برای هر تداوم زمانی بارش را استخراج نمود.

در محدوده مطالعاتی ایستگاه‌های سینوپتیک دزفول، خرم‌آباد، بروجرد، الیگودرز و کوهرنگ و ایستگاه تبخیر سنجی کشور وجود دارد. متأسفانه در ایستگاه‌های بروجرد و دزفول داده‌های ساعتی بارش ناقص بوده و تنها ایستگاه‌های خرم‌آباد، الیگودرز، کشور و کوهرنگ دارای داده‌های ساعتی کافی برای توفان‌ها منتخب می‌باشند. در مطالعه حاضر با استفاده از داده‌های بارش چند ساعته ۲۳ رویداد منتخب، الگوی زمانی بارش طی مراحل زیر تهیه شده است.

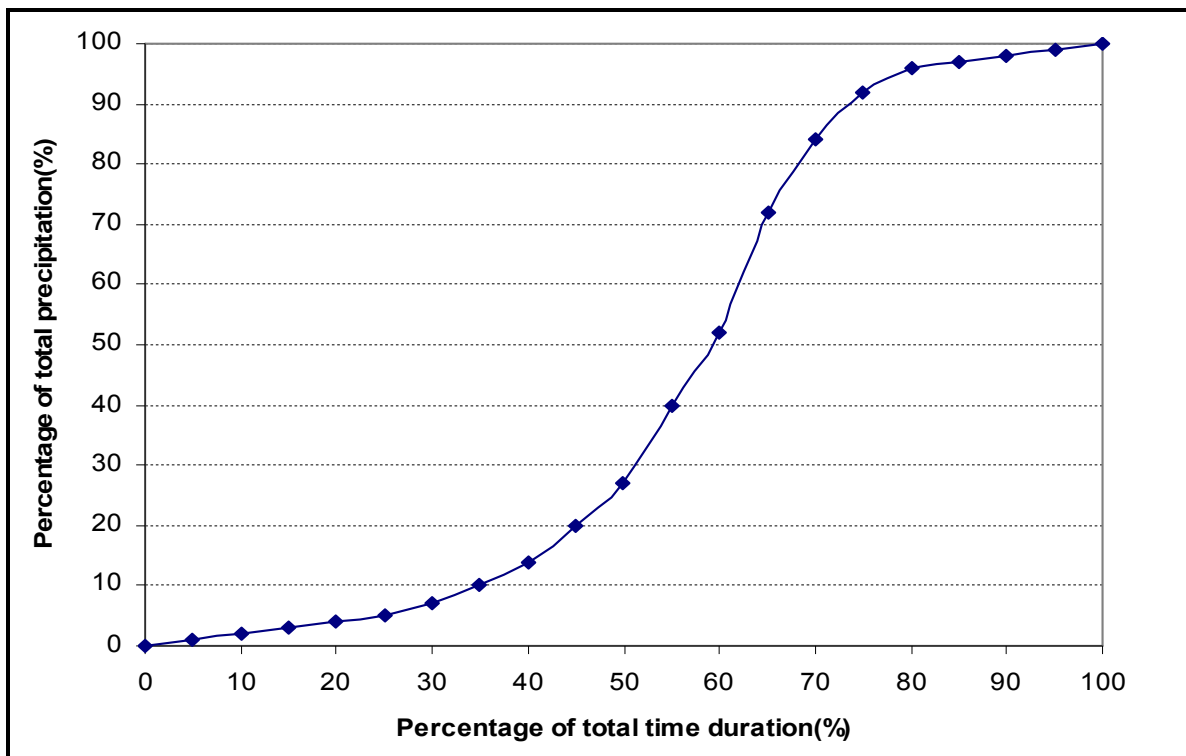
ابتدا داده‌های بارش ۲۳ توفان با تداوم‌های زمانی متفاوت به صورت بی بعد مطابق شکل (۶-۹) ترسیم شدند. برای بی بعد کردن داده‌های هر توفان، مقدار عمق تجمعی بارش تا گام زمانی مورد نظر به کل عمق بارش توفان تقسیم شد. همین روش برای بی بعد کردن محور زمان نیز انجام گرفت.

به منظور تهیه منحنی تیپ الگوی بارش طراحی برای هر یک از ایستگاه‌ها، منحنی نزدیک به پوش شکل‌های (۶-۹) بدین صورت ترسیم شد که منحنی در ۵۰٪ زمانی اول در زیر کلیه نقاط و در ۲۵٪ پایانی در بالای نقاط قرار می‌گیرند. الگوی ۲۵ درصد میانی به گونه‌ای ترسیم شده است که دو الگوی بالایی و پایینی را با روند منطقی به یکدیگر متصل نماید. این الگو با الگوی تیپ III هاف (۱۹۶۷) همخوانی دارد. ضمناً مطالعات قبلی در حوضه‌های سد گدار و گتوند هم تشابه الگوی توزیع زمانی را با الگوی به‌دست آمده در این مطالعات را نشان می‌دهد. الگوهای نهایی در شکل (۶-۱۰) برای نمونه برای ایستگاه کشور ارائه شده است. از این منحنی‌ها در تبدیل PMP به PMF استفاده خواهد شد.





شکل ۶-۹- منحنی‌های بی‌بعد توزیع زمانی بارش توفان‌ها در ایستگاه کشور



شکل ۶-۱۰- الگوی تیپ طراحی توزیع زمانی بارش در ایستگاه کشور



۱۰-۶- تعیین فاکتور بیشینه‌سازی رطوبت

در مدل همگرایی به خصوصیات توفان توجه می‌شود. برای شکل‌گیری توفان، نیاز به منبع هوای گرم و مرطوب است که آن به‌وسیله دمای نقطه شبنم کمی می‌شود. برای دست یافتن به گرم‌ترین اشباع آدیاباتیک و بیشینه‌سازی توزیع عمودی دما مراحل زیر انجام پذیرفت.

۱-۱۰-۶- تحلیل فراوانی دمای نقطه شبنم

با استخراج حداکثر دمای نقطه شبنم دوازده ساعته پایدار در دوره‌های ده روزه برای ایستگاه‌های بوشهر و آبادان در یک دوره بلند مدت (۱۹۹۸-۱۹۵۱) معادل (۱۳۳۰-۱۳۷۷) و برای سایر ایستگاه‌ها با توجه به زمان تاسیس ایستگاه از یک دوره میان مدت در ایستگاه دزفول تا دوره کوتاه مدت در بقیه ایستگاه‌ها تحلیل فراوانی داده انجام شد. نمونه این آمار برای ایستگاه آبادان در جدول (۶-۷) آورده شده است. با استفاده از توزیع لوگ نرمال به‌عنوان مناسب‌ترین توزیع احتمالات برای کمیت مذکور، دمای نقطه شبنم برای دوره بازگشت‌های مختلف با استفاده از نرم‌افزار Hyfa استخراج شد (جدول ۶-۸). براساس توصیه‌های سازمان هواشناسی جهانی دمای نقطه شبنم دوازده ساعته پایدار با دوره بازگشت ۵۰ ساله برای محاسبه ضریب بیشینه‌سازی انتخاب شد. در این جدول‌های تنها دهه‌هایی که توفان‌های مختلف در آن‌ها روی داده است آورده شده است.



ادامه جدول ۶-۷- حداکثر دمای نقطه شب‌نم دوازده ساعته پایدار ایستگاه آبادان در دوره‌های ده روزه (۱۹۵۱-۱۹۹۸)

سال	اکتبر			نوامبر			دسامبر			ژانویه			فوریه			مارس			آوریل			می				
	۱-۱۰	۱۱-۲۰	۲۱-۳۰	۱-۱۰	۱۱-۲۰	۲۱-۳۰	۱-۱۰	۱۱-۲۰	۲۱-۳۰	۱-۱۰	۱۱-۲۰	۲۱-۳۰	۱-۱۰	۱۱-۲۰	۲۱-۳۰	۱-۱۰	۱۱-۲۰	۲۱-۳۰	۱-۱۰	۱۱-۲۰	۲۱-۳۰	۱-۱۰	۱۱-۲۰	۲۱-۳۰		
۱۹۸۸	۲۱/۳	۲۶/۳	۲۰	۱۹/۷	۲۲/۲	۱۸/۹	۱۳/۸	۱۳/۴	۱۹/۷	۱۳/۵	۱۱/۲	۱۳/۹	۱۲/۱	۱۴/۱	۱۶/۹	۱۶/۳	۱۵	۱۳/۴	۱۰/۸	۱۳/۲	۱۸/۲	۱۵/۷	۱۸/۹	۱۵/۷	۱۶/۸	
۱۹۸۹	۱۱/۱	۲۲/۳	۲۲/۳	۱۸/۱	۲۱/۷	۱۸/۹	۱۸/۹	۱۶/۳	۱۷/۲	۱۲/۹	۱۴/۲	۹/۶	۷/۷	۷/۷	۱۱/۶	۱۱/۸	۱۰/۴	۱۴/۹	۱۰/۴	۱۵/۳	۱۵/۵	۱۷/۲	۱۶/۵	۲۰/۸	۱۵	۱۶
۱۹۹۰	۱۸/۴	۲۲/۵	۲۲/۵	۱۸/۵	۲۳/۳	۱۸/۱	۱۵/۹	۱۷/۴	۱۷/۴	۸/۴	۸/۷	۱۷/۴	۸/۵	۵/۵	۱۱/۹	۶/۲	۱۳	۱۴/۷	۱۲/۵	۱۸/۱	۱۵/۹	۱۵/۶	۱۱/۷	۱۰/۸	۱۲/۸	۴۰
۱۹۹۱	۲۰/۳	۱۷/۱	۱۴/۲	۱۷/۳	۲۲	۱۷/۳	۱۷/۹	۱۹/۳	۱۷/۹	۱۶/۸	۱۱/۱	۱۰/۷	۱۹/۲	۱۶/۵	۸/۶	۱۵/۷	۱۵	۱۳/۳	۱۶/۹	۱۶/۹	۱۴/۱	۱۶/۴	۱۳	۱۵/۵	۱۱/۹	۴۱
۱۹۹۲	۱۶/۱	۱۱/۸	۹/۴	۱۹/۹	۱۷/۶	۱۶/۴	۱۳	۱۷/۴	۱۱	۴/۵	۱۲/۷	۱۲/۵	۱۳/۷	۷/۲	۱۴/۲	۶/۱	۱۳/۸	۱۴/۸	۸/۱	۱۱/۳	۱۵/۹	۱۷/۸	۱۳/۵	۱۳/۲	۱۳/۲	۴۲
۱۹۹۳	۱۵/۱	۱۴/۳	۲۱/۲	۱۴/۳	۱۶/۳	۱۷/۹	۹/۶	۱۴/۷	۱۳/۵	۱۷/۷	۹/۵	۱۳/۴	۱۳/۴	۱۳/۱	۱۶/۴	۱۵/۲	۱۶/۸	۱۳/۷	۱۴/۲	۱۳/۷	۱۷/۶	۱۲/۱	۱۸/۷	۱۹/۴	۱۷/۵	۴۳
۱۹۹۴	۱۸/۲	۲۰/۴	۱۷/۲	۲۰/۳	۱۹/۴	۲۰/۹	۱۰/۳	۱۷/۶	۱۵/۸	۱۶/۴	۱۲/۹	۱۳/۲	۱۳/۲	۸/۶	۶/۲	۳/۹	۱۵	۱۴/۴	۱۴	۱۴/۱	۱۶/۳	۱۶/۳	۱۶/۲	۱۸/۷	۱۷/۳	۴۴
۱۹۹۵	۱۸/۸	۱۱	۲۱	۵/۲	۲۲/۷	۷/۳	۹/۸	۱۱/۷	۸/۸	۱۳/۹	۱۲/۲	۸/۶	۱۳/۹	۸/۶	۱۴/۷	۱۱/۵	۱۵/۲	۱۱/۵	۱۷/۱	۱۱/۵	۱۷/۱	۱۸/۱	۱۶/۶	۱۰/۴	۱۹/۴	۴۵
۱۹۹۶	۲۲/۹	۲۱/۹	۱۶/۶	۸/۹	۱۳/۴	۱۴/۹	۱۵/۶	۱۱	۱۵/۶	۱۵/۶	۱۱	۱۵/۶	۱۶/۲	۱۴/۸	۱۳/۳	۱۶/۹	۱۵/۸	۱۸/۹	۱۳/۳	۱۳/۳	۱۸/۲	۱۹/۴	۲۱/۳	۲۲/۴	۱۵/۱	۴۶
۱۹۹۷	۱۱	۲۴/۳	۱۸/۳	۲۰/۱	۱۹/۳	۱۵/۷	۱۴/۱	۱۳/۶	۹/۹	۱۴/۶	۱۳/۳	۱۰	۱۳/۳	۱۴/۶	۳/۹	۷/۵	۲/۱	۹/۴	۱۶/۱	۱۵/۲	۱۶/۷	۱۶/۴	۱۸/۱	۱۳/۹	۱۸/۸	۴۷
۱۹۹۸	۲۱/۳	۹/۹	۱۰/۲	۱۷/۸	۱۰/۲	۱۴	۱۷/۷	۱۵	۱۸/۹	۱۰	۱۰/۷	۱۳/۷	۱۳/۷	۱۴/۲	۶/۶	۱۲/۵	۱۵	۱۳/۴	۱۷/۵	۱۱/۵	۲۰/۷	۱۷/۹	۱۱/۶	۱۹/۳	۱۵/۸	۴۸

جدول ۶-۸- دمای نقطه شب‌نم دوازده ساعته پایدار ده روزه در ماه‌های مختلف و مقادیر آن برای دوره برگشت‌های مختلف در ایستگاه آبادان (سلسیوس)

روز	نوامبر		دسامبر		ژانویه		فوریه		مارس		آوریل		ماه	
	۱۱-۲۰	۲۱-۳۰	۱-۱۰	۱۱-۲۰	۱-۱۰	۲۱-۳۰	۱-۱۰	۲۱-۳۰	۱-۱۰	۱۱-۲۰	۲۱-۳۰	۱-۱۰	۲۱-۳۰	روز
بوگ نرمال (۵۰ ساله)	۲۱/۴	۲۰/۴	۲۰/۰	۱۹/۵	۱۸/۴	۱۸/۰	۱۷/۳	۱۷/۰	۱۸/۱	۱۸/۳	۱۸/۸	۱۹/۵	۲۰/۱	۲۱/۸
بوگ نرمال (۸۰ ساله)	۲۲/۶	۲۱/۲	۲۰/۹	۲۰/۵	۱۹/۵	۱۹/۰	۱۸/۲	۱۷/۹	۱۹/۱	۱۸/۹	۱۹/۶	۲۰/۲	۲۰/۹	۲۲/۴
بوگ نرمال (۱۰۰ ساله)	۲۳/۲	۲۱/۶	۲۰/۹	۲۱/۴	۲۰/۹	۲۰/۱	۱۹/۵	۱۸/۷	۱۸/۳	۱۹/۶	۱۹/۱	۱۹/۹	۲۰/۶	۲۲/۷

۶-۱۰-۲- نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسگال

دمای نقطه شب‌نم با تداوم ۱۲ ساعته برآورد شده توفان به‌منظور بهینه‌سازی رطوبت باید از سطح ایستگاه به تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسگال منتقل شود. به‌طور کلی برای بهینه‌سازی تداوم ۱۲ ساعته دمای نقطه شب‌نم داده‌های با فواصل ۱۰ روزه و ماهانه توصیه می‌شود. براساس داده‌های بیشینه ۱۲ ساعته دمای نقطه شب‌نم ۱۰ روزه و یا ماهانه سری آماری بلند مدت تهیه و سپس تحلیل فراوانی سری‌های مزبور انجام می‌پذیرد و براساس آن دوره‌های بازگشت ۵، ۸، و ۱۰۰ ساله برآورد می‌شود. نقطه شب‌نم بیشینه با تداوم ۱۲ ساعته در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسگال در دوره‌های بازگشت ۵، ۸، و ۱۰۰ ساله آورده شده است. در روش‌های تحلیل فراوانی باید مناسب‌ترین توزیع آماری برآزش داده شود. چنانچه طول دوره آماری ثبت شده داده‌های دمای نقطه شب‌نم ایستگاه‌ها بیش از ۵۰ سال باشد، می‌توان از تداوم دمای نقطه شب‌نم با دوره برگشت ۵۰ ساله استفاده کرد. در صورتی که طول دوره آماری داده‌های ثبت شده کم‌تر از ۳۰ سال باشد، می‌توان از دوره برگشت ۱۰۰ ساله نیز استفاده کرد و این در صورتی است که مقدار دمای نقطه شب‌نم به‌دست آمده با دوره‌های ۵۰ و ۸۰ ساله نسبت به دمای نقطه شب‌نم ثبت شده کم‌تر باشد.

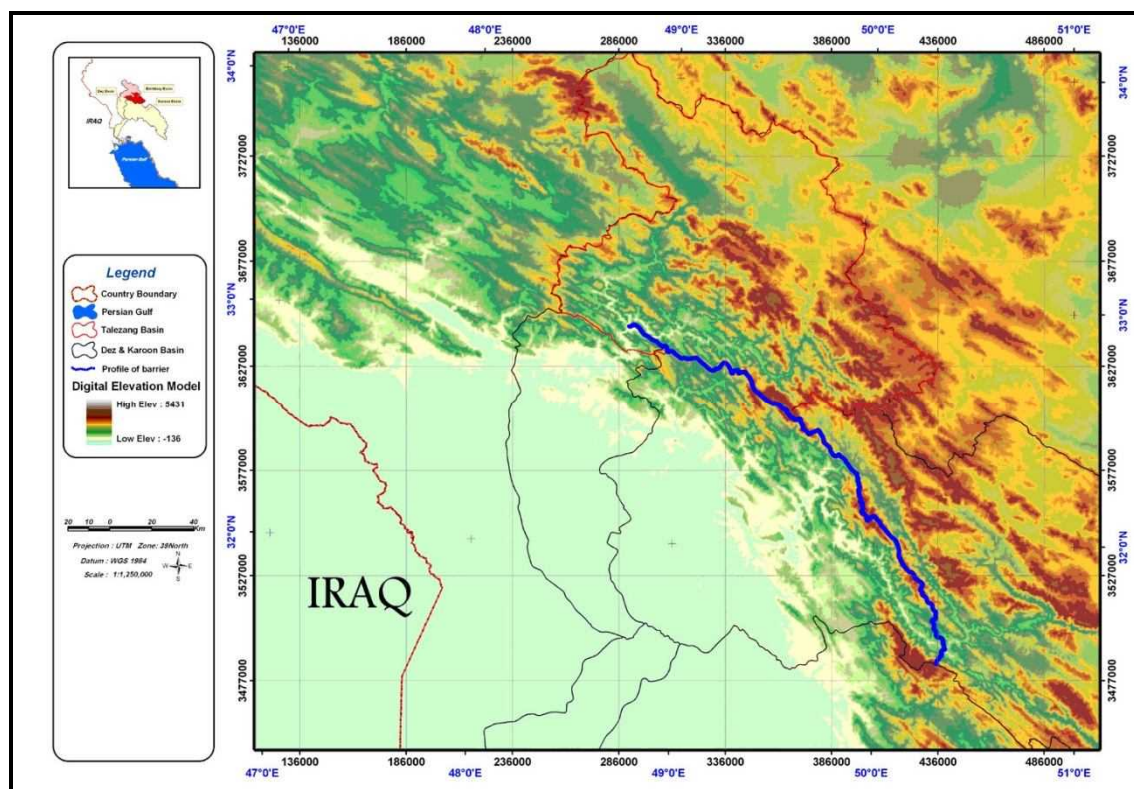
۶-۱۰-۳- تبدیل حداکثر نقطه شب‌نم به سطح ۱۰۰۰ میلی باری

با استفاده از دیاگرام Skew-T-Log-P حداکثر نقطه شب‌نم اندازه‌گیری شده در سطح زمین محل ایستگاه برای هر یک از توفان‌های منتخب به سطح ۱۰۰۰ میلی باری تبدیل شد که نتایج آن در ستون پنجم جدول آمده است.

۶-۱۰-۴- تاثیر عوامل توپوگرافی و ستیغ‌های کوهستانی

سامانه‌های موثر بر بارش در حوضه‌های جنوب غربی ایران از جمله حوضه بختیاری از نوع سامانه‌های کوهساری بوده و اثر ستیغ‌های کوهستانی رشته کوه‌های زاگرس بر تشدید سازوکار صعود و اثر سرد شدن موثر است برای مثال مقدار بارش در ایستگاه‌های تله زنگ، تنگه پنج و کشور که در ارتفاعات کم‌تر از ۱۰۰۰ متر واقع شده‌اند بیش از مقدار بارش در ایستگاه‌هایی است که در ارتفاعات بالاتر از ۱۰۰۰ متر و تا ۲۰۰۰ متر قرار گرفته‌اند زیرا دیواره‌های قائم باشیب زیاد بین تله زنگ و ارمند و مرغک قرار گرفته و اثر کوهساری را به دلیل سوار نشدن برشیب کوهستان کاهش می‌دهد. همان‌گونه که در شکل (۶-۱۱) مشاهده می‌شود در مسیر اصلی ورود سامانه‌های جوی اولین ستیغ‌های کوهستانی در بخش‌های جنوبی حوضه قرار گرفته است. به منظور دخالت دادن اثر توپوگرافی، در ورود توده‌های باران‌زا، پروفیل طولی به صورت ستیغی در جهت تقریباً عمود بر مسیر اصلی ورود هوا در جهت شمال غربی-جنوب شرقی ترسیم شده است. با در نظر گرفتن محل تلاقی این پروفیل با خطوط میزان منحنی، ارتفاع نقاط استخراج گردید که میانگین آن‌ها ۲۲۰۰ متر برآورد شده که آن در ستون هفتم آمده است. از این ارتفاع برای برآورد آب قابل بارش در محاسبات پیشینه‌سازی رطوبت استفاده شده است. مقادیر مربوط به تبدیل دمای نقطه شب‌نم در ارتفاع ۲۲۰۰ متری با استفاده جدول‌های سازمان جهانی هواشناسی آورده شده است. ارتفاع که در بسیاری از مناطق به‌عنوان موثرترین عامل توزیع مکانی بارش شناخته شده است ولی در برخی از مناطق نظیر حوضه مورد مطالعه نمی‌تواند به‌عنوان عامل اصلی توزیع مکانی بارش تلقی گردد زیرا همان‌طور که قبلاً اشاره شد در ایستگاه‌های کشور، تله زنگ و تنگه پنج که در ارتفاعات کم‌تر از ۱۰۰۰ متر واقع شده‌اند مقدار بارش بیش از ایستگاه‌هایی است که در ارتفاعات بالاتر از ۱۰۰۰ متر و حتی تا ۲۰۰۰ متر قرار گرفته‌اند و این شرایط در هر توفانی حتی در مجموع بارش ماهانه و سالانه برقرار است.





شکل ۶-۱۱- موقعیت ستیغ‌ها در مسیر اصلی ورود سامانه‌های جوی حوضه

۶-۱۰-۵- محاسبه آب قابل بارش

آب قابل بارش واژه‌ای است که در بیش‌تر مواقع توسط هواشناسان آبشناس برای بیان جرم کلی بخار آب در ستون قائم جو به کار برده می‌شود و آبی است که در بهترین شرایط جوی تبدیل به بارش می‌شود. جدول آب قابل بارش برای هوای اشباع با آهنگ کاهش فرآیند شبه بی‌درو به عنوان تابعی از نقطه شبنم 1000 هکتوپاسکال تهیه می‌شود ولی بهتر آن است که با استفاده از نقطه شبنم با تداوم 12 ساعته در تراز 1000 هکتوپاسکال از طریق خط بی‌درروی شبه اشباع تا تراز 200 هکتوپاسکال انتقال داده می‌شود.

آب قابل بارش به مقدار بخار آبی که در یک ستون عمودی هوا در جو وجود دارد، اطلاق می‌شود. (WMO, 1986). برای مثال اگر در یک ستون هوا 3 سانتی‌متر آب قابل بارش وجود داشته باشد، به مقدار 3 کیلوگرم آب به شکل بخار آب در این ستون هوا به سطح مقطع یک cm^2 وجود دارد. اگر این ستون متراکم شود، ارتفاع مایع حاصل معادل 3 سانتی‌متر خواهد بود.

هیچ فرآیندی وجود ندارد که طی آن کلیه بخار آب موجود در جو را به صورت باران درآورد و به همین جهت گاهی اوقات، اصطلاح مایع آب معادل بخار و یا مایع آب معادل استفاده می‌شود. رگبار و مقادیر آب قابل بارش ابر را می‌توان براساس نقطه شبنم در سطح زمین و در هنگامی که حالت اشباع و شرایط شبه آدیاباتیک فرض شود، تخمین زد.



بیشینه‌سازی رطوبت یک توفان به کمک شناخت ویژگی اشباع آدیاباتیک امکان‌پذیر است. شناخت ویژگی اشباع آدیاباتیک با دمای پتانسیل تر که مربوط به دمای نقطه شبنم در فشار ۱ میلی‌بار می‌باشد، امکان می‌یابد. بنابراین نقطه شبنم در سطح زمین، معرف بالاترین نقطه شبنم برای یک دوره برگشت به‌خصوص است. در مطالعه حاضر با استفاده از دیگرام Skew-T-Log-P حداکثر تداوم دمای نقطه شبنم توفان و حداکثر دمای نقطه شبنم با دوره برگشت ۵۰ ساله به سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال کاهش داده شدند و با توجه به جداول پیشنهادی سازمان هواشناسی جهانی آب قابل بارش برای هریک از توفان‌های منتخب و برای ایستگاه‌های مورد مطالعه محاسبه گردید و به ارتفاع ۲۲۰۰ متری انتقال یافت.

۶-۱۰-۶- تعیین ضریب بیشینه‌سازی رطوبت

برای محاسبه ضریب بیشینه‌سازی رطوبت از رابطه عمومی نسبت آب قابل بارش برای تداوم نقطه شبنم با دوره بارگشت ۱۰۰ ساله در دوره ده روزه به آب قابل بارش توفان مورد نظر استفاده شده است. نتایج محاسبات برای توفان‌های منتخب در جدول (۶-۹) آمده است.

۶-۱۱- انتخاب ضرایب نهایی بیشینه‌سازی

ضریب بیشینه توفان با توجه به عناصر اقلیمی که جریان رطوبت ورودی به درون توفان را تامین می‌کند و مقدار بارش را به حداکثر می‌رساند، محاسبه می‌شود در واقع ضریب بیشینه‌سازی توفان، پتانسیل حداکثر آب قابل بارش برای دوره زمانی - مکانی است که از فرمول زیر به‌دست می‌آید.

$$FM=MP \times MW \quad (1-6)$$

که در آن

FM = ضریب بیشینه‌سازی توفان با حداکثر جریان ورودی رطوبت

MP = ضریب حداکثر آب قابل بارش براساس دمای نقطه شبنم ۱۲ ساعته پایدار

MW = ضریب حداکثر سرعت باد ۱۲ ساعته پایدار

در صورتی که علاوه بر ضرایب رطوبت، ضرایب حاصل از بیشینه‌سازی باد نیز در نظر گرفته شود افزایش فوق‌العاده‌ای در مقادیر ضریب بیشینه‌سازی توفان‌های منتخب به‌دست می‌آید که نمی‌تواند منطقی باشد. بررسی منابع و مطالعات متعدد در سطح دنیا و در کشور بیانگر این مطلب است که تقریباً در کلیه مطالعات فقط به بیشینه‌سازی دمای نقطه شبنم اکتفا شده است. بررسی گزارش‌های برآورد حداکثر بارش متحمل در حوضه رودخانه تنسی (HMR56)، حوضه رودخانه کلمبیا (HMR57)، حوضه کالیفرنیا (HRM59) و گزارش حداکثر بارش متحمل استرالیا (Bureau of Meteorology) و گزارش‌های مربوط به برآورد حداکثر بارش متحمل سدهای گدارلندر، گتوند و کارون ۴ ضریب بیشینه‌سازی توفان محدود به بیشینه‌سازی دمای نقطه شبنم می‌باشد.



جدول ۶-۹- فاکتور بیشینه‌سازی رطوبت و باد برای توفان آبان ۱۳۷۳

تاریخ توفان	ایستگاه‌های سینوپتیک	حداکثر تداوم دمای نقطه شبنم در تراز mb ۱۰۰۰ (سلسیوس)	آب قابل بارش به میلی‌متر	حداکثر تداوم دمای نقطه شبنم در تراز mb ۱۰۰۰ با دوره برگشت ۵۰ ساله (سلسیوس)	آب قابل بارش به میلی‌متر	فاکتور رطوبت	حداکثر تداوم دوازده ساعته تندی باد (نات)	حداکثر تداوم دوازده ساعته تندی باد با دوره برگشت ۵۰ ساله (نات)	فاکتور باد
۱۶-۱۷ نوامبر ۱۹۹۴	آبادان	۲۰/۳	۲۵/۹	۲۲/۸	۳۴/۲	۱/۳۲	۱۷	۱۸/۷	۱/۱
۲۵-۲۶ آبان ماه ۱۳۷۳	اهواز	۱۶/۱	۱۵/۳	۲۲/۱	۳۱/۴	۲/۰۵	۱۴	۲۵/۲	۱/۸
	بوشهر	۱۷/۷	۱۹/۴	۲۰/۹	۲۷/۷	۱/۴۲	۱۴	۲۱/۴	۱/۵۲
	دزفول	۱۶/۳	۱۵/۶	۲۱	۲۸	۱/۷۹	۱۲	۱۶/۷	۱/۳۹
	امیدیه	۱۷/۵	۱۹	۲۳/۲	۳۵/۸	۱/۸۸	۱۷	۲۰/۸	۱/۲۲
۱۳۷۳	مسجد سلیمان	۱۴/۹	۱۳/۸	۲۲	۳۱	۲/۲۴	۱۶	۲۰/۷	۱/۲۹
	آقاجاری	۱۶/۴	۱۶/۲	۲۱/۴	۲۹/۲	۱/۸	۱۵	۲۵/۴	۱/۶۹
میانگین						۱/۷۸			۱/۴۳

۶-۱۲- عمق حداکثر بارش محتمل در حوضه دز و بختیاری

۶-۱۲-۱- عمق بارش PMP برای تداوم‌های مختلف در حوضه دز

با استفاده از ضرایب بیشینه‌سازی مقادیر متوسط بارش توفان‌ها در سطح حوضه دز، حاصل نقشه‌های هم‌بارش توفان‌ها، مقادیر بیشینه‌سازی بارش برای تداوم‌های مختلف محاسبه و ارائه شده است جدول (۶-۱۰). همان‌گونه که ملاحظه می‌شود حداکثر بارش محتمل (PMP) در حوضه دز برای تداوم یک روزه معادل ۱۴۴/۲ میلی‌متر و مربوط به توفان فروردین ۱۳۷۷ و برای تداوم‌های ۲ و ۳ و ۴ روزه به ترتیب ۲۳۰/۳ و ۲۷۶/۳ و ۲۹۱/۹ میلی‌متر مربوط به توفان اسفند ۱۳۷۱ می‌باشد. حداکثر بارش محتمل با تداوم‌های ۵ و ۶ روزه نیز به ترتیب برابر با ۲۸۸/۲ و ۳۱۰/۹ میلی‌متر مربوط به توفان دی و بهمن ۱۳۴۷ است.



جدول ۶-۱۰- عمق حداکثر بارش محتمل در سطح حوضه سد بختیاری برای تداوم‌ها و توفان‌های منتخب

					Max. Factors	تاریخ توفان
۱۲۰	۹۶	۷۲	۴۸	۲۴		
۱۵۹/۲	۱۴۹/۱	۱۳۷/۴	۹۱/۶	۷۹/۹	۱/۳۷	آذر ۱۳۵۷
			۲۰۱/۴	۱۲۲/۴	۱/۹۳	آذر ۱۳۶۴
۲۳۶/۹	۲۲۷/۵	۲۰۴/۸	۱۲۵/۳	۸۸/۳	۱/۴۵	آذر ۱۳۷۳
		۱۳۷/۰	۱۱۹/۲	۶۴/۰	۱/۶۸	بهمن ۱۳۷۱
۲۸۸/۲	۲۵۶/۳	۱۶۶/۵	۱۵۲/۳	۸۹/۸	۱/۵۲	دی و بهمن ۱۳۴۷
			۱۱۸/۴	۵۳/۴	۱/۴۶	دی ۱۳۷۱
۱۸۱/۲	۱۵۰/۹	۱۲۶/۴	۱۰۲/۰	۵۶/۲	۱/۶۵	اسفند و فروردین ۱۳۴۸
۱۹۵/۰	۱۸۱/۱	۱۶۴/۰	۱۲۴/۹	۶۷/۶	۱/۶۳	اسفند و فروردین ۱۳۵۱
۲۰۲/۱	۱۸۸/۲	۱۶۱/۷	۱۱۶/۵	۶۸/۹	۱/۶۵	اسفند ۱۳۶۵
		۲۷۳/۳	۲۱۸/۱	۱۲۵/۵	۲/۷۶	اسفند ۱۳۶۶
۱۷۶/۲	۱۵۱/۴	۱۳۳/۵	۱۰۸/۰	۸۳/۶	۱/۷۸	اسفند ۱۳۷۰
	۲۹۱/۹	۲۷۶/۳	۲۳۰/۳	۱۱۹/۴	۱/۵۷	اسفند ۱۳۷۱
	۴۷/۲	۴۲/۲	۳۳/۸	۲۸/۸	۱/۶۷	اسفند ۱۳۸۳
	۸۳/۰	۷۳/۲	۵۶/۸	۲۸/۱	۱/۵۶	فروردین و اردیبهشت ۱۳۵۵
		۵۳/۵	۴۶/۶	۲۸/۴	۱/۳	فروردین ۱۳۴۸
		۱۷۴/۱	۱۴۷/۰	۹۵/۴	۱/۸۴	فروردین ۱۳۵۹
		۱۳۷/۰	۱۱۱/۸	۸۵/۳	۱/۹۷	فروردین ۱۳۶۰
	۱۸۷/۵	۱۷۶/۰	۱۴۶/۱	۹۳/۶	۱/۵۸	فروردین ۱۳۶۹
		۲۵۸/۶	۱۸۸/۴	۱۴۴/۲	۲/۷۹	فروردین ۱۳۷۷
		۰/۰	۱۴۱/۳	۹۱/۴	۱/۹۹	فروردین ۱۳۷۹
	۱۸۸/۸	۱۴۵/۸	۱۰۲/۱	۵۴/۵	۲/۴۳	اردیبهشت ۱۳۶۵
		۲۰۱/۹	۱۸۰/۵	۱۰۸/۸	۰/۰۲	اردیبهشت ۱۳۷۱

۶-۱۳- توزیع پهنه‌ای حداکثر بارش محتمل

۶-۱۳-۱- کلیات

پس از این که مقدار حداکثر بارش محتمل حوضه‌ای برآورد و به شکل جدول و یا به صورت پوش منحنی‌های DAD ارائه شد، مساله تعیین توزیع پهنه‌ای بارش روی حوضه مورد مطالعه مطرح است. در این مورد استفاده از مقدار حداکثر بارش محتمل برآورد شده برای هر توفان، به‌ویژه برای حوضه‌های بزرگ، توصیه نمی‌شود. به‌کارگیری حداکثر بارش محتمل برآورد شده برای کلیه اندازه‌های پهنه از گرته توفان در درون حوضه، ممکن است به دو دلیل غیر واقعی باشد:

الف- نوع توفانی که بر روی پهنه کوچکی در درون حوضه مورد بررسی حداکثر بارش را تولید می‌کند از نوع توفانی که بر روی تمام آن حوضه حداکثر بارش را ایجاد می‌کند، متفاوت است. به‌طور مشابه، در برخی از مناطق



اقلیمی، ممکن است انواع مختلف توفان مقدار بیشینه بارش را در دوره‌های زمانی متفاوت با گرت‌های هم‌باران متفاوت در همان اندازه پهنه ایجاد کنند.

ب- ممکن است شکل و جهت قرارگیری گرت‌های هم‌باران در توفان‌های پهنه کوچک از گرت‌های هم‌باران در توفان‌های پهنه بزرگ‌تر، متفاوت باشد.

۶-۱۳-۲- گرت‌ه توفان دیدبانی شده

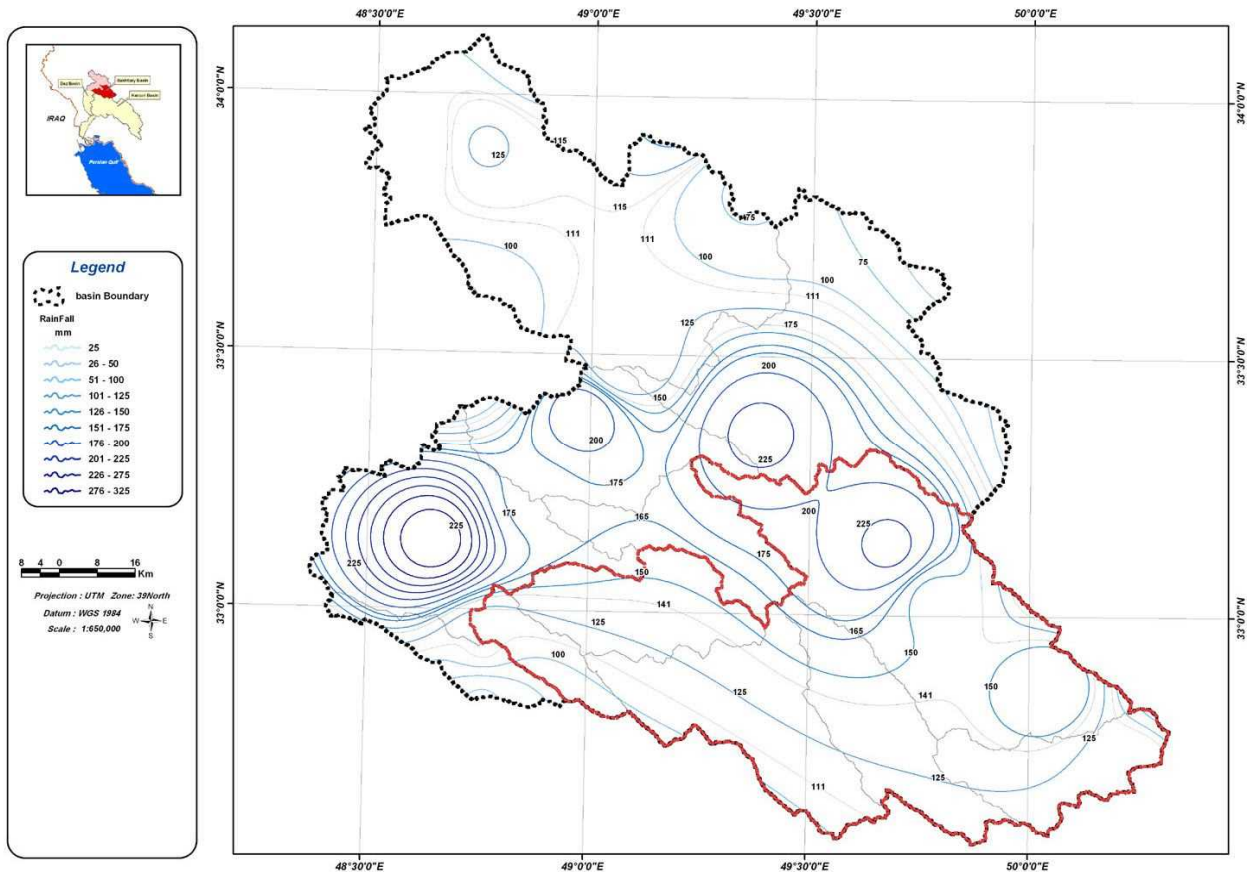
به دلایل بالا، هواشناسان آبشناس در ارتباط با گرت‌های هم‌باران توفان که در حوضه‌ای به‌کار گرفته می‌شود، پیشنهادهایی را ارائه می‌دهند. یک یا چند توفان انتقال یافته می‌تواند گرت‌ه یا گرت‌های هم‌باران مناسبی را ارائه دهد. چنین انتخابی به‌ویژه زمانی که حوضه و جایگاه توفان هر دو از نظر ناهمواری‌ها مشابه باشند به‌کار گرفته می‌شود. می‌توان محدودیتی در مورد چرخش یا جابجایی گرت‌ه هم‌باران بر روی حوضه قائل شد. اگر به همان گونه‌ای که اغلب اتفاق می‌افتد، DAD توفان انتخاب شده حوضه‌یا منتقل شده نقطه‌هایی بر روی منحنی‌های DAD حداکثر بارش محتمل در اختیار بگذارد، احتمال دارد دیگر نیاز به تنظیم بیش‌تر نباشد. در غیر این صورت ممکن است بیشینه‌سازی شوند. باید توجه کرد که مطالب بالا در مورد پهنه‌های زیر حوضه‌هایی است که در درون یک حوضه بزرگ مورد بررسی قرار دارند. بنابراین اگر حداکثر بارش محتمل یک زیرحوضه به‌طور مستقل مورد نیاز باشد، باید به روش زیر انجام شود: در ابتدا DAD حداکثر بارش محتمل کل حوضه بزرگ محاسبه و منحنی آن برای یک دوره زمانی معین ۶ ساعته، ۱۲ ساعته، و ... رسم می‌شود سپس منحنی DAD بارش توفان زیر حوضه مورد نظر برای همان دوره‌های زمانی رسم می‌شود. در گام بعدی DAD حداکثر بارش محتمل کل حوضه برای یک دوره زمانی معین به سوی منحنی DAD بارش توفان زیر حوضه مورد نظر برای همان دوره زمانی معین انتقال داده می‌شود. اولین نقطه تماس این دو منحنی نسبت تنظیم برای پهنه زیر حوضه برای همان دوره زمانی را به‌دست می‌دهد. یعنی مقدار بارش DAD حداکثر بارش محتمل به مقدار بارش DAD توفان در نقطه تماس عامل تنظیم است. انطباق بین DAD بارش توفان و منحنی‌های DAD حداکثر بارش محتمل باید در اندازه پهنه‌ای که آن حوضه را تقریب می‌زند، باشد. در کاربرد روش اجرایی برای توفان‌های واقعی، به منظور اطمینان از این‌که عمق بارش برای پهنه‌های کوچک‌تر از حوضه از حداکثر بارش محتمل تجاوز نکند دقت کافی باید به عمل آید. در این صورت روابط عمق - پهنه توفان باید تغییر کند. به‌طوری که عمق در هیچ محلی از حوضه از حداکثر بارش محتمل تجاوز نکند. در ادامه مقدار PMP حاصل از DAD حوضه دز در جداول مربوطه محاسبه شده و نمودار PMP حاصل به صورت نمونه برای بعضی از توفان‌ها آورده شده است.

بعد از محاسبه و رسم نمودار PMP حاصل از DAD در حوضه دز در دو نوع با احتساب و بدون احتساب فاکتور باد و انتقال آن بر روی DAD حوضه بختیاری، شار رطوبتی حوضه بختیاری با احتساب و بدون احتساب فاکتور باد تعیین شد که با ضرب آن در DAD زیرحوضه بختیاری، PMP زیرحوضه بختیاری با احتساب فاکتور باد و بدون احتساب آن به‌دست آمد. نتایج حاصل در قالب جداول و نمودارهای زیر ارائه شده است.



۶-۱۳-۳- نقشه‌های هم‌بارش PMP در حوضه بختیاری

نقشه‌های هم‌بارش توفان‌های مبنای PMP در تداوم مورد نظر همان PMP در ضریب بیشینه‌سازی ضرب شد. بدین صورت نقشه توزیع مکانی PMP در تداوم‌های ۱ الی ۸ روزه (به استثنای ۴ روزه) به دست آمد. نتایج در شکل (۶-۱۲) آمده است. ترکیب مقادیر PMP برآورد شده با توزیع زمانی - مکانی بحرانی آن‌ها در گزارش PMF مورد بررسی قرار می‌گیرد.



شکل ۶-۱۲- نقشه توزیع مکانی PMP یک روزه حوضه بختیاری در حوضه سد بختیاری تعویض نقشه

۶-۱۴- تحلیل هم‌دید توفان‌های منتخب

با توجه به بارش‌های حداکثر برای بیشینه‌سازی و برآورد PMP از میان توفان‌های منتخب انتخاب شده‌اند، در ادامه به عنوان نمونه به بررسی سینوپتیکی یکی از توفان‌های بحرانی ارائه می‌شود.

۶-۱۴-۱- تحلیل هم‌دید توفان ۲۹ دی ماه لغایت ۵ بهمن ماه ۱۳۴۷ (۱۹ ژانویه لغایت ۲۵ ژانویه ۱۹۶۹)

به منظور تحلیل سینوپتیکی توفان بهمن ۱۳۴۷ از نقشه‌های مرکز داده‌های آنالیز شده NCEP استفاده شد. شکل (۶-۱۳) نقشه سطح زمین مربوط به ۲۹ دی ماه ۱۳۴۷ وجود یک کم فشار با مرکز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال را بر روی شرق دریای مدیترانه نشان می‌دهد. دامنه این مرکز کم فشار به صورت یک زبانه بر روی شمال شرقی و شمال شبه جزیره

عربستان امتداد یافته است. شکل (۶-۲۰) نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال وجود یک مرکز کم ارتفاع را در شرق دریای مدیترانه با ۵۴۲ ژئوپتانسیل دکامتر نشان می‌دهد.

بررسی نقشه‌های سطح زمین مربوط به روزهای ۲۰ ژانویه لغایت ۲۵ ژانویه ۱۹۶۹ (۳۰ دی ماه لغایت ۵ بهمن ماه ۱۳۴۷) در شکل‌های شماره (۶-۱۴) تا (۶-۱۹) نشان می‌دهد که کم‌فشار مستقر در شرق دریای مدیترانه به تدریج به سمت شرق گسترش یافته است و هسته‌های کم فشاری با مرکز ۱۰۰۵ و ۱۰۱۰ هکتوپاسکال بر روی ایران بسته شده است. بررسی نقشه‌های شماره (۶-۲۰) الی (۶-۲۶) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال وجود ناوه بسیار عمیقی را در شرق دریای مدیترانه نشان می‌دهند. شیب کنتوری در محل ناوه به حوضه بختیاری دلیل ریزش هوای سرد عرض‌های بالا و فرارفت هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین شدید و جریان باد شدید می‌باشد.

با توجه به الگوی نقشه‌های فوق ملاحظه می‌شود که کلیه جریانات بر روی حوضه‌های جنوب غربی ایران و حوضه مورد مطالعه حوضه بختیاری در این توفان با زاویه تقریبی ۱۲۰ درجه تا ۲۴۰ درجه (جنوب شرقی تا جنوب غربی) است. تمامی این جریانات با جریانات سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال هماهنگی داشته و رطوبت را به حوضه بختیاری درون سامانه تغذیه می‌نماید. ایستگاه‌های آبادان، اهواز، بوشهر و دزفول به عنوان مسیر ورودی توفان انتخاب و برای بیشینه‌سازی رطوبت توفان مورد استفاده قرار گرفتند. حداکثر ۱۲ ساعته تندی باد توفان بین ۱۸ نات در ایستگاه‌های آبادان و اهواز تا ۲۰ نات در ایستگاه بوشهر و دزفول متغیر است.

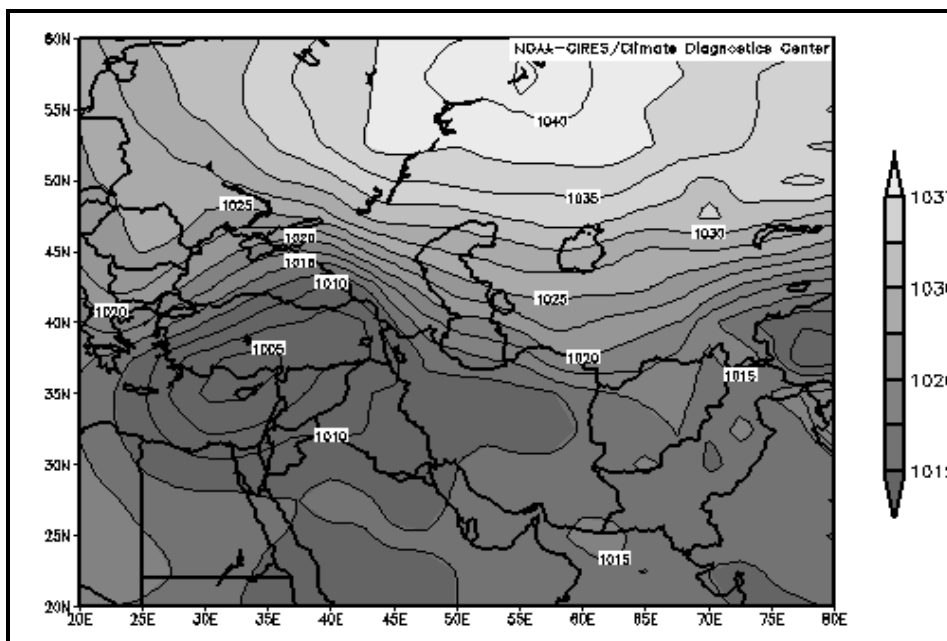
۶-۱۴-۲- نتایج تحلیل سینوپتیکی توفان‌ها

نتایج بررسی نقشه‌های همدیدی سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که اگر یک مرکز کم فشار سودانی بر روی شبه جزیره عربستان وجود داشته باشد و دامنه این مرکز کم فشار به صورت یک زبانه بر روی شمال شرق عربستان کشیده شود، آنگاه نواحی نیمه غربی ایران تحت تاثیر آن قرار می‌گیرد. وجود مرکز پرفشار بر روی دریای عمان، شرق شبه جزیره عربستان سبب انتقال هوای گرم و مرطوب به حوضه بختیاری درون دامنه این زبانه کم فشار شده و تغذیه رطوبت به حوضه بختیاری درون آن انجام می‌شود. این توده هوا از نوع حاره‌ای مرطوب بوده و سبب انتقال هوای گرم و مرطوب از نواحی شرقی شبه جزیره عربستان به سوی نیمه غربی ایران و سرانجام با حرکت به سمت شرق، نیمه شرقی ایران را تحت تاثیر قرار می‌دهد. این توده هوا نسبت به سایر توده‌های هوای بر روی حوضه‌های جنوب غربی ایران و حوضه مورد مطالعه موثرتر می‌باشد.

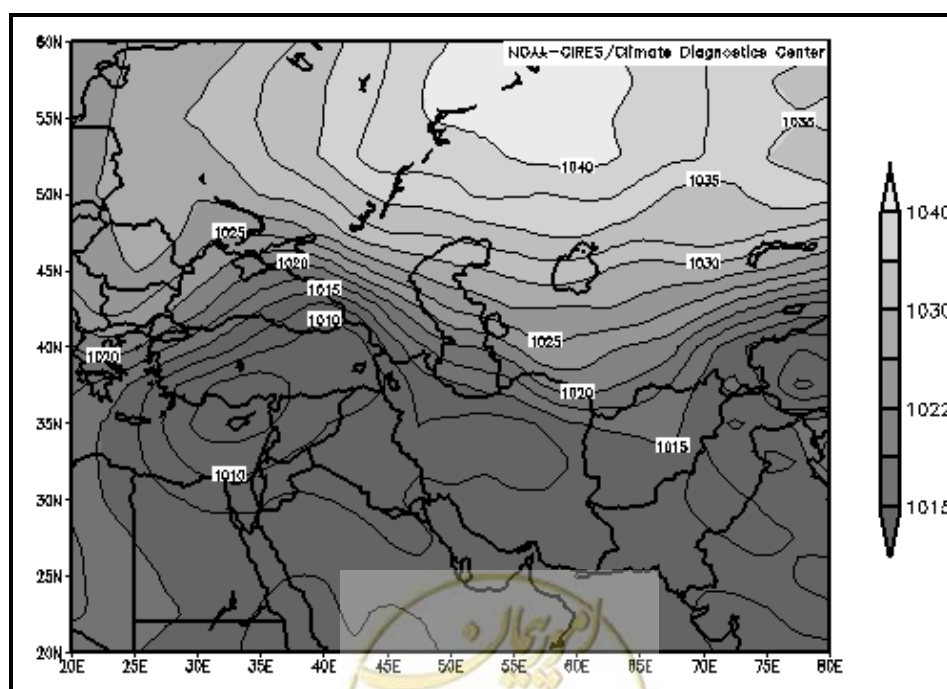
میانگین نسبت آمیزه توده هوای حاره‌ای مرطوب از سایر توده‌های هوا بیش تر است به طوری که این فراسنج معرف رطوبت بسیار زیاد درون این توده هوا است. همچنین دمای پتانسیل تر و دمای پتانسیل خشک بالای توده هوای حاره‌ای مرطوب معرف انرژی بسیار مناسبی است که به حوضه بختیاری درون این سامانه تغذیه می‌شود، وجود دریای عمان، دریای سرخ و خلیج فارس و نزدیکی آن‌ها به حوضه مورد مطالعه سبب انتقال هوای گرم و مرطوب این منابع رطوبتی به



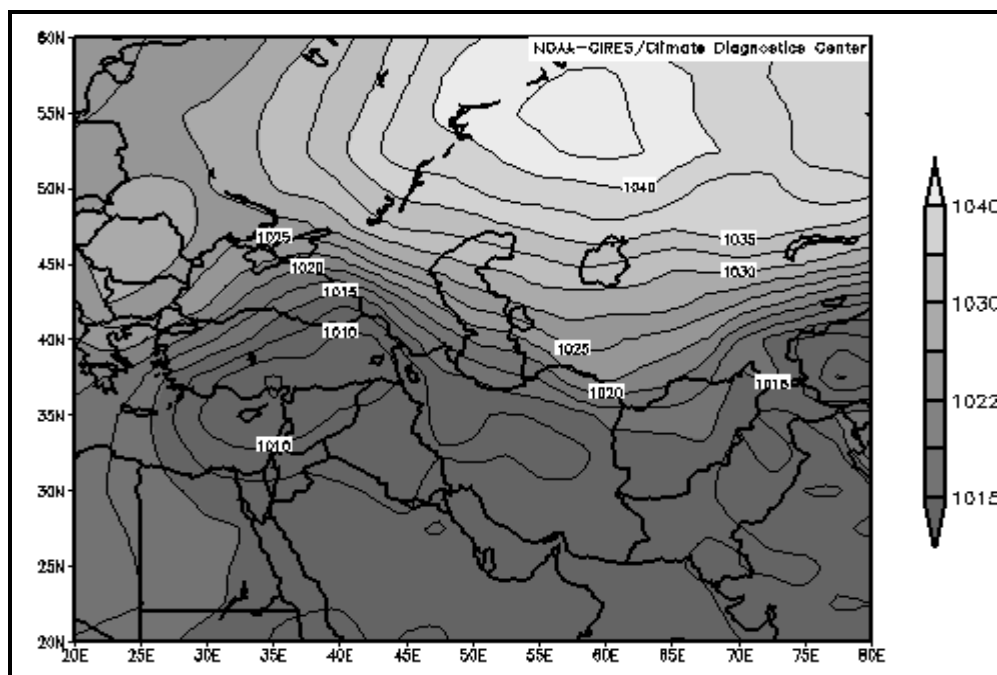
حوضه بختیاری درون این سامانه می‌شود و متعاقب آن بارندگی‌های قابل ملاحظه‌ای را باعث می‌شود، به‌طوری که بررسی‌ها نشان می‌دهد بارندگی‌های روزانه توده هوای حاره‌ای مرطوب از سایر توده‌های هوا بیش‌تر می‌باشد. مولفه باد توده هوای حاره‌ای مرطوب اکثراً جنوبی و جنوب شرقی است، پوشش ابری سامانه حاره‌ای مرطوب بالا و قابلیت دید این سامانه پایین است و همیشه ورود این سامانه با واچرخند قوی سطح زمین که حوضه بختیاری در جهت شرق در حرکت است، همراه می‌باشد به‌طوری که این واچرخند برای چند روزی به حالت ایستا باقی می‌ماند.



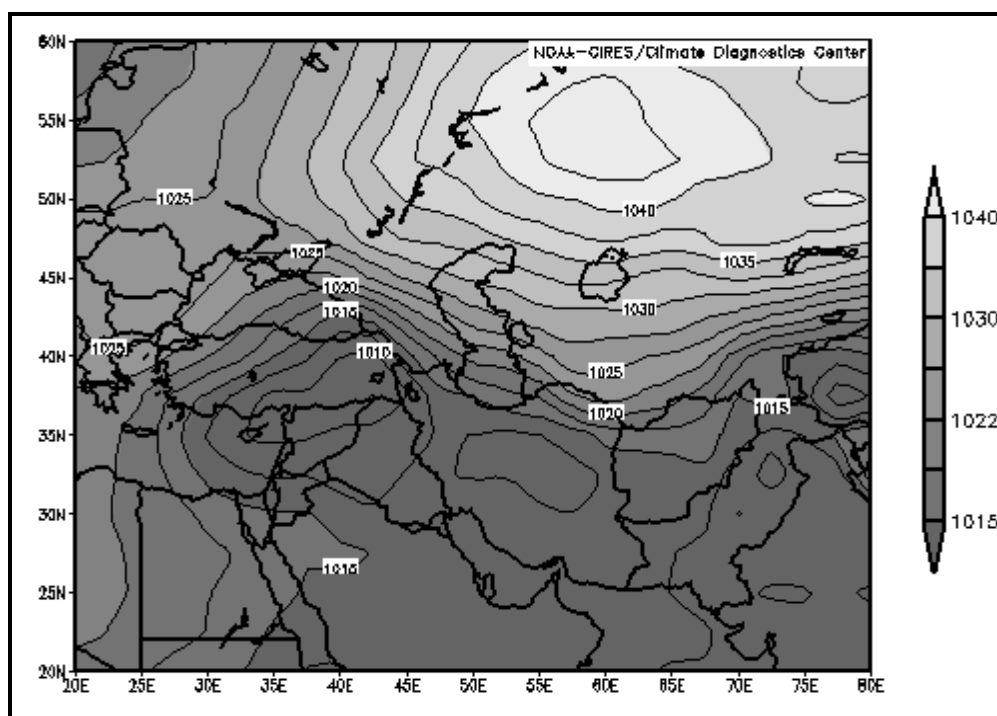
شکل ۶-۱۳- نقشه سطح زمین ۱۹ ژانویه ۱۹۶۹ (۲۹ دی ماه ۱۳۴۷)



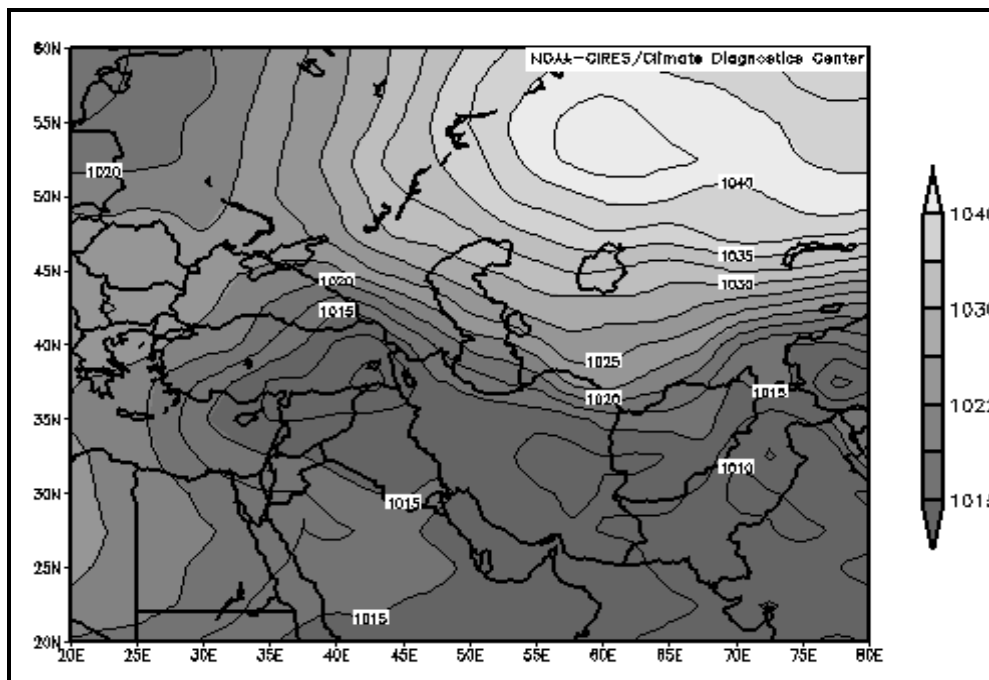
شکل ۶-۱۴- نقشه سطح زمین ۲۰ ژانویه ۱۹۶۹



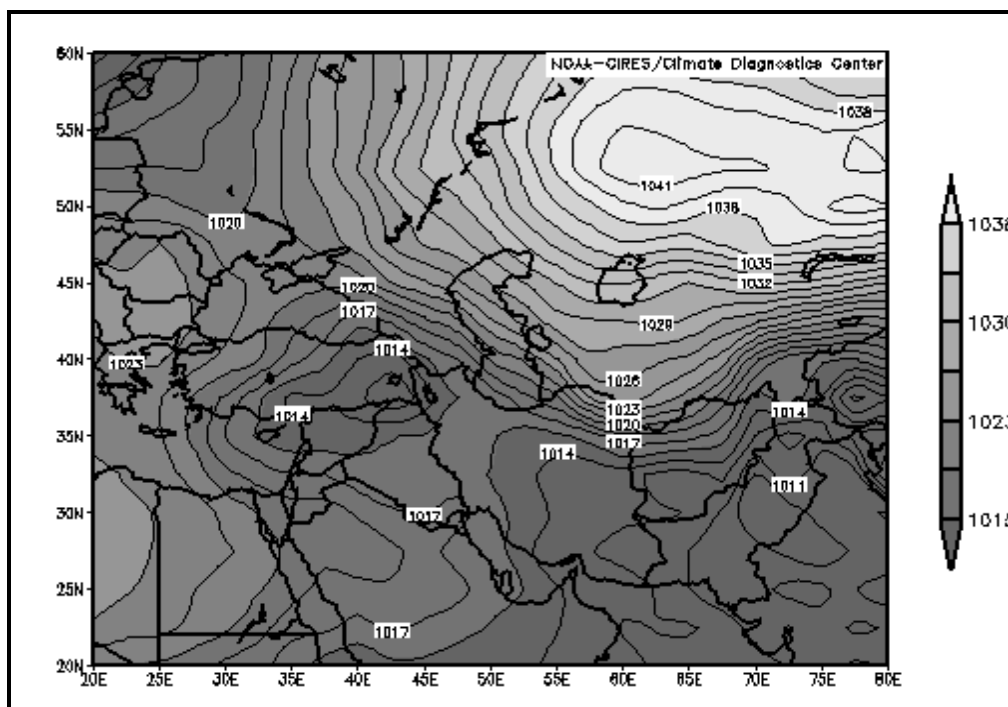
شکل ۶-۱۵- نقشه سطح زمین ۲۱ ژانویه ۱۹۶۹



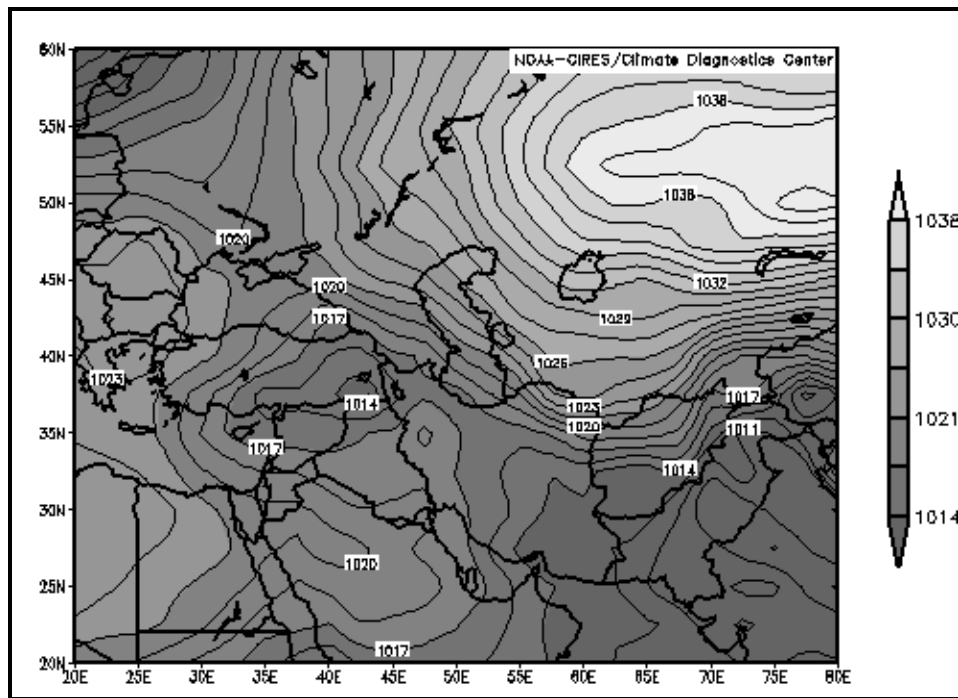
شکل ۶-۱۶- نقشه سطح زمین ۲۲ ژانویه ۱۹۶۹



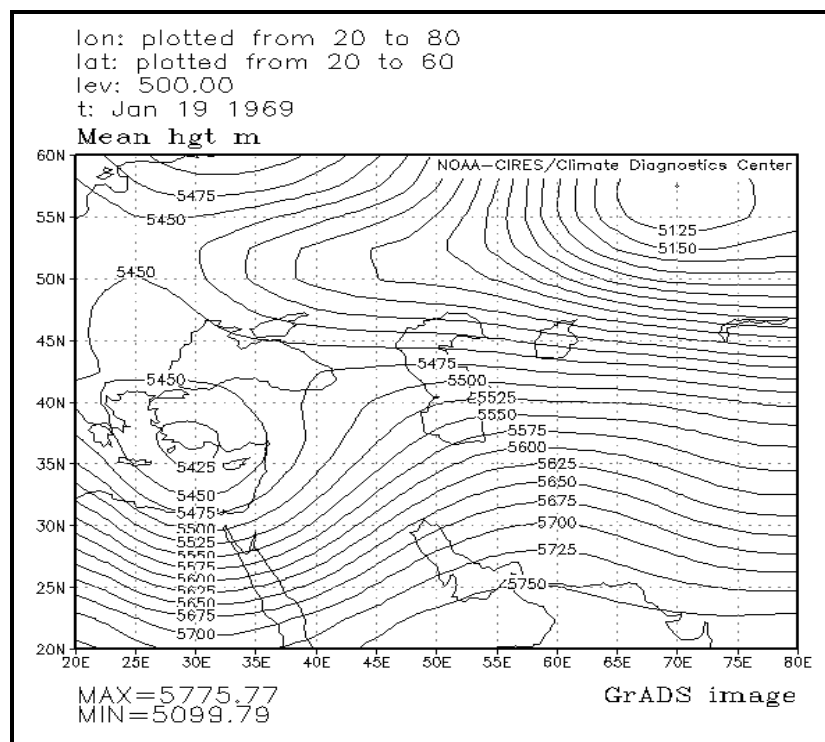
شکل ۶-۱۷- نقشه سطح زمین ۲۳ ژانویه ۱۹۶۹



شکل ۶-۱۸- نقشه سطح زمین ۲۴ ژانویه ۱۹۶۹

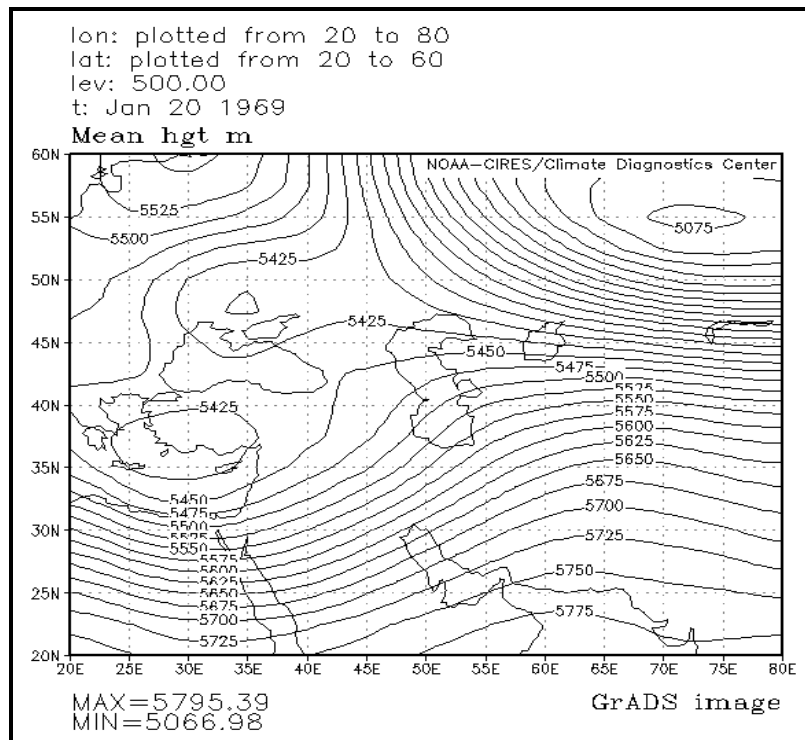


شکل ۶-۱۹- نقشه سطح زمین ۲۵ ژانویه ۱۹۶۹

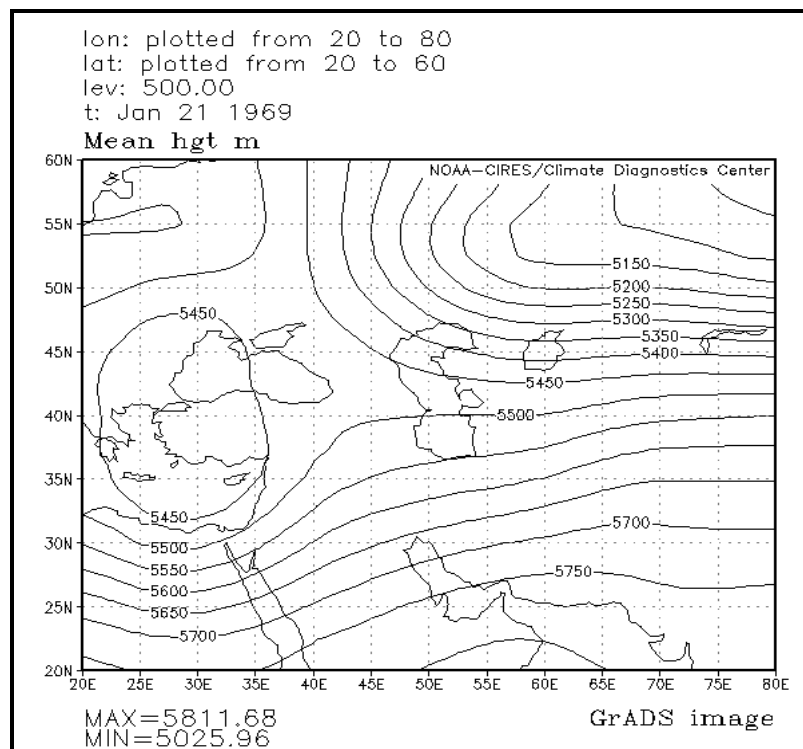


شکل ۶-۲۰- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۱۹ ژانویه ۱۹۶۹ (۲۹ دی ماه ۱۳۴۷)



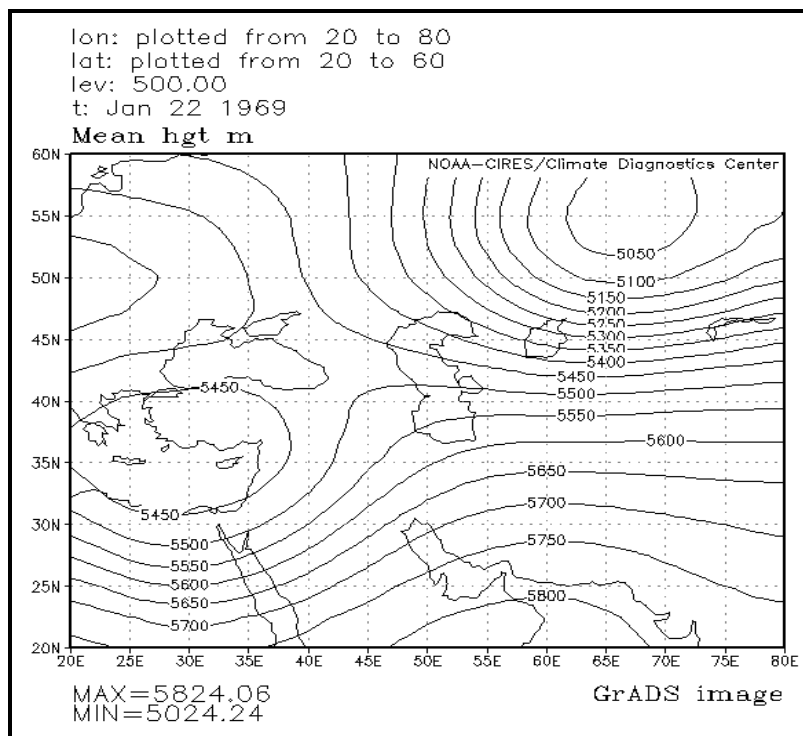


شکل ۶-۲۱- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۰ ژانویه ۱۹۶۹

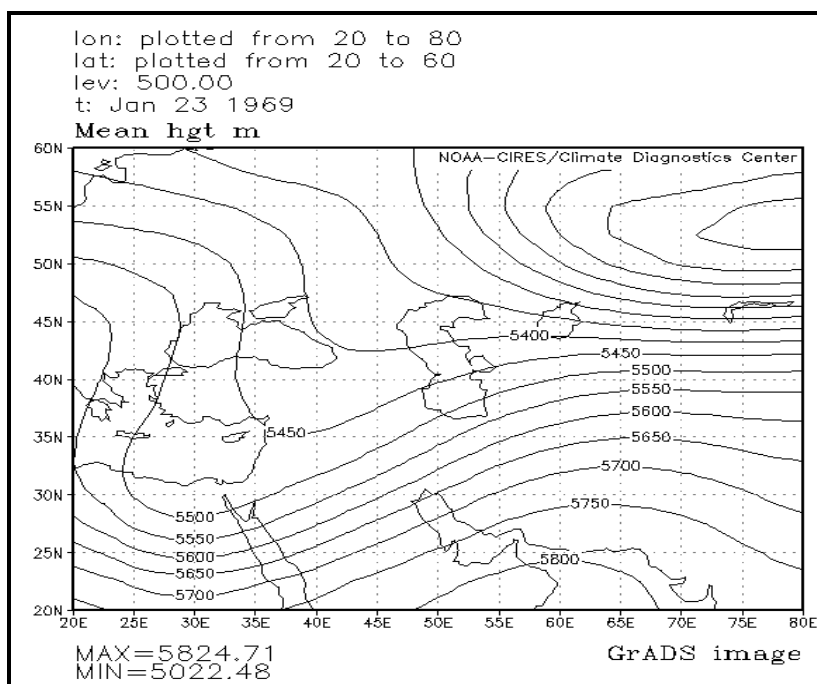


شکل ۶-۲۲- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۱ ژانویه ۱۹۶۹



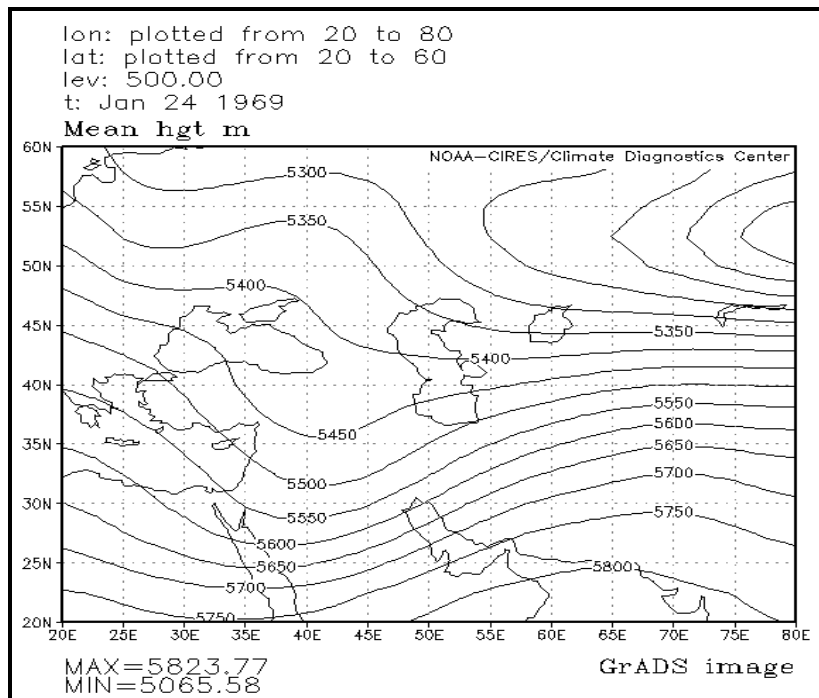


شکل ۶-۲۳- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۲ ژانویه ۱۹۶۹

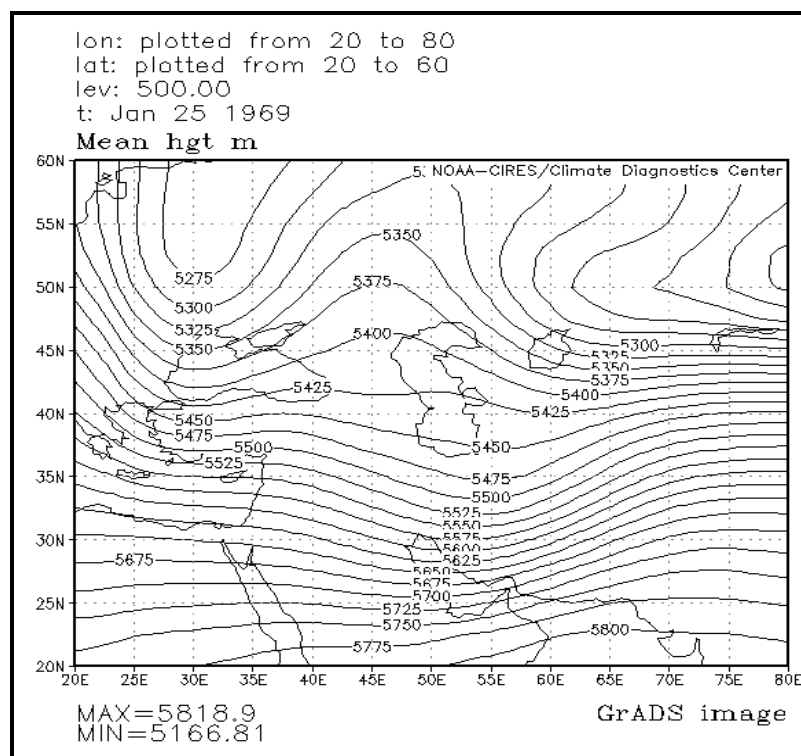


شکل ۶-۲۴- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۳ ژانویه ۱۹۶۹





شکل ۶-۲۵- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۴ ژانویه ۱۹۶۹



شکل ۶-۲۶- نقشه تراز ۵۰۰ پاسکال ۲۵ ژانویه ۱۹۶۹



۶-۱۵- برآورد حداکثر بارش محتمل به روش آماری

۶-۱۵-۱- کلیات

روش آماری برای برآورد حداکثر بارش محتمل در هنگامی که در حوضه بختیاری داده‌های هواشناسی از قبیل نقطه شبنم و باد موجود نباشد، بر اساس اطلاعات رگبارها انجام می‌شود. به‌طور کلی ارزیابی برآوردهای آماری PMP در بسیاری از مطالعات نشان می‌دهد که مقادیر برآورد شده روش آماری از مقادیر روش همدیدی بیش‌تر است. دلیل عمده آن می‌تواند وقوع حوادث خیلی نادر در دوره آمار برداری باشد. وجود این گونه داده‌ها در محاسبات میانگین و انحراف معیار تاثیر می‌گذارد به‌نحوی که میزان تاثیر برحسب اینکه دوره آماری حوضه بختیاری کوتاه مدت یا بلند مدت باشد متفاوت خواهد بود. به عبارتی توزیع فراوانی مقادیر حدی بارندگی چوله به راست می‌باشد، بنابراین تصحیح این قبیل حوادث نادر در برآوردهای آماری (PMP) توصیه می‌شود.

در روش آماری (هرشفیلد، ۱۹۶۵) میانگین و انحراف معیار سری سالانه داده‌های حداکثر بارش در بازه‌های زمانی (تداوم زمانی) متناسب با طرح محاسبه شده و با استفاده از رابطه زیر مقدار PMP آماری به‌دست می‌آید.

$$PMP_{Duration} = \bar{P}_{Duration} + K_m \times SD_{P_{Duration}}$$

در این رابطه:

$PMP_{Duration}$: حداکثر بارش محتمل (PMP) برای تداوم معین

$\bar{P}_{Duration}$: میانگین سری سالانه حوضه بختیاری داده‌های حداکثر بارش با تداوم معین برای دوره آماری مشخص

$SD_{P_{Duration}}$: انحراف معیار سری سالانه حوضه بختیاری داده‌های حداکثر بارش با تداوم معین برای دوره آماری

مشخص

K_m : ضریب بیشینه‌سازی که بین ۱۳ تا ۱۹ برای تداوم ۶ تا ۲۴ ساعت پیشنهاد شده است. مقدار این ضریب برای

تداوم زمانی تا ۲۴ ساعت از نمودار ارائه شده حوضه بختیاری در نشریه ۳۳۲ سازمان جهانی هواشناسی (WMO, 1986)

استخراج می‌شود. معمولاً این ضریب برای تداوم‌های ۲۴ ساعت به بالا معادل ۱۵ در نظر گرفته می‌شود.

این روش برای حوضه‌های با وسعت کم‌تر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع توصیه می‌شود (WMO, 1986). این روش با

تصحیحاتی برای حوضه‌های بزرگ‌تر نیز قابل استفاده است. تصحیحات این روش مطابق با نشریه 233 WMO, به شرح

زیر می‌باشد:

- محاسبه میانگین (P_m) و انحراف معیار (SD_m) برای طول دوره آماری n سال
- محاسبه میانگین (P_{mm}) و انحراف معیار (SD_{mm}) با حذف داده‌های پرت و یا حد اکثر واقعه مشاهده شده حوضه بختیاری در طول دوره آماری n سال
- محاسبه نسبت‌های (P_m) / (P_{mm}) و (SD_m) / (SD_{mm})



- با توجه به طول دوره آماری (n) به ازای مقادیر نسبت‌های بالا ضریب تصحیح برای میانگین و انحراف معیار از نمودارهای ارائه شده حوضه بختیاری در نشریه استخراج می‌شود.
- با استفاده از مقادیر اصلاح شده میانگین و انحراف معیار PMP اصلاح شده برای هر یک از ایستگاه‌ها به دست می‌آید.
- در صورت استفاده از مقادیر ایستگاه‌ها جهت برآورد در حوضه باید با استفاده از منحنی‌های ضریب کاهش سطح، تصحیح نسبت به مساحت حوضه نیز انجام گیرد تا شرایط اقلیمی منطقه‌ای و اثر توپوگرافی در برآورد حداکثر بارش محتمل لحاظ شود.

۶-۱۵-۲- داده‌های حداکثر بارش در ایستگاه‌های منتخب

آمار بارش روزانه تعداد ۶۱ ایستگاه باران‌سنجی سازمان هواشناسی کشور و ۳۳ ایستگاه وزارت نیرو که حوضه بختیاری در تهیه نقشه هم‌بارش توفان‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند، جمع‌آوری شد. طول دوره آماری این ایستگاه‌ها متفاوت می‌باشد. بنابراین یک دوره آمار ۲۷ ساله از سال آبی ۱۳۵۳-۵۴ تا ۸۰-۱۳۷۹ (۱۹۷۵-۲۰۰۱) به عنوان دوره شاخص انتخاب گردید. جدول (۶-۱۱) سال‌های آماری را که حوضه بختیاری در آن داده‌های بارش روزانه بیش از ۲۷ سال باشد، به ترتیب در ایستگاه‌های متعلق به وزارت نیرو و سازمان هواشناسی نشان می‌دهد.

با توجه به روزهای سال، داده‌های تاریخ میلادی در ایستگاه‌های سازمان هواشناسی به تاریخ شمسی تبدیل شد و سپس میانگین و انحراف معیار داده‌های هر سال در طول دوره آماری و برای کلیه ایستگاه‌ها محاسبه که نتایج به ترتیب در جدول (۶-۱۲) آمده است.

۶-۱۵-۳- حداکثر بارش محتمل روش آماری در ایستگاه‌های منتخب

با استفاده از اطلاعات حوضه بختیاری و روشی که در مقدمه همین بخش به آن اشاره شد، پس از محاسبه نسبت میانگین‌ها و انحراف معیار داده‌های حداکثر بارش با تداوم‌های مختلف، ضرایب اصلاحی از نمودارهای مربوطه استخراج و در نهایت مقدار PMP اصلاح شده ایستگاه‌های منتخب محاسبه شد (جدول ۶-۱۳).



جدول ۶-۱۱- سال‌های آماری داده‌های بارش روزانه با بیش از ۲۷ سال در ایستگاه‌های سازمان هواشناسی

نام ایستگاه										سال	
یان چشمه	سواران فر	رضوان چاه	مشک‌آباد	کرد علیا	کلبعلی	ازناوله	بیدروبه	بالا رود	بهار همدان		زاغ خرم
			۱۹۵۸							۱۹۵۸	۱۹۵۸
			۱۹۵۹							۱۹۵۹	۱۹۵۹
			۱۹۶۰							۱۹۶۰	۱۹۶۰
			۱۹۶۱							۱۹۶۱	۱۹۶۱
			۱۹۶۲							۱۹۶۲	۱۹۶۲
			۱۹۶۳							۱۹۶۳	۱۹۶۳
			۱۹۶۴							۱۹۶۴	۱۹۶۴
			۱۹۶۵						۱۹۶۵	۱۹۶۵	۱۹۶۵
			۱۹۶۶					۱۹۶۶	۱۹۶۶	۱۹۶۶	۱۹۶۶
			۱۹۶۷	۱۹۶۷				۱۹۶۷	۱۹۶۷	۱۹۶۷	۱۹۶۷
			۱۹۶۸	۱۹۶۸				۱۹۶۸	۱۹۶۸	۱۹۶۸	۱۹۶۸
			۱۹۶۹	۱۹۶۹				۱۹۶۹	۱۹۶۹	۱۹۶۹	۱۹۶۹
			۱۹۷۰	۱۹۷۰				۱۹۷۰	۱۹۷۰	۱۹۷۰	۱۹۷۰
			۱۹۷۱	۱۹۷۱				۱۹۷۱	۱۹۷۱	۱۹۷۱	۱۹۷۱
			۱۹۷۲	۱۹۷۲				۱۹۷۲	۱۹۷۲	۱۹۷۲	۱۹۷۲
			۱۹۷۳	۱۹۷۳				۱۹۷۳	۱۹۷۳	۱۹۷۳	۱۹۷۳
			۱۹۷۴	۱۹۷۴				۱۹۷۴	۱۹۷۴	۱۹۷۴	۱۹۷۴
۱۹۷۵	۱۹۷۵	۱۹۷۵	۱۹۷۵	۱۹۷۵	۱۹۷۵	۱۹۷۵	۱۹۷۵	۱۹۷۵	۱۹۷۵	۱۹۷۵	۱۹۷۵
۱۹۷۶	۱۹۷۶	۱۹۷۶	۱۹۷۶	۱۹۷۶	۱۹۷۶	۱۹۷۶	۱۹۷۶	۱۹۷۶	۱۹۷۶	۱۹۷۶	۱۹۷۶
۱۹۷۷	۱۹۷۷	۱۹۷۷	۱۹۷۷	۱۹۷۷	۱۹۷۷	۱۹۷۷	۱۹۷۷	۱۹۷۷	۱۹۷۷	۱۹۷۷	۱۹۷۷
۱۹۷۸	۱۹۷۸	۱۹۷۸	۱۹۷۸	۱۹۷۸	۱۹۷۸	۱۹۷۸	۱۹۷۸	۱۹۷۸	۱۹۷۸	۱۹۷۸	۱۹۷۸
۱۹۷۹	۱۹۷۹	۱۹۷۹	۱۹۷۹	۱۹۷۹	۱۹۷۹	۱۹۷۹	۱۹۷۹	۱۹۷۹	۱۹۷۹	۱۹۷۹	۱۹۷۹
۱۹۸۰	۱۹۸۰	۱۹۸۰	۱۹۸۰	۱۹۸۰	۱۹۸۰	۱۹۸۰	۱۹۸۰	۱۹۸۰	۱۹۸۰	۱۹۸۰	۱۹۸۰
۱۹۸۱	۱۹۸۱	۱۹۸۱	۱۹۸۱	۱۹۸۱	۱۹۸۱	۱۹۸۱	۱۹۸۱	۱۹۸۱	۱۹۸۱	۱۹۸۱	۱۹۸۱
۱۹۸۲	۱۹۸۲	۱۹۸۲	۱۹۸۲	۱۹۸۲	۱۹۸۲	۱۹۸۲	۱۹۸۲	۱۹۸۲	۱۹۸۲	۱۹۸۲	۱۹۸۲
۱۹۸۳	۱۹۸۳	۱۹۸۳	۱۹۸۳	۱۹۸۳	۱۹۸۳	۱۹۸۳	۱۹۸۳	۱۹۸۳	۱۹۸۳	۱۹۸۳	۱۹۸۳
۱۹۸۴	۱۹۸۴	۱۹۸۴	۱۹۸۴	۱۹۸۴	۱۹۸۴	۱۹۸۴	۱۹۸۴	۱۹۸۴	۱۹۸۴	۱۹۸۴	۱۹۸۴
۱۹۸۵	۱۹۸۵	۱۹۸۵	۱۹۸۵	۱۹۸۵	۱۹۸۵	۱۹۸۵	۱۹۸۵	۱۹۸۵	۱۹۸۵	۱۹۸۵	۱۹۸۵
۱۹۸۶	۱۹۸۶	۱۹۸۶	۱۹۸۶	۱۹۸۶	۱۹۸۶	۱۹۸۶	۱۹۸۶	۱۹۸۶	۱۹۸۶	۱۹۸۶	۱۹۸۶
۱۹۸۷	۱۹۸۷	۱۹۸۷	۱۹۸۷	۱۹۸۷	۱۹۸۷	۱۹۸۷	۱۹۸۷	۱۹۸۷	۱۹۸۷	۱۹۸۷	۱۹۸۷
۱۹۸۸	۱۹۸۸	۱۹۸۸	۱۹۸۸	۱۹۸۸	۱۹۸۸	۱۹۸۸	۱۹۸۸	۱۹۸۸	۱۹۸۸	۱۹۸۸	۱۹۸۸
۱۹۸۹	۱۹۸۹	۱۹۸۹	۱۹۸۹	۱۹۸۹	۱۹۸۹	۱۹۸۹	۱۹۸۹	۱۹۸۹	۱۹۸۹	۱۹۸۹	۱۹۸۹
۱۹۹۰	۱۹۹۰	۱۹۹۰	۱۹۹۰	۱۹۹۰	۱۹۹۰	۱۹۹۰	۱۹۹۰	۱۹۹۰	۱۹۹۰	۱۹۹۰	۱۹۹۰
۱۹۹۱	۱۹۹۱	۱۹۹۱	۱۹۹۱	۱۹۹۱	۱۹۹۱	۱۹۹۱	۱۹۹۱	۱۹۹۱	۱۹۹۱	۱۹۹۱	۱۹۹۱
۱۹۹۲	۱۹۹۲	۱۹۹۲	۱۹۹۲	۱۹۹۲	۱۹۹۲	۱۹۹۲	۱۹۹۲	۱۹۹۲	۱۹۹۲	۱۹۹۲	۱۹۹۲
۱۹۹۳	۱۹۹۳	۱۹۹۳	۱۹۹۳	۱۹۹۳	۱۹۹۳	۱۹۹۳	۱۹۹۳	۱۹۹۳	۱۹۹۳	۱۹۹۳	۱۹۹۳

ادامه جدول ۶-۱۱ - سال‌های آماری داده‌های بارش روزانه با بیش از ۲۷ سال در ایستگاه‌های سازمان هواشناسی

سال	نام ایستگاه										
	زاغ خرم	بهار همدان	بالا رود	بیدروبه	ازناوله	کلبعلی	کرد علیا	مشک آباد	رضوان چاه	سواران فر	یان چشمه
۱۹۹۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴	۱۹۹۴
۱۹۹۵	۱۹۹۵	۱۹۹۵	۱۹۹۵	۱۹۹۵	۱۹۹۵	۱۹۹۵	۱۹۹۵	۱۹۹۵	۱۹۹۵	۱۹۹۵	۱۹۹۵
۱۹۹۶	۱۹۹۶	۱۹۹۶	۱۹۹۶	۱۹۹۶	۱۹۹۶	۱۹۹۶	۱۹۹۶	۱۹۹۶	۱۹۹۶	۱۹۹۶	۱۹۹۶
۱۹۹۷	۱۹۹۷	۱۹۹۷	۱۹۹۷	۱۹۹۷	۱۹۹۷	۱۹۹۷	۱۹۹۷	۱۹۹۷	۱۹۹۷	۱۹۹۷	۱۹۹۷
۱۹۹۸	۱۹۹۸	۱۹۹۸	۱۹۹۸	۱۹۹۸	۱۹۹۸	۱۹۹۸	۱۹۹۸	۱۹۹۸	۱۹۹۸	۱۹۹۸	۱۹۹۸
۱۹۹۹	۱۹۹۹	۱۹۹۹	۱۹۹۹	۱۹۹۹	۱۹۹۹	۱۹۹۹	۱۹۹۹	۱۹۹۹	۱۹۹۹	۱۹۹۹	۱۹۹۹
۲۰۰۰	۲۰۰۰	۲۰۰۰	۲۰۰۰	۲۰۰۰	۲۰۰۰	۲۰۰۰	۲۰۰۰	۲۰۰۰	۲۰۰۰	۲۰۰۰	۲۰۰۰
۲۰۰۱	۲۰۰۱	۲۰۰۱	۲۰۰۱	۲۰۰۱	۲۰۰۱	۲۰۰۱	۲۰۰۱	۲۰۰۱	۲۰۰۱	۲۰۰۱	۲۰۰۱

جدول ۶-۱۲ - میانگین، انحراف معیار، ضرایب اصلاحی و مقادیر اصلاح شده PMP در ایستگاه‌های منتخب

سازمان هواشناسی کشور

ایستگاه	میانگین	انحراف معیار	میانگین	انحراف معیار	ضرایب اصلاحی				pmp1	Sd2	Mean-2	Sd-1	Mean-1
					Ratio of Std	Ratio of means	sd1/sd2	M1/m2					
ازناوله	Mean-1	Sd-1	Mean-2	Sd2	Ratio of means	Ratio of Std	sd1/sd2	M1/m2	pmp1	Sd2	Mean-2	Sd-1	Mean-1
روز ۱	۴۴/۹	۱۴/۳	۲۵۹/۵	۴۳/۸	۱/۰۱	۱/۰۴	۰/۹۳	۰/۹۸	۱۳/۳	۴۳/۸	۲۵۹/۵	۱۴/۳	۴۴/۹
روز ۲	۵۹/۹	۲۴/۲	۴۲۳/۲	۵۷/۷	۰/۹۹	۱/۰۰	۰/۸۹	۰/۹۶	۲۱/۷	۵۷/۷	۴۲۳/۲	۲۴/۲	۵۹/۹
روز ۳	۶۴/۶	۲۵/۹	۴۵۳/۸	۶۲/۶	۱/۰۰	۱/۰۴	۰/۹۳	۰/۹۷	۲۴/۱	۶۲/۶	۴۵۳/۸	۲۵/۹	۶۴/۶
روز ۴	۶۹/۱	۲۸/۱	۴۹۰/۰	۶۶/۹	۱/۰۰	۱/۰۴	۰/۹۳	۰/۹۷	۲۶/۲	۶۶/۹	۴۹۰/۰	۲۸/۱	۶۹/۱
روز ۵	۷۲/۴	۲۸/۰	۴۹۲/۳	۷۰/۴	۱/۰۰	۱/۰۵	۰/۹۴	۰/۹۷	۲۶/۴	۷۰/۴	۴۹۲/۳	۲۸/۰	۷۲/۴
روز ۶	۷۵/۵	۲۹/۸	۵۲۲/۹	۷۳/۲	۱/۰۰	۱/۰۴	۰/۹۳	۰/۹۷	۲۷/۸	۷۳/۲	۵۲۲/۹	۲۹/۸	۷۵/۵
روز ۷	۷۸/۶	۳۰/۸	۵۴۰/۱	۷۶/۴	۱/۰۰	۱/۰۶	۰/۹۵	۰/۹۷	۲۹/۱	۷۶/۴	۵۴۰/۱	۳۰/۸	۷۸/۶
بهار همدان	Mean-1	Sd-1	Mean-2	Sd2	Ratio of means	Ratio of Std	sd1/sd2	M1/m2	pmp1	Sd2	Mean-2	Sd-1	Mean-1
روز ۱	۳۰/۸	۱۶/۶	۲۷۹/۳	۲۸/۹	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۸۴	۰/۹۴	۱۳/۹	۲۸/۹	۲۷۹/۳	۱۶/۶	۳۰/۸
روز ۲	۴۰/۱	۲۶/۵	۴۳۷/۲	۳۶/۲	۰/۹۳	۰/۸۰	۰/۷۱	۰/۹۰	۱۸/۷	۳۶/۲	۴۳۷/۲	۲۶/۵	۴۰/۱
روز ۳	۴۵/۹	۲۷/۴	۶۰۶/۵	۳۹/۷	۰/۹۰	۰/۶۸	۰/۶۰	۰/۸۷	۲۲/۴	۳۹/۷	۶۰۶/۵	۲۷/۴	۴۵/۹
روز ۴	۵۲/۴	۳۴/۵	۷۱۹/۲	۴۵/۷	۰/۹۰	۰/۷۸	۰/۶۹	۰/۸۷	۳۰/۵	۴۵/۷	۷۱۹/۲	۳۴/۵	۵۲/۴
روز ۵	۵۵/۰	۳۴/۶	۷۲۴/۸	۴۴/۶	۰/۰۹	۰/۷۷	۰/۶۸	۰/۸۸	۳۰/۴	۴۸/۲	۷۲۴/۸	۳۴/۶	۵۵/۰
روز ۶	۵۸/۴	۳۸/۷	۷۸۹/۴	۴۸/۷	۰/۹۲	۰/۸۵	۰/۷۶	۰/۸۹	۳۷/۰	۵۱/۷	۷۸۹/۴	۳۸/۷	۵۸/۴
روز ۷	۶۰/۷	۴۸/۹	۷۹۴/۸	۴۸/۹	۰/۹۲	۰/۸۵	۰/۷۶	۰/۸۹	۳۷/۱	۵۳/۹	۷۹۴/۸	۴۸/۹	۶۰/۷
بالارود	Mean-1	Sd-1	Mean-2	Sd2	Ratio of means	Ratio of Std	sd1/sd2	M1/m2	pmp1	Sd2	Mean-2	Sd-1	Mean-1
روز ۱	۸۳/۱	۲۳/۲	۵۸۰/۷	۷۸/۳	۰/۹۷	۰/۷۸	۰/۶۹	۰/۹۴	۲۲/۷	۷۸/۳	۵۸۰/۷	۲۳/۲	۸۳/۱
روز ۲	۱۲۲/۵	۴۶/۰	۸۱۲/۹	۱۱۷/۷	۰/۹۹	۰/۹۷	۰/۸۶	۰/۹۶	۳۹/۴	۱۱۷/۷	۸۱۲/۹	۴۶/۰	۱۲۲/۵
روز ۳	۱۴۳/۳	۵۵/۵	۹۷۶/۶	۱۳۸/۱	۰/۹۹	۱/۰۰	۰/۸۹	۰/۹۶	۴۹/۴	۱۳۸/۱	۹۷۶/۶	۵۵/۵	۱۴۳/۳
روز ۴	۱۵۳/۷	۵۶/۳	۹۹۷/۵	۱۴۸/۹	۱/۰۰	۱/۰۲	۰/۹۱	۰/۹۷	۵۱/۴	۱۴۸/۹	۹۹۷/۵	۵۶/۳	۱۵۳/۷
روز ۵	۱۶۸/۴	۶۴/۰	۱۲۷/۷	۱۶۴/۱	۱/۰۰	۱/۰۷	۰/۹۶	۰/۹۷	۶۱/۲	۱۶۴/۱	۱۲۷/۷	۶۴/۰	۱۶۸/۴
روز ۶	۱۷۵/۲	۶۹/۲	۱۳۱۲/۶	۱۷۰/۰	۱/۰۰	۱/۰۵	۰/۹۴	۰/۹۷	۶۵/۰	۱۷۰/۰	۱۳۱۲/۶	۶۹/۲	۱۷۵/۲
روز ۷	۱۸۲/۵	۷۱/۰	۱۲۴۶/۸	۱۷۷/۷	۱/۰۰	۱/۰۶	۰/۹۵	۰/۹۷	۶۷/۶	۱۷۷/۷	۱۲۴۶/۸	۷۱/۰	۱۸۲/۵



جدول ۶-۱۳- مقادیر اصلاح شده PMP آماری در ایستگاه‌های منتخب

PMP اصلاح شده (mm)							ایستگاه	سازمان
۱۶۸ ساعته	۱۴۴ ساعته	۱۲۰ ساعته	۹۶ ساعته	۷۲ ساعته	۴۸ ساعته	۲۴ ساعته	کد / اسم	
۵۶۷/۸	۵۴۰/۸	۵۱۳/۳	۵۰۶/۸	۴۶۹/۴	۴۲۲/۶	۲۶۸/۵	ازناوله	IMO
۶۷۹/۸	۶۷۵/۱	۵۲۰/۶	۵۶۷/۳	۴۲۲/۵	۳۵۵/۰	۲۶۶/۰	بهار همدان	IMO
۱۳۱۰/۷	۱۲۶۴/۵	۱۱۹۴/۹	۱۰۱۴/۴	۹۷۵/۱	۷۹۱/۰	۴۶۸/۸	بالا رود	IMO
۵۸۰/۳	۸۴۵/۷	۸۵۹/۱	۸۷۸/۶	۸۲۳/۴	۸۰۱/۱	۶۷۶/۷	بید روبه	IMO
۳۷۳/۴	۳۶۳/۲	۳۴۳/۴	۳۰۶/۲	۲۷۹/۲	۲۴۵/۷	۱۶۸/۶	کلبعلی	IMO
۴۶۸/۹	۴۵۳/۲	۴۳۶/۵	۴۱۵/۹	۳۳۸/۹	۲۸۸/۱	۲۲۵/۵	کرداولیا	IMO
۳۶۴/۱	۳۵۳/۰	۳۴۹/۵	۳۴۰/۶	۳۰۶/۱	۲۷۱/۹	۲۱۴/۸	مشک آباد	IMO
۴۷۵/۷	۴۸۴/۶	۴۶۰/۳	۴۴۰/۱	۴۱۹/۷	۳۹۴/۹	۲۴۲/۸	رضوان چاه	IMO
۴۵۴/۸	۴۴۰/۳	۳۸۱/۱	۳۵۹/۳	۳۲۶/۷	۳۱۱/۸	۲۳۴/۴	سوارن فر	IMO
۴۴۴/۱	۴۰۹/۲	۳۷۰/۶	۳۴۱/۵	۳۳۲/۷	۳۲۵/۹	۲۶۴/۱	یان چشمه	IMO
۵۹۵/۲	۵۸۰/۳	۵۲۸/۵	۵۱۴/۳	۴۶۹/۴	۴۵۳/۰	۲۹۷/۱	زاغ خرم	IMO
۷۳۷/۹	۷۲۰/۸	۷۱۵/۹	۶۸۲/۵	۶۲۴/۹	۵۰۷/۲	۲۹۰/۰	21-144	Tamab
۷۳۹/۸	۶۴۸/۹	۶۱۳/۹	۵۵۷/۳	۵۵۴/۱	۳۹۷/۱	۳۰۳/۱	21-167	Tamab
۶۱۷/۶	۵۲۸/۶	۵۳۴/۵	۴۸۰/۱	۴۴۱/۲	۳۹۷/۱	۲۹۲/۴	21-169	Tamab
۶۱۵/۰	۵۹۶/۸	۵۳۵/۰	۴۳۵/۸	۴۴۷/۳	۳۸۵/۷	۲۹۳/۳	21-171	Tamab
۴۸۹/۳	۴۷۹/۲	۴۰۹/۴	۳۹۵/۴	۳۵۱/۷	۳۳۱/۱	۲۳۷/۸	21-175	Tamab
۷۴۵/۱	۷۲۱/۸	۷۰۰/۷	۶۵۹/۲	۶۵۶/۵	۶۵۳/۷	۴۵۷/۹	21-241	Tamab
۶۴۵/۸	۶۱۹/۸	۵۹۷/۶	۵۹۸/۱	۵۷۹/۰	۵۱۶/۹	۳۱۳/۳	21-243	Tamab
۸۱۹/۸	۷۵۰/۰	۶۹۳/۳	۶۳۷/۶	۵۱۴/۷	۴۸۷/۷	۳۰۹/۰	21-259	Tamab
۴۴۵/۲	۴۳۹/۲	۴۲۴/۴	۳۸۹/۷	۳۵۵/۱	۲۸۵/۱	۲۰۰/۰	21-271	Tamab
۱۰۹۳/۴	۱۱۰۳/۸	۱۰۵۵/۸	۸۶۷/۲	۷۷۴/۵	۵۷۲/۴	۴۸۳/۹	21-273	Tamab
۹۵۵/۹	۸۶۵/۳	۸۲۲/۹	۸۳۵/۷	۷۳۲/۷	۵۷۱/۴	۲۳۰/۰	21-275	Tamab
۱۰۶۹/۹	۹۶۵/۷	۸۷۶/۲	۸۰۱/۶	۷۴۰/۱	۶۱۵/۵	۳۶۷/۶	21-281	Tamab
۷۵۲/۶	۶۸۷/۹	۶۴۲/۹	۶۲۳/۹	۵۷۵/۳	۴۳۵/۴	۲۹۴/۱	21-285	Tamab
۱۱۶۱/۴	۱۰۸۵/۵	۱۰۲۸/۷	۹۶۷/۷	۸۸۳/۹	۶۷۸/۵	۴۶۷/۳	21-289	Tamab
۱۰۶۴/۶	۱۰۱۶/۷	۹۹۹/۸	۹۷۹/۰	۹۹۲/۷	۸۹۵/۴	۶۳۹/۱	21-293	Tamab
۱۰۲۴/۴	۹۷۲/۰	۹۱۰/۸	۹۲۱/۱	۸۹۲/۴	۸۰۱/۰	۶۱۸/۵	21-295	Tamab

IMO: سازمان هواشناسی ایران Tamab: سازمان تحقیقات منابع آب

۶-۱۶- نقشه‌های حداکثر بارش محتمل به روش آماری در حوضه سد بختیاری

با استفاده از داده‌های جدول (۶-۱۳) و در محیط GIS نقشه‌های هم‌بارش PMP آماری برای تداوم‌های مختلف در محدوده مطالعاتی ترسیم شد نتایج در شکل (۶-۲۷) ارائه شده است. به الگوی غیر عادی خطوط در مرکز حوضه توجه نمایید که به علت تفاوت عمده حوضه بختیاری در مقادیر PMP آماری ایستگاه‌های کم‌انداز، چم زمان و دره تخت می‌باشد.



۶-۱۷ - مقایسه اعداد PMP آماری و سینوپتیکی

نتایج حاصل از محاسبات مقدار حداکثر بارش محتمل در حوضه سد بختیاری به دو روش همدیدی و آماری برای تداوم‌های مختلف در جدول (۶-۱۴) و مقایسه آن‌ها در جدول‌های (۶-۱۵) و (۶-۱۶) خلاصه شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود ارقام PMP روش آماری بسیار زیاد هستند. با توجه به توصیه‌های سازمان جهانی هواشناسی (WMO, 1986) و همچنین هرشفیلد (۱۹۶۵) و دیگر منابع، روش آماری تنها برای حوضه‌های باپهنه کم‌تر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع جایز دانسته شده است. ضمناً تا زمانی که اطلاعات و داده‌های هواشناسی برای کاربرد روش همدیدی وجود دارد، روش آماری توصیه نشده است و بنابراین مقادیر PMP روش همدیدی یعنی مورد پذیرش است.

جدول ۶-۱۴ - مقادیر حداکثر بارش محتمل آماری (میلی‌متر) در سطح زیرحوضه‌ها و حوضه سد بختیاری

کل حوضه بختیاری	زیرحوضه												تداوم بر اساس روز
	۱۲	۱۱	۱۰	۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	
۳۵۲/۵	۳۱۹/۰	۳۱۶/۸	۴۳۴/۰	۳۶۱/۹	۴۳۵/۰	۵۹۴/۰	۵۸۶/۱	۴۳۵/۰	۴۰۵/۰	۳۲۵/۶	۲۲۷/۰	۳۱۲/۳	۱
۴۹۹/۵	۴۵۳/۴	۴۷۰/۴	۵۳۵/۰	۵۲۰/۵	۶۲۷/۷	۸۱۴/۴	۸۱۱/۲	۶۱۷/۶	۵۷۴/۰	۴۶۵/۴	۳۲۵/۸	۴۴۲/۱	۲
۵۹۳/۰	۷۵۷/۵	۵۶۰/۰	۶۶۶/۲	۶۶۲/۵	۷۸۴/۷	۹۲۰/۷	۹۱۴/۳	۷۴۱/۸	۶۷۸/۱	۵۴۹/۳	۳۶۴/۶	۵۳۷/۱	۳
۶۳۸/۴	۶۴۰/۴	۶۳۱/۹	۷۲۵/۵	۷۲۸/۶	۸۴۲/۴	۹۳۶/۷	۹۲۳/۵	۷۸۵/۴	۷۲۱/۹	۵۹۵/۲	۳۹۶/۵	۵۹۱/۸	۴
۶۸۱/۵	۷۰۰/۰	۶۷۸/۹	۷۷۶/۹	۷۸۶/۸	۸۸۵/۲	۹۵۴/۴	۹۴۲/۱	۸۲۴/۵	۷۶۱/۵	۶۳۶/۹	۴۲۷/۵	۶۴۵/۰	۵
۷۱۸/۲	۷۳۴/۷	۷۲۸/۲	۸۳۹/۸	۸۳۱/۷	۹۳۳/۸	۹۹۲/۴	۹۷۴/۴	۸۶۶/۳	۸۰۰/۹	۶۷۳/۲	۴۵۸/۶	۶۸۰/۹	۶
۷۵۰/۱	۷۶۴/۰	۷۸۹/۷	۹۱۶/۹	۸۷۹/۵	۹۹۸/۷	۱۰۴۳/۵	۱۰۲۴/۶	۹۱۷/۶	۸۴۱/۴	۷۰۲/۷	۴۷۴/۴	۷۰۵/۱	۷

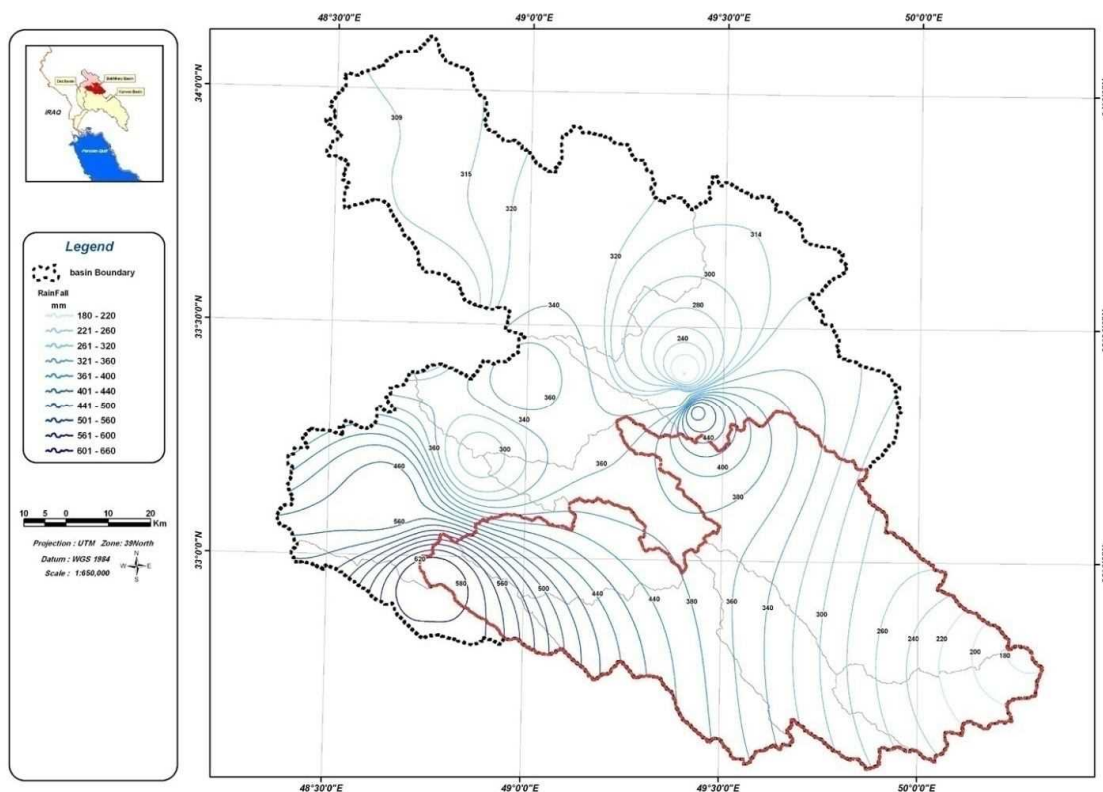
جدول ۶-۱۵ - مقایسه مقادیر حداکثر بارش محتمل (میلی‌متر) در حوضه سد بختیاری به دو روش سینوپتیکی و آماری

نسبت (آماری به سینوپتیکی)	تفاوت مقادیر	روش سینوپتیکی	روش آماری		تداوم بر اساس روز
			Area adj.	Mean & std. adj.	
۲/۱	۱۶۲/۸	۱۴۴/۲	۳۰۷/۰	۳۵۲/۵	۱
۲/۲	۲۶۶/۲	۲۱۸/۱	۴۸۴/۳	۴۹۹/۵	۲
۲/۱	۲۹۴/۷	۲۷۳/۳	۵۶۸/۰	۵۹۳/۰	۳
-	-	-	۶۲۴/۶	۶۳۸/۴	۴
۲/۲	۳۳۵/۶	۲۷۸/۹	۶۱۴/۵	۶۸۱/۵	۵
۲/۰	۳۲۲	۳۱۰/۵	۶۳۲/۵	۷۱۸/۲	۶
۲/۰	۳۳۲/۱	۳۲۷/۷	۶۵۹/۸	۷۵۰/۱	۷



جدول ۶-۱۶- مقایسه مقادیر حداکثر بارش محتمل آماری (میلی‌متر) با حداکثر بارش محتمل سینوپتیکی با در نظر گرفتن اثر باد در حوضه سد بختیاری به حوضه بختیاری دو روش سینوپتیکی و آماری

تفاوت روش سینوپتیکی و آماری		نسبت (St/Adj/ Syn)		متوسط WM 1/63	متوسط WM 1/68	تفاوت روش سینوپتیکی و آماری	روش سینوپتیکی	روش آماری Area adj	تداوم بر اساس روز
بر اساس میانه فاکتور باد	بر اساس متوسط فاکتور باد	بر اساس میانه فاکتور باد	بر اساس متوسط فاکتور باد	Adj/Syn	Adj/Syn				
۷۲	۶۵	۱/۳	۱/۳	۲۳۵	۲۴۲	۱۶۳	۱۴۴	۳۰۷	۱
۱۲۹	۱۱۸	۱/۴	۱/۳	۳۵۶	۳۶۶	۲۶۶	۲۱۸	۴۸۴	۲
۱۲۳	۱۰۹	۱/۳	۱/۲	۴۴۵	۴۵۹	۲۹۵	۲۷۳	۵۶۸	۳
-	-	-	-	-	-	-	-	۶۲۵	۴
۱۶۰	۱۴۶	۱/۴	۱/۳	۴۵۵	۴۶۹	۳۳۶	۲۷۹	۶۱۵	۵
۱۲۶	۱۱۱	۱/۲	۱/۲	۵۰۶	۵۲۲	۳۲۲	۳۱۱	۶۳۳	۶
۱۲۶	۱۰۹	۱/۲	۱/۲	۵۳۴	۵۵۱	۳۳۲	۳۲۸	۶۶۰	۷



شکل ۶-۲۷- نقشه‌های هم‌بارش PMP در تداوم‌های مختلف



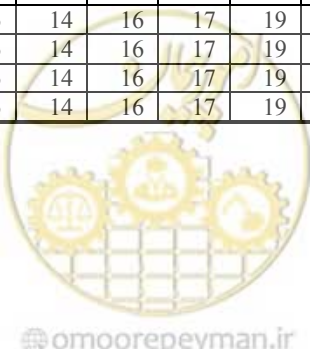
پیوست ۱

جدول‌های محاسبه آب قابل بارش



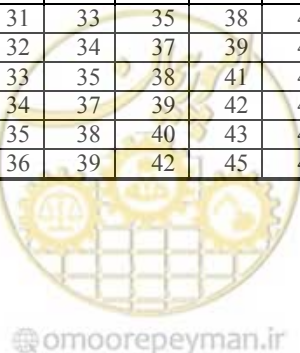
جدول پ.۱-۱- آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر بین تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و فشار موردنظر بر حسب هکتوپاسکال در جو شبه بی‌درروی اشباع به صورت تابعی از دمای نقطه شبنم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس

hPa	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15 °C
990	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
980	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2
970	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3
960	1	2	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4
950	2	2	2	2	2	3	3	3	3	4	4	4	4	4	5	5
940	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6
930	2	3	3	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	7	7
920	3	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	7	7	8	8
910	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	7	7	8	8	9
900	3	4	4	4	4	5	5	6	6	6	7	7	8	9	9	10
890	4	4	4	5	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	11
880	4	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	11	12
870	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	11	12	13
860	4	5	5	6	6	6	7	7	8	9	9	10	11	12	12	13
850	5	5	5	6	6	7	7	8	9	9	10	11	11	12	13	14
840	5	5	6	6	7	7	8	8	9	10	10	11	12	13	14	15
830	5	5	6	6	7	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16
820	5	6	6	7	7	8	8	9	10	11	11	12	13	14	15	17
810	5	6	6	7	8	8	9	10	10	11	12	13	14	15	16	17
800	6	6	7	7	8	8	9	10	11	12	12	13	15	16	17	18
790	6	6	7	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16	17	19
780	6	7	7	8	8	9	10	11	11	12	13	14	16	17	18	19
770	6	7	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16	17	19	20
760	6	7	7	8	9	10	10	11	12	13	14	15	17	18	19	21
750	6	7	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	20	21
740	7	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	20	22
730	7	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	21	23
720	7	7	8	9	10	11	11	12	13	15	16	17	18	20	22	23
710	7	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	19	20	22	24
700	7	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	23	24
690	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	21	23	25
680	7	8	9	10	10	11	12	13	15	16	17	19	20	22	24	25
670	7	8	9	10	11	11	12	14	15	16	17	19	20	22	24	26
660	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	23	24	26
650	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	23	25	27
640	8	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	21	23	25	27
630	8	8	9	10	11	12	13	14	16	17	18	20	22	24	26	28
620	8	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	28
610	8	9	9	10	11	12	13	15	16	17	19	20	22	24	26	28
600	8	9	9	10	11	12	13	15	16	17	19	21	23	25	27	29
590	8	9	10	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	27	29
580	8	9	10	11	11	13	14	15	16	18	19	21	23	25	27	30
570	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	20	21	23	25	27	30
560	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	21	23	26	28	30
550	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	24	26	28	30
540	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	24	26	28	31
530	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	24	26	28	31
520	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	29	31
510	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	29	31
500	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	27	29	32
490	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	22	25	27	29	32
480	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	23	25	27	29	32
470	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	23	25	27	29	32



ادامه جدول پ.۱-۱- آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر بین تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و فشار موردنظر بر حسب هکتوپاسکال در جو شبه بی‌درروی اشباع به صورت تابعی از دمای نقطه شبنم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس

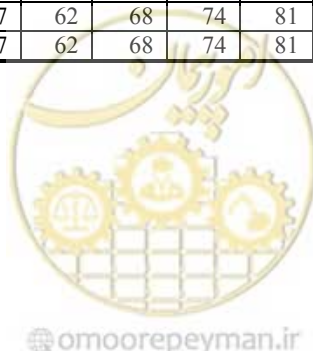
hPa	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15 °C
460	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	23	25	27	30	32
450	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	23	25	27	30	32
440	8	9	10	11	12	13	15	16	17	19	21	23	25	27	30	33
430	8	9	10	11	12	13	15	16	17	19	21	23	25	27	30	33
420	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	27	30	33
410	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	27	30	33
400	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
390	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
380	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
370	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
360	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
350	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
340	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
330	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
320	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
310	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
300	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
290	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
280	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
270	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
260	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
250	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
240	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
230	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
220	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
210	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
200	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
hpa	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30 °C	
990	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3
980	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	4	5	5		5
970	3	4	4	4	4	5	5	5	5	6	6	7	7	7		8
960	4	5	5	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10		11
950	6	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	12	12		13
940	7	7	7	8	9	9	10	10	11	12	12	13	14	15		16
930	8	8	9	9	10	11	11	12	13	14	14	15	16	17		18
920	9	9	10	10	11	12	13	14	14	15	16	17	19	20		21
910	10	10	11	12	13	13	14	15	16	17	18	20	21	22		23
900	11	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	22	23	24		24
890	12	12	13	14	15	16	17	18	20	21	22	24	25	27		28
880	12	13	14	15	16	17	19	20	21	23	24	26	27	29		31
870	13	14	15	16	18	19	20	21	23	24	26	28	29	31		33
860	14	15	16	18	19	20	21	23	24	26	28	30	32	34		36
850	15	16	18	19	20	21	23	24	26	28	30	32	34	36		38
840	16	17	19	20	21	23	24	26	28	30	32	34	36	38		40
830	17	18	19	21	22	24	26	27	29	31	33	35	38	40		43
820	18	19	20	22	24	25	27	29	31	33	35	37	40	42		45
810	19	20	21	23	25	26	28	30	32	34	37	39	42	44		47
800	19	21	22	24	26	28	29	32	34	36	38	41	44	46		49
790	20	22	23	25	27	29	31	33	35	38	40	43	46	49		52
780	21	23	24	26	28	30	32	34	37	39	42	45	48	51		54
770	22	23	25	27	29	31	33	35	38	41	43	46	49	53		56
760	22	24	26	28	30	32	34	37	39	42	45	48	51	55		58
750	23	25	27	29	31	33	35	38	41	44	47	50	53	57		60
740	24	26	28	30	32	34	37	39	42	45	48	51	55	59		62
730	24	26	28	30	33	35	38	40	43	46	50	53	57	60		64
720	25	27	29	31	34	36	39	42	45	48	51	55	58	62		66



ادامه جدول پ.۱-۱- آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر بین تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و فشار موردنظر بر حسب هکتوپاسکال در جو

شبه بی‌درروی اشباع به صورت تابعی از دمای نقطه شبنم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس

hPa	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30 °C
710	26	28	30	32	35	37	40	43	46	49	53	56	60	64	68
700	26	28	31	33	35	38	41	44	47	50	54	58	62	66	70
690	27	29	31	34	36	39	42	45	48	52	55	59	63	68	72
680	27	30	32	34	37	40	43	46	49	53	57	61	65	69	74
670	28	30	33	35	38	41	44	47	51	54	58	62	67	71	76
660	29	31	33	36	39	42	45	48	52	55	60	64	68	73	78
650	29	31	34	37	39	42	46	49	53	57	61	65	70	75	80
640	29	32	35	37	40	43	46	50	54	58	62	67	71	76	81
630	30	32	35	38	41	44	47	51	55	59	63	68	73	78	83
620	30	33	36	38	42	45	48	52	56	60	65	69	74	79	85
610	31	33	36	39	42	45	49	53	57	61	66	71	76	81	87
600	31	34	37	40	43	46	50	54	58	62	67	72	77	82	89
590	32	34	37	40	43	47	51	55	59	63	68	73	78	84	90
580	32	35	38	41	44	48	51	55	60	64	69	74	80	85	91
570	33	35	38	41	45	48	52	56	61	65	70	75	81	87	93
560	33	36	39	42	45	49	53	57	61	66	71	77	82	88	94
550	33	36	39	42	46	49	53	58	62	67	72	78	83	90	96
540	33	36	39	43	46	50	54	58	63	68	73	79	85	91	97
530	34	37	40	43	47	50	55	59	64	69	74	80	86	92	99
520	34	37	40	43	47	51	55	60	64	70	75	81	87	93	100
510	34	37	40	44	48	51	56	60	65	70	76	82	88	95	102
500	35	37	41	44	48	52	56	61	66	71	77	83	89	96	103
490	35	38	41	45	48	52	57	61	66	72	78	84	90	97	104
480	35	38	41	45	49	53	57	62	67	73	78	85	91	98	105
470	35	38	42	45	49	53	58	62	68	73	79	85	92	99	106
460	35	38	42	45	49	54	58	63	68	74	80	86	93	100	108
450	36	39	42	46	50	54	58	63	69	74	81	87	94	101	109
440	35	39	42	46	50	54	59	64	69	75	81	88	95	102	110
430	36	39	42	46	50	55	59	64	70	76	82	88	96	103	111
420	36	39	43	46	50	55	60	65	70	76	82	89	96	104	112
410	36	39	43	47	51	55	60	65	71	77	83	90	97	105	113
400	36	39	43	47	51	55	60	65	71	77	84	90	98	105	114
390	36	39	43	47	51	56	60	66	71	77	84	91	98	106	115
380	36	39	43	47	51	56	61	66	71	78	85	92	99	107	115
370	36	40	43	47	51	56	61	66	72	78	85	92	100	108	116
360	36	40	43	47	51	56	61	66	72	79	85	93	100	108	117
350	36	40	43	47	52	56	61	67	73	79	86	93	101	109	118
340	36	40	43	47	52	56	61	67	73	79	86	93	101	109	118
330	36	40	43	47	52	56	61	67	73	79	86	94	102	110	119
320	36	40	44	48	52	57	62	67	73	80	87	94	102	111	120
310	36	40	44	48	52	57	62	67	73	80	87	94	102	111	120
300	36	40	44	48	52	57	62	67	74	80	87	95	103	111	121
290	36	40	44	48	52	57	62	68	74	80	87	95	103	112	121
280	36	40	44	48	52	57	62	68	74	80	88	95	103	112	121
270	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	95	104	112	122
260	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	104	113	122
250	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	104	113	122
240	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	104	113	123
230	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	104	113	123
220	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	104	113	123
210	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	105	114	123
200	36	40	44	48	52	57	62	68	74	81	88	96	105	114	123



جدول پ.۱-۲- آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر بین تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و ارتفاع مورد نظر بر حسب متر در بالای آن سطح در جو شبه بی درروی اشباع به صورت تابعی از دمای نقطه شبنم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سیلسیوس
دمای نقطه شبنم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (درجه سیلسیوس)

ارتفاع (متر)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
200	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2
400	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3	4	4	4	4	5	5
600	3	3	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	6	7	7
800	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9
1 000	4	4	4	5	5	6	6	6	7	7	8	9	9	10	10	11
1 200	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	11	11	12	13
1 400	5	5	6	6	7	7	8	8	9	10	10	11	12	13	14	15
1 600	5	6	6	7	7	8	9	9	10	11	11	12	13	14	15	16
1 800	6	6	7	7	8	9	9	10	11	12	12	13	14	15	17	18
2 000	6	7	7	8	9	9	10	11	11	12	13	14	16	17	18	19
2 200	7	7	8	8	9	10	10	11	12	13	14	15	16	18	19	20
2 400	7	8	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16	17	19	20	22
2 600	7	8	8	9	10	11	11	12	13	14	16	17	18	20	21	23
2 800	7	8	9	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	22	24
3 000	8	8	9	10	10	11	12	13	14	15	17	18	20	21	23	25
3 200	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	19	20	22	24	26
3 400	8	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	23	24	26
3 600	8	9	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	23	25	27
3 800	8	9	10	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	28
4 000	8	9	10	11	11	12	14	15	16	17	19	21	22	24	26	28
4 200	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	19	21	23	25	27	29
4 400	8	9	10	11	12	13	14	15	16	18	20	21	23	25	27	29
4 600	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	24	25	28	30
4 800	8	9	10	11	12	13	14	15	17	18	20	22	24	26	28	30
5 000	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	28	31
5 200	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	29	31
5 400	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	20	22	24	26	29	31
5 600	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	22	24	27	29	32
5 800	8	9	10	11	12	13	14	16	17	19	21	22	25	27	29	32
6 000	8	9	10	11	12	13	15	16	17	19	21	23	25	27	30	32
6 200	8	9	10	11	12	13	15	16	17	19	21	23	25	27	30	32
6 400	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	27	30	33
6 600	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	27	30	33
6 800	8	9	10	11	12	13	15	16	18	19	21	23	25	27	30	33
7 000	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
7 200	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
7 400	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
7 600	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
7 800	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	25	28	30	33
8 000	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	28	30	33
8 200	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	28	30	33
8 400	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	28	30	33
8 600	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	28	30	33
8 800	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	28	30	33
9 000	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	28	31	33
9 200	8	9	10	11	12	14	15	16	18	19	21	23	26	28	31	33
9 400						14	15	16	18	19	21	23	26	28	31	33
9 600						14	15	16	18	19	21	23	26	28	31	33
9 800						14	15	16	18	19	21	23	26	28	31	33
10 000						14	15	16	18	19	21	23	26	28	31	33
11 000											21	23	26	28	31	33
12 000																33

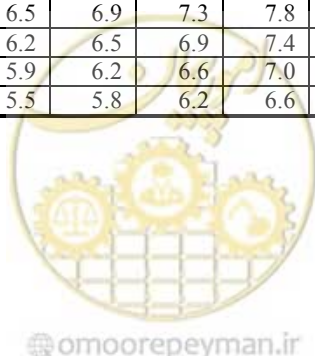
ادامه جدول پ.۱-۲- آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر بین تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و ارتفاع مورد نظر بر حسب متر در بالای آن سطح در جو شبه بی درروی اشباع به صورت تابعی از دمای نقطه شبنم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سیلسیوس
دمای نقطه شبنم در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (درجه سیلسیوس)

ارتفاع (متر)	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
200	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4	5	5	5	6	6
400	5	5	6	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	12
600	7	8	8	9	10	10	11	11	12	13	14	15	15	16	17
800	10	10	11	12	13	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
1 000	12	13	13	14	15	16	17	18	20	21	22	23	25	26	28
1 200	14	15	16	17	18	19	20	21	23	24	26	27	29	31	32
1 400	16	17	18	19	20	22	23	24	26	28	29	31	33	35	37
1 600	17	19	20	21	23	24	25	27	29	31	33	35	37	39	41
1 800	19	20	22	23	25	26	28	30	32	34	36	39	41	43	46
2 000	21	22	24	25	27	29	31	33	35	37	39	42	44	47	50
2 200	22	24	25	27	29	31	33	35	37	40	42	45	48	51	54
2 400	23	25	27	29	31	33	35	37	40	43	45	48	51	54	57
2 600	24	26	28	30	32	35	37	40	42	45	48	51	55	58	61
2 800	26	27	30	32	34	36	39	42	45	48	51	54	58	61	65
3 000	27	29	31	33	35	38	41	44	47	50	53	57	61	64	68
3 200	28	30	32	34	37	40	42	45	49	52	56	59	63	67	71
3 400	29	31	33	36	38	41	44	47	51	54	58	62	66	70	74
3 600	29	32	34	37	39	42	45	49	52	56	60	64	68	73	77
3 800	30	32	35	38	41	44	47	50	54	58	62	66	70	75	80
4 000	31	33	36	39	42	45	48	52	56	60	64	68	73	78	83
4 200	31	34	37	40	43	46	49	53	57	61	66	70	75	80	85
4 400	32	34	37	40	44	47	51	54	58	63	67	72	77	82	87
4 600	32	35	38	41	44	48	52	56	60	64	69	74	79	84	90
4 800	33	36	39	42	45	49	53	57	61	65	70	75	81	86	92
5 000	33	36	39	42	46	50	54	58	62	67	72	77	82	88	94
5 200	34	37	40	43	47	50	54	59	63	68	73	78	84	90	96
5 400	34	37	40	44	47	51	55	60	64	69	74	80	85	92	98
5 600	35	38	41	44	48	52	56	60	65	70	76	81	87	93	100
5 800	35	38	41	45	48	52	57	61	66	71	77	82	88	95	101
6 000	35	38	42	45	49	53	57	62	67	72	78	84	90	95	103
6 200	35	38	42	45	49	54	58	63	68	73	79	85	91	98	104
6 400	35	39	42	46	50	54	58	63	68	74	80	86	92	99	106
6 600	36	39	42	46	50	54	59	64	69	74	80	87	93	100	107
6 800	36	39	42	46	50	55	60	65	70	75	81	87	94	101	108
7 000	36	39	43	46	51	55	60	65	70	76	82	88	95	102	110
7 200	36	39	43	47	51	55	60	65	71	76	82	89	96	103	111
7 400	36	39	43	47	51	56	61	66	71	77	83	90	97	104	112
7 600	36	39	43	47	51	56	61	66	72	77	83	90	98	105	113
7 800	36	39	43	47	51	56	61	66	72	78	84	91	98	106	114
8 000	36	40	43	47	52	56	61	67	72	78	85	92	99	107	115
8 200	36	40	43	47	52	57	62	67	73	78	85	92	100	108	115
8 400	36	40	43	47	52	57	62	67	73	79	85	92	100	108	116
8 600	36	40	43	47	52	57	62	68	73	79	86	93	101	109	117
8 800	36	40	43	47	52	57	62	68	73	79	86	93	101	109	118
9 000	36	40	43	47	52	57	62	68	74	80	86	94	102	110	118
9 200	36	40	43	48	52	57	62	68	74	80	87	94	102	110	119
9 400	36	40	44	48	52	57	62	68	74	80	87	94	102	110	119
9 600	36	40	44	48	52	57	63	68	74	80	87	94	102	111	120
9 800	36	40	44	48	52	57	63	68	74	80	87	95	103	111	120
10 000	37	40	44	48	52	57	63	68	74	80	87	95	103	112	121
11 000	37	40	44	48	52	57	63	68	74	81	88	96	104	113	122
12 000	37	40	44	48	52	57	63	68	74	81	88	96	105	114	123
13 000					52	57	63	68	74	81	88	97	105	114	124
14 000					52	57	63	68	74	81	88	97	105	115	124
15 000										81	88	97	106	115	124
16 000										81	88	97	106	115	124
17 000											89	97	106	115	124

جدول پ.۱-۳- آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر در ستونی از هوا در بالای ارتفاعی مشخص بر حسب متر به صورت تابعی از

دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس (تجدیدنظر شده در مه ۱۹۸۱)

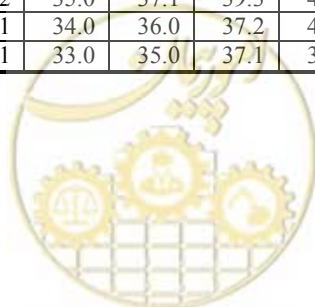
MSL	0.0	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5
1000 hPa	8.1	8.7	9.2	9.7	10.3	10.8	11.4	11.9	12.5	13.1	13.7	14.3	15.0	15.7
100	7.5	8.1	8.6	9.2	9.8	10.3	10.8	11.4	11.9	12.5	13.1	13.7	14.3	14.9
200	7.0	7.5	8.1	8.6	9.2	9.8	10.3	10.8	11.3	11.9	12.4	13.0	13.6	14.1
300	6.5	7.0	7.5	8.0	8.6	9.2	9.7	10.2	10.7	11.3	11.8	12.3	12.9	13.4
400	6.1	6.5	7.0	7.5	8.1	8.6	9.1	9.6	10.1	10.7	11.2	11.7	12.3	12.8
500	5.7	6.1	6.5	7.0	7.6	8.1	8.6	9.1	9.6	10.1	10.6	11.1	11.7	12.2
600	5.3	5.7	6.1	6.6	7.1	7.6	8.1	8.6	9.1	9.6	10.0	10.5	11.1	11.6
700	4.9	5.3	5.7	6.2	6.7	7.2	7.7	8.2	8.6	9.1	9.5	10.0	10.5	11.0
800	4.5	4.9	5.3	5.8	6.3	6.8	7.2	7.7	8.1	8.6	9.0	9.5	10.0	10.5
900	4.2	4.6	4.9	5.4	5.9	6.4	6.8	7.2	7.6	8.1	8.5	9.0	9.4	9.9
1000	3.9	4.3	4.6	5.0	5.5	5.9	6.3	6.8	7.2	7.6	8.0	8.5	8.9	9.4
1100	3.6	4.0	4.3	4.7	5.1	5.5	5.9	6.4	6.8	7.2	7.6	8.0	8.4	8.9
1200	3.4	3.7	4.0	4.4	4.8	5.2	5.6	6.0	6.4	6.7	7.1	7.6	8.0	8.4
1300	3.1	3.4	3.7	4.2	4.5	4.9	5.2	5.6	6.0	6.3	6.7	7.1	7.5	8.0
1400	2.9	3.2	3.5	3.9	4.3	4.6	4.9	5.3	5.7	6.0	6.3	6.7	7.1	7.5
1500	2.7	3.0	3.3	3.7	4.0	4.3	4.6	4.9	5.3	5.7	6.0	6.3	6.7	7.1
1600	2.5	2.8	3.1	3.4	3.7	4.0	4.3	4.6	5.0	5.4	5.7	6.0	6.4	6.7
1700	2.3	2.6	2.9	3.2	3.4	3.7	4.0	4.3	4.7	5.0	5.3	5.6	6.0	6.3
1800	2.1	2.4	2.7	3.0	3.2	3.5	3.8	4.1	4.4	4.7	5.0	5.3	5.6	6.0
1900	1.9	2.2	2.4	2.7	2.9	3.2	3.5	3.8	4.1	4.4	4.7	5.0	5.3	5.7
2000	1.7	1.9	2.2	2.4	2.7	2.9	3.2	3.5	3.8	4.1	4.4	4.7	5.0	5.3
2100	1.5	1.7	1.9	2.2	2.4	2.7	3.0	3.3	3.5	3.8	4.1	4.4	4.7	5.0
2200	1.4	1.6	1.7	2.0	2.2	2.4	2.7	3.0	3.3	3.5	3.8	4.1	4.4	4.7
2300	1.3	1.4	1.6	1.8	2.0	2.2	2.5	2.8	3.0	3.2	3.5	3.8	4.1	4.4
2400	1.2	1.3	1.5	1.6	1.8	2.0	2.3	2.5	2.8	3.0	3.3	3.6	3.8	4.0
MSL	7.0	7.5	8.0	8.5	9.0	9.5	10.0	10.5	11.0	11.5	12.0	12.5	13.0	13.5
1000 hPa	16.4	17.0	17.7	18.4	19.2	20.0	21.0	22.1	23.3	24.6	25.9	27.2	28.5	29.8
100	15.5	16.1	16.8	17.4	18.2	19.0	20.0	21.1	22.3	23.5	24.8	26.0	27.2	28.5
200	14.7	15.3	15.9	16.6	17.3	18.1	19.1	20.1	21.2	22.4	23.6	24.8	26.0	27.3
300	14.0	14.5	15.1	15.8	16.5	17.3	18.2	19.1	20.2	21.4	22.5	23.7	24.9	26.2
400	13.3	13.8	14.4	15.0	15.7	16.5	17.3	18.2	19.3	20.4	21.5	22.7	23.9	25.1
500	12.7	13.2	13.8	14.4	15.0	15.7	16.5	17.4	18.5	19.5	20.6	21.8	23.0	24.1
600	12.1	12.6	13.2	13.7	14.3	15.0	15.8	16.7	17.7	18.7	19.7	20.9	22.0	23.1
700	11.5	12.0	12.6	13.1	13.7	14.4	15.1	15.9	16.8	17.8	18.8	19.9	21.1	22.2
800	11.0	11.5	12.0	12.5	13.1	13.8	14.5	15.2	16.0	16.9	17.9	19.0	20.1	21.2
900	10.4	10.9	11.4	11.9	12.5	13.1	13.8	14.5	15.3	16.1	17.1	18.1	19.2	20.3
1000	9.9	10.3	10.8	11.3	11.8	12.4	13.0	13.8	14.5	15.3	16.3	17.3	18.3	19.4
1100	9.4	9.8	10.3	10.8	11.3	11.8	12.4	13.1	13.8	14.6	15.5	16.5	17.5	18.5
1200	8.9	9.3	9.8	10.2	10.7	11.3	11.9	12.5	13.2	13.9	14.8	15.7	16.7	17.6
1300	8.4	8.8	9.3	9.7	10.2	10.8	11.3	11.9	12.6	13.3	14.1	14.9	15.8	16.8
1400	8.0	8.4	8.8	9.2	9.7	10.2	10.7	11.3	12.0	12.7	13.4	14.2	15.1	16.0
1500	7.5	7.9	8.3	8.7	9.1	9.6	10.2	10.8	11.4	12.0	12.7	13.5	14.3	15.2
1600	7.1	7.5	7.9	8.3	8.7	9.2	9.7	10.2	10.8	11.4	12.0	12.8	13.6	14.5
1700	6.7	7.0	7.4	7.8	8.2	8.7	9.2	9.7	10.2	10.8	11.4	12.2	13.0	13.8
1800	6.3	6.6	7.0	7.4	7.8	8.2	8.7	9.2	9.7	10.3	10.9	11.6	12.4	13.2
1900	6.0	6.3	6.6	7.0	7.4	7.8	8.2	8.7	9.2	9.8	10.4	11.1	12.9	12.6
2000	5.6	5.9	6.2	6.5	6.9	7.3	7.7	8.2	8.7	9.3	9.9	10.6	11.4	12.1
2100	5.3	5.6	5.9	6.2	6.5	6.9	7.3	7.8	8.3	8.8	9.4	10.1	10.8	11.5
2200	5.0	5.3	5.6	5.9	6.2	6.5	6.9	7.4	7.9	8.4	9.0	9.6	10.3	11.0
2300	4.6	4.9	5.2	5.5	5.9	6.2	6.6	7.0	7.5	8.0	8.6	9.2	9.9	10.5
2400	4.3	4.6	4.9	5.2	5.5	5.8	6.2	6.6	7.1	7.6	8.2	8.8	9.5	10.1



ادامه جدول پ.۱-۳- آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر در ستونی از هوا در بالای ارتفاعی مشخص بر حسب متر به صورت تابعی

از دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس (تجدیدنظر شده در مه ۱۹۸۱)

MSL	14.0	14.5	15.0	15.5	16.0	16.5	17.0	17.5	18.0	18.5	19.0	19.5	20.0	20.5
1000 hPa	31.2	32.6	34.1	35.6	37.2	38.8	40.5	42.3	44.2	46.2	48.3	50.4	52.6	54.8
100	29.8	31.2	32.7	34.1	35.6	37.2	38.9	40.7	42.6	44.6	46.6	48.7	50.8	52.9
200	28.5	29.8	31.3	32.7	34.1	35.6	37.3	39.1	41.0	43.0	44.9	46.9	49.1	51.2
300	27.4	28.6	29.9	31.3	32.7	34.3	35.9	37.6	39.5	41.4	43.3	45.3	47.4	49.5
400	26.2	27.4	28.7	30.0	31.4	32.9	34.5	36.1	38.0	39.8	41.7	43.7	45.7	47.8
500	25.2	26.3	27.5	28.9	30.3	31.7	33.2	34.8	36.6	38.3	40.2	42.2	44.1	46.2
600	24.2	25.3	26.4	27.7	29.1	30.4	31.9	33.5	35.3	37.0	38.8	40.7	42.6	44.7
700	23.3	24.4	25.4	26.6	27.9	29.2	30.8	32.4	34.0	35.7	37.5	39.3	41.1	43.1
800	22.3	23.4	24.5	25.6	26.8	28.1	29.5	31.1	32.7	34.3	36.1	37.9	39.7	41.6
900	21.4	22.5	23.6	24.7	25.8	27.1	28.5	30.0	31.5	33.1	34.9	36.6	38.3	40.2
1000	20.4	21.5	22.5	23.6	24.7	26.0	27.4	28.9	30.3	31.8	33.6	35.3	37.0	38.8
1100	19.5	20.5	21.5	22.6	23.7	25.0	26.4	27.8	29.2	30.6	32.3	33.9	35.6	37.4
1200	18.6	19.6	20.6	21.7	22.7	23.9	25.2	26.6	28.0	29.5	31.1	32.6	34.3	36.0
1300	17.7	18.7	19.7	20.8	21.8	23.0	24.2	25.6	26.9	28.4	29.9	31.3	33.1	34.8
1400	16.9	17.8	18.8	19.8	20.8	21.9	23.2	24.6	25.9	27.4	28.8	30.1	31.9	33.1
1500	16.1	17.0	17.9	18.9	20.0	21.0	22.3	23.6	24.9	26.3	27.7	29.1	30.7	32.0
1600	15.4	16.3	17.1	18.0	19.1	20.2	21.4	22.7	24.0	25.3	26.7	28.1	29.6	31.1
1700	14.7	15.6	16.4	17.3	18.3	19.4	20.4	21.6	22.9	24.2	25.6	27.0	28.5	30.0
1800	14.0	14.9	15.7	16.5	17.5	18.5	19.5	20.7	21.9	23.2	24.6	26.0	27.4	28.9
1900	13.4	14.2	15.0	15.8	16.7	17.6	18.7	19.8	21.1	22.3	23.7	25.0	26.4	27.9
2000	12.8	13.5	14.3	15.1	16.0	17.0	18.0	19.1	20.4	21.5	22.7	24.0	25.4	26.8
2100	12.2	12.9	13.7	14.5	15.3	16.3	17.3	18.4	19.6	21.7	21.9	23.1	24.5	25.9
2200	11.7	12.4	13.1	13.8	14.6	15.6	16.6	17.7	18.8	19.9	21.1	22.3	23.6	25.0
2300	11.2	11.9	12.5	13.2	14.0	14.8	15.8	16.8	17.9	19.0	20.2	21.4	22.7	24.0
2400	10.7	11.4	12.0	12.7	13.5	14.3	15.1	16.0	17.0	18.1	19.3	20.5	21.8	23.1
MSL	21.0	21.5	22.0	22.5	23.0	23.5	24.0	24.5	25.0	25.5	26.0	26.5	27.0	27.5
1000 hPa	57.1	59.5	62.1	64.9	67.9	71.0	74.3	77.5	80.8	84.3	88.0	91.9	93.9	100.1
100	55.3	57.6	60.2	62.9	65.9	68.8	72.0	73.2	78.6	82.0	85.6	89.4	93.4	97.5
200	53.5	55.8	58.3	61.0	63.8	66.7	69.8	72.9	76.3	79.7	83.2	86.9	90.9	94.9
300	51.7	54.1	56.5	59.1	61.9	64.7	67.7	70.7	74.4	77.5	80.9	84.6	88.5	92.5
400	50.0	52.4	54.8	57.3	60.0	62.7	65.7	68.7	72.0	75.3	78.7	82.3	86.2	90.1
500	48.4	50.8	53.1	55.5	58.1	60.8	63.7	66.6	69.9	73.2	76.6	80.1	84.0	87.8
600	46.3	49.1	51.4	53.8	56.3	58.9	61.8	64.7	68.0	71.3	74.6	78.1	81.9	85.6
700	45.2	47.6	49.8	52.1	54.5	57.1	60.0	62.9	66.1	69.3	72.6	76.0	79.7	83.3
800	43.7	46.0	48.2	50.5	52.9	55.3	58.1	61.0	64.2	67.4	70.7	74.1	77.5	81.0
900	42.3	44.5	46.6	48.8	51.2	53.6	56.3	59.1	62.3	65.5	68.8	72.0	75.3	78.7
1000	40.8	43.0	45.1	47.3	49.5	51.8	54.5	57.3	60.4	63.6	66.9	70.0	73.1	76.4
1100	39.3	41.4	43.6	45.7	47.9	50.1	52.7	55.4	58.5	61.8	65.1	68.1	71.0	74.3
1200	37.9	39.9	42.2	44.3	46.4	48.4	51.0	53.7	56.7	60.0	63.2	66.3	69.0	72.2
1300	36.5	38.6	40.8	42.8	44.9	46.9	49.4	52.0	55.0	58.1	61.3	64.3	67.0	70.2
1400	35.3	37.3	39.5	41.5	43.4	45.3	47.8	50.4	53.4	56.4	59.3	62.4	65.1	68.2
1500	34.0	36.0	38.1	40.0	41.9	43.8	46.2	48.7	51.8	54.8	57.8	60.7	63.3	66.3
1600	32.8	34.6	36.7	38.6	40.4	42.3	44.7	47.2	50.3	53.2	56.2	59.0	61.6	64.5
1700	31.6	33.4	35.4	37.3	39.1	41.0	43.3	45.7	48.7	51.6	54.5	57.3	59.9	62.7
1800	30.5	32.2	34.2	36.1	37.9	39.7	42.0	44.4	47.2	50.0	52.8	55.5	58.2	61.0
1900	29.3	31.2	33.1	34.9	36.7	38.5	40.7	43.0	45.8	48.5	51.2	53.9	56.6	59.4
2000	28.4	30.1	32.0	33.8	35.5	37.3	39.5	41.8	44.4	47.0	49.6	52.3	55.0	57.8
2100	27.5	29.0	30.8	32.5	34.4	36.2	38.3	40.5	43.0	45.5	48.1	50.7	53.5	56.3
2200	26.5	27.9	29.6	31.3	33.2	35.0	37.1	39.3	41.8	44.2	46.6	49.2	51.8	54.7
2300	25.5	26.9	28.6	30.2	32.1	34.0	36.0	37.2	40.0	42.6	45.2	47.8	50.5	53.2
2400	24.5	26.0	27.6	29.3	31.1	33.0	35.0	37.1	39.3	41.6	44.0	46.5	49.1	51.8



ادامه جدول پ.۱-۳- آب قابل بارش بر حسب میلی‌متر در ستونی از هوا در بالای ارتفاعی مشخص بر حسب متر به صورت تابعی از دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درجه سلسیوس (تجدیدنظر شده در مه ۱۹۸۱)

MSL 1000 hPa	28.0 104.5	28.5 109.1	29.0 113.9	29.5 118.9	30.0 124.2
100	101.8	106.3	111.1	115.8	121.0
200	99.2	103.6	108.2	112.7	117.8
300	96.7	100.9	105.3	109.9	114.9
400	94.2	98.4	102.7	107.2	112.1
500	91.8	95.9	100.1	104.6	109.4
600	89.4	93.4	97.6	102.0	106.7
700	87.0	91.0	95.1	99.6	104.1
800	84.6	88.6	92.7	97.2	101.5
900	82.3	86.2	90.2	94.7	99.0
1000	80.0	83.8	87.9	92.4	96.5
1100	77.8	81.7	85.7	90.2	94.1
1200	75.7	79.5	83.5	88.0	91.7
1300	73.6	77.2	81.3	85.7	89.4
1400	71.5	75.1	79.1	83.5	87.2
1500	69.5	73.1	77.0	81.3	84.9
1600	67.6	71.2	75.0	79.2	82.7
1700	65.8	69.3	73.0	77.0	80.4
1800	64.1	67.5	71.1	75.0	78.2
1900	62.5	65.8	69.2	72.8	76.0
2000	60.9	64.1	67.5	70.9	73.8
2100	59.3	62.5	65.7	69.0	71.9
2200	57.7	60.8	63.9	67.2	70.1
2300	56.1	59.1	62.2	65.4	68.4
2400	54.6	57.5	60.5	63.6	66.8

جدول پ.۱-۴- نسبت اختلاط در امتداد خط شبه بی در رو برای نقطه شبنم معین در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و ارتفاع بر حسب متر در بالای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

نقطه شبنم (C)	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
1000 هکتوپاسکال	7.7	8.2	8.8	9.4	10.1	10.8	11.5	12.3	13.1	14.0	14.9	15.9	16.9	18.0	19.1	20.3	21.6	23.0	24.4	25.9	27.6
100 متر	7.5	8.0	8.6	9.2	9.9	10.6	11.3	12.1	12.9	13.8	14.7	15.7	16.7	17.8	18.9	20.1	21.4	22.7	24.1	25.6	27.3
200	7.4	7.9	8.5	9.1	9.7	10.4	11.1	11.8	12.6	13.5	14.4	15.4	16.4	17.5	18.6	19.8	21.1	22.5	23.9	25.4	27.1
300	7.2	7.7	8.3	8.9	9.5	10.2	10.9	11.6	12.4	13.3	14.2	15.2	16.2	17.3	18.4	19.6	20.9	22.2	23.6	25.1	26.8
400	7.0	7.5	8.1	8.7	9.3	10.0	10.7	11.4	12.2	13.1	14.0	15.0	16.0	17.0	18.1	19.3	20.6	22.0	23.4	24.9	26.5
500	6.8	7.3	7.9	8.5	9.1	9.8	10.5	11.2	12.0	12.8	13.7	14.7	15.7	16.8	17.9	19.1	20.4	21.7	23.1	24.6	26.2
600	6.7	7.2	7.7	8.3	8.9	9.6	10.3	11.0	11.8	12.6	13.5	14.5	15.5	16.6	17.7	18.9	20.1	21.5	22.9	24.4	26.0
700	6.5	7.0	7.5	8.1	8.7	9.4	10.1	10.8	11.6	12.4	13.3	14.3	15.3	16.3	17.4	18.6	19.9	21.2	22.6	24.1	25.7
800	6.3	6.8	7.3	7.9	8.5	9.1	9.8	10.5	11.3	12.2	13.1	14.0	15.0	16.1	17.2	18.4	19.6	21.0	22.4	23.9	25.4
900	6.1	6.6	7.2	7.7	8.3	8.9	9.6	10.3	11.1	11.9	12.8	13.8	14.8	15.8	16.9	18.1	19.4	20.7	22.1	23.6	25.2
1000	6.0	6.5	7.0	7.5	8.1	8.8	9.5	10.2	10.9	11.7	12.6	13.6	14.6	15.6	16.7	17.9	19.1	20.5	21.9	23.4	24.9
1100	5.8	6.3	6.8	7.4	8.0	8.6	9.3	10.0	10.7	11.5	12.4	13.3	14.3	15.4	16.5	17.7	18.9	20.2	21.6	23.1	24.6
1200	5.7	6.1	6.6	7.2	7.8	8.4	9.1	9.8	10.5	11.3	12.2	13.1	14.1	15.1	16.2	17.4	18.6	20.0	21.4	22.9	24.4
1300	5.5	6.0	6.5	7.0	7.6	8.2	8.9	9.6	10.3	11.1	12.0	12.9	13.9	14.9	16.0	17.2	18.4	19.7	21.1	22.6	24.1
1400	5.3	5.8	6.3	6.8	7.4	8.0	8.7	9.4	10.1	10.9	11.8	12.7	13.6	14.6	15.7	16.9	18.1	19.5	20.9	22.3	23.8
1500	5.2	5.6	6.1	6.6	7.2	7.8	8.5	9.2	9.9	10.7	11.6	12.5	13.4	14.4	15.5	16.7	17.9	19.2	20.6	22.1	23.6
1600	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.6	8.3	9.0	9.7	10.5	11.4	12.3	13.2	14.2	15.3	16.5	17.7	19.0	20.3	21.7	23.3
1700	4.9	5.3	5.8	6.3	6.9	7.5	8.1	8.8	9.5	10.3	11.2	12.1	13.0	14.0	15.0	16.2	17.4	18.7	20.1	21.6	23.1
1800	4.7	5.1	5.6	6.1	6.7	7.3	7.9	8.6	9.3	10.1	10.9	11.8	12.7	13.7	14.8	16.0	17.2	18.5	19.8	21.2	22.8
1900	4.6	5.0	5.5	6.0	6.5	7.1	7.7	8.4	9.1	9.9	10.7	11.6	12.5	13.5	14.6	15.7	16.9	18.2	19.6	21.0	22.5
2000	4.4	4.8	5.3	5.8	6.3	6.9	7.5	8.2	8.9	9.7	10.5	11.4	12.3	13.3	14.3	15.5	16.7	18.0	19.3	20.7	22.3



پیوست ۲

تعاریف و واژه‌ها



واژه‌هایی که در محاسبه برآورد حداکثر بارش محتمل به کار می‌رود در زیر شرح داده می‌شود. علاوه بر آن واژه‌های مهم به کاررفته در این گزارش و همچنین برخی از واژه‌هایی که ممکن است در گسترش مطالعات حداکثر بارش محتمل برای کاربر مفید باشد نیز در این لیست آورده شده است. لازم به توضیح است هر واژه مبنای فیزیکی خاصی دارد که باید مفهوم آن به خوبی درک شود. در این حالت فرآیندهایی که منجر به نتیجه مطلوب آن واژه می‌شود به خوبی تشخیص داده می‌شود و می‌توان از آن بهره جست.

Probable Maximum Precipitation

حداکثر بارش محتمل

از اواسط دهه سال ۱۹۳۰ در کلیه طرح‌های آب‌شناختی به‌ویژه در طراحی سازه‌های آبی پر هزینه محاسبه حداکثر بارش محتمل ضرورت پیدا کرد. حداکثر بارش محتمل بالاترین حد بارش محتمل شناخته شده است که از نظر تئوری به شرح زیر تعریف می‌شود:

«بیش‌ترین عمق بارش که از نظر فیزیکی برای یک دوره معین، بر روی اندازه معینی از پهنه حوضه در محل جغرافیایی ویژه در زمان خاصی از سال امکان‌پذیر باشد» (WMO, 1986). این تعریف توصیفی از حد بالای بارش بالقوه است که در توفان معینی نهفته است، یعنی به مرکز گرده بارش توفان صرف نظر از پیکربندی مرزهای حوضه ارتباط می‌یابد. این تعریف منجر به مفهوم مهم ثانویه‌ای می‌شود، بدین معنی که مقادیر حداکثر بارش محتمل تمرکز یافته در توفان را نمی‌توان مستقیماً و بدون محاسبه برای یک حوضه زهکش به کار برد، بلکه باید آنرا در یک حوضه و دوره زمانی معین میانگین‌گیری نمود. تعریف حداکثر بارش محتمل بسیار کلی بوده و به جوی که بر روی منطقه وسیع جغرافیایی کنترل دارد تاکید می‌کند. مجموع بارش از توفان‌های بسیار شدید در یک منطقه حداکثر بارش محتمل بالقوه را ارائه می‌دهد. سنجش بهینه رطوبت و دینامیک جو که می‌تواند مقدار و آهنگ بارش شدید را ایجاد کند، از اهمیت خاصی برخوردار است. در این فرض بارش‌های شدید از توفان‌های مورد نظر برای شناسایی سازوکار توفان موثر به منظور برآورد حداکثر بارش محتمل باید به اندازه کافی بزرگ باشد. اما بیش‌تر توفان‌های دیدبانی شده دارای رطوبت بهینه و ترازهای انرژی لازم برای رخداد حداکثر بارش محتمل نیستند.

شرایط جوی مهم برای تشکیل توفان‌های به کار رفته در برآورد حداکثر بارش محتمل عبارتند از:

۱- رطوبت جوی زیاد

۲- مکانیسم کارا در ایجاد بارش (فرازش کافی، ناپایداری مناسب، همگرایی مناسب لایه زیرین، واگرایی مناسب

در ترازهای بالای جو و...)

۳- سامانه توفانی شدید و موثر

Operational definition (PMP)

تعریف کاربردی حداکثر بارش محتمل

این تعریف شامل گام‌هایی است که توسط هواشناسان آب‌شناس در رسیدن به مقاصد طرح‌های آب‌شناختی برداشته می‌شود. هر قدر این گام‌ها بهتر شناخته شود و با دقت بیش‌تری اجرا شود منجر به پاسخ به نیازهای معیار طراحی، بدون



افزایش خطر می‌شود که نتیجه آن رسیدن به یکنواختی در طراحی، ایمنی و هزینه است. شایان گفتن است که گام‌های اجرایی در فصل مربوط خواهد آمد.

PMP duration

دوره حداکثر بارش محتمل

دوره حداکثر بارش محتمل مدت زمانی است که بارش در یک حوضه آبریز از توفانی با پهنه معین ریزش می‌کند. این دوره ممکن است از یک ساعت به بالا باشد ولی انتخاب دوره‌های برای برآورد حداکثر بارش محتمل از ۶ ساعت به بالا است. طول این دوره بستگی به محدودیت‌های فیزیکی زیر بر بارش دارد:

- چگالش رطوبت در هوای روی حوضه آبریز
- آهنگ بادی که می‌تواند رطوبت را به درون هوای حوضه وارد کند
- بخشی از شارش بخار آب که می‌تواند بیارد

Maximum Possible Precipitation (MPP)

بارش ممکن بیشینه

زمانی که اولین بار مفهوم حد بالا برای بارش بالقوه به کار برده شد، به عنوان بارش ممکن بیشینه شناخته شد. این عبارت در اکثر گزارش‌های مربوط به برآورد بارش اکستریم، قبل از حدود سال ۱۹۵۰ به کار می‌رفت. دلیل اصلی تغییر نام آن به حداکثر بارش محتمل این است که MPP از نظر فیزیکی مفهوم قوی‌تری را برای حد بالایی بارش نسبت به (حداکثر بارش محتمل) ارائه می‌داد، از این رو به دلیل عدم قطعیت در برآورد حداکثر بارش محتمل ترجیح داده شد.

روش‌های تعیین حداکثر بارش محتمل چه هواشناختی یا آماری، کاملاً صحیح نبوده و نتایج، برآوردی است. برآورد حداکثر بارش محتمل با استفاده از روش‌های مختلف ممکن است مقادیر متفاوتی را ارائه دهد که تفاوت کمی با یکدیگر دارند. به این دلیل نوار اطمینانی در برآورد حداکثر بارش محتمل وجود دارد. MPP قطعیت حداکثر بارش را نشان می‌دهد در صورتی که حداکثر بارش محتمل احتمال حداکثر بارش را ارائه می‌دهد. بنابراین با توجه به مطالب فوق چون بارش ممکن بیشینه قطعیت بیش‌تری دارد ایجاد اشکال می‌کند ولی چون حداکثر بارش محتمل در یک نوار قابل قبول محاسبه می‌شود از دقت بالاتری برخوردار است.

Probable Maximum Storm (PMS)

توفان بیشینه محتمل

هر توفانی که با تنظیم رطوبت و باد بیشینه شود و از نظر تداوم و اندازه پهنه حوضه مساوی حداکثر بارش محتمل حوضه‌ای که در آن توفان رخ داده است باشد، توفان بیشینه محتمل نام دارد.

برای نمونه، توفان‌های تندی بر روی حوضه‌ای با پهنه کوچک‌تر از حدود ۱۰۰۰ کیلومتر مربع و تداوم‌های کم‌تر از ۶ ساعت با احتمال زیاد حداکثر بارش محتمل ایجاد می‌کنند. برای تداوم‌های طولانی‌تر و حوضه‌های با پهنه‌های بزرگ‌تر مقدار حداکثر بارش محتمل اکثراً از توفان‌هایی به دست می‌آید که همراه با چند توفان تندی هستند. مقدار بارش ریزش کرده در یک حوضه، از توفان با تداوم طولانی‌تر و پوشش پهنه‌ای بزرگ‌تر، از حجم آب بیش‌تری برخوردار است. بنابراین



نمی‌توان از یک توفان با تداوم معین و در حوضه‌ای با پهنه معین برای محاسبه حداکثر بارش محتمل با دوره‌های زمانی و پهنه‌های متفاوت استفاده کرد.

در حوضه‌های کوچک، حداکثر بارش محتمل از یک توفان تندری به‌دست می‌آید. در چنین حالت حداکثر بارش محتمل و PMS مترادف هستند. در صورتی که مقدار حداکثر بارش محتمل در حوضه‌های بزرگ در برگیرنده مقدار بیشینه احتمالی بارش است که می‌تواند از هر نوع توفانی با تداوم معین به‌دست آید، به‌طوری‌که این توفان توانایی تولید بارش شدید بر روی حوضه معینی را داشته باشد. در چنین حالتی حداکثر بارش محتمل و توفان بیشینه محتمل مترادف یکدیگر نیستند.

Storm rainfall data

داده‌های بارش توفان

در هر مطالعه‌ای برای برآورد حداکثر بارش محتمل نیاز به دانستن مقدار بارش میانگین پهنه‌ای دیدبانی شده در حوضه مورد مطالعه است. این میانگین از بررسی بارش ایستگاهی حوضه مورد مطالعه و تبدیل آن به میانگین پهنه‌ای در همه توفان‌های بزرگ مشاهده شده در منطقه تعیین می‌شود. این روش، تحلیل، عمق - پهنه - دوره نامیده می‌شود که علاوه بر استفاده آن‌ها در مطالعات حداکثر بارش محتمل، تحلیل آن‌ها می‌تواند در مطالعه خصوصیات آب‌شناختی یک منطقه نیز مفید باشد. برای نمونه به منظور تعیین میانگین پهنه‌ای، از حداکثر بارشی که در طول مدت بیش از ۳۰ سال در منطقه ریزش کرده استفاده می‌شود و پس از انتقال این بارش‌ها در دوره‌های زمانی متفاوت (از ۱۲ ساعت به بالا) خطوط هم‌باران حوضه رسم می‌شود. سپس پهنه بین دو خط هم‌باران در میانگین بارش دو خط هم‌باران ضرب و به همین ترتیب با توجه به پهنه‌های تجمعی دو خط هم‌باران، میانگین پهنه‌ای به‌دست می‌آید.

All season

تمام فصل

بزرگ‌ترین یا کوچک‌ترین مقدار فراسنج‌های هواشناختی که بدون توجه به زمان در طی سال رخ می‌دهد. در این گزارش تمام فصل به تعیین برآورد بزرگ‌ترین حداکثر بارش محتمل بدون توجه به زمان رخداد آن در طی سال اشاره دارد. برای نمونه نقطه شب‌نم تابستان علی‌رغم گرمای بیش‌تر و در نتیجه پذیرش بیشتر بخار آب، دارای مقدار بسیار کمی است در صورتی که در زمستان به دلیل وجود جریان‌های مناسبی که از روی منابع رطوبتی مجاور به‌سوی ایران منتقل می‌شوند دارای نقطه شب‌نم بسیار زیادی است و در نتیجه در شرایط مناسب همدیدی قادر به تولید بارش مناسبی بوده و دارای حداکثر بارش محتمل بیش‌تری نسبت به تابستان است.

Among storm

میان توفان

زمانی که مقدار فراسنج‌های مختلف از توفان‌های متفاوت به‌دست آید. برای نمونه نسبت بارش توفان ۶ ساعته به ۲۴ ساعته، زمانی که مقدار بارش ۶ ساعته در توفان‌های متفاوت از مقدار بارش ۲۴ ساعته گرفته می‌شود. بدین معنی که



مقدار بیش‌ترین بارش ۶ ساعته از درون بارش ۲۴ ساعته در توفان‌های متفاوت استخراج و سپس مقدار بارش ۶ ساعته به ۲۴ ساعته تقسیم می‌شود.

Atmospheric forces

نیروهای جو

فقط شامل نیروهای منتج از فشار، دما و گرادیان رطوبت و تغییر نسبی آن‌ها در جایگاهی معین نسبت به زمان است. برای نمونه در مناطقی که گرادیان دما افزایش می‌یابد گرادیان فشار نیز افزایش می‌یابد و با توجه به گرته‌های همدیدی ممکن است رطوبت بیش‌تری را به منطقه منتقل ساخته و یا برعکس سبب زهکش شدن رطوبت از منطقه شود.

Barrier

مانع

رشته کوهی که می‌تواند تا حدی از شارش هوای گرم و مرطوب از منابع رطوبتی، به سمت منطقه یا حوضه مورد مطالعه جلوگیری کند. برای نمونه کوهستان‌های شمالی استان بوشهر مانع از انتقال رطوبت کافی از سوی اقیانوس هند و دریای سرخ به سوی حوضه‌های آبریز فارس می‌شود.

Barrier height

ارتفاع مانع

بالاترین ارتفاع مربوط به جایگاهی که بود (یا نبود) خصوصیات زمین را که دارای اثر قابل ملاحظه‌ای بر شارش رطوبت و فرآیندهای بارش در مقیاس بزرگ است، نمایان می‌سازد. برای نمونه ارتفاعات البرز که دارای قله‌ای بیش از ۴۰۰۰ متر است می‌تواند از انتقال رطوبت کافی به سوی نواحی جنوبی رشته کوه البرز جلوگیری کند.

Basin shape / Physical characteristic

شکل حوضه / خصوصیات برجسته فیزیکی

خصوصیات برجسته فیزیکی حوضه که از نقشه‌های ناهمواری (توپوگرافیک) یا بررسی میدانی تعیین می‌شود. برای نمونه ممکن است در چند حوضه با شکل‌های متفاوت میزان بارش مساوی ولی از نظر تداوم سیل، میانگین اوج روزانه، اوج لحظه‌ای و زمان تمرکز متفاوت باشند.

Dew point

نقطه شبنم

دمایی که برای رسیدن به آن توده هوای معینی باید در فشار ثابت و محتوای بخار آب ثابت به منظور رخداد اشباع سرد شود. برای نمونه اگر دمای توده هوایی ۲۲ و نقطه شبنم آن ۱۵ درجه سلسیوس باشد، این توده هوا باید ۷ درجه سلسیوس سرد شود ($22 - 15 = 7$) تا به اشباع برسد.

Envelopment

پوش

فرآیند انتخاب بیش‌ترین مقدار از یک سری داده است. انجام چنین کاری، سازگاری بین نمودار داده‌های بارش با اندازه‌های مختلف پهنه یا دوره‌های زمانی متفاوت را به تصویر می‌کشد. از آنجایی که حتی برخی از توفان‌های بسیار شدید بر روی هیچ



پهنه‌ای با اندازه‌ها و دوره‌های زمانی متفاوت به شدت بیشینه نمی‌رسند و چون بر روی یک منطقه برای تعریف زمانی، پهنه‌ای و فصلی توزیع حداکثر بارش محتمل بیش از یک توفان مورد استفاده قرار می‌گیرد، پوش موردنیاز است. در برخی از موارد پهنه‌هایی وجود دارند که در آن‌ها توفان مهمی به ثبت نرسیده است. در چنین مواردی ضروری است که خصوصیات حداکثر بارش محتمل) از طریق بین منطقه‌ای استنتاج شود که این کار با هموارسازی گرادیان بین منطقه‌ای انجام می‌شود. برای نمونه، رسم منحنی هموار از سراسر بزرگ‌ترین مقادیر به‌طوری که تمام منحنی‌های حداکثر بارش را در بر بگیرد.

کلی‌سازی

Generalization

این واژه زمانی به کار می‌رود که صفتی برای تعدیل برخی از اسامی مانند حداکثر بارش محتمل یا برآوردها یا نقشه‌ها به کار می‌رود و به تعبیر «جامع» گرفته می‌شود، یعنی به تمام چیزهای متعلق به یک دسته یا گروه مربوط می‌شود بنابراین، یک نقشه حداکثر بارش محتمل کلی شده برای یک پهنه و دوره ویژه، حداکثر بارش محتمل را برای همه نقاط در منطقه تعریف می‌کند و هیچ محلی مستثنی نمی‌شود.

توفان کلی

General storm

توفانی که معمولاً بر روی پهنه‌های بزرگ‌تر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع و دوره‌های بیش از ۶ ساعت بارش تولید می‌کند و به یک مشخصه جوی هم‌دیدگی اصلی مربوط می‌شود. برای نمونه کم فشار مدیترانه‌ای پس از تقویت و رسیدن به مناطق غربی یا جنوب غربی ایران در صورت داشتن رطوبت کافی و کارا بودن فرآیند بارش قادر است بر روی حوضه‌ای با پهنه‌ای بیش از ۴۰۰۰۰ کیلومتر مربع بارش شدیدی را تقریباً در تمام حوضه ایجاد کند.

انتقال کامل

Complete transposition

هموارسازی منطقه‌ای، پهنه‌ای یا دوره‌ای که برای حذف گسستگی ایجاد شده (در طی انتقال مولفه‌های غیر کوهستانی بارش) به دلیل محدودیت‌های ثبت تاریخی توفان، کمیت و کیفیت دیدبانی‌ها و مرزهای انتقال به کار می‌رود. برای نمونه بارش پنج روزه‌ای که بر روی حوضه کارون ریزش کرده به منظور برآورد حداکثر بارش محتمل کرخه که از شبکه باران‌سنجی نامناسب و با طول عمرهای متفاوت ایستگاهی برخوردار بوده است، انتقال داده شده است.

توفان محلی

Local storm

توفانی است که در زمان و مکان محدود است. بارش در این توفان به ندرت از دوره ۶ ساعته تجاوز می‌کند و پهنه پوشیده شده از بارش در حدود ۱۰۰۰ کیلومتر مربع یا کم‌تر است. غالباً توفان‌های محلی فقط ۱ تا ۲ ساعت دوام دارند و بارش فقط بر روی صدوشصت تا سیصد و بیست کیلومتر مربع ریزش می‌کند. این نوع توفان‌ها توفان‌های تندی است که به دلیل همرفت شدید در یک منطقه و در درون سامانه‌های باران‌زا ایجاد می‌شود و به نام توفان‌های محلی نامیده می‌شود. بارش در توفان‌های محلی جدا از بارش کلی دیده می‌شود.



Spatial distribution**توزیع مکانی**

توزیع جغرافیایی حداکثر بارش محتمل برای پهنه توفان بر پایه توفانی با گرته ایده‌آل. برای نمونه اگر توزیع بارش بر روی حوضه‌ای با پهنه مناسب و با دوره زمانی معین در تمام نواحی پهنه حوضه با شدت معین و کم بیش یکسانی ریزش کند. این گرته توزیع بارش یک گرته ایده‌آل خواهد بود.

Storm centered**توفان تمرکز یافته**

مشخصه‌ای از یک توفان است که همیشه در ارتباط با مقدار بیشینه بارش دیدبانی شده در توفان در مقایسه با همان فراسنج‌ها برای برخی از دوره‌ها و پهنه‌های دیگر توفان تعیین می‌شود. برای نمونه نسبت عمق-پهنه توفان تمرکز یافته، میانگین عمق بر روی برخی از خطوط هم‌باران مشخص در پهنه توفان را به مقدار بارش در مرکز توفان ارتباط می‌دهد.

Temporal distribution**توزیع زمانی**

ترتیبی که در آن افزایش مقادیر جزئی حداکثر بارش محتمل در درون حداکثر بارش محتمل توفان کلی با دوره‌های بیش‌تر مرتب می‌شوند. بدین معنی که افزایش جزئی تداوم افزایش جزئی حداکثر بارش محتمل را به دنبال دارد. برای نمونه توزیع بارش ۲۴ ساعته بر روی یک حوضه معین دارای میانگین معینی است و حداکثر بارش محتمل معینی را برآورد می‌کند. افزایش مقدار بارش برای یک دوره ۳۶ ساعته از همان توفان افزایش حداکثر بارش محتمل را دنبال دارد.

Within storm**درون توفان**

برای تعیین مشخصه یک توفان، انتخاب مقادیر فراسنج‌های مختلف (دما، نقطه شبنم، نم ویژه، تندی باد، جهت باد، شارش رطوبت به درون توفان،...)، از درون همان توفان مورد نیاز است. در واقع یک توفان معین با فراسنج‌های مختلف همان توفان شناسایی می‌شود. برای نمونه در یک نسبت توفان ۶ ساعته به ۲۴ ساعته مقادیر هر دوره زمانی به عنوان مقادیر بیشینه برای دوره معینی در همان توفان انتخاب می‌شود. نسبت مزبور عبارت است از فراسنج بیشینه شده توفان ۶ ساعته به فراسنج بیشینه شده توفان ۲۴ ساعته. حال اگر دوره زمانی معینی در همان توفان انتخاب شود، این نسبت نیز تغییر می‌کند.

Moisture maximization**بیشینه‌سازی رطوبت**

فرآیندی است که توسط آن بارش دیدبانی شده اکستریم به مقدار سازگار با رطوبت پتانسیل بیشینه جو در محل توفان و در زمان معینی از سال افزایش می‌یابد. نسبتی بین بیشینه رطوبتی که جو می‌توانست در آن زمان از سال نگه دارد و رطوبت واقعی دیدبانی شده در توفان تشکیل می‌شود و این نسبت ضریبی برای بارش به شمار می‌رود و فرض می‌شود که توفان می‌تواند بارش را در همان کارایی ایجاد کند. برای نمونه ممکن است دمای یک توده هوا در دوره زمانی معینی از سال مثلاً بین ۱۰ تا ۱۵ بهمن بیش‌ترین مقدار را در طول پنجاه سال داشته باشد و فرض می‌شود که توده هوا



آنقدر رطوبت کسب کند که دمای نقطه شبنم معادل با دمای هوا باشد و توده هوا به حد اشباع رسیده باشد. این دمای نقطه شبنم به عنوان بیشینه دمای رخ داده در توفان به شمار می‌رود.

انتقال توفان

Storm transposition

عبارتست از جابجایی بارش از توفانی شدید به منطقه دیگری که از نظر اقلیمی و جغرافیایی با توجه به بارش اکستریم همگن است. به دلیل ناکافی بودن نمونه‌های توفان‌های شدید، لازم است فرض شود که توفان اکستریم از مکان اصلی خود به منطقه‌ای که در آن از نظر اقلیم‌شناسی احتمال رخداد توفان‌های مشابه با شدت کم‌تر وجود دارد، منتقل می‌شود. در این مورد فرض می‌شود که حداقل یک توفان از نمونه‌های مورد مطالعه دارای کارایی حداکثر بارش است. برای نمونه انتقال توفانی از روی حوضه کارون بر روی حوضه ذر که از نظر اقلیمی مشابه و از نظر عوامل جغرافیایی نیز کم و بیش مشابهت دارند.

آب قابل بارش

Precipitable water

کلیه بخار آب جو که در ستونی از هوا با سطح مقطع واحد بین دو تراز فشاری معین موجود است و عموماً به عنوان تمام مقدار بخار آبی است که از سطح زمین تا انتهای جو وجود دارد. برای نمونه چنانکه جو دارای ۳ سانتی‌متر آب قابل بارش باشد، بدان معنا است که ستون قائمی با سطح مقطع یک سانتی‌مترمربع از سطح زمین تا قسمت‌های بالای جو دارای ۳ گرم بخار آب است. همچنین این معنا را می‌دهد که اگر تمام بخار آب میعان یابد می‌تواند مایعی به عمق ۳ سانتی‌متر ایجاد کند. قابل ذکر است که چگالی آب یک گرم بر سانتی‌مترمربع است.

بی درو

Adiabat

منحنی تغییرات ترمودینامیک که بدون افزایش یا کاهش گرما به درون بسته هوا رخ می‌دهد. در روی نمودارهای بی‌درو یا شبه بی‌درو خطی است که تغییرات فشار و دما را که دستخوش فرازش یا فرونشینی هوا بدون تبادل گرما با محیط خود یا میعان بخار آب موجود در آن می‌شود، نشان می‌دهد. از این‌رو خطی است با دمای پتانسیل ثابت. این واژه «بی‌دروی خشک» نیز نامیده می‌شود. برای نمونه، کاهش دما با ارتفاع در یک توده هوای خشک برابر ۹/۸ درجه سلسیوس بر کیلومتر است.

فرآیند بی‌درو

Adiabatic

ارجاع شود به فرآیند توصیف شده در بی‌درو

نمودار فرآیند بی‌درو

Adiabatic chart

نموداری که در آن دما در مقابل فشار نقطه‌گذاری می‌شود و بر روی نمودار بی‌دروها بنا شده است.



Adiabatic lapse rate**آهنگ کاهش فرآیند بی‌دررو**

آهنگ کاهش برابر است با آهنگ تغییر دما با ارتفاع هوای غیراشباع شده که به طور فرآیند بی‌دررو در جو فزایش یافته یا فرو می‌نشیند. این کاهش تقریباً برابر است با یک درجه سلسیوس به‌ازای ۱۰۰ متر ارتفاع. این واژه آهنگ کاهش «فرآیند بی‌درروی خشک» نیز نامیده می‌شود.

Advection**فرا رفت**

فرآیند انتقال توده هوا از یک مکان به مکان دیگر. در موارد خاص ممکن است توجه به مولفه‌های افقی یا قائم حرکت محدود شود. به هر حال این واژه غالباً به معنای انتقال افقی به‌کار می‌رود. برای نمونه، در زمانی که یک توده هوای بسیار سرد از عرض‌های شمالی به سوی نواحی جنوبی منتقل می‌شود، ممکن است دمای هوای منطقه تا بیش از ۱۵ درجه سلسیوس کاهش یابد.

Air mass**توده هوا**

بدنه گسترده‌ای که به طور تقریباً دارای همگنی افقی است و توسط چشمه منطقه و تعدیل‌های بعدی شناسایی می‌شود. برای نمونه توده هوای قطبی قاره ای که در عرض‌های شمالی مثلاً سیبری تشکیل و سپس به سوی نواحی حتی جنوبی ایران کشیده می‌شود و دمای هوای کلیه نقاط ایران را به شدت کاهش می‌دهد.

Air mass thunderstorm**توفان تندری توده هوا**

توفان تندری که توسط جابجایی در درون یک توده هوا تشکیل می‌شود و به طور معمول با گرم شدن لایه‌های پایین‌تر همراه است. در ضمن در تشکیل این نوع توفان تندری، فزایش دینامیکی توده هوا در مقیاس بزرگ و جبهه نقشی ندارد. برای نمونه دشت قزوین در اوائل بهار که انرژی تابشی خورشید افزایش و در نتیجه سطح زمین به طور نسبی گرم می‌شود، با ورود یک توده هوای نسبی سرد در لایه‌های میانی جو مثلاً ۵۰۰ هکتوپاسکال شرایط مناسبی برای ایجاد توفان‌های تندری محلی به‌وجود می‌آید.

Cloudburst**ابر پکه**

واژه‌ای رایج برای رگبار فوق‌العاده شدید و بسیار ناگهانی که غالباً با تندر و تگرگ همراهی می‌شود و به جریان‌های قوی بالاسو و پایین سو مربوط است. برای نمونه بارش ابر پکه ممکن است در کم‌تر از نیم ساعت بارشی با شدت بیش از ۵۰ میلی‌متر تولید کند.

Cold front**جبهه سرد**

جبهه‌ای که هوای سردتر نسبی جانشین هوای گرم‌تر می‌شود.



بیشینه‌سازی ترکیبی

Composition maximization

گسترش فرضی پدیده بارش شدید با پیوستن توفان‌ها یا توفان پکه‌ها با یکدیگر که شامل بیشینه‌سازی‌های زنجیره‌ای و مکانی است. برای نمونه ممکن است ابر پوکه‌هایی که در یک منطقه وسیعی گسترده شده‌اند و انتظار می‌رود که در فواصل زمانی متفاوت بارش‌های متفاوتی را ایجاد کنند با فرض ادغام و یکپارچه شدن آن‌ها ممکن است تداوم رگبارهای شدید از نیم ساعت یا یک ساعته به یک دوره زمانی بیش از ۶ ساعت بیانجامد. در این حالت می‌توان بیشینه‌سازی را برای برآورد حداکثر بارش محتمل انجام داد.

بارش همرفتی

Convective rain

بارشی که به دلیل حرکت قائم توده هوای در حال فرازش که گرم‌تر از محیط است، ایجاد می‌شود. ابعاد افقی چنین توده هوا به طور کلی ۲۰ کیلومتر یا کم‌تر است و تشکیل ابر کومه‌ای بارا می‌دهد. این نوع بارش همرفتی دارای شدت بیش‌تری از هر دو رده اصلی دیگر بارش یعنی چرخندی و کوهساری است و در اکثر مواقع با تندر همراه می‌شود. این واژه به ویژه در حالت‌هایی که بارش پهنه وسیعی را در نتیجه انباشتگی توده‌های ابر کومه‌ای بارا پوشش می‌دهد، بیش‌تر به کار می‌رود. شایان گفتن است که ابر کومه‌ای بارا همان ابرهای همرفتی کومولونیمبوس است. این نوع ابرها گسترش قائم بسیار زیادی داشته و ممکن است دارای عمقی بیش از ۱۰ کیلومتر باشند که به طور معمول همراه با تندر است.

همگرایی

Convergence

کاهش یا جمع شدن افقی همراه با کشیدگی در امتداد قائم حجمی از هوا که با درون شارش خالص افقی و حرکت بالاسوی درونی همراهی شود. برای نمونه، هوا در مرکز یک چرخند تجمع نموده و در نتیجه باید به سوی بالا فرازش یابد. به همین دلیل سطح پوشیده شده توسط چرخندها کاهش یافته ولی در عوض حرکت فرازشی آن شدیدتر می‌شود.

چرخند

Cyclone

توزیع فشار جوی است که در آن فشار مرکزی نسبت به اطرافش کم است. این وضعیت توسط سامانه‌ای با خطوط هم‌فشار بسته بر روی نقشه همدیدی مشخص می‌شود که عموماً به طور تقریب خطوط هم‌فشار به صورت دایره و یا بیضی شکل بوده که پهنه کم‌فشار مرکزی را محصور می‌کند. گردش چرخندی در نیم‌کره شمالی پادساعتگرد و در نیم‌کره جنوبی ساعتگرد است (احساس چرخش نسبت به قائم مکان مانند چرخش زمین است).

منحنی عمق - پهنه

Depth-area curve

منحنی است که برای دوره معینی، رابطه عمق میانگین بیشینه نسبت به اندازه پهنه در درون یک توفان یا توفان‌ها را نشان می‌دهد.



Depth-area-duration values

مقدار عمق - پهنه - دوره

ترکیب روابط عمق - پهنه و عمق - دوره است. این واژه عمق - پهنه - دوره نامیده می‌شود.

Drainage-averaged PMP

حداکثر بارش محتمل میانگین شده حوضه

بعد از این که گرتة بارش توفانی که حداکثر بارش محتمل را ایجاد می‌کند در سرتاسر حوضه ویژه‌ای توزیع شد و مراحل محاسباتی اجرا شد، برآوردی از حداکثر بارش محتمل میانگین شده حوضه به دست می‌آید.

Effective elevation

ارتفاع موثر

تعیین ارتفاع یک نقطه از نقشه‌ای که خطوط ارتفاع برای نشان دادن اثر پهنه بر فرآیند بارش برای توفانی با اندازه معین، هموار شده است. به عبارت دیگر منظور تعیین ارتفاع نقطه‌ای است که اثر بلندی آن بر بارش به تنهایی برابر با اثر کلیه ارتفاعات هموار شده در آن پهنه بر بارش باشد. ارتفاع واقعی در نقطه مورد نظر ممکن است بیش تر و یا کم تر از ارتفاع موثر باشد. برای نمونه افزایش میانگین بارش حوضه برای هر ۱۰۰ متر ارتفاع مقدار معینی است و این روند افزایشی تا ارتفاع معینی که آن را ارتفاع موثر گویند ادامه دارد. این ارتفاع ممکن است از ارتفاع نقطه مورد نظر بیش تر یا کم تر باشد.

Hectopascal

هکتوپاسکال

واحد فشار جوی است که برابر است با ۱۰۰۰ دین بر سانتی‌متر مربع، فشار جوی استاندارد ۱۰۱۳/۲۵ هکتوپاسکال است.

Isohyet

هم‌باران

خطوطی با مقدار مساوی از بارش در طی بازه زمانی معین است.

Isohyetal pattern

گرتة هم‌باران

گرتة‌ای که با خطوط هم‌مقدار بارش از یک توفان منفرد تشکیل می‌شود و توزیع مکانی بارش را نشان می‌دهد.

Lapse rate

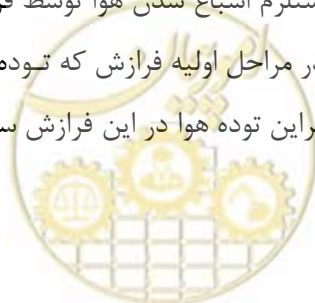
آهنگ کاهش دما

آهنگ تغییر دما با ارتفاع، به صورت $\frac{dT}{dh}$ یا $\frac{dT}{dP}$ که T دما، h ارتفاع و p فشار است. آهنگ تغییر دما با ارتفاع در جهت قائم معمولاً در حدود ۶ کلون به ازای هر کیلومتر است.

Lift

فرازش

حرکت قائم بالا سو. جابجایی قائم بالا سو مستلزم اشباع شدن هوا توسط فرازش فرآیند بی‌درروی خشک نیز است. برای نمونه یک توده هوا با دما و رطوبت معین در مراحل اولیه فرازش که توده هوا خشک است به ازای هر کیلومتر ارتفاع ۹/۸ درجه سلسیوس کاهش می‌یابد و بنابراین توده هوا در این فرازش سرد شده و به نقطه اشباع می‌رسد.



منحنی جرم **Mass curve**

منحنی مقدار تجمعی بارش نسبت به زمان. برای نمونه منحنی افزایشی مقدار بارش ۶ ساعته یا ۱۲ ساعته یا... منحنی جرم نام دارد.

نسبت اختلاط **Mixing ratio (w)**

نسبت جرم بخار آب به جرم هوای خشک در یک نمونه معین. این نسبت بدون بعد، جرم بخار آب به جرم هوای خشکی است که با آن آمیخته شده است یعنی: $r = 0.622 \frac{e}{p - e}$

که r نسبت اختلاط، P فشار جوی e فشار بخار و 0.622 برابر با نسبت وزن ملکولی آب به وزن مولکولی متوسط هوای خشک است. برای نمونه مقدار بخار آب موجود در یک توده هوا بستگی به مقدار دمای آن دارد که می‌تواند از صفر تا اشباع کامل آن توده هوا، بخار آب جذب نماید و بر حسب گرم بر کیلوگرم بیان می‌شود.

جبهه بند آمده **Occluded front**

بخشی از سطح جبهه‌ای (گرم یا سرد) است که پس از این که جبهه سرد جبهه گرم را دربر می‌گیرد، در تماس با زمین باقی می‌ماند.

بندایی **Occlusion**

تشکیل جبهه مختلط؛ سامانه چرخندی که دستخوش فرآیند بندایی می‌شود. این فرآیند عبارت است از رسیدن جبهه سرد به جبهه گرم.

باران کوهساری **Orographic rain**

بارانی که کاملاً یا در اکثر مواقع به دلیل واداشت فرازش هوای مرطوب بر روی شیب کوهستان است. برخی از اوقات به باران ایجاد شده از کوهساری بودن مربوط می‌شود. برای نمونه بارش‌هایی که در شیب‌های شمالی البرز ریزش می‌کند. مقدار میانگین سالانه بارش در ایستگاه کسما که در کوهپایه قرار دارد حدود ۱۰۰۰ میلی‌متر است و در ایستگاه‌های ویزی و راشل که در ارتفاع ۱۵۰۰ متری واقع شده‌اند به ۲۶۰۰ میلی‌متر در سال می‌رسد.

نقطه شبنم با تداوم n ساعته **Persisting n-h dew point**

مقدار نقطه شبنم در ایستگاهی که در تمام دوره n ساعته متوالی یکسان بوده یا زیاد شده است. معمولاً دوره‌های ۱۲ یا ۲۴ ساعت به کار می‌رود، گرچه سایر دوره‌های زمانی نیز ممکن است به کار رود. برای نمونه سنجش دمای نقطه شبنم یک توده هوا در ۶ ساعت متوالی به شرح زیر گزارش شده است: ۱۰/۵، ۱۱، ۱۱/۷، ۱۲/۸، ۱۲، ۱۱/۵ بیشینه تداوم ۶



ساعته نقطه شب‌نیم این ایستگاه ۱۰/۵ درجه سلسیوس است زیرا این مقدار در ۵ ساعت دیگر تکرار شده و مقدار نقطه شب‌نیم در بقیه ساعات از ۱۰/۵ درجه سلسیوس بیش‌تر است.

Pseudo-adiabat

شبه بی درو

خطی بروی نمودار ترمودینامیکی و نشان‌دهنده تغییرات فشار و دمایی است که تحت تاثیر هوای فرازش یافته اشباع شده در جو بدون شکل‌گیری کریستال یخ و تبادل گرما با هوای محیطش و با فرض این‌که قطره‌های آب مایع تشکیل شده از میعان از محیط خارج نشود، قرار می‌گیرد.

Pseudo-adiabatic

فرآیند شبه بی درو

به فرآیند شرح داده شده برای شبه-بی درو مراجعه شود.

PMP storm pattern

گرته توفان حداکثر بارش محتمل

گرته هم‌بارانی که پهنه حداکثر بارش محتمل را احاطه می‌کند، به‌علاوه خطوط هم‌باران بارش باقی مانده در خارج از بخش گرته حداکثر بارش محتمل.

Relative humidity

نم نسبی

نسبت مقدار بخار آب واقعی به بخار آب اشباع یا ظرفیت کل بخار آب، که به صورت درصد بیان می‌شود. برای نمونه مقدار نم نسبی در سواحل جنوبی دریای مازندران در تمام طول سال نسبتاً بالا است.

Residual precipitation

بارش باقی مانده

بارشی که خارج از محدوده پهنه حوضه‌ای که از گرته توفان حداکثر بارش محتمل بر روی آن، ریزش می‌کند. مزیت ویژه در بررسی بارش باقی مانده بدین معنی است که بارش هم‌زمان را در درون حوضه و خارج از آن می‌توان تعیین کرد. برای نمونه ممکن است پهنه توفانی بر روی حوضه کارون بیش از پهنه حوضه کارون باشد در نتیجه بارشی در خارج از حوضه ریزش می‌کند که آن را بارش باقی مانده گویند.

saturation

اشباع

حد بالای مقدار بخار آب در یک فضای معین که منحصراً تابعی از دماست. برای نمونه هر توده هوا در دمای معینی به اشباع می‌رسد که بستگی به مقدار بخار آب موجود در جو و سرد شدن توده هوا دارد.

Sequential maximization

بیشینه‌سازی متوالی

ترتیب مجدد توفان‌های دیدبانی شده یا بخش‌های وابسته به آن به صورت سری متوالی فرضی به‌طوری‌که فاصله زمانی بین توفان‌ها به منظور بیشینه کردن مقادیر برای دوره‌های معین، حداقل باشد. بدین معنی که چون مقدار



بارش‌های بیشینه شده در توفان‌های متوالی و با فاصله زمانی متفاوت، یکسان نیستند می‌توان آن‌ها را بدون توجه به زمان رخداد به صورت افزایشی یا کاهشی مرتب نمود. برای نمونه از بارشی با تداوم ۴۸ ساعته که با اندازه‌گیری‌های ساعتی به دست آمده است می‌توان یک سری ۶ ساعته استخراج و برحسب بزرگی مقدار مرتب و بیشینه کرد.

Sounding

گمانه زنی

سنجش ساختار قائم جو یا ترسیم نمودار توزیع عناصر جوی با ارتفاع یا فشار، بر روی یک ایستگاه با استفاده از گمانه‌زن (رادپوسوند).

Spatial maximization

بیشینه‌سازی مکانی

دو توفان جدا از هم یا بخش‌هایی از آن‌ها که در یک حوضه ویژه یا نزدیک آن رخ می‌دهد و انتقال آن‌ها به یک یا چند جایگاه در حوضه برای به دست آوردن روان آب بیشینه. در اجرای این روش دو توفان جدا از هم یا بخش‌هایی از توفان با یک گرته هم‌بارش مرکب، بهم می‌پیوندند.

Spillover

سرریز

آن بخش از بارشی که بسبب تاثیر کوهساری ایجاد می‌شود و توسط باد در جهتی که دارای مولفه افقی است منتقل می‌شود به طوری که به صورت سایه باران جزئی در سمت بادپناه پشته به زمین می‌رسد. برای نمونه بارش‌های شدید رگباری سواحل جنوبی دریای مازندران که با باد شدید شمالی همراه هستند و سبب می‌شود که مقداری بارش از رشته کوه‌های شمالی البرز به سوی بخش‌های شیب‌های جنوبی آن به صورت سایه باران ریزش کند.

Storm profile

نیمرخ توفان

مقطع قائم در سرتاسر گرته هم‌باران با فاصله از مرکز به عنوان طول و عمق بارش به عنوان عرض.

Synoptic

همدید

نشان‌دهنده توزیع عناصر هواشناختی بر روی پهنه‌ای در یک لحظه معین. برای نمونه نقشه‌های همدید رایج در مراکز هواشناسی.

Tropical cyclone

چرخند حاره‌ای

به طور کلی، چرخندی با مبداء حاره‌ای که به طور مشخص، توفانی با سرعت باد بیش از ۶۰ متر بر ثانیه (۱۲۰ نات) ایجاد می‌کند.

Total storm area and Total storm duration

پهنه توفان کلی و دوره توفان کلی



بزرگ‌ترین اندازه پهنه و طولانی‌ترین دوره که برای آن داده‌های عمق-پهنه-دوره در گزارش‌های بارش توفان اصلی در دسترس باشد. برای نمونه بزرگ‌ترین پهنه حوضه آبریز در ایران حوضه کارون-دز با پهنه ای بیش از ۶۰ هزار کیلومتر مربع است و بیش‌ترین دوره بارشی که در این حوضه ریزش داشته از ۷ روز یا ۱۴۴ ساعت بیش‌تر نبوده است. باید توجه داشت که این دوره بارش به طور مداوم نبوده و دارای گسستگی‌های زمانی بوده است.

Vapour pressure

فشار بخار آب

فشار بخار آب در نمونه‌ای از هوا، فشار کلی جو از مجموع فشارهای جزئی گازهای جو تشکیل شده است. بخار آب یکی از گازهای موجود درون جو است که دارای فشار جزئی است. این فشار نسبت به فشار سایر گازهای موجود در جو بسیار کم‌تر بوده و در بهترین شرایط از چند ده هکتوپاسکال تجاوز نمی‌کند.

Warm front

جبهه گرم

جبهه‌ای که در آن هوای به طور نسبی گرم‌تر جانشین هوای سردتر می‌شود.

Warm sector

قطاع گرم

قطاع هوای گرم که توسط جبهه‌های گرم و سردی که از مرکز کم‌فشار گسترش می‌یابند، از دو طرف محدود شده است.

Wave

موج

دگر شکلی محلی شده جبهه که مشابه شکل قطاع گرم می‌شود. به طور معمول در طول جبهه حرکت می‌کند و برخی از اوقات به یک چرخند بالغ گسترش می‌یابد. برای نمونه موج هوای گرم در یک محل که پس از عبور هوای سرد از محل جانشین آن می‌شود.

Storm efficiacy

کارایی توفان

توفانی که از نظر دینامیک و ترمودینامیک جودرشرایطی باشد که بتواند از پهنه بسیار گسترده‌ای برخوردار بوده و به‌علاوه بخش وسیعی از این ابر همراه با ریزش باران باشدت زیادی باشد. برای این منظور باید حرکت قائم در درون جو از میزان بالایی برخوردار بوده و به‌علاوه رطوبت در درون ابر بقدر کافی موجود باشد تا بتواند با بهترین شرایط فیزیکی بیش‌ترین بارش را ایجاد کند. این بارش نه تنها سطح کوچک بلکه پهنه وسیعی از حوضه که سطح آن از ۳۰ هزار کیلومتر مربع بیش‌تر است را می‌پوشاند.

depth-area relations Within/without-storm

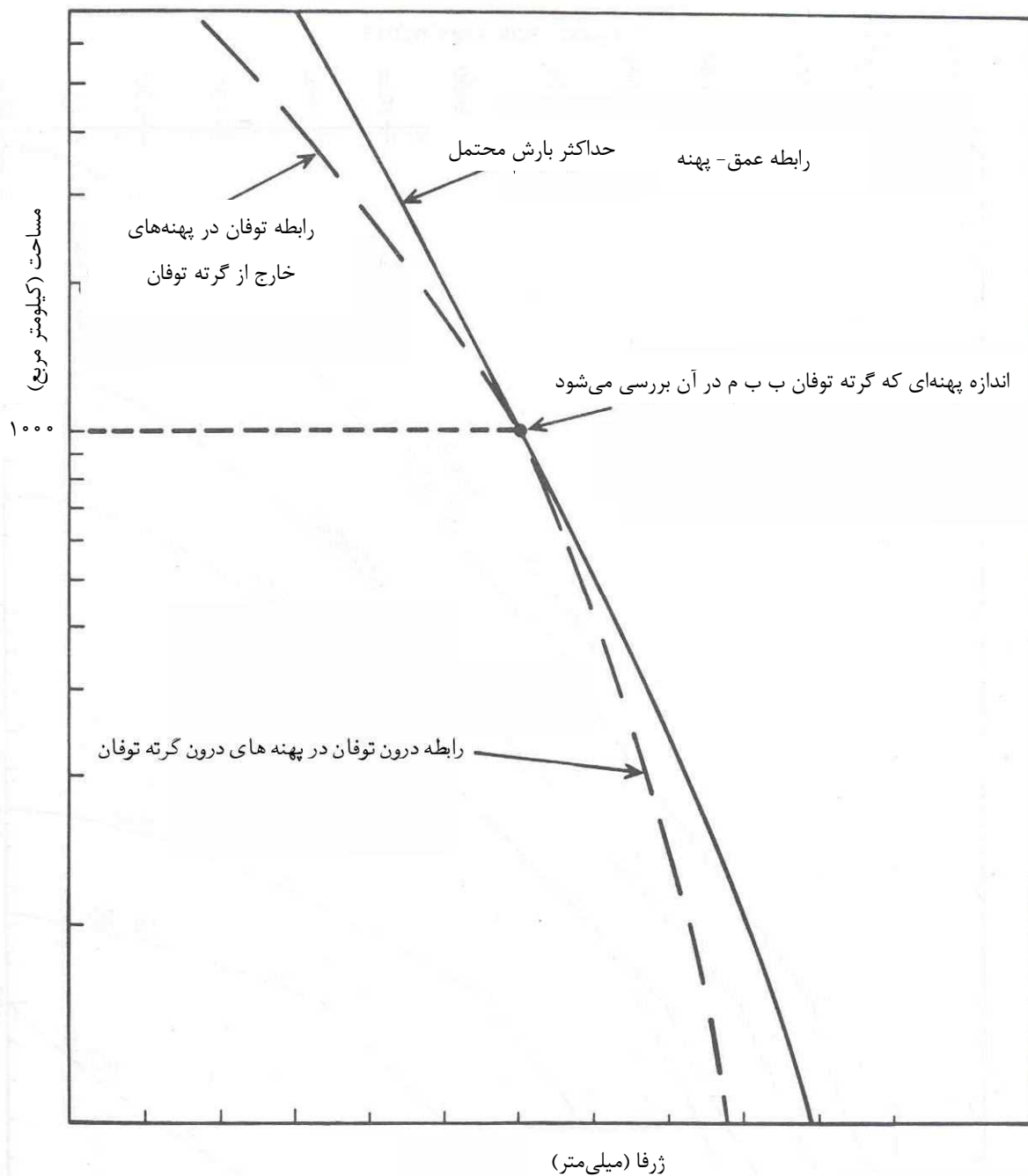
ارتباط عمق-پهنه در درون توفان یا بدون توفان

رابطه‌ای که از مفهوم ارتباط عمق-پهنه برای حداکثر بارش محتمل میانگین‌گیری شده پهنه ای استنتاج می‌شود، پوشی از بارندگی بیشینه شده را از توفان‌های مختلف که هرکدام برای اندازه‌های پهنه متفاوت موثر هستند ارائه می‌دهد.



رابطه عمق - پهنه درون توفان نشان‌گر وردش پهنه ای بارش در درون توفانی است که حداکثر بارش محتمل را برای اندازه پهنه ویژه به دست می‌دهد. این موضوع را همچنین می‌توان به عنوان توفانی بیان کرد که حداکثر بارش محتمل معینی را برای اندازه پهنه معینی به دست می‌دهد و ممکن نیست آن را برای اندازه‌های دیگر پهنه به‌دست آورد. به جز اندازه پهنه‌ای که حداکثر بارش محتمل را به دست می‌دهد، رابطه عمق - پهنه درون توفان عمق اه‌ای کم‌تر از حداکثر بارش محتمل را برای اندازه‌های کوچک‌تر پهنه به‌دست خواهد داد. در مقایسه، رابطه عمق پهنه بدون توفان، وردش پهنه‌ای بارش را برای پهنه‌های بزرگ‌تر از حداکثر بارش محتمل توفان ارائه می‌دهد و عمق‌هایی کم‌تر از حداکثر بارش محتمل برای اندازه‌های پهنه بزرگ‌تر به‌دست خواهد داد. این مفهوم در نمودار زیر ارائه شده است. در این شکل منحنی بارش برای پهنه‌هایی در توفان حداکثر بارش محتمل در خارج از اندازه پهنه گرت‌ه حداکثر بارش محتمل، رابطه عمق - پهنه بدون توفان را توصیف می‌کند. بارشی که توسط رابطه بدون توفان توصیف می‌شود بارش باقی مانده توفان است.





شکل پ.۱-۲ - نمودار نمایشی نشان‌دهنده رابطه بین منحنی عمق - پهنه برای (حداکثر بارش محتمل) و رابطه درون توفان یا بدون آن برای حداکثر بارش محتمل در ۱۰۰۰ کیلومتر مربع (هنسن و همکاران، ۱۹۸۲)



معادل انگلیسی برخی از واژه‌های به کار رفته در متن گزارش

Precipitable water	آب قابل بارش
Cloud burst	ابر پوکه
Idealized	ایده‌آلی
Lee	بادپناه
Probable maximum precipitation	حداکثر بارش محتمل
Windward	بادسو
Rearrangement	بازآرایی
Upward	بالاسو
Occlusion	بندایی
Upstream	پاد جریان سو
Counter clockwise	پاد ساعتگرد
Upwind	پادبادسو
Downward	پایین سو
Contour	پربند
Backing	پسگرد
Area	پهنه
Veering	پیشگرد
Level	تراز
Modification	تعدیل
Thunder	تندر
Adjustment	تنظیم
Potential	توانش
Cold front	جبهه سرد
Cyclone	چرخند
Stream line	خط جریان
lifting	خیزش
Inflow	درون شارش
Drift	رانش

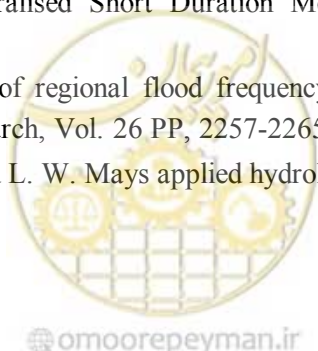


Approach	رهیافت
Terrain	زمینگان
Zone	زون
Zonal	زوناری
Sub- area	زیر پهنه
Depth	عمق
Clockwise	ساعتگرد
Spillover	سرریز
Flow	شارش
Laminar flow	شارش برگه ای
Gradient	شیو
Advection	فرارفت
Lift = ascent	فرازش
Meteorological parameters	فراسنج‌های هواشناختی
Extreme	فرین
Warm sector	قطاع گرم
Orographic	کوهساری
Pattern	گرته
Radio sound	گمانه زن
Sounding	گمانه زنی
Noise	نوفه
Forced	واداشت
Calibrate	واسنجی
Variability	وردایی
Variation	وردش
Synoptic	همدیدی
Convection	همرفت
Convergence	همگرایی



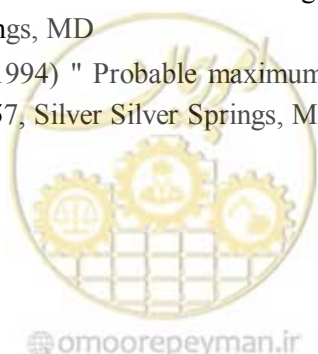
منابع و مراجع

- ۱- پایمزد، شهلا (۱۳۸۱) «مقایسه روش‌های آماری و سینوپتیکی در برآورد حداکثر بارندگی محتمل و تبدیل آن به حداکثر سیل محتمل: مطالعه موردی شرق استان هرمزگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
- ۲- ثقفیان، بهرام و رحیمی بندرآبادی، (۱۳۸۴). مقایسه روش‌های درونیابی و برونیابی برای برآورد توزیع مکانی مقدار بارندگی سالانه. مجله منابع آب ایران شماره ۲.
- ۳- خلجی پیر بلوطی، مهدی (۱۳۷۴) «تخمین حداکثر بارش‌های محتمل ۲۴ ساعته برای ایستگاه‌های باران‌سنجی ایران با روش‌های آماری و مقایسه آن با روش سینوپتیکی، پایان نامه کارشناسی ارشد.
- ۴- رشتچی، ژاله (۱۳۷۱) «برآورد حداکثر بارش محتمل به روش‌های مختلف مطالعه موردی حوضه آبخیز طالقان» پایان نامه کارشناسی ارشد.
- ۵- سپاس خواه، علیرضا (۱۳۷۳) «تعیین مقادیر حدی بارندگی در نقاط جنوبی ایران»، نیوار، شماره ۲۲.
- ۶- فتاحی، ابراهیم (۱۳۷۴)، مدل تحلیل کمی ذوب برف «پایان نامه کارشناس ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران»
- ۷- قائمی، هوشنگ و احمد نوحی، ۱۳۵۵ سازمان هواشناسی کشور.
- ۸- قهرمان، بیژن و علیرضا سپاس خواه (۱۳۷۵) «تخمین حداکثر بارش محتمل کوتاه مدت در جنوب ایران» نیوار، شماره ۳۰.
- ۹- مشارکت مشاورین مطالعات طرح بختیاری (۱۳۸۵) طرح سد و نیروگاه بختیاری، گزارش هواشناسی، شرکت توسعه منابع آب و نیرو (آب و نیرو).
- ۱۰- مشائیر- کایتک (۱۳۷۵) گزارش توجیهی سد و نیروگاه آبی گتوند علیا، جلد هشتم، هیدرولوژی- حداکثر بارش محتمل، شرکت توسعه منابع آب و نیرو (آب و نیرو).
- ۱۱- مشاورین مهتاب قدس (۱۳۸۳) طرح مطالعات حداکثر بارندگی محتمل و حداکثر سیل محتمل در رودخانه حوضه بختیاری دز تا محل سد دز، گزارش مطالعات حداکثر بارش محتمل، شرکت توسعه منابع آب و نیرو (آب و نیرو).
- 12- Abdullah Al-Mamun and Alias Hashim (2004) Generalised long duration probable maximum precipitation (PMP) isohetal map for Peninsular Malaysia, Journal of Spatial Hydrology Vol. 4, No. 1 Spring 2004. 15 p.
- 13- Arnaud, P. (2002) "Influence of rainfall spatial variability on flood prediction" Journal of Hydrology, Vol. 260, PP, 216-230.
- 14- Australian Bureau of Meteorology (1996) Development of the generalized southeast Australia, Method for estimating probable maximum precipitation, Hydrology Report Series, HRS, R., No.4.
- 15- Bolsenga, S.J (1965) " The relationship between total atmospheric water vapor and surface dew point on a mean daily and hourly basis" Journal of Applied Meteorology, Vol.4 PP, 430-436
- 16- Bureau of Meteorology, Commonwealth of Australia (2003) The Estimation of Probable Maximum Precipitation in Australia: Generalised Short Duration Method (GSDM), Hydrometeorological Advisory Service. Available in:
- 17- Burn, D. H (1990) "Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach" Water Resources Research, Vol. 26 PP, 2257-2265.
- 18- Chow, V.T; (1961).Maidment and L. W. Mays applied hydrology. McGrew-Hill, bookmcompany.



- 19- Chow, V. T., D. R. Maidment and L. W. Mays (1987) applied hydrology. McGrew-Hill, bookmcompany.
- 20- Collier C.G., and P.J. Hardaker (1996). Estimating Probable Maximum Precipitation Using Storm Model Approach, J. of Hydrology, vol. 138, 1996, pg. 277-306.
- 21- Court, A., 1961: Area- Depth Rainfall Formulas. Journal Geophysical Research, American Geophysical Union, Vol. 66, pp. 1823-1832.
- 22- Desa, M. N, Norah, A. B (2001) "Probable Maximum Precipitation for 24h duration over southeast Asian monsoon region-selanyor, Malaysia, available in (www,Elsevier.com/locate/atmos)
- 23- Dhar, O. N., and Damte, P. P., 1969: a Pilot Study for Estimation of Probable Maximum Precipitation using Hershfield Technique. Indian Journal of Meteorology and Geophysics, Vol. 20, No. 1, pp 31-34
- 24- Durrans, S. R and Kirby, J. T (2004) "Regionalization of extreme precipitation estimates for the Alabama rainfall atlas" Journal of hydrology, Vol. 225, PP. 101-107.
- 25- Environmental Data Service, 1968. Climate Atlas of the United States.
- 26- Fuller, W. E., 1914. Flood flows. Trans. ASCE, 77.
- 27- Green, J. H. (2003) "The Impact of temporal patterns on the derivation of PMP and PMF estimates in the GTSM region of Australia". Hydrology and Water Resources Symposium, Wollongong, NSW, November 2003.
- 28- Hansen, E. M., Schreiner, L. C. and Miller, J. F., 1982: Application of probable maximum precipitation estimate: United State east of 105th meridian Hydro meteorological Report, No. 52, U.S. National Weather Service.
- 29- Hansen, E. M., Schreiner, L. C., and Miller, J. F., 1982: Application of probable Maximum Precipitation Estimates – United States East of the 105th Meridian. Hydrometeorological Report No. 52, National Weather Service, National Oceanic and Atmospheric administration, US Department of Commerce, Washington,D.C., 168pp.
- 30- Hansen, E. M., Schwars, F. K. and Riedel, J. T., 1977: Probable maximum precipitation estimate: Colorado river and Great Basin drainages. Hydro meteorological Report, No. 49. U.S. National Weather Service.
- 31- Hardaker, P.J. and C.G. Collier, 1995. Using polarization-diversity and Doppler radar data to obtain weather forecast information. Prepr. 27 th Inter. Conf. Radar Metror., AMS, Oct., Colorado, USA, 447-449.
- 32- Hart, T. L. 1982: Survey of Probable
- 33- Hershfield, D. M., 1961: Estimating the probable maximum precipitation Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers, Vol. 87, September, pp. 99-116.
- 34- Hershfield, D. M., 1961: Estimating the Probable Maximum Precipitation. Proceedings American Society of Civil Engineers, Journal Hydraulics Division, Vol. 87, pp. 99-106.
- 35- Hershfield, D. M., 1961: Rainfall Frequency Atlas of the United States, Technical Paper No. 40, Weather Bureau, US Department of Commerce, Washington, DC, 115 pp.
- 36- Hershfield, D. M., 1965: Method for Estimating Probable Maximum Precipitation. Journal American Waterworks Association, Vol. 57, pp. 965-972.
- 37- Hershfield, D. M., 1965: Method for estimating probable maximum rainfall, Journal of the American Waterworks Association, Vol. 57, August, pp. 965-972

- 38- Huff, F. A., 1967: Time Distribution of Rainfall in Heavy Storms. Water Resources Research, American Geophysical Union, Vol. 3, pp. 1007-1019.
- 39- Kennedy, M. R., Pearce, H. J., Canterford, R. P. and Mintz, L. J., 1988: The estimation of generalized probable maximum precipitation in Australia. Workshop of spillway design floods, Canberra, 4 February 1988, Australian National Committee on Large Dams Bulletin, Issue 79, April 1988.
- 40- Kennedy, M. R. and Hart, T. L. (1984) "The estimation of probable maximum precipitation in Australia" Civ. Engng. Trans., INS Eng Aust, Vol. CE 26, No. 1, PP. 29-36.
- 41- Koutsoyiannis, D (1999) "A probabilistic view of Hershfield method estimating probable maximum precipitation" Water Resources Management vol. 14, PP, 1313-1322.
- 42- Lahmeyer International (1992) Godar-E-Landar Hydroelectric Power Project, Feasibility Study, volume 3, Hydrology.
- 43- Lauren son, E. M and Kuczera, G. A. (1999) "Annual expedience Probable maximum precipitation", Australian journal of water Resources. Vol 3 (2), PP. 167-176.
- 44- Levy, B. and McCuen, R. (1999) "Assessment of storm duration for hydrologic design" Journal of Hydrologic Engineering, Vol. sep., pp. 209-213.
- 45- Louka, A. and Quick, M. C (1996) "Spatial and temporal distribution of storm precipitation in southwestern British Columbia" Journal of Hydrology, Vol. 174. PP, 37-56.
- 46- Madsen, H (1997) "Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modeling extreme hydrologic events" Water Resources Research, Vol. 33, No. 4, PP. 747-757.
- 47- Mohab Ghodss General Partnership (1991) Karun III Development Project, Miscellaneous Study No. 05-600, Probable Maximum Flood.
- 48- Mohab Ghodss (1996) , Probable Maximum Studies, Karun IV Development Project.
- 49- Mohab Ghodss (1999) Karun IV Feasibility Study, Appendix 3.2, Hydrology.
- 50- Miller, J. F, S. M Hasan and D.D Fenn (1984) " Probable maximum precipitation for the upper Deerfield river drainage", Massachusetts, NWS HYDRO 39
- 51- Minty, L. J., Meighen, J. and Kennedy, MR (1996) "Development of the generalized southeast Australian method for estimating probable maximum precipitation" Hydrology Report Series No. 4 ([www. Bom.gov.au/hydro/has/hrs4.shtml](http://www.Bom.gov.au/hydro/has/hrs4.shtml))
- 52- Riedel, J.T. and L.Cschreiner (1980), "Comparison of generalized estimates of PMP with greatest observed rainfalls, NOAA Technical Report NWS- 25
- 53- Shalaby, A. I. (1995) "Sensitivity to probable maximum flood", Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 5. PP, 327-336
- 54- United States National Weather Service (1977) "probable maximum precipitation estimates Colorado river and great basin drainages" Hydrometeorological Report. NO.49, WashingtonD.C
- 55- United States National Weather Service (1986) "Probable maximum and T.V.A precipitation estimates with area distribution for Tennessee River Drainage less than 3000 " Hydrometeorological Report. No. 56, Silver Silver Springs, MD
- 56- U.S. Department of Commerce (1994) " Probable maximum precipitation Pacific northwest state. Hydrometeorological Report. No. 57, Silver Silver Springs, MD



- 57- U.S. Department of Commerce (1996) " Probable maximum precipitation for California: calculation procedures, Hydrometeorological Report. No. 59, Silver Springs, MD.
- 58- Vogel, I.L (1993),"New PMP estimates for the pacific northwest" 1993 Annual Conference Proceedings, Assignment of State Dam Safety Officials, Lexington, PP.41-46
- 59- Wang B. H and Jawed, K. (1986) "Transformation of PMP to PMF Case studies, " Journal of Hydraulic Engineering, 7, PP, 547-561
- 60- World Meteorological Organization (1969) "Manual for Depth-Area-Duration Analysis of Storm Precipitation" WMO. No. 237. Tp. 129, Geneva.
- 61- World meteorological Organization (1986) "Manual for Estimation of
- 62- Probable Maximum Precipitation" Operational Hydrology Report No. 1, WMO-No 332, Geneva.



خواننده گرامی

امور نظام فنی و اجرایی سازمان برنامه و بودجه کشور، با گذشت بیش از چهل سال فعالیت تحقیقاتی و مطالعاتی خود، افزون بر هفتصد عنوان نشریه تخصصی - فنی، در قالب آیین نامه، ضابطه، معیار، دستورالعمل، مشخصات فنی عمومی و مقاله، به صورت تالیف و ترجمه، تهیه و ابلاغ کرده است. ضابطه حاضر در راستای موارد یاد شده تهیه شده، تا در راه نیل به توسعه و گسترش علوم در کشور و بهبود فعالیت های عمرانی به کار برده شود. فهرست نشریات منتشر شده در سال های اخیر در سایت اینترنتی nezamfanni.ir قابل دستیابی می باشد.



Manual on Estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP) [No.716]

Executive Body: Atmospheric science and Meteorological Research Center
Project Advisor: Ebrahim Fattahi

Authors & Contributors Committee:

Abdoulrasoul Telvari	Freelance Expert	Ph.D. in Civil Engineering (Water Resources)
Bahram Saghafian	Islamic Azad University, Science and Research Branch	Ph.D. in Civil Engineering (Water Resources)
Ebrahim Fattahi	Atmospheric science and Meteorological Research Center	Ph.D. In Meteorological science
Hooshang Ghaemi	Atmospheric science and Meteorological Research Center	Ph.D. In Meteorological science
Kaivan Noohi	Atmospheric science and Meteorological Research Center	M.Sc. In Meteorological science

Supervisory Committee:

Abbasgholi Jahani	Bahan Sad Consulting Engineering Co.	M.Sc. in Hydrology Engineering
Maryam Rahimi Farahani	Ministry of Energy Bureau of Technical, Engineering, Social and Environmental Standards of Water and Waste Water	M.Sc. in Civil Engineering (Water)

Confirmation Committee:

Bahram Saghafian	Islamic Azad University, Science and Research Branch	Ph.D. in Civil Engineering (Water Resources)
Fazlali Jafarian	Freelance Expert	B.Sc. in Geology Engineering
Abbasgholi Jahani	Bahan Sad Consulting Engineering Co.	M.Sc. in Hydrology Engineering
Peyman Daneshkar Arasteh	Imam Khomeini International University of Ghazvin	Ph.D. in Irrigation Engineering
Reza Raei Ezzabadi	Iran water resources management co.	M.Sc. in Groundwater Engineering
Fatemeh Ghobadi Hamzekhani	Ministry of Energy Bureau of Technical, Engineering, Social and Environmental Standards of Water and Waste Water	M.Sc. in Civil Engineering (Water)

Steering Committee:

Alireza Toutouchi	Deputy of Technical and Executive Affairs Department
Farzaneh Agharamezanali	Head of Water & Agriculture Group, Technical and Executive Affairs Department
Syed Vahidoddin Rezvani	Expert in Irrigation & Drainage Engineering, Technical and Executive Affairs Department



Abstract

Probable maximum precipitation (PMP) is defined as the greatest depth of precipitation for a given duration meteorologically possible for a design watershed or a given storm area at a particular location and time of year without considering any change in the climate. PMP estimates therefore must still be considered approximations. The accuracy, or reliability, of an estimate fundamentally depends on the amount and quality of data available and the depth of analysis. Attempt has been made to use the latest knowledge of storm mechanisms and their precipitation-producing efficiency remains insufficient to allow precise evaluation of limiting values of extreme precipitation. The purpose of PMP estimation is to determine PMF for a particular project in a design watershed.

For the first time this document is published in 2013 as a standard manual to compute PMP in Iran. The current edition keeps the majority of the content from first to third issues published by WMO. Furthermore the results from experiences, since 1986, in directly estimating PMP for the requirements of a given project in a design watershed on probable maximum flood (PMF) in China, the United States of America, Australia and India.

The methods used in China are characterized by integrating hydrological analysis and calculation into estimation of PMP/PMF. It must be noticed that procedures for estimating PMP cannot be standardized. They vary with the amount and quality of data available, basin size and location, basin and regional topography, storm types producing extreme precipitation, and climate. It would be impossible at this time to prepare a manual covering all the problems that could possibly be encountered. Nor would it be practicable to prepare a manual that covers all the situations for which past estimates were derived. As a result, this manual introduces some basic models, or basic methods and the conditions under which they are applied, and highlights issues for attention. It is important for professionals to be flexible when using the methods in actual situations. In some cases it is appropriate to make parallel estimates using more than one method, followed by comprehensive analysis in order to acquire reasonable PMP estimates.

There are now two classes of PMP estimation methods. The first class (the indirect method) uses an approach based on storm area. This approach determines PMP for the storm area (the area surrounded by isohyets) and then converts it into PMP for the collecting area of a particular project in the design watershed. Methods introduced in Chapters 2 and 3, and 4, 5 and 6 in particular, mostly fall into this class. The second class (the direct method) adopts an approach based on watershed area. This approach directly estimates PMP for the collecting area of a particular project in the design watershed. Methods introduced in Chapter 7 are in this class, and those in Chapters 2 and 3 are also applicable.

The procedures are illustrated by examples from actual studies done by the National Weather Service (formerly United States Weather Bureau), National Oceanic and Atmospheric Administration, United States Department of Commerce, the Australian Bureau of Meteorology, and water and power authorities in China and India.



**Islamic Republic of Iran
Plan and Budget Organization**

Manual on Estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP)

No. 716

Office of Deputy for Technical and
Infrastructure Development Affairs
Department of Technical and Executive
Affairs
nezamfanni.ir

Ministry of Energy
Water and Wastewater Standards and Projects
Bureau

<http://seso.moe.gov.ir>



omoorepeyman.ir

این ضابطه

با هدف ارائه روش‌ها و اصل محاسبه حداکثر بارش محتمل (PMP) تهیه گردیده است. با توجه به این که روش‌های برآورد، به نتایج مختلفی منتهی می‌گردد که گاه می‌تواند اختلافات فاحشی را ایجاد کند، این دستورالعمل یکنواختی و هماهنگی لازم را جهت پیش‌بینی‌ها ارائه می‌دهد.

