

گروه مهندسی عمران

جزوه درسی

هیدرولوژی مهندسی

فهرست مطالب

صفحه	موضوع
۲	فصل اول: معرفی هیدرولوژی
۲	۱-۱- هیدرولوژی و شاخه‌های مختلف آن
۲	۱-۲- کاربردهای هیدرولوژی در مهندسی
۳	۱-۳- تاریخچه علم هیدرولوژی
۴	۱-۴- گردش آب در طبیعت
۶	۱-۵- بیلان یا موازنی آبی در چرخه هیدرولوژیکی
۸	۱-۶- موجودی آب کره زمین
۱۰	فصل دوم: آب و هوا و ریزش‌های جوی
۱۰	۱-۱- مقدمه
۱۰	۱-۲- ساختمان جو اطراف زمین
۱۲	۱-۳- تابش خورشید
۱۳	۱-۴- شدت تابش
۱۳	۱-۵- انعکاس و انتشار
۱۳	۱-۶- بیلان تابش در سطح زمین
۱۳	۱-۷- حرکت کره زمین و تغییرات تابش در سطح آن
۱۴	۱-۸- جریان‌های آشفته در سطح زمین
۱۴	۱-۹- رطوبت هوا
۱۵	۱-۱۱- آب قابل بارش
۱۶	۱-۱۲- حداقل بارش محمل
۱۷	فصل سوم: حوضه‌های آبریز و ویژگی‌های آنها
۱۷	۱-۱- تعاریف
۱۸	۱-۲- مشخصات حوضه آبریز
۱۸	۱-۲-۱- مشخصات مرفومتری حوضه
۱۸	۱-۲-۲- مساحت حوضه
۱۸	۱-۲-۳- محیط حوضه
۱۸	۱-۴- طول حوضه
۱۸	۱-۴-۱- شکل حوضه
۲۰	۱-۵- توبوگرافی حوضه
۲۲	۱-۶- شبیب حوضه
۲۳	۱-۷- جهت حوضه
۲۳	۱-۳- شبکه هیدرولوگرافی
۲۷	۱-۱۰- برخی روابط مرفومتری حوضه آبریز
۲۷	۱-۱۰-۱- طول جریان روی زمین
۲۷	۱-۱۰-۲- رابطه مساحت حوضه و طول رودخانه
۲۷	۱-۲-۳- ویژگی‌های اقلیمی حوضه آبریز
۲۷	۱-۴-۲-۳- زمان تمرکز
۲۷	۱-۴-۲-۴- معادله کربیج
۲۸	۱-۲-۱-۴- فرمول اداره راه کالیفرنیا
۲۸	۱-۴-۱-۴-۲-۳- معادله ایزارد
۲۹	۱-۴-۱-۴-۲-۳- فرمول کربای (Kerby)
۲۹	۱-۵-۱-۴-۲-۳- فرمول برانسی بای- ویلیامز
۲۹	۱-۶-۱-۴-۲-۳- فرمول سازمان هواشنوردی آمریکا
۳۰	۲-۴-۲-۳- زمان تأخیر (Lag Time)
۳۰	۴-۴-۲-۳- زمان انتقال جریان در حوضه (Travel Time)

۳۱.....	- نقشه خطوط هم پیمايش
۳۱.....	- ویژگیهای ذاتی و فیزیکی حوضه
۳۲.....	- ویژگی های هیدرولوژیکی حوضه آبریز
۳۲.....	فصل چهارم: بارش
۳۲.....	- مقدمه
۳۳.....	- انواع بارش
۳۳.....	- نم بارش
۳۳.....	- باران
۳۳.....	- برف
۳۳.....	- یخچه یا یخ پوش شفاف
۳۳.....	- پولک های یخی (Sleet)
۳۳.....	- تگرگ (Hails)
۳۳.....	۴۰- ۷-۲-۴
۳۴.....	۴۱- ۸-۲-۴
۳۴.....	۴۲- ۹-۲-۴
۳۴.....	۴۳- ۱۰-۲-۴
۳۴.....	- مکانیزم تشکیل بارش
۳۴.....	۴۴- ۱-۳-۴
۳۶.....	- سرد شدن هوا
۳۶.....	۴۵- ۴- اندازه گیری مقدار بارش
۳۶.....	۴۶- ۵- محل نصب باران سنج ها
۳۶.....	۴۷- ۶- شبکه باران سنجی
۳۸.....	۴۸- ۷- مشخصات بارش
۳۸.....	۴۹- ۱- مدت بارش
۳۸.....	۵۰- ۲- مقدار بارش
۳۸.....	۵۱- ۳- شدت بارش
۳۹.....	۵۲- ۴- فراوانی وقوع بارش
۳۹.....	۵۳- ۵- سطح ریزش
۴۰.....	۵۴- ۶- بارش نقطه ای و بارش در سطح
۴۰.....	۵۵- ۷- بارش نقطه ای
۴۰.....	۵۶- ۸- بارش در سطح
۴۰.....	۵۷- ۹- روش میانگین وزنی
۴۲.....	۵۸- ۱۰- استفاده از نقشه هم باران
۴۴.....	۵۹- ۱۱- بررسی تغییرات بارندگی با ارتفاع
۴۴.....	۶۰- ۱۲- بررسی اقلیم منطقه
۴۵.....	۶۱- ۱۳- بررسی دوره های تر سالی و خشکسالی
۴۷.....	۶۲- ۱۴- نمایش بارش روزانه و کوتاه مدت
۴۷.....	۶۳- ۱۵- منحنی تجمعی بارش
۴۸.....	۶۴- ۱۶- باران نما یا هیتوگرام بارش
۵۱.....	۶۵- ۱۷- منحنی عمق- سطح- مدت بارش
۵۲.....	۶۶- ۱۸- منحنی های شدت- مدت- فراوانی
۵۴.....	۶۷- ۱۹- طرز استفاده از منحنی های IDF و DAD، TP
۵۵.....	فصل پنجم - تبخیر و تعرق
۵۵.....	- مقدمه
۵۵.....	- تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی
۵۵.....	- اندازه گیری تبخیر
۵۶.....	- اندازه گیری تبخیر و تعرق
۵۶.....	- روش های برآورد تبخیر از سطح آزاد آب

۵۶.....	روش بیلان آب.....
۵۶.....	روش بیلان انرژی.....
۵۸.....	فرمول های تجربی برآورد تبخیر از سطح آزاد آب
۵۹.....	۴-۵-۵- معادله دالتون
۵۹.....	۲-۴-۵-۵- فرمول مایر
۶۰.....	۴-۴-۵-۵- فرمول دفتر عمران امریکا
۶۰.....	۴-۵-۵- تبخیر از سطح برف
۶۲.....	۱-۶- تعاریف و واژه ها
۶۲.....	۱-۱-۶- نفوذ آب در خاک
۶۲.....	۲-۱-۶- میزان آبدوی
۶۲.....	۴-۱-۶- ظرفیت نفوذ
۶۲.....	۴-۱-۶- ارتفاع انبارش
۶۲.....	۲-۶- شرایط نفوذ در خاک
۶۲.....	۱-۶- جریان در شرایط غیر انبارش
۶۲.....	۲-۶- جریان در شرایط اشباع در سطح بالای خاک
۶۳.....	۳-۶- جریان در شرایط اشباع کامل عمق خاک
۶۳.....	۳-۶- اندازه گیری نفوذ
۶۳.....	۴-۶- معادلات نفوذ
۶۳.....	۱-۶- معادله هورتون
۶۵.....	۲-۶- معادله نفوذ فیلیپ
۶۶.....	۴-۶- معادله گرین - امپت
۶۷.....	۱-۶- زمان انبارش
۶۷.....	۲-۶- محاسبه شدت نفوذ
۶۹.....	۴-۶- سایر معادلات نفوذ مورد استفاده در هیدرولوژی
۷۰.....	۵-۶- شاخص های نفوذ
۷۰.....	۱-۶- شاخص فی
۷۳.....	۲-۵-۶- شاخص W (W-Index)
۷۵.....	فصل هفتم: هیدرومتری و رسوب سنجی
۷۵.....	۱-۷- تعریف
۷۵.....	۲-۷- اندازه گیری آب های ساکن
۷۵.....	۳-۷- اندازه گیری آب های جاری
۷۶.....	۴-۷- محاسبه دبی جریان آب
۷۶.....	۱-۷- تعیین سرعت متوسط
۷۷.....	۲-۴-۷- محاسبه دبی
۷۹.....	۳-۴-۷- اندازه گیری دبی با استفاده از سازه ها و فلوم های برای جریان های کوچک
۸۲.....	فصل هشتم: آبهای زیرزمینی
۸۲.....	۱-۸- آب زیرزمینی و لایه آبدار
۸۳.....	۲-۸- لایه آبدار و مشخصات آن
۸۳.....	۱-۲-۸- لایه آبدار
۸۴.....	۳-۱-۲-۸- سنگهای آتشفسانی
۸۴.....	۲-۲-۸- انواع لایه های آبدار
۸۴.....	۱-۲-۲-۸- لایه آبدار آزاد
۸۵.....	۲-۲-۲-۸- لایه آبدار تحت فشار
۸۵.....	۳-۸- لایه آبدار ایده آل
۸۶.....	۴-۸- انتشار آب در لایه آبدار
۸۶.....	۱-۴-۸- منطقه تهווیه در لایه آبدار
۸۶.....	۲-۴-۸- منطقه اشباع لایه آبدار

۸۷.....	۴-۸- حرکت آبهای زیر زمینی
۸۷.....	۱-۴-۸- قانون دارسی
۸۷.....	۲-۴-۸- ضرایب هیدرودینامیک سفره ها
۸۷.....	۱-۲-۴-۸- هدایت هیدرولیکی
۸۷.....	۲-۲-۴-۸- آبدھی ویژه
۸۹.....	۳-۲-۴-۸- ضرایب آبگذاری
۸۹.....	۳-۴-۸- لایه آبدار ایده آل
۸۹.....	۴-۴-۸- جریان پایدار یک بعدی آب زیرزمینی
۹۱.....	۲-۴-۴-۸- جریان پایدار در لایه آزاد
۹۳.....	۵-۴-۸- چاه ها و هیدرولیک آنها
۹۳.....	۱-۵-۴-۸- چاه
۹۳.....	۲-۵-۴-۸- مخروط افت
۹۵.....	۴-۵-۴-۱۳- هیدرولیک چاه در جریان ماندگار
۱۰۲	فصل نهم: رواناب سطحی
۱۰۲	۱-۹- کلیات
۱۰۳	۲-۹- ارتفاع رواناب
۱۰۳	۱-۲-۹- ضرایب رواناب
۱۰۵	۲-۲-۹- روش حفاظت منابع طبیعی آمریکا
۱۱۲	۴-۹- تخمین آبدھی ماهانه و سالانه حوضه
۱۱۲	۱-۴-۹- تخمین آبدھی با فرمول خوسلا
۱۱۳	۲-۴-۹- تخمین آبدھی با روش جاستین
۱۱۵	فصل دهم: برآورد سیلاب و روندیابی آن
۱۱۵	۱-۱۰- سیلاب طرح
۱۱۵	۲-۱۰- روش های برآورد سیلاب
۱۱۵	۱-۲-۱۰- روش استدلالی
۱۱۶	۲-۲-۱۰- روش مدت-مساحت
۱۱۹	۴-۱۰- هیدروگراف سیلاب
۱۲۵	۴-۱۰- تفکیک مؤلفه های هیدروگراف سیلاب
۱۲۹	۵-۱۰- منحنی تداوم جریان
۱۳۱	۶- روندیابی سیلاب
۱۳۳	۷-۱۰- روشهای روندیابی
۱۳۵	۱-۷-۱۰- روشهای روندیابی هیدرولیکی
۱۳۵	۲-۷-۱۰- روشهای روندیابی هیدرولوژیکی
۱۴۶	فصل یاردهم: هیدروگراف واحد
۱۴۶	۱-۱۱- تعریف هیدروگراف واحد
۱۴۶	۲-۱۱- هیدروگراف واحد طبیعی
۱۴۶	۱-۲-۱۱- طرز تهیه هیدروگراف واحد حاصل از یک رگبار منفرد
۱۴۷	۳-۱۱- هیدروگراف واحد مصنوعی
۱۴۸	۱-۳-۱۱- هیدروگراف واحد مصنوعی اشتایدر
۱۴۹	۲-۳-۱۱- هیدروگراف واحد مصنوعی بی بعد مثلثی
۱۵۱	۴-۱۱- تعیین هیدروگراف واحد با تداوم های مختلف
۱۵۴	۵-۱۱- تهیه هیدروگراف سیلاب و دبی اوج آن با استفاده از هیدروگراف واحد
۱۵۷	فصل دوازدهم: آمار و احتمالات در هیدرولوژی
۱۵۷	۱-۱۲- انواع متغیرها در هیدرولوژی
۱۵۷	۲-۱۲- مشخصات آماری داده های
۱۵۸	۴-۱۲- معیارهای پراکندگی
۱۵۸	۴-۱۲- نمایش داده ها

۱۵۸	۵-۱۲
۱۵۹	۶-۱۲
۱۵۹	۷-۱۲
۱۵۹	۳-۱۲
۱۵۹	۹-۱۲
۱۵۹	۱-۹-۱۲
۱۶۱	۱۰-۱۲
۱۶۱	۱-۱۰-۱۲
۱۶۱	۲-۱۰-۱۲
۱۶۴	۱۱-۱۲
۱۶۴	۱۲-۱۲
۱۷۰	منابع مورد استفاده

فصل اول: معرفی هیدرولوژی

۱-۱- هیدرولوژی و شاخه‌های مختلف آن

هیدرولوژی یا آب‌شناسی به معنی وسیع کلمه علم مطالعه آب است که در مورد پیدایش، ویژگی‌های و نحوه توزیع آب، در طبیعت بحث می‌کند. واژه هیدرولوژی از نظر عملی به مطالعه نحوه پیدایش آبهای موجود در کره زمین و گردش آن در طبیعت و تحولات آن در سطح زمین و بین لایه‌های خاک و در سه حالت مایع، جامد، بخار اطلاق می‌شود. در این علم خواص فیزیکی و شیمیایی و واکنش‌های آب با محیط و رابطه متقابل آن نسبت موجودات زنده نیز مورد بررسی قرار می‌گیرد.

این علم با شاخه‌های دیگر علوم نظیر هواشناسی، اقلیم‌شناسی، زمین‌شناسی، اقیانوس‌شناسی، خاک‌شناسی، آمار و احتمالات و مکانیک سیلات و هیدرولیک ارتباط دارد. بدلیل گستردنی موضوع مسائل هیدرولوژی، این علم به شاخه‌های متعددی تبدیل شده است که رشته‌های آن رامی‌توان به صورت زیر بیان کرد:

- ۱- هیدرومترولوژی: هیدرومترولوژی^۱ یا آب-هواشناسی
- ۲- هیدروکلیماتولوژی یا اقلیم-هیدرولوژی
- ۳- هیدرولوژی آبهای سطحی
- ۴- هیدرولوژی آبهای زیرزمینی
- ۵- هیدرولوژی دریاچه‌ها
- ۶- هیدرولوژی رودخانه‌ها
- ۷- بخش‌شناسی یا کربیولوژی^۲
- ۸- اقیانوس‌شناسی^۳
- ۹- اقیانوس‌سنگی^۴
- ۱۰- هیدرومتری یا آب‌سنگی^۵
- ۱۱- هیدروگرافی^۶
- ۱۲- هیدرولوژی مهندسی^۷ یا کاربردی^۸

۲-۱- کاربردهای هیدرولوژی در مهندسی

مطالعه دقیق هیدرولوژی در موقع تهیه بسیاری از طرح‌های عمرانی و بهره‌برداری درست از منابع آب و پیش‌بینی طغیان سیلال‌ها ضروری است. پژوهه‌های عمرانی را، که در تهیه آنها مطالعات هیدرولوژی ضروری است، می‌توان به شرح زیر بر شمرد:

- ۱- طراحی سازه‌های آبی مانند سدها، شبکه‌های آبرسانی، کانال‌های جمع‌آوری فاضلاب، بنادر و اسکله‌ها
- ۲- طرح‌های کنترل سیلال در دشت‌ها و مدیریت کاهش خسارات سیل
- ۳- پل‌سازی و طراحی ابعاد آبگذرها و آبروهای کنار جاده‌ها
- ۴- پژوهه‌های برق-آبی
- ۵- مهندسی رودخانه و مسائل کشتیرانی در رودخانه‌ها
- ۶- شبکه‌های آبیاری و زهکشی
- ۷- طرح‌های آبخیزداری و حفاظت خاک
- ۸- مهندسی محیط زیست و کنترل آلودگی آب
- ۹- مهندسی بهداشت محیط

¹ Hydrometeorology

² Cryology

³ Oceanology

⁴ Oceanography

⁵ Hydrometry

⁶ Hydrography

⁷ Engineering Hydrology

⁸ Applied hydrology

۱۰- پرورش آبزیان (ماهی و میگو...)

۱۱- ایجاد تفرجگاهها و سالم سازی محیط

برای انجام مطالعات هیدرولوژی معمولاً از روش‌های مختلفی، که در علوم وجود دارد، استفاده می‌شود و لذا بسته به اینکه تحلیل یا تفسیر داده‌های هیدرولوژی با چه روشی صورت می‌گیرد هیدرولوژی به زیر شاخه‌هایی زیر تقسیم شده است.

- هیدرولوژی آماری^۹
- هیدرولوژی استکاستیک(احتمالاتی تصادفی)^{۱۰}
- هیدرولوژی ریاضی^{۱۱}
- هیدرولوژی تجربی^{۱۲}
- هیدرولوژی عددی^{۱۳}
- هیدرولوژی سیستمی^{۱۴}
- هیدرولوژی عملیاتی^{۱۵}

۱-۳- تاریخچه علم هیدرولوژی

اگر چه علم هیدرولوژی به مفهوم تخصصی کلمه از علوم نسبتاً جوان بحساب می‌آید اما می‌توان ادعا کرد که از همان ابتدای زندگی اجتماعی بشر به طور مستقیم در ارتباط با فعالیت‌های بشری بوده است. به همین دلیل است که اقوام مختلف دارای دانش بومی غنی در رابطه با مسائل آب هستند.

زمان اجرای نخستین پروژه‌های هیدرولیکی و آب بدرستی مشخص نیست اما شواهد تاریخی در مصر باستان نشان می‌دهد که در حدود ۳۲۰۰ سال قبل از میلاد مسیح کانال‌های آبیاری وجود داشته است. بعد از آن در ۳۰۰۰ سال پیش از میلاد یک سد انحرافی برای تغییر جهت جریان رودخانه و بعدها در سال ۲۸۵۰ پیش از میلاد احداث سد کفرا در چند مایلی جنوب قاهره ساخته شده است. وجود آثار مربوط به سدهای متعدد سنگی و خاکی، کانال‌های آبیاری در اقصی نقاط جهان و مهمتر از همه وجود قنات‌های بسیار در ایران و سایر کشورها در آسیا و شمال آفریقا حکایت از وجود دانش هیدرولوژی به عنوان اولین مطالعات و شناخت در یافتن معیارهای طراحی سازه‌ها می‌باشد.

تا جایی که تاریخ نشان می‌دهد اولین امپراتوری جهان در نواحی جنوبی بین النهرین توسط یک نفر از ساکنین کیش بنام آکاد (Akkad) بنیان گذاری شد، که بعدها این امپراتوری بدليل خشکسالی طولانی (حدود ۳۰۰ سال) نابود شد و بعدها در این منطقه تمدن‌های دیگری بوجود آمد.

احداث کانال‌های آبیاری و سدهای متعدد سنگی در کشورهای سوریه، یمن و شمال آفریقا (در سالهای ۱۳۰۰ تا ۱۰۵۰ پیش از میلاد) فرمان پادشاهی سارگون در کنار دریاچه ارومیه (۷۰۵ پیش از میلاد) و هخامنشان در ایران (۵۰۰ پیش از میلاد) بوده است. مطالعات هیدرولوژی در جنوب غربی ایران و بخصوص خوزستان در ۵۰۰ سال پیش از میلاد برای کنترل رودهای دجله، فرات و کارون انجام گرفته است.

احداث سدی بر روی رودخانه مرغاب در فارس، در ۴۰۰ سال پیش از میلاد برای کنترل طغیان رودخانه و ذخیره سازی آبی تقسیم آب در منطقه و همینطور بند کوار بر روی رودخانه قره آقاج فارس از جمله دیگر رویدادهای تاریخی است که حکایت از مطالعات هیدرولوژی دارد.

بند میزان و مجموعه‌های که امروز به نام آبشارهای شوشتار موسوم است، احداث کانال گرگر (رودخانه امروزی گرگر)، احداث پل‌های متعدد در دوره ساسان در خوزستان و سایر مناطق نیز به نوعی حکایت از شناخت علم هیدرولوژی در این کشور دارد.

⁹ Statistic Hydrology

¹⁰ Stochastic Hydrology

¹¹ Mathematical Hydrology

¹² Empirical Hydrology

¹³ Numerical Hydrology

¹⁴ Systems Hydrology

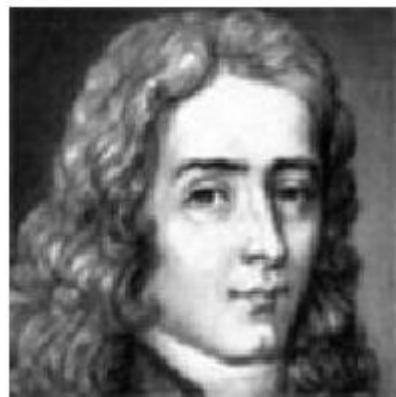
¹⁵ Operations Hydrology

متاسفانه اطلاعات ما درباره تاریخ علم هیدرولوژی محدود به اطلاعاتی است که در نوشتۀ های دانشمندان غرب آمده است. شواهد نشان می دهد که تا قبل از دوره رنسانس در مطالعات کمی هیدرولوژی پیشرفت های زیادی صورت نگرفته بود و از این دوره به بعد است که بتدریج جنبه های علمی و فنی این شاخه از علوم توسعه یافته است.

در این دوره با بیان نظرات لئوناردو داوینچی درباره سیکل هیدرولوژی جنبه های علمی و فنی هیدرولوژی به روی دانشمندان باز شده و می توان گفت که علم هیدرولوژی از قرن هفدهم میلادی با اندازه گیری هایی که پیر پرول^{۱۶} فرانسوی در مورد باران و دبی جریان در حوزه رودخانه سن انجام داد، آغاز شد و بعد از او آدمه ماریوت^{۱۷} با اندازه گیری سرعت، و سطح مقطع جریان، دبی جریان رودخانه سن در پاریس را اندازه گیری کرد و به روابط هیدرولوژی مهمی نیز دست یافت.



Edme Mariotte



Edme Mariotte

تصویر ۱-۱ ماریوت ۱۶۰۳-۱۶۸۰

در قرن هجدهم میلادی با ابداع وسایل اندازه گیری و بیان نظریه های مختلف مانند فرمول برنولی، شتری و قوانین دالایرت، هیدرولوژی به جنبه های کیفی و کمی سوق داده شد و شکوفایی خاصی پیدا کرد.

قرن نوزدهم قرن طلایی هیدرولوژی است زیرا در زمینه اندازه گیری آبهای سطحی و هیدرولوژی آبهای زیرزمینی پیشرفت های چشمگیری بوجود آمد. قانون دارسی، فرمول های دوبوی، فرمول فرانسین (در مورد سر ریزها) گانگیکه، کونه، مانینگ، دالتون و هزاران مورد دیگر ارایه شد. در اواخر قرن نوزدهم و حدود ۳۰ سال اول قرن بیستم با ایجاد موسسات تحقیقاتی و انجام پژوهش های دانشگاهی این علم پیشرفت های زیادی پیدا کرده است و امروزه صدها کتاب و مجلات علمی در این زمینه منتشر می شود و هر ساله کنفرانس های متعددی در ابعاد مختلف این رشته ها در اقصی نقاط جهان برگزار می شود.

۱-۴- گردش آب در طبیعت

هیدرولوژی از مفهوم گردش آب در طبیعت یا چرخه طبیعی آب یا سیکل هیدرولوژی نشأت می گیرد و لذا این مفهوم اهمیت بسیاری دارد. چرخه هیدرولوژی توسط دانشمندان مختلف کم و بیش یکسان تعریف شده و معمولاً به صورت شکل ساده (۱-۱) به تصویر کشیده شده است.

چرخه هیدرولوژی با تبخیر آب از سطح اقیانوس ها و دریاها و سطح زمین شروع می شود. بخار ایجاد شده به وسیله هوا و باد جابجا شده و در شرایط خاص بخار حاصله متراکم شده و به ابر تبدیل می شود و در شرایط مناسب ابرها به ریزش های جوی تبدیل می شود و به سمت زمین سقوط می کند.

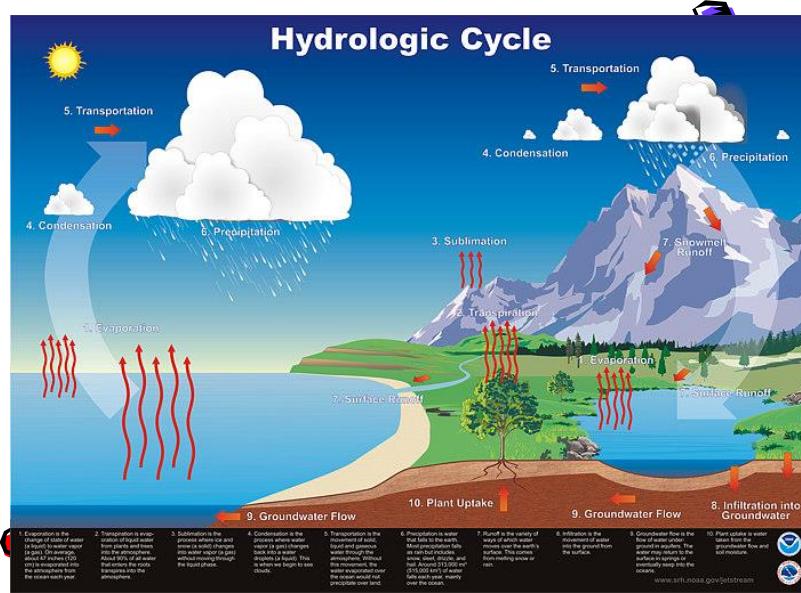
در این چرخه آبی، بخش زیادی از ریزش های جوی به طور موقت در سطح برگ پوشش گیاهی، سطح زمین و خاک ذخیره شده و سپس نفوذ و یا تبخیر و یا به صورت تعرق گیاهان به اتمسفر باز می گردد.

بخش دیگری بر روی سطح زمین جاری می شود و به جویبار، نهرها، آبراهه ها و سرانجام در رودخانه ها جاری می شود و عاقبت به اقیانوس ها و دریا و دریاچه ها و تالاب ها می ریزد. بخشی از نزولات که چه به صورت بارش مستقیم و چه از طریق رودخانه ها و دریاچه ها و تالاب ها به زمین نفوذ می کند، سبب افزایش رطوبت خاک و تغذیه آبهای زیر زمینی می شود. رطوبت خاک یا به صورت مستقیم تبخیر می شود و یا توسط گیاهان به صورت تعرق در می آید و به اتمسفر باز می گردد. آبهای سطحی و زیر زمین هم در یک فرایند طولانی چه به

^{۱۶} Pierre Perrault, 1603-1680

^{۱۷} Edme Mariotte, 1620-1682

صورت طبیعی از طریق چشمه‌ها و آب پایه رودخانه‌ها و یا از طریق پمپاز چاه‌ها و قنوات، مجدد به صورت تبخیر و تعرق به جو باز می‌گردد و یا با اتصال به دریاها و اقیانوس‌ها به آنها باز می‌گردد.



شکل (۱-۱) مؤلفه‌های چرخه هیدرولوژیکی

به نظر چو^{۱۸} چرخه هیدرولوژی هسته مرکزی و نقطه عطف هیدرولوژی است. این چرخه، سیکلی بدون ابتدا و انتها است و اکثر فرآیندهای آن بطور پیوسته و دائم رخ می‌دهد و شامل مراحل مختلفی از تشکیل آب تا بازگشت به اتمسفر است. مراحلی را که در این چرخه اتفاق می‌افتد به صورت خلاصه زیر می‌توان نشان داد:

- (Condensation)
- (Precipitation)
- (Interception)
- (Infiltration)
- (Depression storage)
- (Surface runoff)
- (Soil moisture)
- (Inter flow)
- (Deep percolation)
- (Ground water)
- (Evaporation)
- (Transpiration)
- بخار و تشکیل ابر و سپس تراکم و تقطیر
- تشکیل بارش و نزولات جوی
- گیرش یا برگاب
- نفوذ
- ذخیره گودالی یا بازداشت سطحی
- روناب سطحی
- رطوبت خاک
- جریان بین لایه‌ای
- نفوذ عمقی
- سفرهای آب زیرزمینی
- تبخیر
- تعرق

جريان آب در این چرخه از لحظه زمانی و مکانی متغیر است و به گونه‌ای که گاه باران‌های سیل آسائی اتفاق می‌افتد و جريان کanal‌های سطحی را به حداقل ظرفیت خود می‌رساند و بر عکس در موقعی دیگر بقدرتی بارش کاهش می‌یابد که تصویر می‌شود چرخه هیدرولوژی متوقف شده و یا ضعیف گردیده است و همین تغییرات است که سیل و خشکسالی را بدنبال دارد.

در هیدرولوژی نباید فقط بدنبال درک مفاهیم کمی و کیفی و اندازه‌گیری و برآوردها بود بلکه باستی قادر به استخراج روابط بین مولفه‌های مختلف سیکل هیدرولوژی و عوامل موثر در هر یک از فرآیندهای آن نیز بود تا بتوان با کشف چگونگی تکرار حالت‌های بحرانی پیش‌بینی رویدادهای هیدرولوژیکی و برنامه‌ریزی منابع آب و یا مقابله با حوادث طبیعی را بر اساس شناخت آن انجام داد.

¹⁸ V. T. Chow

۱-۵- بیلان یا موازنی آبی در چرخه هیدرولوژیکی

یکی از ویژگی‌های مهم آب در عدم تغییر ترکیب مولکولی آن می‌باشد و فقط در مراحل مختلف از شکلی به شکل دیگر (بخار، مایع، جامد) تبدیل می‌شود. به این ترتیب در مقیاس جهانی، آب ماده تجدید ناپذیر است. یعنی مقدار آب موجود در کره زمین همیشه ثابت است و آب یک سیستم بسته هیدرولوژیکی را در طول زمان طی می‌کند. چرخه هیدرولوژیکی در سه بخش مهم کره زمین یعنی:

- **اتمسفر** (سپهر) که هوای اطراف کره زمین را به ضخامت حدود ۱۴ کیلومتر تشکیل می‌دهد

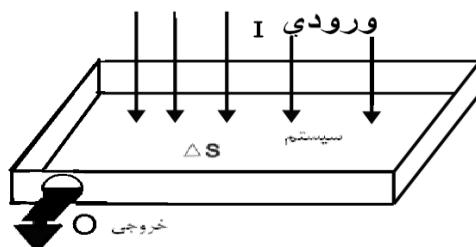
- **لیتوسفر** (سنگ سپهر) شامل پوشش سنگی و خاکی کره زمین به ضخامت حدود ۱ کیلومتر

- **هیدروسfer** (آب سپهر) یا آبهای موجود در کره زمین

هر یک از این بخش‌ها خود به صورت یک سیستم باز عمل می‌کند. برای بیان ارتباط بین این مولفه‌های هیدرولوژی از معادله بیلان آب استفاده می‌شود.

اگر یک سیستم ساده هیدرولوژیکی به صورت یک سطح مستوی (شکل ۲-۱) و با فرض شیبدار و غیر قابل نفوذ بودن در نظر گرفته شود، بین مقدار آب ورودی به آن (I) و خروجی از آن (O) و تغییرات ذخیره‌ای آب در آن dS رابطه پیوستگی زیر برقرار است.

$$dt \times I - dt \times O = dS \quad (1-1)$$

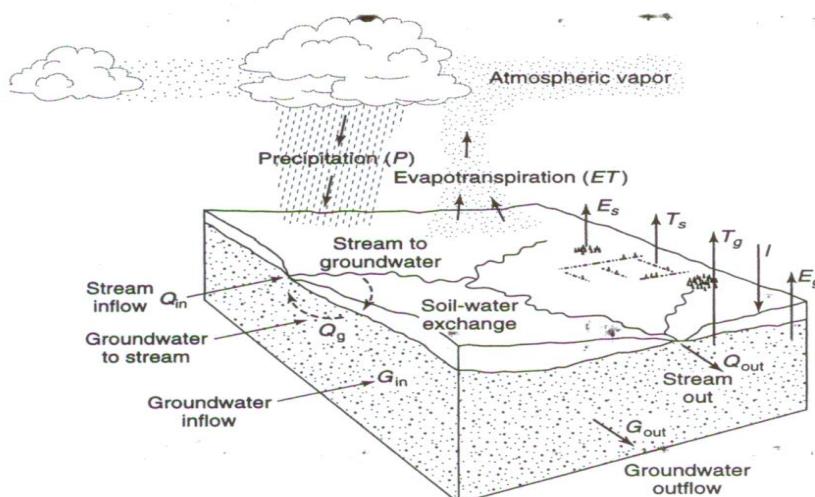


شکل ۲-۱ مدل ساده سیستم هیدرولوژیکی

معادله بالا در صورت در نظر گرفتن بعد زمان در آن به صورت زیر در می‌آید.

$$I - O = \frac{dS}{dt} \quad (2-1)$$

که در آن $\frac{dS}{dt}$ تغییرات ذخیره آب در سیستم در واحد زمان است این معادله به عنوان اساسی‌ترین معادله در هیدرولوژی و برای محاسبات موازنی آب یا بیلان آبی است. بر اساس این معادله بیلان هیدرولوژیکی را در یک حوزه آبریز (عنوان یک سیستم باز) به شکل (۳-۱) می‌توان تعریف نمود.



شکل ۳-۱ سیستم باز هیدرولوژیکی

$$P + Q_{in} - Q_{out} + Q_g - E_s - T_s - I = \Delta S_s \quad (3-1) \quad \text{برای سیستم سطحی}$$

$$I + G_{in} - G_{out} - Q_g - E_g - T_g = \Delta S_s \quad (4-1) \quad \text{برای سیستم زیرزمینی}$$

(5-1) برای کل سیستم

$$P - (Q_{out} - Q_{in}) - (G_{out} - G_{in}) - (E_s + E_g) - (T_s + T_g) = \Delta(S_g + S_s)$$

رابطه بالا به صورت خلاصه و برای جریان خالص به شکل زیر خواهد بود.

$$P - Q - G - E - T = \Delta S \quad (6-1)$$

در روابط بالا:

P بارش

Q_{in} جریان آب سطحی ورودی به سیستم

E_s تبخیر از آبهای سطحی

T_s تعرق از آبهای سطحی

I نفوذ

ΔS_g تغییرات ذخیره آبهای سطحی

Q_g جریان آب سطحی که به آب زیرزمینی وارد می‌شود و یا بر عکس جریان آب زیرزمینی که به جریان آب سطحی وارد می‌شود.

G_{in} جریان ورودی به آب زیرزمینی

G_{out} جریان خروجی از آب زیرزمینی

مثال ۴- بیلان آبی در سطح کره زمین با توجه به شکل (۱-۱) و بر اساس اندازه‌گیری فازهای مختلف هیدرولوژیکی که تا کنون گزارش شده است به صورت زیر خواهد بود:

* روزانه ۱۱۶۸ کیلومتر مکعب به صورت برف، باران و تنگرگ بر روی کره زمین نازل می‌شود از این مقدار ۸۷۶ کیلومتر مکعب مستقیماً روی سطح آبها (P_o) ۲۹۲ کیلومتر مکعب به سطح خشکی‌ها (p_L) (وارد می‌شود. از مجموع بارندگی نازل شده در سطح کره زمین ۸۳ کیلومتر مکعب جریان سطحی (Q) و ۱ کیلومتر مکعب آب زیرزمینی است. بر اساس نتایج بدست آمده روزانه ۱۱۶۸ کیلومتر مکعب آب از سطح کره زمین تبخیر می‌شود که از این مقدار ۹۶۰ کیلومتر مکعب مستقیماً از سطح آبها (EO) و ۲۰۸ کیلومتر مکعب از سطح زمین و گیاهان (ET) به اتمسفر باز می‌گردد.

* حل: موازنہ آبی برای کره زمین در یک روز به صورت زیر می‌باشد:

۱ - موازنہ در اتمسفر کرہ زمین

$$\Delta V_a = E_o + ET_L - P_o - P_L$$

$$\Delta V_a = 960 + 208 - 876 - 292 = 0$$

که در آن ΔV_a تغییرات حجم آب در یک روز در اتمسفر زمین می‌باشد.

۲ - موازنہ آب در سطح آبها کرہ زمین (اقیانوس‌ها، دریاها و دریاچه‌ها)

$$\Delta Vo = P_o + Q_L + G_L - E_o$$

$$\Delta Vo = 876 + 83 + 1 - 960 = 0$$

که در آن ΔVo تغییرات حجم آب در یک روز در آبها کرہ زمین می‌باشد.

۳ - موازنہ آبی در خشکی‌های کرہ زمین

$$\Delta V_L = P_L - ET_L - O_L - G_L \Rightarrow \Delta V_L = 292 - 83 - 1 - 208 = 0$$

که در آن ΔV_L تغییرات حجم آب در یک روز در خشکی‌های کرہ زمین می‌باشد

موازنہ آبی را می‌توان برای کرہ زمین شامل آبها سطح زمین و آبها زیرزمینی به صورت کلی نوشت

$$P_o + P_L - E_o - ET_L = 0 \Rightarrow 292 + 876 - 960 - 208 = 0$$

بررسی نسبت سه مؤلفه مهم یعنی رواناب سطحی، تبخیر و تعرق و جریان آبها زیرزمینی به کل بارش دریافتی به سطح زمین نشان می‌دهد که حدود ۳۰٪ از بارندگی به رواناب سطحی، حدود ۶۰٪ به تبخیر و حدود ۱۰٪ به سفره‌های زیرزمینی تبدیل می‌شود.

مثال ۲- دریاچه یک سد به طور متوسط ۱۵۰۰ هکتار است اگر مقدار تبخیر سالانه از سطح دریاچه ۲۴۰ سانتی‌متر باشد. هر روز چند هکتار- متر آب از سطح این دریاچه تبخیر می‌شود.

حل: مقدار تبخیر در سال برابر است با :

$$\text{هکتار- متر } 3600 = \text{هکتار سانتیمتر } 360000 \times 240 = 1500 = \text{حجم آب تبخیر شده}$$

$$\text{هکتار - متر } 3600/365 = 9.863 = \text{متوسط تبخیر روزانه}$$

۱-۶- موجودی آب کره زمین

مقدار آب موجود در کره زمین توسط محققین مختلف برآورد شده است. نتایج این برآوردها متفاوت بوده اما همه آنها نشانگر ثابت ماندن نسبی این مقدار در طول زمان است. بر اساس تحقیقات لواجع مقدار حجم آب موجود در کره زمین بالغ بر 1458643×10^3 کیلومتر مکعب برآورد شده است که طبق جدول (۱-۱) این حجم آب در بخش‌های مختلف کره زمین متتمرکز شده است.

جدول ۱-۱ مقادیر آب در کره زمین

درصد نسبت به کل آب موجود در جهان	حجم آب 10^3 km^3	محل تجمع
۹۳/۹۳	۱۳۷۳۲۳	اقیانوسها
۴/۴۰	۶۸۰۰۰	منابع آب زیر زمینی
۱/۶۵	۲۴۰۰۰	لایه‌های بین و یخچال‌ها
۱/۰۱۶	۲۳۰	دریاچه‌ها
۰/۰۰۵	۷۵	رطوبت خاک
۰/۰۰۱	۱۴	آب موجود در اتمسفر
۰/۰۰۰۱	۱/۲	رودخانه‌ها
۱۰۰	۱۴۵۸۶۴۳	جمع کل

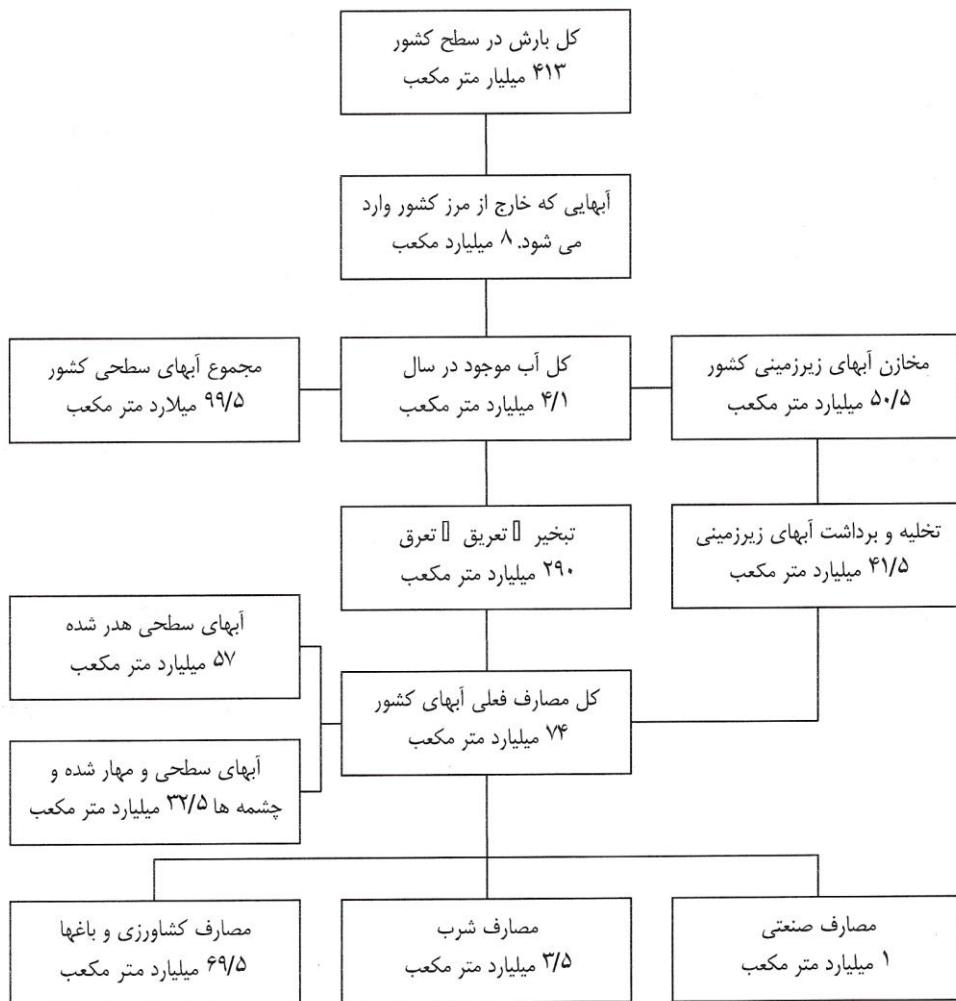
همانگونه که جدول (۱-۱) نشان می‌دهد بخش اعظم آب موجود در کره زمین در اقیانوس‌ها متتمرکز است. اگر چه آب اقیانوس‌ها منبع اصلی تأمین بخار آب برای تشکیل ابر و ریزش‌های جوی به حساب می‌آید اما این آبها به دلیل شوری بسیار زیاد (۳ تا ۴ گرم نمک در هر لیتر) از لحاظ کیفی برای مصارف گوناگون قابل استفاده نمی‌باشد.

حجم آب شیرین در کره زمین در مقایسه با آب شور بسیار ناچیز بوده و در حدود 40×10^{12} متر مکعب برآورد شده است که از این مقدار حدود ۷۵ درصد به صورت برف و بیخ در قطب‌ها، ۲۴ درصد سفره‌های آب زیرزمینی، $1/3$ درصد در دریاچه‌های آب شیرین، $1/6$ درصد رطوبت در خاک 34% درصد بخار آب در هوا و $1/3$ درصد در رودخانه وجود دارد. بنابراین در صورت در نظر گرفتن آبهای موجود در قطب‌ها، انسان فقط به کمتر از یک درصد از منابع آب کره زمین دسترسی دارد. این مقدار ناچیز دارای توزیع زمانی و مکانی بسیار نامناسب در سطح کره زمین می‌باشد. جدول (۲-۱) وضعیت بیلان آبی در حوضه‌های شش گانه کشور را نشان می‌دهد. شکل (۱-۴) نیز وضعیت بیلان آبی کشور را نشان می‌دهد.

قاره آسیا با وسعتی بیش از ۵ برابر قاره اروپا بارندگی آن کمتر از قاره اروپا می‌باشد و این مقدار بارندگی تقریباً بطور کامل در دو فصل پاییز و زمستان نازل می‌شود، در حالی که در قاره اروپا بارندگی در تمام فصول سال ادامه می‌باید.

جدول (۱-۳) مشخصات حوضه‌های اصلی و بیلان هیدرولوژیکی کشور [۶]

حوضه آبریز	کد	وسعت (Km ²)					حجم متوسط سالانه (MCM)
		کل	کوهستان	دشت	بارش	تبخیر و تعرق	
دریایی مازندران	۱	۱۷۳۷۳۰	۱۳۱۵۸۴	۴۲۱۴۶	۸۴۱۹۰	۶۱۲۵۳	۲۲۹۷۳
دریاچه ارومیه	۲	۴۱۹۸۰۲	۳۰۳۱۰۰	۱۱۶۶۴۷	۱۰۳۸۲۰	۹۶۶۲۲۳	۵۷۱۹۷
خیلچ فارس	۳	۵۱۸۶۶	۳۰۱۴۷	۱۶۷۱۹	۲۲۳۰۰	۱۰۰۷۰	۶۷۳۰
مرکزی	۴	۸۰۱۱۲۶	۳۹۰۰۸۸	۴۰۶۰۳۸	۱۲۷۵۱۰	۱۰۱۰۱۸	۲۶۴۹۲
همون	۵	۱۰۷۳۶۹	۵۴۸۰۵۹	۵۲۰۱۰	۱۳۴۸۰	۱۱۹۳۴	۱۵۶
سرخس	۶	۴۴۱۷۰	۲۹۷۱۲	۱۴۳۹۵	۱۱۸۶۰	۹۷۲۸	۲۱۳۲
کل کشور		۱۶۴۸۰۰	۹۴۹۵۴۵	۶۹۸۴۰۰	۴۱۳۱۶۰	۲۹۶۱۲۶	۱۱۷۰۳۴



شكل ۱-۴- بیلان آبی در ایران

فصل دوم: آب و هوا و ریزش‌های جوی

۱-۲ - مقدمه

ویژگی‌های هیدرولوژیکی هر ناحیه‌ای به عوامل هواشناسی آن ناحیه بستگی دارد که خود از روی موقعیت جغرافیایی و وضعیت زمین‌شناسی هر منطقه تعیین می‌گردد. به همین دلیل قبل از ورود به مباحث هیدرولوژی ضرورت دارد که با عوامل آب و هوائی آشنائی حاصل شود.

برای هیدرولوژیست‌ها و افرادی که می‌خواهند مطالعات هیدرولوژی را انجام دهند آشنایی با عوامل آب و هوایی که مبنا و پایه برای علم هیدرولوژی است، بسیار ضروری است و گرنه نمی‌توان با ارقام و اعدادی که در محاسبات بدست می‌آید، قضاوت کارشناسی درستی روی داده‌ها و نتایج بدست آمده از آن انجام داد.

هواشناسی علم دامنه‌دار و گسترده‌ای است و اهمیت آن در زندگی روزمره بشری بخوبی مشخص شده است و خوشبختانه امروزه در استفاده از تکنیک‌های پیشرفته‌ای نظیر انواع سنجنده‌های نصب شده بر روی ماهواره‌های شناسائی منابع زمینی و هواشناسی بخوبی بهره‌مند است.

از هواشناسی نه تنها در طرح‌های مسائل آبی استفاده می‌شود بلکه در امور ناوپری هواپیماهای، کشتی‌های اقیانوس پیما، کشاورزی و پیش‌بینی آب و هوای مناطق مختلف استفاده می‌گردد. پیش‌بینی‌های مربوط به سیل و خشکسالی و توفانها هر ساله موجب نجات جان میلیونها انسان و کاهش خسارات مالی به آنها می‌گردد. مباحث مهمی که از علم هواشناسی که در هیدرولوژی کاربردی مورد استفاده قرار می‌گیرند زیر را می‌توان بصورت زیر ذکر نمود:

- ۱ - مقدار و توزیع بارندگی
- ۲ - ریزش برف و یخ‌بندان
- ۳ - اثر باد روی درجه حرارت، رطوبت هوا و ذوب برف
- ۴ - تعیین شرایط محتمل برای حداقل بارش
- ۵ - شرایط لازم برای ذوب برف

به منظور شناخت اولیه عوامل آب و هوائی ضروری است پارامترهای آن را که شامل اتمسفر، تشعشات خورشیدی، درجه حرارت، توزیع عددی حرارت در اتمسفر، رطوبت هوا و میدان فشار و باد شناسایی شود و چگونگی اندازه‌گیری و ارتباط آن با عوامل هیدرولوژیکی بررسی گردد.

۲-۲ - ساختمان جو اطراف زمین

از نقطه نظر هیدرولوژیکی جو به لایه‌ای از هوا گفته می‌شود که پیرامون کره زمین را فرا گرفته است و تحولات هیدرولوژی از جمله سیکل هیدرولوژیکی در آن اتفاق می‌افتد. ضخامت این لایه در هوا حدود ۳۰ تا ۴۰ کیلومتر است.

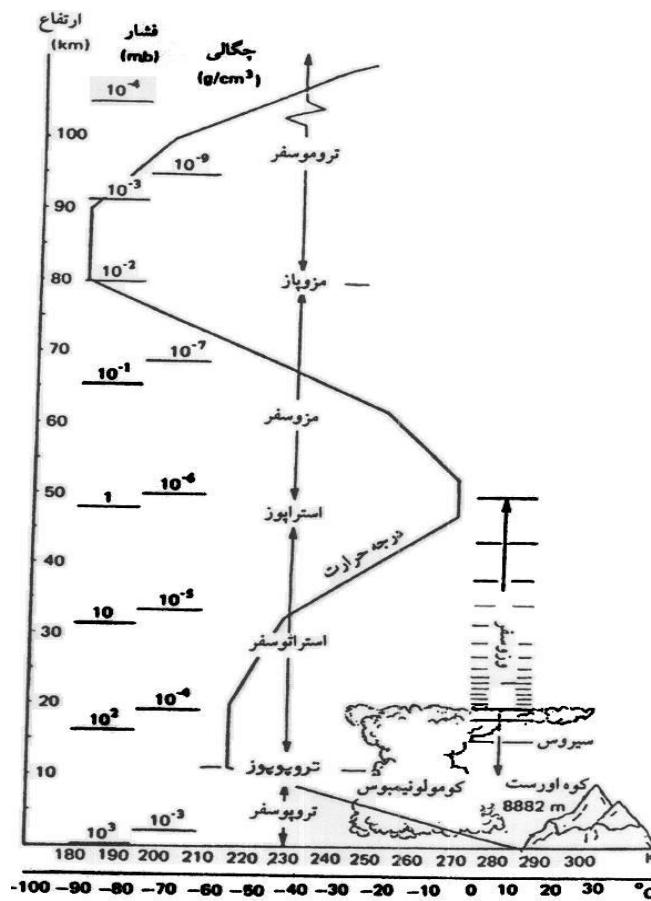
اتمسفر کره زمین در شرایط فشار معمولی ۷۶۰ میلی‌متر جیوه جرمی حدود ۱۰ تن در هر مترمربع سطح زمین دارد و وزن کل آن حدود 10×5 تن می‌باشد. ساختار اتمسفر با توجه به فشار و درجه حرارت در شکل (۱-۲) نشان داده شده است.

جو یا اتمسفر زمین تا ارتفاع حدود ۱۱۰ کیلومتری از چهار بخش زیر و از پائین به بالا تشکیل شده است.

حدود تا ۹۰ کیلومتر به بالا	Tromosphere	بخش بالا
حدود تا ۸۰ کیلومتری	Mesosphere	مزوسفر
حدود تا ۴۰ کیلومتری	Stratosphere	استراتوسفر
حدود تا ۲۰ کیلومتری	Troposphere	بخش پایین تروپوسفر

مرز بخش‌های چهارگانه نیز بوسیله لایه‌های مزوپیاز، استراتاپوز، تروپوسفر از هم مشخص می‌شود. از نظر هیدرولوژی فقط لایه تروپوسفر به ضخامت حدود ۱۰-۱۴ کیلومتر حائز اهمیت است چون تغییرات دما و جایگاهی بخار آب و در واقع چرخه طبیعی آب یا سیکل هیدرولوژی در این بخش از اتمسفر اتفاق می‌افتد و در حدود ۷۵ درصد از وزن اتمسفر هم در همین لایه متمرکز است.

اتمسفر کره زمین گازهای مختلفی را در برگرفته است. ترکیب جرمی این گازها طبق جدول (۱-۲) به گونه‌ای که حدود ۷۸/۰۹ درصد آنرا ازت و ۹۵/۰٪ را گاز اکسیژن تشکیل می‌دهد مابقی را نیز گازهای دیگری مثل آرگن، گاز کربنیک، نئون و هلیوم، گریپتون، هیدروژن، کزنون، ازت و رادون شامل می‌شود.



شکل (۱-۲) ساختار اتمسفر

جدول (۱-۲) ترکیب گازهای اتمسفر

عناصر متغیر		عناصر دائمی و مهم	
درصد حجمی	نوع گاز	درصد حجمی	نوع گاز
0.5×10^{-4}	اکسید ازت	۷۸/۰۸۴	ازت
6×10^{-13}	رادون	۲۰/۹۴۶	اکسیژن
کمتر از 4×10^{-4}	بخار آب	۰/۹۳۴	آرگن
کمتر از 0.7×10^{-4}	اوزن	۰/۰۳۳-۰/۱	گاز کربنیک
کمتر از 1×10^{-4}	ایندویه سولفوره	۱۸/۱۸ $\times 10^{-4}$	نئون
کمتر از 0.2×10^{-4}	اکسید ازت	۵/۲۴ $\times 10^{-4}$	هليوم
خیلی کم و ناچیز	آمونیوم	۱/۱۴ $\times 10^{-4}$	کربیتون
کمتر از 0.2×10^{-4}	اکسید کربن	۰/۰۸۷ $\times 10^{-4}$	گاز نئون
کمتر از 10^{-5}	ذرات معلق خاک و ...	۰/۵ $\times 10^{-4}$	هیدروژن
کمتر از ۱	آب به صورت مایع و جامد	۲/۰ $\times 10^{-4}$	متان

گاز کربنیک بامقدار کم و ناچیز خود نقش بسیار مهمی را در جذب اشعه‌های گرمایی خورشیدی دارد و از نظر هواشناسان اهمیت زیادی دارد. مقدار کل گاز کربنیک در جو، دریاهای و سوخت فسیلی به حدود $172/300$ میلیارد تن برآورد شده است. افزایش مقدار این گاز در

جو به دلیل سوختهای فسیلی و چوب و غیره موجب بر هم خوردن تعادل حرارتی در سطح کره زمین شده و به دنبال آن مسئله تغییر اقلیم را در پی داشته است. لایه اوزن هم اگر چه مقدار آن در جو کم است اما نقش زیادی در جذب پرتوهای مخرب در سطح زمین را دارد.

۴-۲- تابش خورشید

توزیع تشعشعات خورشیدی در آتمسفر زمین و اطراف آن باعث توزیع غیریکنواخت گرما شده و محرکه اصلی اکثر پدیده های هیدرولوژی و هواشناسی است. به عبارتی نیروی که باعث چرخه آبی یا سیکل هیدرولوژیک می شود انرژی خود را از خورشید دریافت می کند و در حقیقت کلیه جریان های موجود در زمین بیشتر بستگی به میزان تابش خورشید دارد. البته سایر منابع حرارتی در زمین مانند ژئوتermal و یا انرژی حاصل از سوخت مواد فسیلی و امثال آن نقش دوم را در این زمینه دارند.

میزان انرژی خورشیدی در هر دقیقه در حدود 56×10^{24} کالری بر آورد می شود. نور خورشید به دو صورت سبب گرم کردن کره زمین می شود. یکی با تشعشعهای نوری با طول موج کوتاه و دیگری با طول موج بلند.

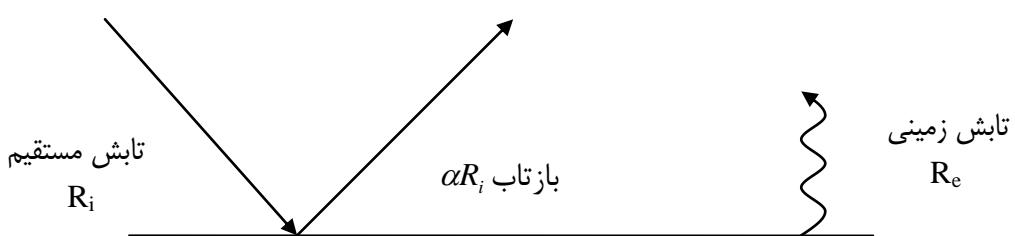
بیلان انرژی ورودی به زمین و بازتاب آن توسط زمین در هیدرولوژی اهمیت زیادی دارد. وقتی تابش خورشید به سطح زمین بر خورد می کند دو حالت پیش می آید یا جذب می شود و یا منعکس می گردد. تابش منعکس شده را بازتاب (Albedo) آلبیدو می گویند تشعشعات خورشیدی در طیف وسیعی از طول موج صورت می گیرد. طول موج بر حسب میکرومتر (یک میلیون متر)، و یا انگستروم (10^{-10} متر) بیان می شود. به طور کلی این تشعشعات با توجه به طول موج درسه طیف ماوراء بنفش، مرئی و مادون قرمز طبقه بندی می شود. بیشترین انرژی تابش خورشیدی حدود ۹۹ درصد در محدوده طول موج کوتاه بین $\frac{1}{4} \text{ تا } \frac{1}{8}$ میکرومتر و یا طیف مرئی صورت می گیرد. از مجموع تابش های خورشیدی مقدار ۲۳ درصد در منطقه طیف مادون قرمز و ۶۸ درصد در منطقه قابل روئیت و ۹ درصد در محدوده ماوراء بنفش قرار دارد.

طول موج ماوراء بنفش در محدوده $\frac{1}{4} \text{ تا } \frac{1}{8}$ میکرومتر

طول موج مرئی در محدوده $\frac{1}{8} \text{ تا } \frac{1}{4}$ میکرومتر

طول موج بلند در محدوده $\frac{1}{4} \text{ تا } \frac{1}{10}$ میکرومتر

مقدار انعکاس تابش خورشیدی به طبیعت محیطی که اشعه وارد آن می شود بستگی دارد و با ضریب آلبیدو (α) مشخص می شود مقدار این ضریب بین صفر و ۱ می باشد مثلاً آب عمیق بیشترین مقدار تابش خورشید را جذب می کند و ضریب بازتاب آن خیلی کم و حدود 0.06 است ولی برف تازه بیشترین تابش خورشیدی را منعکس می کند و α آن حدود 0.9 می باشد. شکل (۱-۲) بیلان تابش خورشیدی را در سطح زمین نشان می دهد.



شکل (۲-۲) بیلان تابش خورشید در سطح زمین

مقدار تابش خورشیدی در زمین در هر لحظه برابر با اختلاف تابش جذب شده از زمین است یعنی:

$$R_n = R_i(1-\alpha) - Re \quad (1-2)$$

که در آن:

R_i تابش مستقیم ورودی به زمین R_n تابش خالص در زمین
 R_e تابش زمینی که از زمین ساطع می شود. α ضریب آلبیدو

در ادامه این فصل مواردی به شرح زیر بررسی می شود

۴-۲- شدت تابش

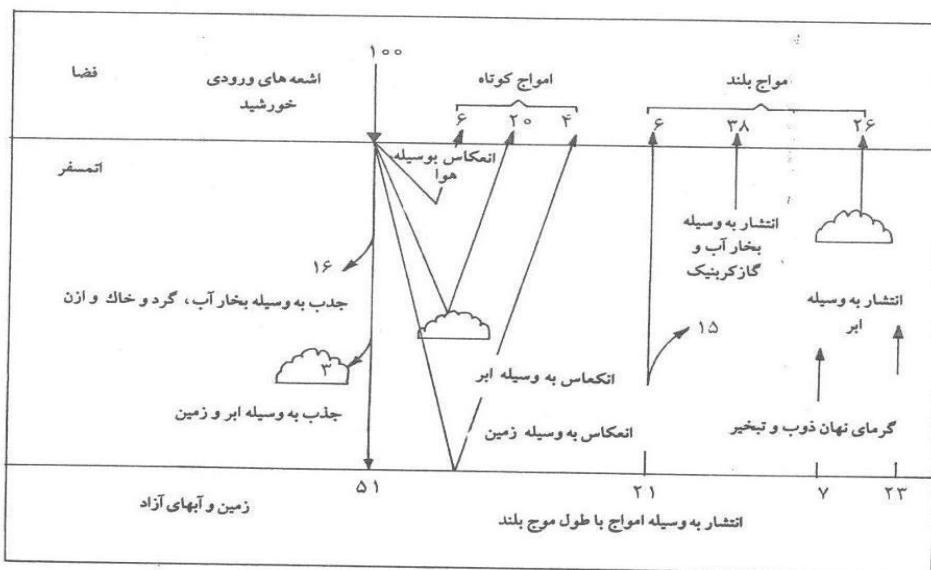
انتقال حرارت خورشیدی از طریق تابش صورت می‌گیرد. سطح خورشید دارای دمای حدود ۵۷۹۳ درجه کلوین است و از خود اشعه حرارتی ساطع می‌کند که در فضای اطراف آن پراکنده می‌شود. تابش خورشیدی در تمام طیف خود از نوع الکترومغناطیسی است و به عقیده ماکس پلانک به شکل موجی یا سینوسی نسبت به هم انتقال می‌یابد.

۵-۲- انعکاس و انتشار

ضریب بازتاب (آلیپدو) قسمتی از تابش‌های ورودی به زمین را که به اتمسفر باز می‌گرداند، نشان می‌دهد.

۶-۲- بیلان تابش در سطح زمین

شدت تابش خورشیدی که به اتمسفر می‌رسد توسط سه عامل انتشار در اتمسفر، جذب توسط ابرها و زاویه تابش ورودی (که خود تابع عرض جغرافیائی، فصل و ساعت تابش در روز است) قبیل از رسیدن به سطح زمین کاهش می‌یابد. بر اساس میانگین سالانه مولفه‌ها مختلف بیلان حرارتی زمین و اتمسفر مطابق شکل (۳-۲) می‌باشد.

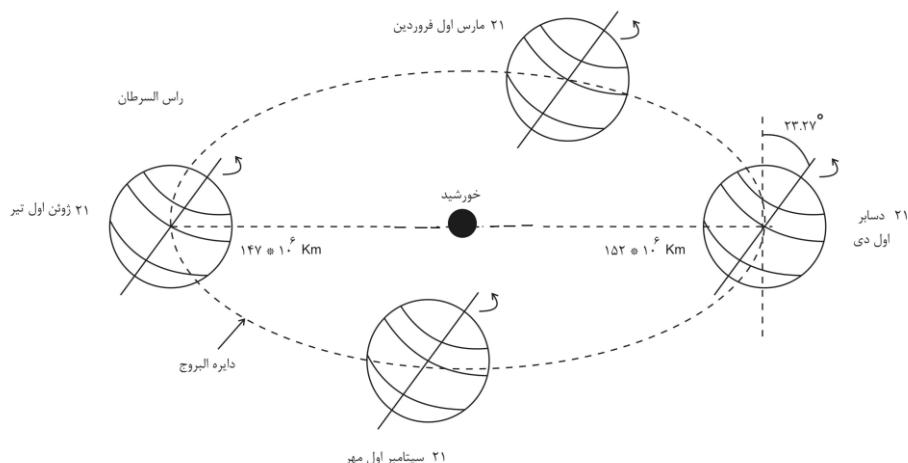


شکل (۳-۲) مؤلفه‌های بیلان حرارتی زمین و اتمسفر

همانگونه که ملاحظه می‌شود حدود نیمی از تابش‌های خورشید (۵۱ واحد) به زمین می‌رسد و جذب می‌شود. و حدود ۱۹٪ جذب مواد در اتمسفر شده و ۳۰ درصد منعکس می‌شود. از این مقدار ۲۱ واحد با طول موج بلند خارج می‌شود ۲۳ واحد حرف تبخیر آب و به صورت شارگرمای نهال تبخیر به اتمسفر بر می‌گردد. ۷ واحد به صورت شارگرمای ویژه صرف گرم کردن هوای اطراف زمین می‌شود.

۷-۲- حرکت کره زمین و تغییرات تابش در سطح آن

مقدار انرژی خورشیدی که به سطح زمین می‌رسد تابعی از فاصله خورشید تا زمین، ارتفاع خورشید با زاویه تابش آن و مدت تابش است. از آنجا که این پارامترها در هر محلی متفاوت است. بنابراین با توجه به گردش وضعی زمین به دور خورشید در مدار بیضی شکل که در هر موقع از سال با فاصله متفاوتی از سطح زمین قرار می‌گیرد. تغییرات فصلی در مقدار تابش دریافتی در سطح زمین ایجاد می‌شود. شکل (۲-۴) تغییرات فاصله زمین از خورشید را در فصول مختلف و بخصوص تابستان و زمستان نشان می‌دهد.



شکل (۴-۲) گردش سالانه زمین به دور خورشید

چون بیلان تابش خورشیدی در پائین‌تر از ۳۵ درجه شمالی و جنوبی مثبت و به طرف قطبین منفی است بنابراین همیشه یک جریان استوایی به سمت قطبین وجود خواهد داشت که جریان انتقال انرژی از مناطق با انرژی زیاد به مناطق با انرژی کم می‌باشد. این انتقال انرژی که توسط جریان هوا و آب اقیانوس‌ها صورت می‌گیرد $\frac{2}{3}$ آن توسط گرمای نهان ویژه تبخیر در اتمسفر و $\frac{1}{3}$ آن توسط گرمای ویژه در اقیانوس‌ها انجام می‌گیرد.

۸-۲- جریان‌های آشفته در سطح زمین

همانگونه که اشاره شد بیلان انرژی در زمین و اتمسفر نا برابر بوده و همین امر باعث حرکت یک سری از جریان‌های انتقالی انرژی و همینطور جرم و اندازه حرکت در سیستم اتمسفر و زمین می‌شود. این تبادل انرژی در درون و بین اقیانوس‌ها، خشکی‌ها و اتمسفر اتفاق می‌افتد.

وقتی که جریان باد در سطح زمین می‌وزد، تولید اصطکاک و آشفتگی در جریان‌ها را می‌کند. حرکت حجمی افقی هوا در جریان گردابی آشفته، گرمای نهال تبخیر و گرمای ویژه را با خود حمل می‌کند.

۹- رطوبت هوا

مقدار آبی که به صورت بخار در هوا وجود دارد، رطوبت هوا^{۱۹} گفته می‌شود. میزان رطوبت هوا از متغیرترین اجزاء تشکیل دهنده اتمسفر است و مقدار آن نسبت به زمان و مکان تغییر می‌کند. رطوبت هوا کمتر از ۰/۰۰۱ درصد از کل آب موجود در کره زمین است ولی همین مقدار کم منبع اصلی تداوم سیکل هیدرولوژی است و نقش اساسی در تعیین اقلیم هر منطقه‌ای را دارد.

۱۰- تغییرات فشار و درجه حرارت با ارتفاع

براساس قانون گازهای ایده آل در حالت استاتیک، فشار سیالات در حال سکون برابر است با:

$$p = \rho_a \cdot R_a \cdot T \quad (۳۸-۴)$$

و تغییرات آن نسبت به ارتفاع یا گرادیان فشار نسبت به ارتفاع نیز از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho_a \cdot g \quad (۳۹-۲)$$

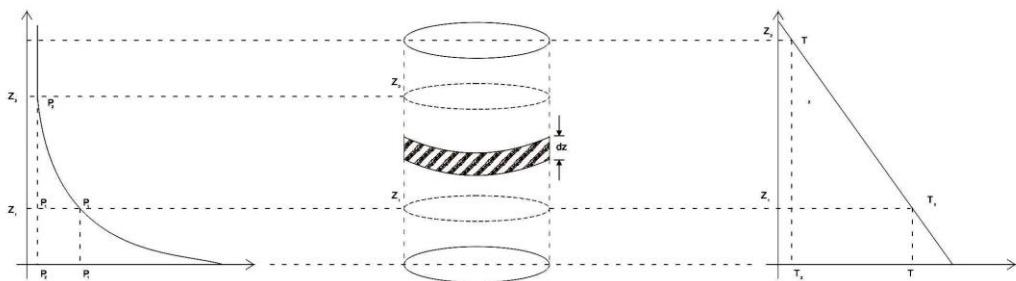
از سوی دیگر تغییرات درجه حرارت نسبت به ارتفاع هم به صورتی است که با افزایش ارتفاع مقدار دما کاهش پیدا می‌کند که در یک

هوای معمولی به صورت زیر تعریف می‌شود:

¹⁹ Water vapour

$$\frac{dt}{dz} = -\alpha \quad (40-2)$$

به ضریب α نرخ کاهش دما یا لایس رایت^{۲۰} می‌گویند و مقدار آن در یک هوای خشک $C/km = 10^\circ$ در هوای با رطوبت معمولی $C/Km = 6/5$ در هوای اشباع $C/km = 5$ می‌باشد (سانتی گراد به ازاء کیلومتر). اگر تغییرات خطی درجه حرارت هوا با دو قانون بالا به هم در نظر گرفته شوند، یک تغییر غیرخطی در تغییرات فشار با ارتفاع به دست می‌آید. جرم مخصوص و رطوبت ویژه هوا هم با ارتفاع تغییرات غیرخطی خواهد داشت. طبق شکل زیر خواهیم داشت:



شکل (۹-۲) تغییرات فشار و درجه حرارت نسبت به هوا

با جایگزینی مقدار ρ_a در روابط بالا، معادله برای دو اندازه دلخواه در فشار هوای اتمسفری یعنی P_1 و P_2 رابطه بالا به صورت زیر در خواهد آمد:

$$\begin{aligned} \ln\left(\frac{P_2}{P_1}\right) &= \frac{g}{\alpha \cdot R_a} \times \ln\left(\frac{T_2}{T_1}\right) \quad (43-2) \\ P_2 &= P_1 \left(\frac{T_2}{T_1}\right)^{\frac{g}{\alpha \cdot R_a}} \end{aligned}$$

همچنین برای تغییرات خطی درجه حرارت بین دو ارتفاع Z_1 و Z_2 رابطه زیر برقرار خواهد بود.

$$T_2 = T_1 - \alpha(Z_2 - Z_1) \quad (44-2)$$

۱۱-۲ آب قابل بارش

مقدار بخار آب موجود یا رطوبت موجود در هر ستون از هوای مرطوب که ارتفاع آن از سطح زمین شروع شده و تا نقطه‌ای مشخص ادامه داشته باشد، را آب قابل بارش^{۲۱} در آن ستون هوا می‌گویند. این مقدار آب در واقع توان تولید باران در شرایط مذکور در آن هوای مرطوب خواهد بود.

اگر dz یک المان طولی در ستونی از هوا با سطح مقطع A در نظر گرفته شود، جرم هوای موجود در این المان برابر است با:

$$ma = \rho_a \cdot A \cdot dz \quad \text{یا} \quad ma = \rho_a \times v \quad (45-2)$$

و جرم رطوبت موجود در هوا برابر است با:

$$dm_v = q_v \cdot \rho_a \cdot A \cdot dz \quad (46-2)$$

²⁰ Lapse rate

²¹ Precipitable water

به این ترتیب مجموع آب قابل بارش در این ستون بین دو ارتفاع Z_1 تا Z_2 برابر است با:

$$Mp = \int_{z_1}^{z_2} q_v \cdot \rho_a \cdot A \cdot dz \quad (47-2)$$

با استفاده از اختلاف ارتفاع Z و انتگرال بالا، جرم آب قابل بارش در هر کدام از لایه های هوا محاسبه می شود.

$$\Delta m_p = \bar{q}_v \cdot \bar{\rho}_a \cdot A \cdot \Delta z \quad (48-2)$$

$\bar{\rho}_a$ و \bar{q}_v به ترتیب میانگین مقادیر رطوبت ویژه و دانسیته هوا در آن لایه هوا می باشد. با جمع اجرام رطوبت لایه های هوا، مجموع آب قابل بارش در ستون هوا بدست می آید که می توان از رابطه زیر آن را به ارتفاع آب قابل بارش تبدیل کرد.

$$D = \frac{Mp}{\rho_w \cdot A} \quad (49-2)$$

در این رابطه A سطح مقطع ستون هوا و ρ_w دانسیته آب 1000 kg/m^3 است. این ارتفاع آب قابل بارش توصیفی از بارش محتمل در یک منطقه است.

۱۲-۳ - حداکثر بارش محتمل

بر پایه نظریه سازمان جهانی هواشناسی (WMO, 1983) ²² حداکثر بارش محتمل PMP بیشترین ارتفاع بارشی است که در دوره زمانی معین در یک حوضه به وقوع می پیوندد. چو و همکاران (۱۹۸۸) تعریف جامع تری را برای حداکثر بارش محتمل بدین صورت بیان می کنند که بیشترین ارتفاع بارشی است که امکان رسید آن از نظر فیزیکی در یک محدوده جغرافیایی و در یک زمان معین از سال منطقی باشد. معمولاً اثر تغییر اقلیم در برآورد این کمیت در یک دوره زمانی طولانی در نظر گرفته نمی شود. حداکثر سیلان محتمل (PMF) ²³ ناشی از تبدیل این مقدار بارش در سطح حوضه می باشد. اصولاً این کمیت یک عدد کاملاً واقعی نیست زیرا نمی توان آنرا به طور کاملاً دقیق برآورد کرد و یا به آن احتمال خاصی از نظر رخداد نسبت داد، اما محاسبه آن به عنوان معیار طراحی در پایداری سدهای بزرگ توجیه شده است. برای محاسبه حداکثر بارش محتمل دو روش یکی آماری و دیگری روش فیزیکی یا سینوپتیکی ارائه شده است. روش سینوپتیکی خود به دو مدل کوهستانی ²⁴ و غیر کوهستانی ²⁵ تقسیم می شود.

²² Probable Maximum Precipitation

²³ Probable Maximum Flood

²⁴ Orographic Model

²⁵ Non Orographic Model or Convergence Model

فصل سوم: حوضه‌های آبریز و ویژگی‌های آنها

۱-۳- تعاریف

حوضه آبریز سطحی است که تمامی رواناب ناشی از بارش (باران، برف، تکرگ...) بر روی آن توسط یک رودخانه به سمت یک خروجی مشخصی هدایت و به دریا، دریاچه، یا باتلاقی ختم می‌شود. به عبارتی دیگر حوضه آبریز پهنه‌ای است که کلیه روناب‌های ناشی از بارش به طور طبیعی به یک نقطه خروجی، که گودترین قسمت حوضه است، هدایت می‌شود.

در بسیاری از نوشته‌ها فارسی به کلمه دیگری به نام حوضه آبخیز برخورد می‌شود که همین تعریف را دارد. کلمه حوضه را برخی به صورت حوضه و برخی به صورت حوزه می‌نویسند بر اساس واژه‌نامه‌های متعدد فارسی، حوزه مرز یا محیط یک پهنه را تعریف می‌کند و لذا بعد از حوزه باستی یک اسم باید مثل حوزه استحفاظی یک شهر یا استان و یا حوزه نظام وظیفه بنابراین بعد از آن باستی به صورت حوزه آبریز و یا حوزه آبخیز باید. کلمه حوضه مانند حوض است که خود معنی سطح را می‌دهد. مثل حوضه رودخانه کارون، حوضه رودخانه دز و امثالی. کلمات انگلیسی مترادفی که برای این واژه بکار می‌رود عبارتند از:

Basin

بیشتر برای حوضه‌های بزرگ

Watershed

حوزه آبریز یا آبخیز (در متون آمریکایی)

Catchment

حوزه آبریز یا آبخیز (در متون انگلیسی UK)

Drainage area

بیشتر در مسائل زهکشی

Drainage basin

بیشتر در مسائل زهکشی

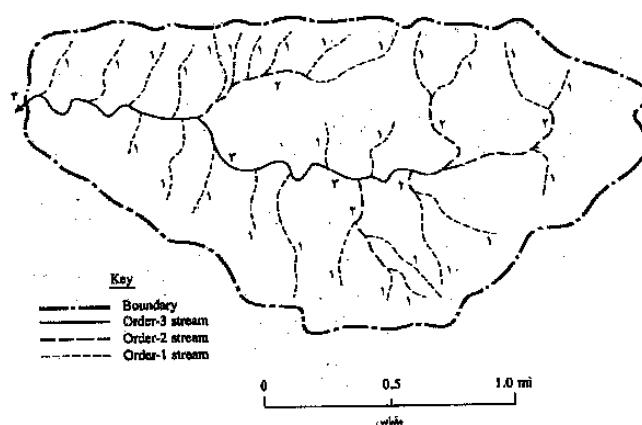
مرز حوضه را خط الراس تپه‌ها و کوه‌های یک منطقه مشخص می‌کند و آنرا از حوضه‌های مجاور جدا می‌کند. در هر طرح آبی مانند سد، بند، آبرو، پل، شبکه‌های آب و فاضلاب و دفع آبهای سطحی و زهکشی اراضی، شناخت حوضه آبریز اولین گام در بررسی هیدرولوژیکی است تا بتوان کمیت‌هایی مثل مقدار بارش (با تداوم معین) و روناب و سیل را در آن تجزیه و تحلیل نمود و یا از روابط و فرمول‌های هیدرولوژیکی برای برآوردها از آنها استفاده نمود.

این سطح عامل تعیین کننده‌ای در حجم آبدی سالیانه رودخانه، دبی سیل و تداوم جریان و به طور کل نحوه تغییرات دبی در زمان می‌باشد.

یک حوضه آبریز بزرگ خود شامل چندین زیر حوضه است که هر گام دارای مشخصات فیزیکی و مر福利وژیکی می‌باشند. شکل (۱-۳) یک حوضه آبریز را نشان می‌دهد.

برای مشخص کردن یک حوضه آبریز ابتدا از نقشه توپوگرافی با مقیاس مناسب (ممولاً بستگی به مرحله مطالعات یعنی فاز مطالعات دارد) استفاده می‌شود. نقشه‌های توپوگرافی دارای خطوط هم ارتفاع می‌باشند که هر اندازه نقطه کوهستانی و پر شیب باشد، این خطوط بهم نزدیک است در حالیکه در دشت‌ها فاصله منحنی‌های تراز از هم دورتر می‌شوند.

طرز تفکیک زیر حوضه و یا حوضه اصلی بدین صورت است که ابتدا نقطه خروجی مورد نظر به روی رودخانه (مثلاً در محل ایستگاه هیدرومتری و یا نقطه معینی) مشخص می‌گردد و سپس با توجه به خطوط میزان منحنی اطراف آن خط الراس‌ها و یا مرز آنها از یکدیگر تفکیک می‌شود.



شکل (۱-۳) یک حوضه آبریز

۳-۲- مشخصات حوضه آبریز

ویژگیهای حوضه‌های آبریز را ممکن است به گروه‌های مختلفی تقسیم نمود. شاید یکی از ساده‌ترین این تقسیم‌بندی را می‌توان به صورت زیر ارایه نمود. این مشخصات به ۵ گروه عمده تقسیم می‌شوند.

الف: ویژگی‌های مرفوتری حوضه

ب: ویژگی‌های اقلیمی حوضه

ج: ویژگی‌های ذاتی و فیزیکی حوضه

د: ویژگی‌های زمانی حوضه

ه: ویژگی‌های هیدرولوژیکی حوضه

۳-۱-۲- مشخصات مرفومنtri حوضه

مشخصات مرفومنtri یا هندسی حوضه شامل سطح، محیط، طول حوضه، شکل، موقعیت، طول آبراهه‌ها، شیب حوضه، شیب آبراهه و شبکه آبراهه‌ای می‌باشد که به اختصار در مورد آنها توضیح داده می‌شود.

۳-۱-۱- مساحت حوضه

مساحت حوضه یکی از مشخصه‌های مهم می‌باشد زیرا بزرگی حجم رواناب و شدت جریان یا دبی به آن بستگی دارد. مساحت تصویر افقی حوضه را سطح حوضه می‌گویند معمولاً با علامت نشان می‌دهند.

مساحت حوضه را با پلانی متر (مساحت سنج) روی نقشه توپوگرافی با مقیاس مشخصی تعیین می‌شود و بر حسب کیلومترمربع، هکتار و یا مایل مربع بیان می‌شود.

حوضه‌های آبریز را بر اساس سطح به سه گروه کلی حوضه‌های کوچک، متوسط و بزرگ تقسیم می‌کند.

- حوضه‌های کوچک: مساحت حوضه کمتر از ۱۰۰ کیلومتر مربع

- حوضه‌های متوسط: مساحت حوضه بین ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر مربع

- حوضه‌های بزرگ: مساحت حوضه بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع

۳-۱-۲-۱- محیط حوضه

محیط حوضه در واقع طول خط تقسیم یا مرز حوضه است و آنرا از حوضه‌های مجاور جدا می‌کند. اندازه‌گیری محیط حوضه بوسیله منحنی سنج (Curve meter) تعیین و بر حسب کیلومتر یا مایل و با حرف P بیان می‌شود.

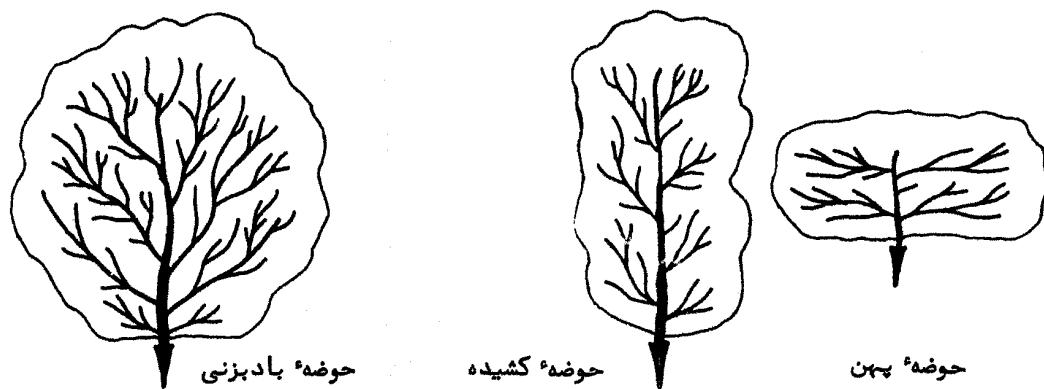
۳-۱-۲-۲- طول حوضه

طول حوضه معمولاً به طول مسیر آبراهه اصلی از نقطه خروجی تا دورترین نقطه روی خط تقسیم آب گفته می‌شود.

به آبراهه‌ای که بیشترین زمان پیمایش را در حوضه داشته باشد، آبراهه اصلی می‌گویند. اندازه‌گیری آن نیز توسط منحنی سنج می‌گیرد و با حرف L بر حسب کیلومتر یا مایل بیان می‌شود.

۳-۱-۲-۳- شکل حوضه

شکل حوضه آبریز از نظر ظاهری تأثیر زیادی روی روناب سطحی و شکل هیدروگراف سیل دارد. حوضه‌ها از نظر شکل بسیار متنوع هستند ولی می‌توان آنها را به سه گروه عمده تقسیم نمود که شامل حوضه‌های کشیده، پهن و بادبزنی می‌باشند. افزون بر بیان توصیف شکل حوضه به نامهای ذکر شده در بالا معمولاً آنرا با استفاده از شاخص‌های کمی به صورت شکل (۲-۳) نشان می‌دهند.



شکل (۲-۳) انواع حوضه های آبریز از نظر شکل کلی

الف- ضریب شکل (Form Factor)

عبارت است از نسبت مساحت حوضه (A) به مجذور طول حوضه (L^2) که با علامت FF بیان می‌شود.

$$FF = \frac{A}{L^2} \quad (1-3)$$

اگر حوضه را مستطیل فرض کنید در این صورت:

$$FF = \frac{A}{L^2} = \frac{L \times B}{L^2} = \frac{B}{L} \quad (2-3)$$

این ضریب برای حوضه‌های مربع شکل معادل ۱ و برای حوضه‌های کشیده تا چندین برابر واحد است.

ب- ضریب فشردگی (Compactness)

ضریب فشردگی یا ضریب گراویلیوس (Gravelius) عبارت از نسبت محیط حوضه (P) به محیط دایره فرضی که مساحت آن برابر با مساحت حوضه باشد (P') و به صورت زیر بیان می‌شود.

$$C = \frac{P}{P'} = \frac{0.28P}{\sqrt{A}} \quad (3-3)$$

این ضریب برای حوضه دایره کامل معادل یک و برای حوضه‌های کشیده تا $2/5$ هم می‌رسد.

ج- نسبت دایره

نسبت دایره حوضه (R_c) عبارت از نسبت مساحت حوضه به مساحت دایره‌ای (A^o) که محیط آن مساوی محیط حوضه باشد:

$$R_c = \frac{A}{A^o} \quad (4-3)$$

در واقع این ضریب عکس ضریب گراویلیوس می‌باشد.

د- نسبت کشیدگی (Elongation Ratio)

نسبت کشیدگی از رابطه زیر بدست می‌آید که در آن A مساحت و π قطر دایره معادل حوضه می‌باشد.

$$R_e = \frac{2}{L_m} \left(\frac{A}{\pi} \right)^{0.5} \quad (5-3)$$

که در آن L_m طول حوضه در جهت موازی یا بزرگترین آبراهه حوضه است. بنابراین نسبت کشیدگی معادل نسبت قطر دایره فرضی هم مساحت حوضه به طول حوضه است.

ه- مستطیل معادل

غلب شکل ظاهری حوضه به صورت یک مستطیل فرضی معادل بنام مستطیل دارای سطح، محیط و

ضریب گراویلیوس مساوی حوضه اصلی است و از رابطه زیر محاسبه می‌شود. در روابط زیر C همان ضریب فشردگی یعنی $\frac{P}{P'}$ است.

$$L = \frac{C\sqrt{A} + \sqrt{(C^2 \cdot A - 1.2544 \cdot A)}}{1.12} \quad (6-3)$$

$$B = \frac{C\sqrt{A} - \sqrt{(C^2 \cdot A - 1.2544 \cdot A)}}{1.12} \quad (7-3)$$

و- فاصله مرکز ثقل تا خروجی حوضه

هر حوضه آبریز دارای یک نقطه ثقل می‌باشد. فاصله یا طول رودخانه از نزدیک مرکز ثقل حوضه تا محل خروجی آن (L_{ca}) است که روی هیدوگراف خروجی اثر می‌گذارد.

ز- عامل شکل حوضه (Shape Factor)

در هر حوضه عامل شکل حوضه از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$SF = (L \times L_{ca})^{0.3} \quad (8-3)$$

که در آن:

عامل شکل حوضه، L طول رودخانه اصلی (به مایل) و L_{ca} فاصله مرکز ثقل تا خروجی (به مایل)

۳-۱-۲-۵- توپوگرافی حوضه

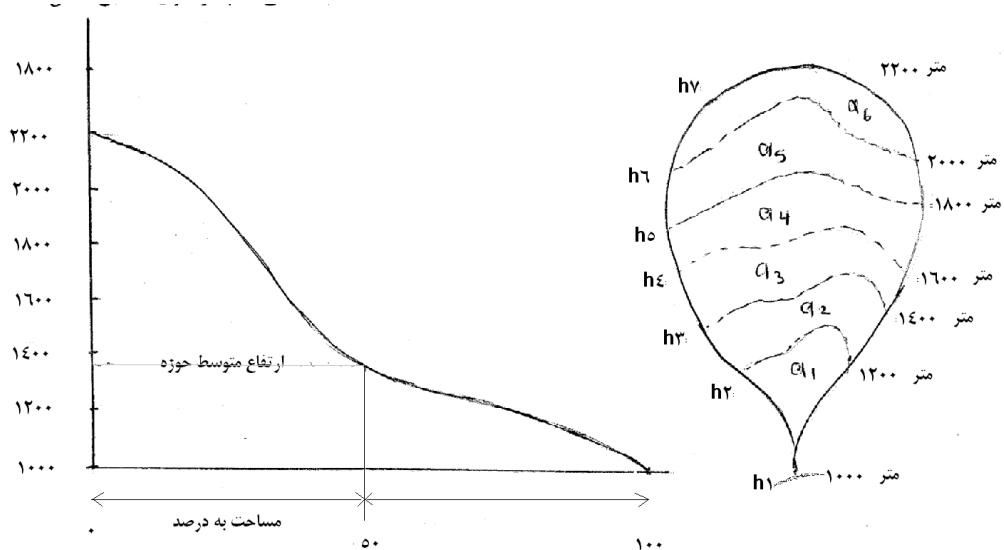
توپوگرافی حوضه را معمولاً بوسیله ارتفاع حوضه و منحنی‌های هیپسومتری و آلی‌متری نشان می‌دهند.

الف: ارتفاع متوسط حوضه:

ارتفاعی است که ۵۰ درصد مساحت اراضی حوضه ارتفاعی بالاتر از آن و ۵۰ درصد مساحت حوضه، ارتفاعی کمتر از آن داشته باشد. این ارتفاع با رسم تجمعی تغییرات افزایش سطح حوضه نسبت به ارتفاع مشخص می‌شود. این منحنی بدو صورت رسم می‌شود که هر دو دارای یک مفهوم می‌باشند.

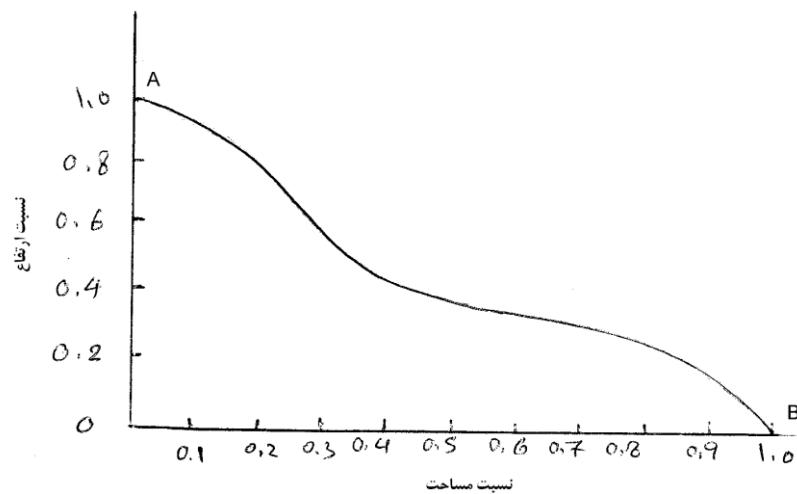
ب: منحنی هیپسومتری (Hypsometry)

مساحت بین دو خط تراز اگر با پلاٹی‌متری اندازه‌گیری شود و درصد مساحت آن نسبت کل مساحت بدست آید و سپس بر اساس حدود ارتفاع (یعنی خطوط تراز) رسم شود، منحنی هیپسومتری مطابق شکل (۳-۳) بدست می‌آید.



شکل (۳-۴) منحنی هیپسومتری

اگر مساحت بین خطوط تراز به کل مساحت تقسیم شود و همینطور ارتفاع (سطح محصور بین دو خط تراز) به بلندترین ارتفاع حوضه تقسیم شود، منحنی بی بعدی مانند شکل (۳-۴) بدست می‌آید که به آن منحنی هیپسومتری بی بعد می‌گویند.

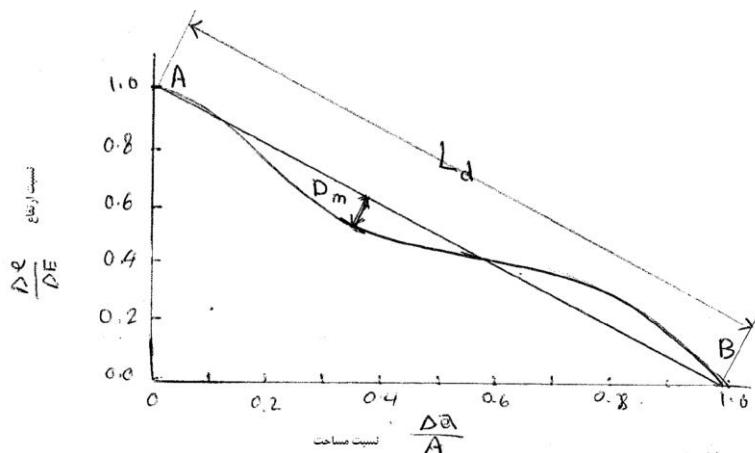


شکل (۴-۳) منحنی هیپسومتری بی بعد

از روی منحنی بی بعد هیپسومتری دو شاخص توپوگرافی را می‌توان بدست آورد که عبارتند از:

الف- نسبت مساحت هیپسومتریک:

این نسبت معادل است با نسبت سطح زیر منحنی‌ها هیپسومتریک بی بعد به مساحت مثلث حاصل از اتصال دو نقطه مطابق شکل (۵-۳) (OAB) (یعنی OAB)



شکل (۵-۳) منحنی هیپسومتری بی بعد

ب- عامل نیمرخ حوضه

مطابق شکل (۵-۳) عامل نیمرخ حوضه از رابطه زیر و با توجه به شکل (۴-۴) بدست می‌آید

$$PF = \frac{D_m}{L_d} \quad (9-3)$$

که در این رابطه:

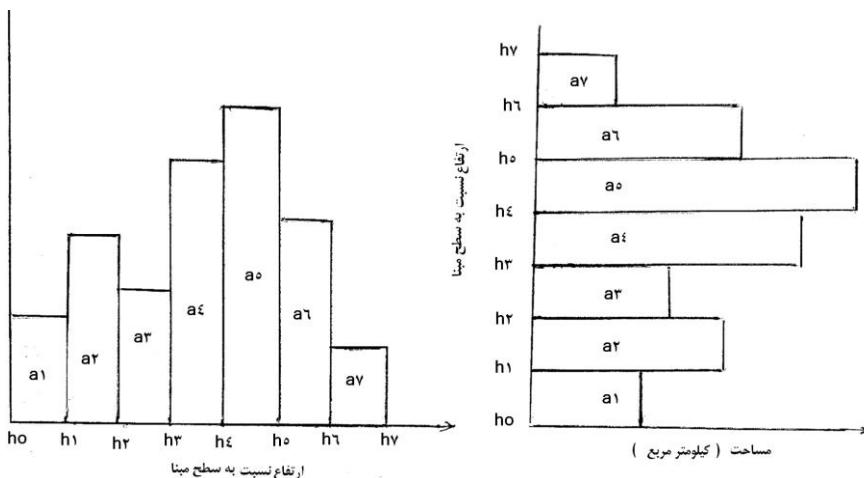
L_d طول خط

D_m حداقل فاصله بین خط AB و منحنی هیپسومتری بی بعد

PF عامل نیمرخ حوضه

ج- منحنی آلتی متري حوضه

اگر اطلاعات مربوط به منحنی هیپسومتری به صورت هیستوگرام مطابق شکل (۶-۳) رسم شود، منحنی آلتی متري بدست می‌آید. این منحنی نشان می‌دهد که بیشترین سطح حوضه در چه ارتفاعی واقع شده است.



شکل (۶-۳) منحنی آلتی متری

۱-۲-۳- شیب حوضه

شیب حوضه وضعیت شیب قسمت‌های مختلف یک حوضه را نشان می‌دهد و برای آن یک نقشه به عنوان نقشه شیب حوضه تهیه می‌شود. سه روش برای تعیین شیب حوضه وجود دارد که عبارتند از:

الف: روش هورتون

در این روش پس از تعیین مرز حوضه، برای یک حوضه مثلاً به مساحت A ، مجموع طول خطوط تراز منحنی داخل حوضه را که با فاصله ارتفاعی H رسم شده‌اند. توسط منحنی هیپرسومتریک تعیین می‌شود ($\sum L$)، در این صورت شیب متوسط حوضه تقریباً برابر است با:

$$S = \frac{H \times \sum L}{A} \quad (10-3)$$

که در آن S شیب اراضی حوضه می‌باشد.

ب- روش دوم

اگر حداقل ارتفاع حوضه معادل H_{\min} و حداقل ارتفاع حوضه برابر با H_{\max} باشد، در این صورت شیب توسط آن برابر است با:

$$S = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{\sqrt{A}} \quad (11-3)$$

ج- روش سوم

تهیه نقشه شیب و محاسبه شیب متوسط حوضه روی نقشه توپوگرافی حوضه که دارای خطوط میزان منحنی مشخصی است، ابتدا شبکه بندی صورت می‌گیرد (روی کاغذ شفاف) آنگاه بدو روش می‌توان شیب را حساب کرد.

۱- طول خصوص عمودی و افقی شبکه داخل حوضه را شمارش و تعداد محل‌هایی که خطوط شبکه و خطوط تراز نقشه یکدیگر را قطع می‌کنند اندازه‌گیری می‌شود و با استفاده از روابط زیر شیب‌ها محاسبه می‌شود.

$$S_H = \frac{(N_H)(H)}{L_H} \quad (12-3)$$

$$S_V = \frac{(N_V)(H)}{L_V} \quad (13-3)$$

$$S = \frac{S_H + S_V}{2} \quad (14-3)$$

که در آن:

S شیب‌های افقی، عمودی و متوسط هستند.
 N_H تعداد نقاط تلاقی خطوط تراز با خطوط افقی شبکه در محدود حوضه
 N_V تعداد نقاط تلاقی خطوط تراز با خطوط عمودی شبکه در محدود حوضه
 H فاصله ارتفاعی خطوط تراز (متر)

L_H مجموع طول های خطوط افقی شبکه داخل حوضه (متر)

L_V مجموع طول های خطوط عمودی شبکه در داخل

- ۲ پس از شبکه‌بندی نقشه توپوگرافی حوضه، ابتدا بزرگترین شیب داخل هر یک از مربعات حساب می‌شود. این شیب را برای هر چهار گوشه نقشه و هم‌چنین دو سطح مربع و از روی خطوط تراز در هر محل محاسبه شود. میانگین ۵ نقطه به عنوان شیب متوسط آن مربع حساب و بر اساس آن نقشه شیب حوضه ترسیم می‌شود.

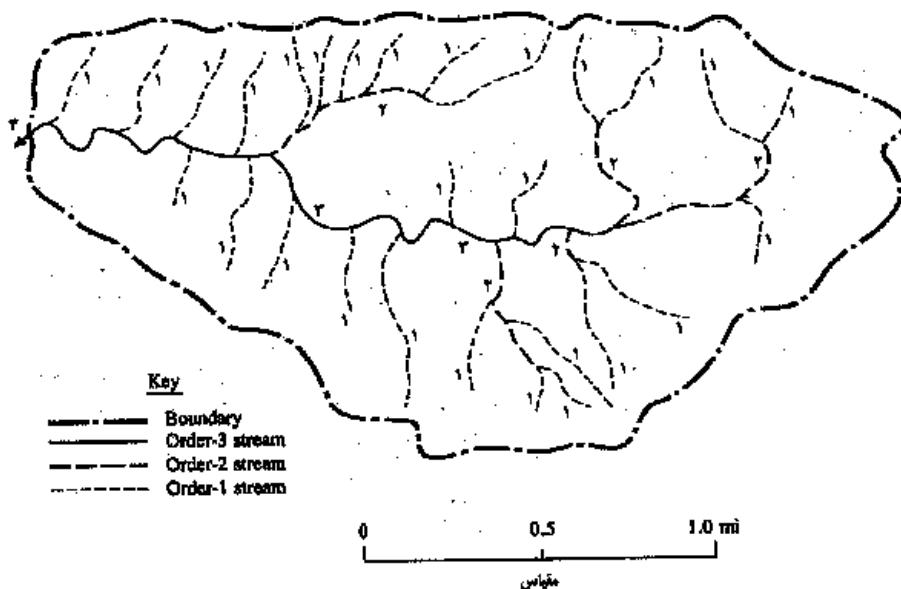
۷-۱-۲-۳-جهت حوضه

این معیار تأثیر زیادی روی پاسخ حوضه و بسیاری از فرآیندهای هیدرولوژیک مانند ذوب برف و تنوع پوشش گیاهی را مشخص می‌سازد. جهات شیب حوضه ممکن است روبه شمال و یا رو به جنوب و یا غرب و شرق باشد. ولی معمولاً از جهات چهارگانه اصلی و گاهی از شبکه جهات هشتگانه استفاده می‌شود. معمولاً شیب و جهت در حوضه به صورت گرافیکی بررسی می‌شود.

۷-۱-۲-۳-شبکه هیدرولوگرافی

مجموعه آبراهه‌ها و رودخانه‌های یک حوضه آبریز را شبکه هیدرولوگرافی یا شبکه آبراهه‌ای آن حوضه می‌گویند. آرایش این شبکه و چگونگی الگو و تراکم آن نقش بسزایی در نوع جریانهای رودخانه اصلی در پاسخ حوضه به بارش را دارد. طبقه‌بندی رودخانه‌ها را با توجه به دست حوضه و درجه انشعاب آنها انجام می‌دهند. رده رودخانه را با روش استرالر تعیین می‌کنند. بدین صورت که سرشاخه هر آبراهه را که از ارتفاعات شروع می‌شود.

آبراهه رده ۱ می‌گویند این گونه آبراهه‌ها که هیچگونه آبراهه‌ای وارد نمی‌شود Ordered Basin می‌گویند. از اتصال دو آبراهه یا هر چند آبراهه رده ۱، یک آبراهه رده ۲ بوجود می‌آید و مطابق شکل (۷-۳) سایر رده‌ها تعیین می‌شود.



شکل (۷-۳) رده بندی رودخانه با روش استرالر

هر اندازه رده یک رودخانه بزرگ‌تر باشد نشان دهنده تعداد انشعاب بیشتر است و بنابراین سیالاب با سرعت بیشتری به انتهای حوضه می‌رسد و سریعتر تخلیه می‌شود. مجموعه رده‌های مختلف رودخانه‌ها در یک حوضه آبریز، شبکه آبراهه‌ای و یا شبکه هیدرولوگرافی می‌گویند که دارای مشخصات زیر می‌باشد.

الف- درجه انشعاب:

با توجه به رده رودخانه اصلی در یک حوضه آبریز می‌توان درجه انشعاب رودخانه^{۲۶} آنرا محاسبه کرد. ضریب انشعاب عبارت از تعداد رودخانه‌های یک رده مشخص بر تعداد رودخانه‌های رده بالاتر از آن و به صورت زیر بیان می‌شود:

²⁶ Bifurcation Ratio

$$B_{r_i} = \frac{N_{i-1}}{N_i} \quad (15-3)$$

هورتن این نسبت را به صورت زیر تعریف کرده است.

$$B_r = \frac{\sum [B_r (N_i + N_{i-1})]}{\sum N_i} \quad (16-3)$$

مثال: اگر در یک حوضه آبریز تعداد آبراهه‌های با درجات مختلف آن به صورت جدول (۹-۳) باشد درجه یا ضریب انشعاب رودخانه اصلی را حساب کنید.

جدول (۹-۳) ضریب انشعاب رودخانه اصلی

درجه انشعاب	جمع	۴	۳	۲	۱	شماره ردہ
		۲۳	۱	۲	۵	۱۵
کل حوضه	-	۲	۲.۵	۳	-	ضریب انشعاب
	-	۳	۷	۲۰	-	$N_i + N_{i-1}$
$۳۶۳ = ۴$	83.5	6	17.5	60	-	$B_r(N_i + N_{i-1})$

محاسبه درجه انشعاب هر یک از ردہ ها (Br_i) مطابق سطر سوم جدول بالا و سپس محاسبه درجه انشعاب کل حوضه (Br) به صورت زیر:

$$B_{r_1} = \frac{15}{5} = 3 \mapsto \dots \dots \dots B_{r_2} = \frac{5}{2} = 2.5 \mapsto \dots \dots \dots B_{r_3} = \frac{2}{1} = 2$$

$$B_{r_4} = \frac{3 \times 20 + 2.5 \times 7 + 2 \times 3}{23} = \frac{83.5}{23} \Rightarrow \dots B_r = 3.63 \cong 4$$

ب: تراکم آبراهه‌ای

علاوه بر نسبت انشعاب، تراکم شبکه آبراهه‌ای^{۲۷} یک از معیارها برای درجه توسعه رودخانه در یک حوضه آبریز می‌باشد که عبارت از:

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{A} \quad (17-3)$$

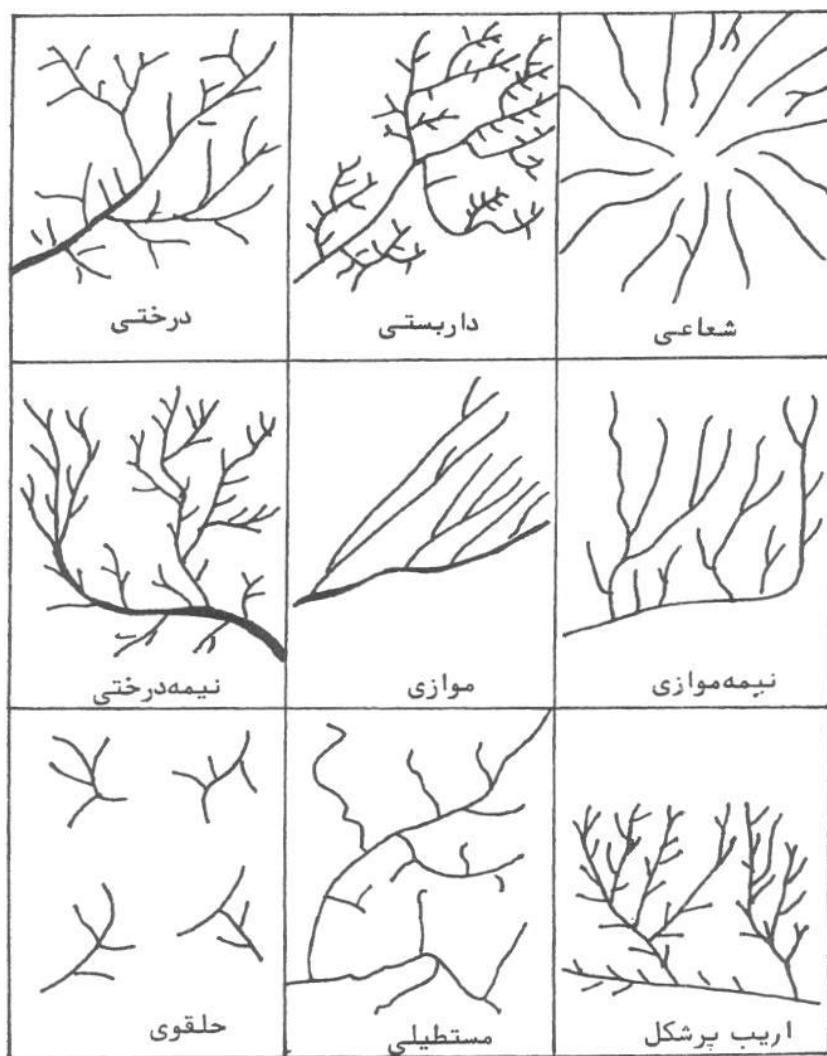
که در آن $\sum L_i$ مجموع طول رودخانه‌ها بر حسب کیلومتر و A مساحت حوضه بر حسب کیلومتر مربع است. برای اینکار از روی نقشه حوضه طول آبراهه توسط منحنی سنج و یا نخ طول آبراهه‌ها مشخص می‌شود. این ضریب به شدت تابع مقدار و شدت بارندگی، شیب حوضه، جنس خاک حوضه، میزان فرسایش و رسوبگذاری می‌باشد.

ج- الگوی شبکه آبراهه‌ای

رودخانه اصلی و انشعابات آن تشکیل یک الگوی آبراهه‌ای را برای سرشاخه‌ها و رودخانه‌ها را می‌دهد. این الگوها شامل ۶ گروه اصلی می‌باشند که عبارتند از:

- ۱- الگوی درختی، ۲- مستطیلی، ۳- شبکه‌ای، ۴- شعاعی، ۵- مرکزی، ۶- حلقوی، ۷- داربستی، ۸- راست گوشه‌ای را می‌توان نام برد. شکل (۸-۳) الگوهای شبکه آبراهه‌ای را نشان می‌دهد.

²⁷ Drainage Density



شکل (۸-۳) الگوهای شبکه آبراهه‌ای را نشان می‌دهد.

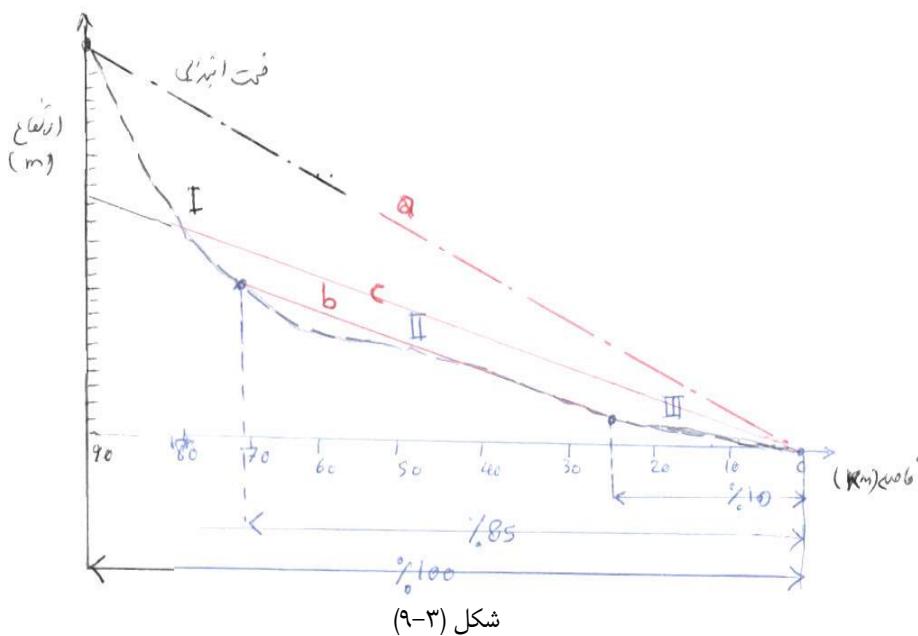
د- شبیب رودخانه

نیمرخ طولی (پروفیل طولی) رودخانه اصلی در یک حوضه آبریز اطلاعات خوبی را در مورد سرعت حرکت آب، زمان تمرکز، قدرت جریان و ضعیت فرسایشی رودخانه را به دست می‌دهد. برای اندازه‌گیری شبیب رودخانه یا آبراهه اصلی در یک حوضه آبریز، روش‌های مختلفی وجود دارد.

که سه روش از آنها بسیار مرسوم‌تر است که به شرح زیر می‌باشند:

روش اول تعیین شبیب رودخانه (روش هورتون)

پس از ترسیم پروفیل طولی رودخانه، ابتدا و انتهای پروفیل طولی را مطابق شکل (۹-۳) بهم وصل کرده تا خط بدست آید، شبیب این خط را بنامن شبیب رودخانه اصلی در نظر می‌گیرند.



همانطور که دیده می‌شود این شیب با شیب واقعی رودخانه خیلی تفاوت دارد، شیب در قسمت ابتدائی و بالا دست رودخانه خیلی تندرست و در قسمت‌های میانی و انتهایی به تدریج کم می‌شود. بنابراین شیبی که از این طریق بدست می‌آید باید در یک ضریب اصلاحی ضرب شود. این ضریب اصلاحی هم بستگی به حالت مقعر و یا محدب بودن شیب عمودی دارد و از روابط زیر بدست می‌آید.

$$C = \frac{A_p}{A_t} \quad \text{پروفیل مقعر} \quad (18-3)$$

$$C = \frac{2A_t - A_p}{A_t} \quad \text{پروفیل محدب} \quad (19-3)$$

در رابطه بالا: A_p - سطح واقعی در زیر نیم‌رخ طولی آبراهه است و A_t - سطح مثلثی است که از وصل کردن ابتدا و انتهای آبراهه بدست می‌آید. C هم ضریب اصلاحی است که در مقدار شیب بدست آمده از شکل ضرب می‌شود.

روش دوم تعیین شیب رودخانه

در این روش بجای ابتدا و انتهای پروفیل طولی دو نقطه را هر کدام برای ۱۰ درصد و ۸۵ درصد طول پروفیل رودخانه به ترتیب از ابتدا و انتهای در نظر می‌گیرند و پس از اتصال، شیب خط را (مانند خط B در شکل (۱۰-۳)) به عنوان شیب آبراهه اصلی در نظر می‌گیرند.

روش سوم تعیین شیب رودخانه

در این روش خطی مانند C از انتهای پروفیل طولی به صورت رسم می‌شود که سطح زیر مثلث رسم شده معادل با مساحت زیر منحنی پروفیل رودخانه باشد. در این صورت شیب این خط را شیب متوسط رودخانه در نظر می‌گیرند.

در روش اول اگر اختلاف ارتفاع ابتدا و انتها معادل ΔH و فاصله افقی آنها L باشد شیب رودخانه به صورت $S = \frac{\Delta H}{L}$ می‌باشد.

در روش دوم و سوم نیز همین رابطه ولی با مقدار ΔH و L متفاوت برقرار است.

اصولاً پروفیل طولی رودخانه شامل سه قسمت سراب، میانی و پایاب تقسیم می‌کنند.

قسمت سراب دارای شیب تندرست و سرعت جریان زیاد است و رودخانه حالت فرسایشی شدیددارد. قسمت میانی دارای شیب کمتر و انشعابات فرعی زیادی به آن می‌رسند. رودخانه در این قسمت حالت تکامل یافته دارد.

قسمت پایانی دارای شیب ملایم است. در این قسمت غالب رسویات حمل شده از بالا است در این بخش ترکیب می‌کنند و رودخانه حالت تکامل یافته‌تری دارد.

۳-۲-۱-۱- برخی روابط مرفومتری حوضه آبریز**۳-۲-۱-۱- طول جریان روی زمین**

مسافتی را که جریان روی سطح زمین (Over land flow) حوضه آبریز طی می‌کند تا قبل از مرکز شدن جریان بدرودن رودخانه تخلیه می‌گردد، طول جریان روی زمین می‌گویند. این طول هم درجه توسعه شبکه آبراهه‌ای را تعیین می‌کند و از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$L_o = \frac{1}{2D_d} \quad (24-3)$$

که در آن:

$$L_o = \text{طول متوسط جریان روی زمین} \\ D_d = \text{تراکم شبکه آبراهه‌ای}$$

هورتن رابطه‌ای را برای محاسبه طول جریان روی زمین ارایه نموده است که در آن علاوه بر شبکه هیدروگرافی (تراکم شبکه)، از شیب حوضه و رودخانه هم در آن استفاده شده است.

$$L_o = \frac{1}{2D_d \sqrt{1 - \left(\frac{S_R}{S_g}\right)}} \quad (25-3)$$

که در آن S_R شیب رودخانه و S_g شیب حوضه (زمین) می‌باشد.

۳-۲-۱-۱-۲- رابطه مساحت حوضه و طول رودخانه

بررسی متعدد نشان داده است که طول رودخانه یک حوضه با مساحت آن یک رابطه به صورت عمومی زیر دارد.

$$L = K \cdot A^n \quad (26-3)$$

که در آن L طول رودخانه و A مساحت حوضه و مقادیر K و n ضریب تجربی هستند که به ترتیب حدود $1/4$ و $1/6$ می‌باشند.

۳-۲-۲- ویژگی‌های اقلیمی حوضه آبریز

این ویژگیها در واقع همان پارامترهای اقلیمی نظیر بارش، باد، تبخیر و تعرق، رطوبت نسبی و دما و تعداد روزهای بارانی، برفی و یخ‌بندان و آفتایی می‌باشد که به طور کامل در گزارش هواشناسی اقلیم مورد بررسی قرار می‌گیرد. با توجه به مطالعی که در فصول قبل به آنها اشاره گردید این پارامترها تکرار نمی‌شوند.

۳-۲-۳- ویژگی‌های زمانی حوضه آبریز**۳-۲-۴- زمان تمرکز**

طبق تعریف حداقل زمانی که آب ناشی از بارش (باران یا ذوب برف) از دورترین نقطه حوضه مسیر هیدرولوژیکی خود را طی می‌کند تا به نقطه خروجی حوضه برسد، را زمان تمرکز می‌گویند.

اصولاً فاصله فیزیکی بین دورترین نقطه و خروجی حوضه ممکن است زمان رسیدن آب را به خروجی حوضه شامل نگردد. آنچه مسلم است زمانی که همه نقاط حوضه در تشکیل جریان خروجی حوضه مشارکت کنند (شرط تداوم زمانی کافی برای بارش). از نظر هیدرولوژیکی مورد نظر است.

روابط تجربی متعددی برای برآورد زمان تمرکز پیشنهاد شده است که کاربرد آنها بستگی به حوضه مورد مطالعه و تشابه آن به محلی است که این فرمول‌ها ابداع شده‌اند. برخی از مهمترین فرمول‌ها به شرح زیر می‌باشند.

۳-۲-۱-۱- معادله کرپیچ

$$t_c = 0.0078 L^{0.77} S^{-0.385} \quad (27-3 \text{ (الف)})$$

که در آن:

t_c زمان تمرکز بر حسب دقیقه

L طول بزرگترین آبراهه، کاتال و یا مسیر زهکشی به فوت

S متوسط شیب حوضه بر حسب ft/ft

فرمول کرپیچ در سیسیم متريک به صورت زیر خواهد بود که زمان بر حسب دقیقه، طول به متر و شیب به متر در متر می باشد.

$$t_c = 0.01947 L^{0.77} S^{-0.385} \quad (27-3)$$

سرویس خدمات حفاظت خاک آمریکا ضریب اصلاحی به شرح زیر را ارایه نموده است.

- برای جریان روی آسفالت و سیمان، اعداد بدست آمده از رابطه بالا در ۴/۰ ضرب شود.

- برای جریان کانالهای بتني اعداد بدست آمده در ۲/۰ ضرب شود.

- برای جریان روی خاک لخت و جریان در شیارهای حاشیه جاده‌ها این ضریب معادل ۱ است.

این رابطه در سیستم متريک به صورت زیر بیان شده است.

$$t_c = 0.949 \left(\frac{L^3}{H} \right)^{0.385} \quad (28-3)$$

که در آن t_c بر حسب ساعت، L بر حسب کیلومتر و H اختلاف ارتفاع بین نقطه تمرکز (خروجی) و بلندترین نقطه حوضه و بر حسب متر می باشد.

۲-۱-۴-۲-۳- فرمول اداره راه کالیفرنیا

این فرمول بر اساس توسعه معادله کرپیچ و برای حوضه‌های کوهستانی کوچک در کالیفرنیا و برای طراحی آبگذرها (کالورت) ارایه شده است.

$$t_c = 60(11.9 \frac{L^3}{H})^{0.385} \quad (29-3)$$

t_c = زمان تمرکز بر حسب دقیقه

L = بلندترین طول حوضه به مایل

H = اختلاف ارتفاع بین خط تقسیم آب (در دورترین نقطه) تا محل خروجی به فوت است.

۴-۱-۴-۲-۳- معادله ایزارد

این معادله در ۱۹۴۴ و برای جریان روی سطح جاده‌ها و سطوح مختلف توسط اداره راه آمریکا و در شرایط آزمایشگاه بدست آمده است. این معادله به صورت زیر ارایه شده است:

$$t_c = \frac{\left[0.094 I^{0.33} + 878 \times \left(\frac{K}{I} \right)^{0.67} \right] \times L^{0.67}}{(C \times H^{0.5})^{0.67}} \quad (30-3)$$

در این رابطه:

t_c = زمان تمرکز بر حسب ساعت

I = شدت بارندگی به mm/h

K = ضریب مربوط به نوع سطح و مقدار آن به صورت زیر است:

K=0.007

- برای سطح آسفالت

K=0.012

- برای سطح بتن

K=0.017

- برای سطح اراضی لخت

K=0.046

- برای سطح کشاورزی

K=0.060

- برای سطح مراتع

L = طول مسیر آبراهه اصلی (کیلومتر)

C = ضریب روان آب بر سطوح مختلف که از جدول (۱۰-۳) بدست می آید

$H =$ اختلاف ارتفاع ابتدا و انتهای آبراهه اصلی
رابطه ایزارد برای وقتی نتیجه مناسب و دقیقی را می‌دهد که حاصل $I \times L \times 3/8$ باشد (I بر حسب mm/h و L بر حسب Km).

جدول (۱۰-۳) ضریب رواناب (C) برای استفاده در فرمول ایزارد

ردیف	وضعیت سطح حوضه	ضریب C	شرایط	توضیحات (علامت+اضافه شود و (علامت - کم شود)
۱	اراضی کشاورزی	۰/۳۰	-	-
۲	اراضی لخت و بدون پوشش گیاهی	۰/۴۰	برای شیب متر از٪۵	-۰/۰۵
۳	اراضی دارای پوشش گیاهی	۰/۳۵	برای شیب بیش از٪۱۰	+۰/۰۵
۴	اراضی جنگلی	۰/۱۸	بارش سالیانه کمتر از ۶۰۰ mm	-۰/۰۳
۵	پوشش آسفالت	۰/۷-۰/۹	بارش سالانه بیش از ۶۰۰ mm	+۰/۰۳
۶	پارکها	۰/۰۵-۰/۱۰	-	-
۷	اراضی مسکونی	۰/۱۸-۰/۲۲	-	-
۸	پشت بام	۰/۷-۰/۹	-	-
۹	چمنزار	۰/۱۵-۰/۲۰	برای شیب بیش از ۷ درجه صادق است.	-

۴-۱-۴-۲-۳- فرمول کربای (Kerby)

این معادله برای حوضه‌های بسیار کوچک با حداکثر طول ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر ارایه شده است.

$$t_c = 3.03 \left(\frac{R \cdot L^{\frac{3}{2}}}{H^{0.5}} \right)^{0.467} \quad (31-3)$$

در این معادله: t_c زمان تمرکز بر حسب ، L طول حوضه و R ضریب H اختلاف ارتفاع ابتدا و انتهای آبراهه اصلی به مربوط به سطح حوضه و به شرح زیر است:

- سطح صاف
- خاکهای لخت و متراکم
- خاکهای با پوشش گیاهی کم
- در سطح مراعع با پوشش خوب
- در سطح مراعع با پوشش معمولی و فقیر

۴-۱-۴-۲-۳- فرمول برانسی بای- ویلیامز

این فرمول برای حوضه‌های کوچک ارایه شده است و پارامترهای واحدهای آن مانند فرمول ایزارد و مساحت (A) بر حسب کیلومتر مربع، زمان به ساعت، H به متر و L به کیلومتر است.

$$t_c = \frac{0.96 L^{1.2}}{H^{0.2} \times A^{0.1}} \quad (32-3)$$

۴-۱-۴-۲-۳- فرمول سازمان هواشنردی آمریکا

این رابطه برای زهکشی و تخلیه آبهای سطحی در سطح فرودگاه ها ارایه شده است و به صورت زیر است.

$$t_c = \frac{3.64(1.1-C)L^{0.83}}{H^{0.33}} \quad (33-3)$$

پارامترهای واحدهای مربوط مانند فرمول ایزارد است.

(Lag Time) زمان تأخیر (Lag Time)

روش‌های را که در مورد زمان تمرکز توضیح داده شد مربوط به حرضه‌های کوچک می‌باشد. البته از روش کریج برای حوضه متوسط و گاهی حرضه‌های بزرگ هم استفاده می‌شود. در خصوص حرضه‌های بزرگ، ابتدا زمان تأخیر حساب می‌شود و سپس زمان تمرکز با استفاده از آن برآورد می‌گردد.

طبق تعریف زمان تأخیر فاصله زمانی بین مرکز بارش (نقطه زمانی وسط بارندگی) تا زمان اوج هیدروگراف (منحنی تغییرات دبی نسبت به زمان) جریان ناشی از بارش می‌باشد و از رابطه زیر بدست می‌آید .

$$t_{lag} = \frac{L^{0.8}(S+1)^{0.8}}{1900y^{0.5}} \quad (35-3)$$

T_{lag} = زمان تأخیر حوضه بر حسب ساعت

L = طول رودخانه اصلی حوضه بر حسب فوت

y = شیب متوسط حوضه (درصد) و معمولاً معادل شیب متوسط رودخانه در نظر گرفته می‌شود .

S = ضریب نگهداری آب در داخل حوضه بر حسب اینچ است و مقدار آن از رابطه زیر بدست می‌آید .

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (36-3)$$

که در آن CN یک مشخصه حوضه از نظر نفوذپذیری است که در ویژگی‌های ذاتی حوضه توضیح داده شده است. برای محاسبه زمان تمرکز از رابطه زیر استفاده می‌شود .

$$t_c = 1.67 t_{lag} \quad (37-3)$$

(Travel Time) زمان انتقال جریان در حوضه

طبق تعریف زمانی را که جریان از یک نقطه حوضه به نقطه دیگری حوضه و با سرعت V طی می‌کند زمان انتقال می‌گویند. اگر فاصله این دو نقطه با (L) نمایش داده شود، برای هر فاصله‌ای مانند dl با سرعت $u(i)$ زمان انتقال dt به صورت زیر خواهد بود .

$$\left. \begin{array}{l} dl = u(i) \times dt \\ \int_0^t dt = \int_0^t \frac{dl}{u(i)} \\ t = \int_0^t \frac{dl}{u(i)} \end{array} \right\} \quad (38-3)$$

و اگر سرعت ثابت فرض شود، u_i برای یک فاصله طولی مانند Δl_i (که در آن \dots و $i=1$ است) زمان انتقال کل جریان (t) به صورت زیر خواهد بود .

$$t = \sum_{i=1}^I \frac{\Delta l_i}{u_i} \quad (39-3)$$

مقدار سرعت u_i برای سطوح مختلف و در شیب‌های متفاوت از جدول (۱۱-۳) بدست می‌آید .

جدول (۱۱-۳) سرعت متوسط تقریبی جریان رواناب (u_i) بر حسب فوت بر ثانیه) در سطوح مختلف

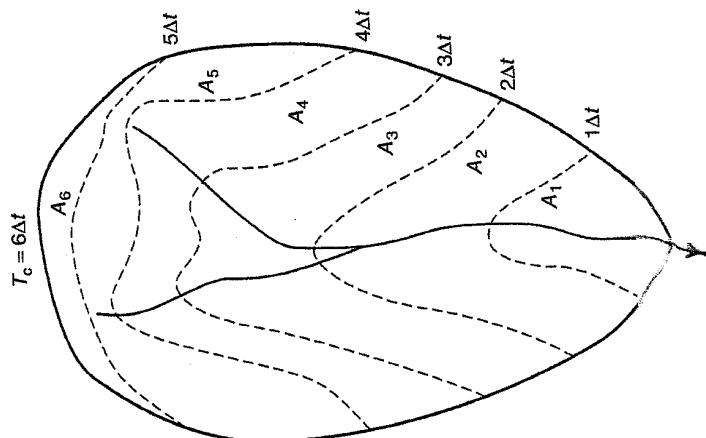
شیب کanal یا اراضی حوضه به درصد				نوع سطح
>۱۲	۸-۱۱	۴-۷	۰-۴	
۳/۲۵	۲/۵-۴/۲۵	۱/۵-۲/۵	۰-۱/۵	جریان غیر متتمرکز روی سطح مانند: اراضی جنگلی
۴/۲۵	۳/۵-۴/۲۵	۲/۵-۴/۵	۰-۲/۵	اراضی مرتعی، چراگاهی
۵/۵	۴/۵-۵/۵	۳/۰-۴/۵	۰-۴/۰	اراضی کشاورزی
۱۷	۱۳/۵-۱۷/۰	۸/۵-۷/۵	۰-۳/۵	سطح پیاده رو و جاده و فرودگاه
۷	۴-۷	۲-۴	۰-۲	جریان متتمرکز یافته و کanal مانند: کanal خروجی که سرعت آن از رابطه مانینگ حساب می‌شود کانالهای طبیعی غیر مشخص (از نظر هندسی)

۳-۲-۴-۴- نقشه خطوط هم پیمايش^{۲۸}

در محاسبه رواناب و حداکثر دبی لحظه‌ای سیلابی در سطح یک حوضه آبریز و بخصوص استفاده از مدل‌های هیدرولوژیکی استفاده از نقشه خطوط هم پیمايش ضرورت پیدا می‌کند.

طبق تعریف خطوط هم پیمايش مکان هندسی نقاطی است که زمان تمرکز و یا زمان انتقال آنها مساوی باشد. برای این خطوط نیز نقشه‌ای تهیه می‌شود که به آن نقشه خطوط هم پیمايش یا نقشه ایزوکرونال می‌گویند. تهیه نقشه خطوط هم پیمايش مشابه آنچه در مورد نقشه‌های توپوگرافی عمل می‌شود، صورت می‌گیرد. معمولاً این خطوط با فاصله زمانی یک ساعت رسم می‌شوند.

برای رسم این گونه خطوط، معمولاً از نقطه خروجی حوضه به سمت بالا به صورت شعاعی خطوطی رسم می‌شود و با توجه به شیب زمین روی این خطوط، سرعت آب برآورد و سپس زمان پیمايش (با زمان انتقال جریان) محاسبه شده و تبدیل به زمان می‌شود. شکل (۱۳-۴) یک شماتیک از خطوط هم پیمايش را نشان می‌دهد.



شکل (۱۳-۳) شماتیک از خطوط هم پیمايش

۳-۲-۴-۵- ویژگیهای ذاتی و فیزیکی حوضه

هر حوضه آبریزی با توجه به مشخصات زمین شناسی به خاکشناسی، پوشش گیاهی، ژئومرفولوژیکی نوع کاربری اراضی و بهره‌برداری از آن دارای ویژگیهایی است که در ترکیب با مشخصات مرفومتری و زمانی نسبت به رویدادهای اقلیمی پاسخ حوضه را به صورت سیستمی تعیین می‌کند و مشخصات هیدرولوژیکی سطحی (رواناب و دبی جریان)، زیرزمینی (تغذیه و تخلیه و بیلان آب)، فرسایش و رسوبدهی، و کمیت

²⁸ Isochronal Map

آب را مشخص می‌سازد. به طور کلی این ویژگی‌ها طی مطالعات مختلف و توسط متخصصین مربوطه صورت می‌گیرد و افزون بر گزارش هواشناسی و اقلیم و فیزیوگرافی در قالب گزارش‌های زیر تدوین می‌شود.

۱- زمین شناسی و ژئومرفولوژی

۲- خاکشناسی و قابلیت اراضی

۳- کاربری اراضی (شامل کشاورزی، دامپروری، جنگل و مرتع، اراضی مسکونی و معادن و...)

۴- فرسایش و رسوب

۵- اجتماعی و اقتصادی (مردم ساکن در حوضه)

۶- هیدرولیک و رسوب در رودخانه (مهندسی رودخانه)

تشريح موارد فوق در جایگاه خود و در دروس مختلف برای رشته‌های مرتبط ارایه می‌شود و نیازی به توضیح آنها در اینجا نمی‌باشد و تنها به موضوعاتی مثل تبخیر و تعرق، نفوذپذیری و آبهای زیرزمینی و در مورد برخی از روش‌های برآورد رواناب و جریان رودخانه (مثل روش SCS و مدل‌های هیدرولوژیکی) توضیحاتی در مورد ویژگی‌های ذاتی و فیزیکی ارایه شده است.

۳-۵- ویژگی‌های هیدرولوژیکی حوضه آبریز

بررسی ویژگی‌هایی که در بالا به آن اشاره شد در واقع برای درک درستی از خصوصیات هیدرولوژیکی حوضه است زیرا پاسخ حوضه و در واقع خروجی آن بستگی کامل به این ویژگی‌ها دارد. به طور خلاصه ویژگی‌های هیدرولوژیکی را می‌توان در وضعیت تولید رواناب و رسوب، جریان رودخانه و سیلاب، آبهای زیرزمینی و کمیت آب و به طور کلی بیان مؤلفه‌های مختلف چرخه طبیعی آب در سطح حوضه بکار گرفت. هر یک از این ویژگی‌ها در فصول مربوط به خود ارایه شده است.

فصل چهارم: بارش

۱- مقدمه

نزولات جوی یا بارش^{۲۹} مقدار رطوبتی است که بصورت جامد (برف و تگرگ و ...) و یا مایع (باران و ...) در ابرها تشکیل و به سطح زمین می‌رسد و یکی از مؤلفه‌های مهم سیکل هیدرولوژیکی است. بررسی و تجزیه و تحلیل این مؤلفه از نظر هیدرولوژی نیازمند اطلاعات و داده‌هایی است که از ایستگاه‌های هواشناسی اعم از ایستگاه‌های زمینی و یا جو بالا (رادیوسوند) و اخیراً اطلاعات و تصاویر ماهواره‌ای نظیر NOAA و امثال آن بدست می‌آید.

دانستن مقدار و نوع بارش، الگوی توزیع زمانی و مکانی آن اساس محاسبات و برآوردهای هیدرولوژیکی است. برآورد مقدار رطوبت خاک، میزان تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی، جریان‌های سطحی و جریان آبراه‌ها و رودخانه‌ها همگی متأثر از مقدار و نوع بارش و ویژگی‌های زمانی و مکانی آن می‌باشد. معمولاً اطلاعات بارش بیشتر از سایر مؤلفه‌های سیکل هیدرولوژی در یک منطقه قابل دسترس می‌باشد. در بسیاری از موارد بخصوص در نقاط دورافتاده، اطلاعات بارش تنها داده‌های موجود برای تجزیه و تحلیل وضعیت هیدرولوژیکی یک محل است، بخصوص امروزه می‌توان اطلاعات نسبتاً خوب و در سطح گستردگی را از طریق فناوری سیستم‌های جغرافیایی و تصاویر ماهواره‌ای خاص مطالعات هواشناسی به دست آورد.

²⁹ Precipitation

اصولاً مطالعات و بررسی‌های تفصیلی مربوط به نحوه تشکیل ابر و تولید بارش و مکانیزهای حاکم بر آن از مسائل عمده هواشناسی و اقلیم شناسی است و در هیدرولوژی تنها تجزیه و تحلیل داده‌های بارش صورت می‌گیرد.

۴-۲- انواع بارش

بارش ممکن است به شکل‌های مختلفی تشکیل و به سطح زمین برسد. عمومی‌ترین شکل بارش برف و باران و گاهی تگرگ است. اما به شکل‌های دیگری نیز دیده می‌شود. اشکال بارش به صورت‌های زیر مشخص و تعریف کرده‌اند.

۴-۲-۱- نم بارش^{۳۰}

این نوع بارش، شامل قطرات بسیار کوچک با قطر کمتر از 0.5 میلی‌متر است که معمولاً با توزیع اندازه، نسبتاً یکنواخت و به مقدار کافی نازل می‌شوند. این نوع بارش در اثربخشی زدگی باران با شدت بسیار کم اتفاق می‌افتد.^{۳۱}

۴-۲-۲- باران^{۳۲}

باران شکل مایع بارش است که اندازه آن بزرگتر از نم بارش می‌باشد و عمومی‌ترین شکل بارش بحساب می‌آید. اختلاف اساسی باران و نم بارش در اندازه قطر قطرات آنها است.^{۳۳}

۴-۲-۳- برف^{۳۴}

برف شکل جامد بارش است که عمولاً به صورت بلوهای شش وجهی و ستاره‌ای می‌باشد و به شکل برفدانه یا گلوله‌های برف^{۳۵} به زمین می‌رسند.

۴-۲-۴- یخچه یا بخش پوش شفاف^{۳۶}

وقتی که باران ببروی شئی یا سطح زمین که درجه حرارت آن کمتر از صفر باشد، نازل شود، به صورت یک ورقه و یا پوشش بخ تبدیل می‌شود که به آن باران بخ زده، یا یخچه می‌گویند.

۴-۲-۵- پولک‌های یخی (Sleet)

در صورتی که قطرات آب نازل شده از ابرها وارد یک لایه هوا با درجه حرارت زیر صفر شود، این قطرات تبدیل به پولک‌های بخ زده (Sleet) می‌شوند. این پولک‌ها قطرات بخ زده‌ای هستند که روی هم قرار دارند. پولک‌های یخی وارونگی پروفیل درجه حرارت در لایه‌های مختلف اتمسفر را نشان می‌دهند. در برخی اوقات ممکن است ریزش باران به صورت مخلوطی از برف و باران را هم Sleet بنامند.

۴-۲-۶- تگرگ (Hails)

این شکل از بارش به صورت بخ‌های جامد و گلوله‌های نسبتاً گرد با قطر در حدود 7 تا 75 میلی‌متر و گاهی تا 125 میلی‌متر هم می‌رسند. تگرگ عموماً در بارش‌های طوفانی^{۳۷} که به صورت عمودی حرکت می‌کنند، بوجود می‌آید. تگرگ به صورت قطرات بارانی که اطراف یک بلور یخی تجمع یافته به زمین می‌رسد. تشکیل تگرگ بدین صورت است که وقتی قطره باران تشکیل می‌شود در حین عبور از لایه زیرین خود به دلیل پایین بودن دما در حین سقوط، رطوبت اطراف را به حالت فوق اشباع می‌رساند و آن را جذب سطحی خود می‌سازد و به اصطلاح در حین عبور از لایه سرد و مرطوب زیرین رشد می‌کند و به زمین می‌رسد گاهی دمای ابرهای لایه زیرین از صفر کمتر و تا 40 درجه سانتی گراد هم می‌رسد.^{۳۸}

۴-۲-۷- مه^{۳۹}

مه ابر نزدیک به سطح زمین است که شامل ذرات ریز بخار آب موجود در هوا می‌باشد و از نظر مسائل اکولوژی، محیط‌زیست، کشاورزی و میزان تبخیر و تعریق بسیار مهم می‌باشد.

^{۳۰} Drizzle

^{۳۱} Rain

^{۳۲} Snow

^{۳۳} Snow flake

^{۳۴} Glaze

^{۳۵} Thunderstorms

^{۳۶} Fog

۴-۲-۸- شبنم^{۳۷}

شبنم مستقیماً روی سطح زمین و از طریق پدیده تگافف^{۳۸} بخار آب درشب و یا مه در سطح زمین تشکیل می‌شود که این عمل در اثر سرد شدن هوای مرطوب یا مه در ساعت شب اتفاق می‌افتد. این عمل بدلیل از دست دادن دمای سطح زمین در شب در اثر قطع دریافت اشعه خورشیدی و ساطع کردن اشعه در سطح زمین رخ می‌دهد.

۴-۲-۹- شبنم یخ زده^{۳۹}

این شکل از بارش شامل بلورهای یخ است که به شکل سوزن یا ستونی می‌باشند. تشکیل این شکل از بارش یخ زده نیز مانند همان تشکیل شبنم در سطح زمین است و تفاوت آن با شبنم در این است که به دلیل پایین بودن زیاد دمای سطح زمین بخار هوا مستقیماً به بلورهای یخی تبدیل می‌شود. در برخی اوقات به صورت لایه نازکی از ریزش برف به نظر می‌رسد.

۴-۲-۱۰- یخ پوش مات^{۴۰}

این شکل بارش به صورت یک لایه نسبتاً ضخیم یخ زده است و زمانی اتفاق می‌افتد که یک توده هوای حیلی سرد (زیر صفر درجه) وارد توده ابری می‌شود. در این صورت قطرات نازک باران تشکیل و یخ می‌زنند. شبیه این پدیده را می‌توان هنگام عبور هواییما در ارتفاعات بالا که وارد توده ای ابر می‌شود در لبه های بال هواییما مشاهده نمود. در هر صورت آنچه از نظر هیدرولوژی بیشتر مورد تجزیه و تحلیل در محاسبات و برآوردها صورت می‌گیرد. بررسی بارش و برف می‌باشد. تنها در موارد خاص و بخصوص مسائل مربوط به روش های تامین رطوبت برای مناطق خشک و کویری و از دیدگاه مسائل زیستی صورت های دیگر بارش مورد مطالعه قرار می‌گیرند تا با شناخت مکانیزم تشکیل آنها بتوان از منابع دیگر آب، هر چند به میزان کم است، بهره برداری نمود. بررسی این گونه مسائل در هیدرومئترولوژی کاربردی، هواشناسی کاربردی و بخصوص در رشته کشاورزی بیشتر مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد.

۴-۳- مکانیزم تشکیل بارش

اصولاً مکانیزم تشکیل بارش را در مباحث مریبوطه به فیزیک بارش به طور مفصل و همراه با پدیده های فیزیکی حاکم براین فرآیند بررسی می‌کنند. به طور خیلی خلاصه بارش زمانی تشکیل می‌شود که چهار مرحله پشت سر هم در یک توده هوای مرطوب اتفاق می‌افتد. این چهار مرحله عبارتند از:

- ۱ سرد شدن هوای رسانیدن دما به نقطه شبنم
- ۲ وجود هستک ها و متراکم شدن رطوبت در ابرها
- ۳ رشد قطرات متراکم شده
- ۴ تامین رطوبت برای ادامه رشد قطرات تا تشکیل بارش

۴-۱-۳- سرد شدن هوای

در شروع تشکیل بارش، توده هوای مرطوب بایستی تا رسیدن به نقطه شبنم سرد شود. سرد شدن این توده هوا ممکن است به چند طریق صورت گیرد:

- ۱ از دست دادن دما از طریق ساطع کردن اشعه به محیط اطراف خود
- ۲ در هم آمیختن با هوای سردتر از خود
- ۳ برخورد کردن با سطح سرد
- ۴ سرد شدن آدیباتیک توسط حرکت افقی هوا به طرف مناطق کم فشار
- ۵ سرد شدن آدیباتیک توسط صعود توده هوا

اصولاً سرد شدن هوا توسط چهار مکانیزم اول معمولاً تولید مه و شکلهای نامعلوم بارش نظیر شبنم، نم بارش و یخچه، پولک های یخی و امثال آن را می‌کند و تنها صعود توده هوا است که سبب تشکیل بارش قابل ملاحظه به صورت باران، برف و تگرگ می‌شود.

³⁷ Dew³⁸ Condensation³⁹ Hour Frost⁴⁰ Rime

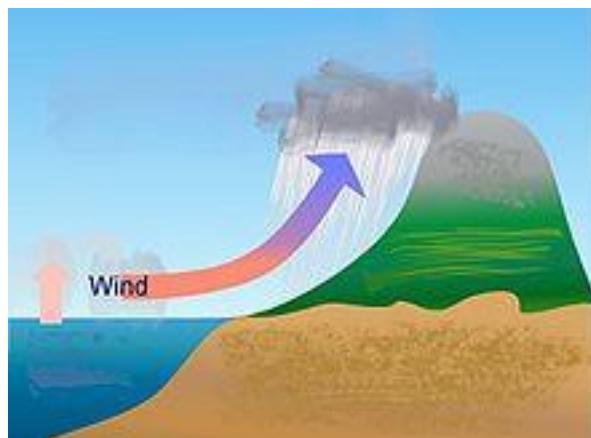
بر اساس نحوه سرد شدن هوا بارندگی را به سه دسته اصلی زیر تقسیم می کنند:

- بارندگی فرازی یا جابحایی^{۴۱} که بالا رفتن هوا گرم و مرطوب به طبقات سرد بالا و تشکیل ابرهای کومولوس موجب بارش می شود. (شکل ۱-۴).



شکل ۱-۴ بارندگی فرازی یا جابحایی

- بارندگی کوهستانی یا اوروگرافیک^{۴۲} که ابر تحت فشار باد روی دامنه کوهستان بالا رفته و در ارتفاعات سرد می شود. در دامنه طرف مقابل هم پدیده کوه پناهی اتفاق می افتد (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴ بارندگی کوهستانی یا اوروگرافیک

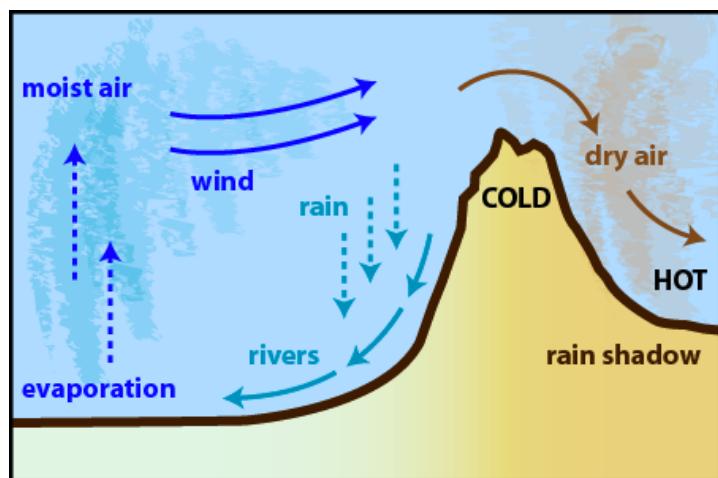
- بارندگی چرخه ای یا سیکلونیک^{۴۳} در اثر جابحایی توده هوا گرم و مرطوب و حرکت به سمت کم فشار و برخورد دو توده هوا با دما و رطوبت متفاوت و تشکیل بارش در حد فاصل (جبهه) دو توده هوا اتفاق می افتد (شکل ۳-۴). این نوع بارش را به دو دسته تقسیم می کنند:

- جبهه گرم: توده هوا گرم و مرطوب با فشار زیاد به هوا سرد می رسد و روی آن شروع به بالا رفتن و سرد شدن می کند. معمولاً بارش های با شدت کم ولی رز سطح وسیع و به مدت طولانی می شود.
- جبهه سرد: هوا سرد باعث جابحایی هوا گرم و مرطوب شده و هوا سرد روی هوا گرم و با سرعت بیشتر حرکت می کند. معمولاً بارش با شدت زیاد ولی در سطح کم و به مدت کوتاه را ایجاد می کند.

⁴¹ Convective

⁴² Orographic

⁴³ Cyclonic



شکل ۳-۴ بارندگی چرخه‌ای یا سیکلونیک

۴-۴- اندازه گیری مقدار بارش

مقدار بارش به هر نوعی که باشد بر اساس ارتفاع آب جمع شده در یک سطح صاف برای یک مدت معین بیان می‌شود. در اندازه گیری مقدار بارش مشکلات زیادی وجود دارد که اندازه گیری را دچار عدم قطعیت می‌کند. مهمترین این مشکلات عبارتند از:

- ۱ حرکت مغلووش هوا در اطراف دستگاه اندازه گیری
- ۲ کوچک بودن سطح دستگاه‌های اندازه گیری بارش نسبت به سطح نقطه برای رفع این مشکل موضوع تراکم مناسب شبکه بارسنجی مطرح می‌شود.

در ایستگاه‌های هواشناسی دو نوع دستگاه برای اندازه گیری باران مورد استفاده قرار می‌گیرند که عبارتند از باران سنج ساده (غیر ثبات) و بارانگار یا باران سنج ثبات.

۴-۵- محل نصب باران سنج ها

با توجه به مشکلاتی که در مورد اندازه گیری باران توسط باران سنج‌ها و باران‌نگارها وجود دارد بایستی در محل نصب شوند که کمترین خطای داشته باشند برای اینکار توصیه‌های زیر اجرا شده است:

- ۱ دو از ساختمان‌های بلند قرار گیرند. به طوری که بهترین نقطه ساختمان با دیوارها مجاور محل نصب زاویه ای کمتر از ۳۰ درجه داشته باشد.
- ۲ دور از دخانیات بلند باشد.
- ۳ در محل گود و یا مرتفع در یک منطقه قرارنگیرد.

۴-۶- شبکه باران سنجی

با توجه به اینکه اصولاً اندازه گیری باران به صورت نقطه‌ای (دربیک محل) صورت می‌گیرد و بایستی آن را به سطح تعیین داده یعنی مقدار باران را در یک سطح وسیع حساب کرد. بنابراین تعداد آنها در سطح مثلاً یک منطقه و یا حوزه بایستی با توجه به دقت مورد نظر به اندازه کافی باشد.

توصیه WMO برای شبکه ایستگاه‌های باران سنجی به صورت زیر آمده است:

- ۱ مناطق سطح و با آب و هوای معتدل یک ایستگاه به ازاء ۶۰۰ تا ۹۰۰ کیلومتر مربع
- ۲ مناطق کوهستانی آب و هوای معتدل یک ایستگاه در هر ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتر مربع

-۳ مناطق کویری یک ایستگاه برای ۱۵۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر مربع

البته توصیه هایی در مورد شبکه ایستگاه های باران سنجی با توجه به هدف و برنامه های مختلفی که وجود دارد نیز توصیه شده است.

یکی از محاسباتی که معمولاً در گزارشات هواشناسی در خصوص کفایت تعداد ایستگاه ها در شبکه باران سنجی می شود. تعیین تعداد

مطلوب ایستگاه با توجه به درجه دقت تخمین باران در یک سطح می باشد که از رابطه زیر استفاده می شود:

$$N = \left(\frac{Cv}{E} \right)^2 \quad (1-4)$$

که در آن:

Cv : ضریب تغییرات بارندگی منطقه که براساس تعداد ایستگاه ها موجود و داده های آماری آنها محاسبه می شود.

E : درصد اشتباه مجاز در تعیین میانگین بارندگی منطقه

N : تعداد ایستگاه های باران سنجی مورد نیاز (مقدار مطلوب شبکه)

روابط مورد نیاز برای محاسبه تعداد مطلوب ایستگاه ها به صورت زیر است:

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} \quad (2-4)$$

$$\bar{P}^2 = \frac{\sum P_i^2}{n} \quad (3-4)$$

$$S = \sqrt{\frac{n}{n-1} [\bar{P}^2 - (\bar{P})^2]} = \sqrt{\frac{\sum (P_i - \bar{P})^2}{n-1}} \quad (4-4)$$

$$Cv = \frac{S}{\bar{P}} \quad (5-4)$$

P_i مقدار بارندگی سالیانه در ایستگاه آم، n تعداد سالهای آماری و S انحراف معیار داده های موجود می باشد.

مثال ۱-۴ محاسبه کفایت شبکه باران سنجی: دریک حوزه آبریز که از ارتفاع حدود ۱۵۰۰ تا ۳۰۰ متر از سطح دریا واقع است، مقدار ۴

ایستگاه اندازه گیری باران وجود دارد که متوسط سالانه مقدار باران در آنها به ترتیب ۸۰۰، ۶۲۰، ۴۰۰، ۵۴۰ میلی متر است. تعداد ایستگاه

های مورد نیاز برای قبول ده درصد خطا در برآورد میانگین باران منطقه چه تعداد است؟ مراحل حل مسئله به صورت زیر است:

۱- محاسبه میانگین کل ایستگاه های موجود:

$$\sum P^2 = (800)^2 + (620)^2 + (400)^2 + (540)^2 = 1476000$$

$$P = \frac{\sum P_i}{n} = \frac{800+620+400+540}{4} = 590 \text{ mm}$$

$$\bar{P}^* = \frac{\sum \bar{P}^*}{n} = \frac{1476000}{4} = 369000 \quad \text{۲- انحراف معیار}$$

$$S = \sqrt{\frac{n}{n-1} (\bar{P}^* - (\bar{P})^*)} = \sqrt{\frac{4}{4-1} (369000 - 590)^*} \quad S = 167$$

۴- ضریب تغییرات

$$C_v = \frac{S}{P} = \frac{167}{59} = 2.83 \times 100 = 28.3$$

۴- تعداد ایستگاه

$$N = \left(\frac{Cv}{E}\right)^r = \left(\frac{28.3}{10}\right)^r \approx 8$$

بنابراین باید ۴ ایستگاه دیگر هم در این حوزه وجود داشته باشد.

مسئله بعدی محل مناسب این ایستگاهها است که باید به گونه‌ای تعیین شود که در ارتفاعاتی باشد که در حال حاضر در آنها ایستگاه وجود ندارد. ضمناً محل این ایستگاه‌ها هم باید در محلی باشد که امکان آمارگیری روزانه از آنها ممکن باشد، مثلاً در حوالی روستا، پاسگاه نیروی انتظامی و نظایر آن که از نظر امنیتی هم با مشکلی مواجهه نباشد.

۴- مشخصات بارش

۴-۱-۷-۴- مدت بارش

فاصله زمانی بین شروع و پایان هر رویداد بارندگی را مدت یا تداوم بارش می‌گویند. تداوم بارش یک متغیر تصادفی است و می‌تواند هر مقدار از زمان را شامل شود. اصولاً مدت بارش را بر اساس یک مدت طبقه‌بندی می‌کنند. مثل باران یک ساعته، ۴ ساعته و ۳ ساعته و ... ۲۴، ۴۸ ساعته اما از آنجا که این زمان‌ها به صورت کاملاً یک مدت معینی صورت نمی‌گیرد. برای هر تداوم یک بازه زمانی در نظر گرفته می‌شود مثلاً همه باران‌ها بین ۱:۴۵ تا ۲:۱۵ ساعته را ممکن است یک باران با تداوم ۲ ساعت در نظر گرفت.

۴-۲-۷-۴- مقدار بارش

همان گونه که قبلاً مذکور شد، ارتفاع آب حاصله از یک بارندگی در طول مدت بارش را مقدار بارش می‌گویند. این کمیت ممکن است بر حسب سانتی متر، میلی متر و یا اینچ بیان شود. مقادیر بارندگی را ممکن است برای سال، ماه، فصل، حداکثر بارش روزانه در سال و یا حداکثر بارش برای هر تداوم معینی برای هر ایستگاه باران سنجی بیان کرد.

-۱- متوسط بارندگی سالانه: مقدار کل بارانی که به طور متوسط در طول یک سال در ایستگاه می‌بارد.

-۲- مقدار بارندگی ماهانه: مقدار کل بارانی که به طور متوسط در طول یک ماه از سال در یک ایستگاه می‌بارد.

-۳- حداکثر بارش روزانه: در یک ایستگاه به مقدار بارندگی حداکثر روزانه ای (۲۴ ساعته) که در هر سال باریده می‌گویند.

-۴- حداکثر بارش برای یک تداوم زمانی معین را مثلاً ۶ ساعته، حداکثر بارش برای آن تداوم می‌گویند (مثلاً ۶ ساعته)

که در هر سال در یک ایستگاه اتفاق افتاده است و یا انتظار است که رخ دهد. این کمیت‌های مقدار بارش را معمولاً به صورت جداول و یا نمودارهای ستونی (هیستوگرام) نشان می‌دهند.

۴-۳-۷-۴- شدت بارش

مقدار بارشی است که در واحد زمان نازل می‌شود و آن را بر حسب میلی‌متر در ساعت و یا اینچ در ساعت بیان می‌کنند.

$$I = \frac{\Delta P}{\Delta t} = \frac{\text{باران}}{\text{زمان}} = mm/h \quad (6-4)$$

^{۴۴} Duration

^{۴۵} Intensity

I: شدت بارش به میلی متر در ساعت، P مقدار بارش به میلی متر و t زمان بارش به ساعت است.

۴-۷-۴- فراوانی وقوع بارش^{۴۶}

فراوانی وقوع یک بارش با مدت معین (تداوم معین) و ارتفاع با شدت مشخص را که دریک دوره زمانی معین به طور متوسط چند بار می‌تواند اتفاق افتد را فراوانی وقوع آن بارش می‌گویند. مثلاً یک بارش به ارتفاع ۲۰ میلی متر و با تداوم زمانی ۲ ساعت در طول مدت ۱۰ سال دریک ایستگاه، باران سنجی را در نظر بگیرید. ممکن است در طول این ۱۰ سال تنها ۳ بار بارانی با تداوم ۲ ساعت بارشی به ارتفاع ۲۰ میلی متر یا بیشتر در آن رخ داده باشد. بنابراین فراوانی وقوع چنین بارانی (3/10) یا ۳۰٪ خواهد بود.

بجای فراوانی وقوع بارش معمولاً از واژه دوره بازگشت^{۴۷} استفاده می‌شود. که عکس فراوانی است. اگر F فراوانی و T دوره بازگشت

$$\text{در نظر گرفته شود، آنگاه } T = \frac{1}{F} \text{ را دوره بازگشت به سال می‌گویند.}$$

فراوانی وقوع یک بارندگی در واقع احتمال وقوع آن را بیان می‌کند و بنابراین احتمال وقوع باران‌های بزرگ (از نظر ارتفاع) بسیار کم و به عبارتی دوره بازگشت آنها زیاد است. اما خاطرنشان می‌کند که طبق تعریف احتمالات، درصد فراوانی و یا احتمال تئوری برای وقوع یک رویداد برابر با تعداد حالات مورد انتظار به کل تعداد رویدادهای به وقوع پیوسته است.

برای پیش‌بینی فراوانی وقوع بارش در یک ایستگاه بایستی داده‌های بارش (سال، ماه، فصل، حداکثر بارش روزانه و یا با هر تداوم خاصی) را تحلیل فراوانی نمود که این مورد در فصل مربوط به استفاده از آمار و احتمالات در هیدرولوژی توصیح داده شده است.

۵-۷-۴- سطح ریزش

چون حجم آب حاصل از بارش بستگی به وسعت بارندگی دارد، لذا سطحی که بارندگی در آن صورت می‌گیرد، اهمیت دارد. آنچه حائز اهمیت می‌باشد، این است که مقدار بارش رسیده به زمین که مثلاً در ایستگاه‌های باران سنجی اندازه‌گیری می‌شود، با آنچه به سطح یک حوزه می‌رسد، تفاوت زیادی دارد ولی از نظر محاسباتی به جز این اندازه‌گیری، اطلاعات دیگر در اختیار نمی‌باشد و باید با استفاده از روش‌های، که بعداً مورد بحث قرار خواهد گرفت، از آن استفاده نمود.

همان گونه که در مبحث سیکل هیدرولوژی در سطح حوزه آبریز به آن اشاره گردیده مقدار بارش رسیده در سطح زمین بستگی به خصوصیات سطح زمین و بخصوص نوع و تراکم پوشش گیاهی و یا پوشش ساختمان و جاده دارد. گیرش اصطلاحی است که به آن تلفات برگابی^{۴۸} گفته می‌شود. این تلفات در واقع یک ذخیره موقت بارش است که سرانجام تبخیر شده و به آتمسفر باز می‌گردد. اجزاء این مقدار گیرش شامل ریزش میانی^{۴۹}، جریان ساقه ای^{۵۰} و تلفات گیرش^{۵۱} می‌باشد.

⁴⁶ Frequency

⁴⁷ Return Period

⁴⁸ Interception

⁴⁹ Through fall

⁵⁰ Stem flow

⁵¹ Interception loss

۴-۸-۱- بارش نقطه‌ای و بارش در سطح

اندازه گیری بارش و یا برآورد مقدار بارش دارای دو جنبه می باشد، یکی بارش نقطه‌ای و دیگری بارش منطقه‌ای این واژه‌ها به صورت زیر تعریف می شوند:

۴-۸-۲- بارش نقطه‌ای

بارش نقطه‌ای در واقع همان مقدار بارشی است که توسط دستگاه‌های باران سنجی یا بارانگاری در محل ایستگاه‌های هواشناسی و یا باران سنجی اندازه گیری می شود. همان طور که قبلا در مورد وسائل اندازه گیری توضیح داده شده، ارتفاع آب حاصل از بارندگی را اگر در دستگاه‌های ساده و تجمعی باران سنجی باشد به صورت روزانه و یا هفتگی و سالانه ارایه می شوند ولی در بارانگارها به طور پیوسته اندازه گیری می شوند که توسط گراف و یا جدول نمایش داده می شوند. از این گراف‌ها می توان منحنی‌های تجمعی مقدار بارش نسبت به زمان را ترسیم کرد که به آنها منحنی جرم^{۵۲} می گویند. از روی این منحنی‌ها می توان مقدار بارندگی را برای تداوم های مختلف و همین طور شدت بارش لحظه‌ای را استخراج کرد.

۴-۸-۳- بارش در سطح

بارش ایستگاه‌ها تنها نمونه‌ای نقطه‌ای از یک بارش هستند در صورتی که در عمل و برای تجزیه و تحلیل‌های هیدرولوژی نیاز به برآورد مقدار بارش در سطح مثلا یک حوزه آبریز، یک جاده، فرودگاه و پشت بام و امثال آن می باشد. اگر منطقه کوچک باشد می توان فرض کرد که تا یک شاعع کوچکی (مثلا حداقل یک کیلومتر) منطقه به همان میزان بارش که در محل ایستگاه یا باران سنج باریده است، باران را دریافت می کند ولی برای سطوح بزرگتر و یا دور از ایستگاه باران سنجی بایستی به کمک روش‌هایی باران نقطه‌ای را به میانگین باران در سطح تبدیل کرد.

در هیدرولوژی برای برآورد مقدار بارش یک طوفان (رگبارش)، یا مقدار آن در یک ماه، فصل و سال از میانگین کلیه اعداد وارقامی که توسط ایستگاه‌های هواشناسی و یا باران سنجی ثبت شده است، استفاده می شود. برای برآورد میانگین بارش یک سطح می توان به کمک شکل (۷-۴) رابطه کلی زیر را نوشت:

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \iint_A P(x, y) dx dy \quad (21-4)$$

که در آن \bar{P} میانگین بارش در سطح، A مساحت منطقه یا حوضه، x, y محورهای مختصات محل ایستگاه‌ها و $P(x, y)$ مقدار بارندگی در ایستگاه‌های $G = 1, 2, \dots$ می باشد. این مقدار بارندگی ممکن است مربوط به یک رگبار، یا بارش روزانه، ماهانه، فصل و یا سالانه باشد. روش‌هایی که در هیدرولوژی برای تعیین مقدار میانگین بارش در سطح مرسوم اند، عبارتند از:

۴-۸-۳-۱- روش میانگین وزنی^{۵۳}

در این روش از رابطه زیر استفاده می شود:

⁵² Mass curve

⁵³ Weighted Average

$$\bar{P} = \sum_{g=1}^G W_g \cdot P_g \quad (22-4)$$

که در آن W_g ضریب وزنی هر ایستگاه است و بنابراین $\sum_{g=1}^G W_g = 1$ خواهد بود.

مقدار اندازه گیری شده بارش در هر ایستگاه می باشد. روش های مختلفی برای تعیین این ضرایب وجود دارد که عبارتند از:

(الف) میانگین حسابی: در این روش وزن هر ایستگاه یکسان و معادل $G/1$ در نظر گرفته می شود بنابراین:

$$\bar{P} = \frac{1}{G} \sum_{g=1}^G P_g \quad (23-4)$$

ب) چند ضلعی های تیسن^{۵۴}

در این روش کلیه ایستگاه های داخل منطقه یا حوضه و حتی مجاور آن مورد استفاده قرار می گیرد. در این روش از چند ضلعی های استفاده می شود که ایستگاه ها در مرکز آن واقع می شوند (شکل ۸-۴) و فرض می شود که کلیه نقاط داخل این چند ضلعی ها دارای بارانی مشابه به ایستگاه می باشند. بنابراین نسبت سطح هر چند ضلعی نسبت به کل سطوح چند ضلعی ها به عنوان وزن یا ضریب وزنی هر ایستگاه تلفی می شود.

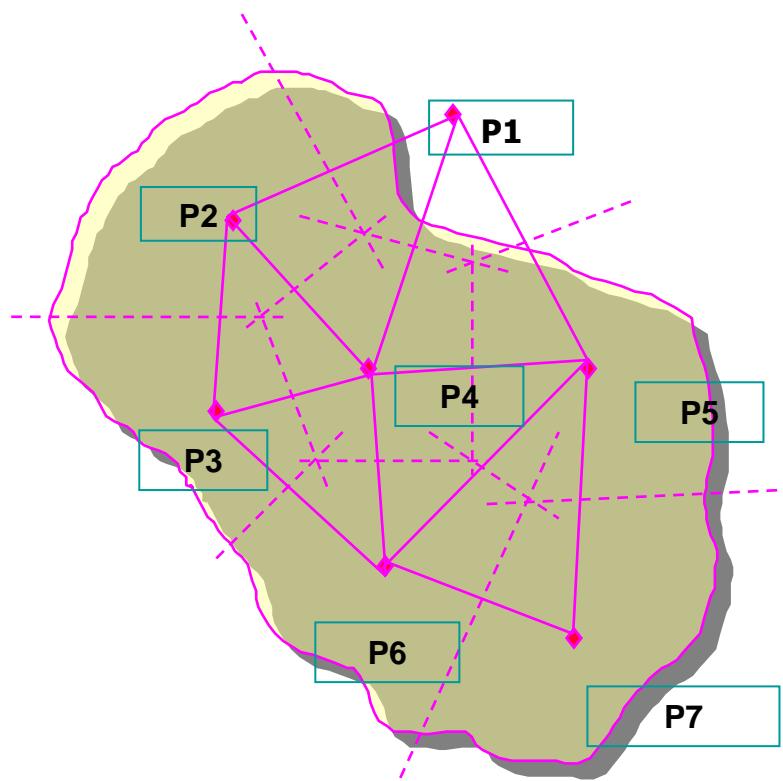
برای بدست آوردن این چند ضلعی های ابتدا مانند آنچه در شکل (۸-۴) نشان داده شده است، ایستگاه های هم جوار بوسیله خطوط سیستم بهم متصل شده پس عمود منصف آنها رسم می گردد تا چند ضلعی ها مشخص می شوند. در این صورت میانگین بارش سطحی به صورت زیر خواهد بود.

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{g=1}^G a_g \cdot P_g \quad (24-4)$$

$$\bar{P} = \sum_{g=1}^G W_g \cdot P_g \quad (25-4)$$

$$W_g = \frac{a_g}{A} \quad (26-4)$$

^{۵۴} Thiessen Polygons



شکل(۸-۴) روش چند ضلعی های تیسن

۴-۸-۲-۲- استفاده از نقشه هم باران^{۵۵}

در این روش سطحی که معرف مقادیر بارش بر روی یک منطقه یا حوضه است، به صورت نقشه ای که منحنی های هم باران^{۵۶} را نمایش می دهند، ترسیم می شود. به طوری که این خطوط مکان هندسی نقاطی است که مقدار بارندگی آن برای یک تداوم معین و یا یک دوره مشخص یکسان باشد (شکل ۹-۴). بنابراین سطوحی که در حد فاصل بین هر دو خط قرار می گیرند، دارای بارشی معادل میانگین مقدار باران این دو خط خواهند داشت. در این صورت مطابق شکل خواهیم داشت:

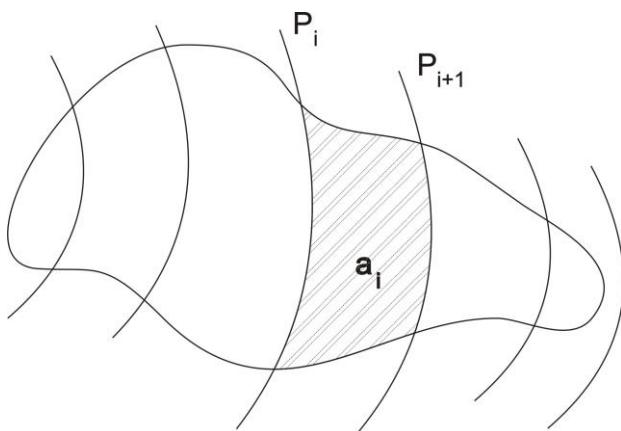
$$\bar{P}_j = \frac{1}{2}(P_i + P_{i+1}) \quad (27-4)$$

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum (a_i \times P_j) \quad (28-4)$$

که در آن P_j مقدار میانگین بارش بین دو منحنی بارش با مساحت a_i است، A مساحت کل منطقه یا حوزه و \bar{P} میانگین بارش رابطه در کل سطح A خواهد بود.

⁵⁵ Surface Fitting Method

⁵⁶ Isohyets

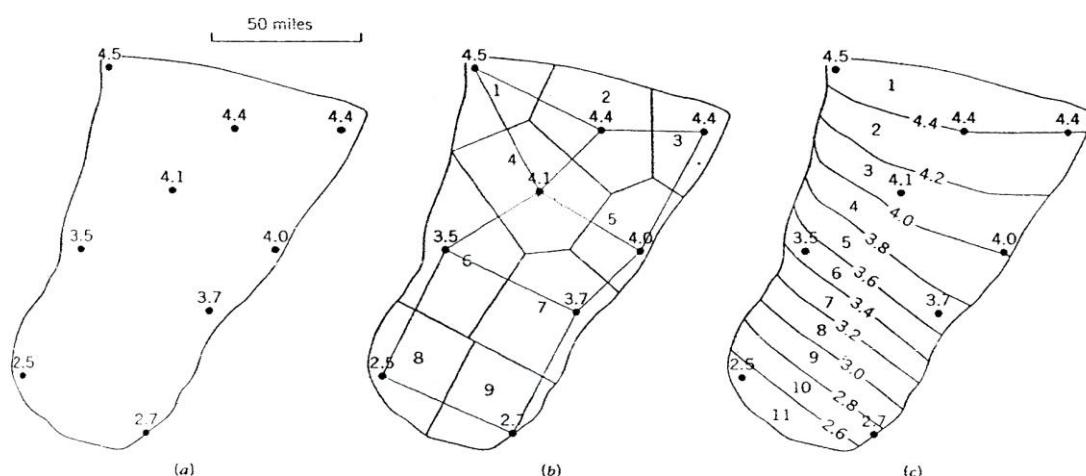


شکل (۹-۴) روش منحنی های هم باران

امروزه به کمک سیستم های اطلاعات جغرافیایی (GIS) و روش های زمین آماری^{۵۷} برای میان یابی مقادیر بین اندازه ها، در هر توزیع مکانی، مقادیر بارش منطقه ای را می توان با دقت بالایی بدست آورد که موضوع درس هیدرولوژی مهندسی پیشرفته می باشد.

مثال ۴-۴- برآورد میانگین بارش در سطح

مقادیر بارش بر حسب اینچ در یک رویداد در ۹ ایستگاه باران سنجی داخل و اطراف یک حوزه آبریز مطابق شکل (۱۰-۴) مفروض است. با سه روش میانگین حسابی، تسین و همباران، مقدار بارش در حوضه را بدست آورده و با هم مقایسه کنید.



شکل (۱۰-۴) بارش متوسط حوضه با سه روش میانگین حسابی، تسین و همباران

۹-۴- بررسی تغییرات بارندگی با ارتفاع

برای بررسی تغییرات بارندگی با ارتفاع نیز با توجه به مشخصات ایستگاههای اندازه‌گیری بارش و ارتفاع از سطح دریا و حتی سایر مشخصات مکانی نظیر طول و عرض جغرافیایی و حتی دوری و نزدیکی ایستگاهها از محل تأمین رطوبت مثل دریا هم می‌توان روابطی را بدست آورد.

$$P=f(H, E, N, L, \dots)$$

(۲۹-۴) رابطه مقدار بارش با چند پارامتر فیزیوگرافی یا اقلیمی

$$P = a \pm bH$$

(۳۰-۴) رابطه خطی بارش با ارتفاع

$$P=a H^b$$

(۳۱-۴) رابطه نمایی بارش با ارتفاع

در رابطه بالا:

P مقدار بارش در نطبقای به ارتفاع H متر از سطح دریا، a و b هم ثابت‌های معادله رگرسیون است.

۱۰- بررسی اقلیم منطقه

برای تعیین اقلیم منطقه روش‌های مختلفی ارایه شده است مانند ضریب خشکی دومارتون^{۵۸}، کوپن^{۵۹}، آمبرژ، سیلیانوف که در اینجا به دو روش ساده آن اشاره می‌شود.

۱- تعیین نوع اقلیم منطقه با استفاده از پارامترهای بارش سالانه و دمای متوسط ماهانه

$$\frac{P_{\max}}{\bar{P}} \quad \text{شاخص پرآبی} \quad (32-4)$$

$$\frac{P_{\min}}{\bar{P}} \quad \text{شاخص کم آب} \quad (33-4)$$

$$I.C. = \frac{P_{\max}}{P_{\min}} \quad \text{شاخص اقلیمی} \quad (34-4)$$

و با استفاده از جدول ۳-۴ وضعیت اقلیم تعیین می‌شود.

جدول ۳-۴ کلاس بندی اقلیم براساس بارش سالانه و دمای متوسط ماهانه

حدود شاخص اقلیمی	نوع اقلیم
$IC < 2$	خیلی مرطوب
$3 > IC > 2$	مرطوب
$4 > IC > 3$	نیمه مرطوب
$5 > IC > 4$	نیمه خشک
$IC > 5$	خشک

۲- روش تورنت وايت برای تعیین اقلیم
تورنت وايت شاخصی را بنام بارش موثر^{۶۰} را به صورت زیر تعریف کرده است:

$$PE_{mi} = 115 \left(\frac{P_i}{T_i - 10} \right)^{10.9} \quad (35-4)$$

$$PE = \sum_{i=1}^{n=12} PE_{mi}$$

شاخص بارش موثر در ماه i به اینج PE_{mi}

⁵⁸ De Martonne

⁵⁹ Köppen

⁶⁰ Percipitation Effective

P_i بارش سالانه در ماه آم به اینج

T_i میانگین درجه حرارت ماهانه در ماه آم (فارنهایت)

PE شاخص بارش موثر به اینج

با استفاده از جدول ۴-۴ وضعیت اقلیم در هر ایستگاه بدست می‌آید.

جدول ۴-۴ نوع اقلیم براساس شاخص تورنت وایت

حدود نیزیرات PE به اینج	اقلیم
$PE > 128$	خیلی مرطوب
$128 > PE > 64$	مرطوب
$64 > PE > 32$	نیمه مرطوب
$32 > PE > 16$	نیمه خشک
$PE < 16$	خشک

۱۱-۴- بررسی دوره های تر سالی و خشکسالی

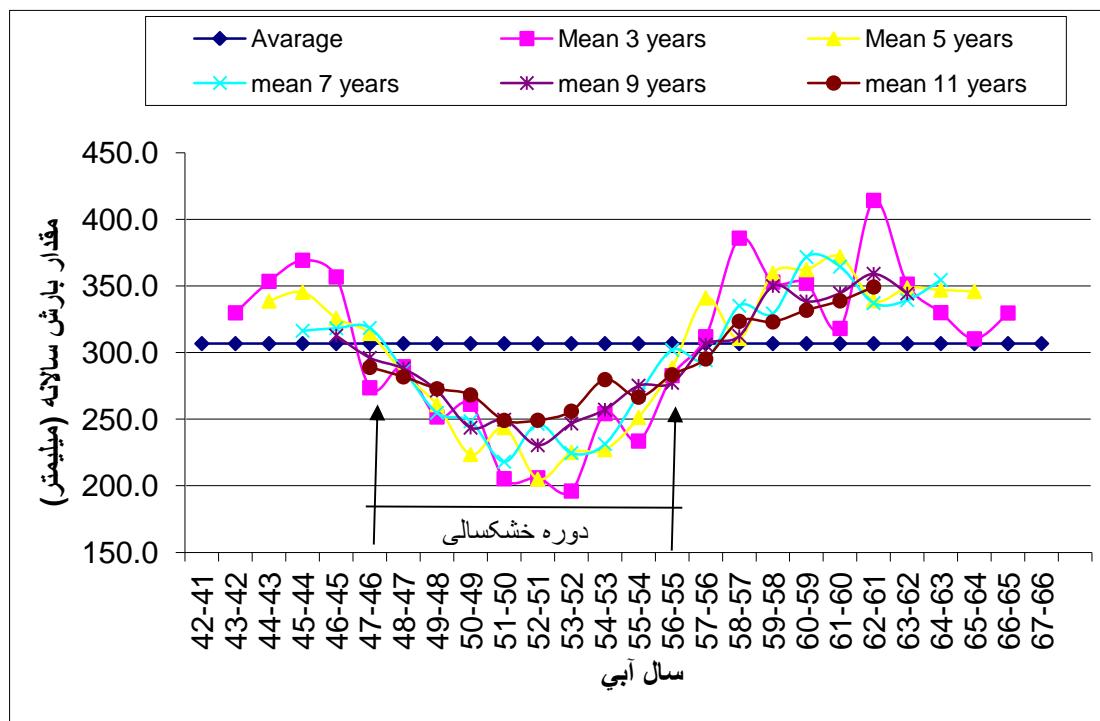
با استفاده از میانگین متحرک می توان دوره های تر سالی و خشکسالی را برای ایستگاه های هواشناسی و به تبع آن برای یک منطقه تعیین نمود. جدول (۵-۴) طرز محاسبه میانگین متحرک و جدول (۶-۴) برای مثال میانگین متحرک ۳، ۵، ۷، ۹، ۱۱ و ۲۶ ساله بارش سالانه را در یک ایستگاه نشان می دهد. با استفاده از این جدول شکل (۱۱-۴) رسم شده است. سالهایی که بالا تر از میانگین معمولی آمار ۲۶ بارش ساله باشد به عنوان دوره تر سالی و سالهای زیر میانگین معمولی را دوره های خشکسالی می گویند. قابل ذکر است که برای تعیین سال ها و یا دوره خشکسالی و شدت و خامت آن، روش ها و شاخص متعددی وجود دارد که موضوع این درس نمی باشد.

جدول (۵) طرز محاسبه میانگین متحرک باران متوسط در ایستگاه تحت مطالعه

میانگین متحرک ۷ ساله	میانگین متحرک ۵ ساله	میانگین متحرک ۳ ساله	بارش سالانه (mm)	سال آماری
—	—	—	P_1	۱
—	—	$\frac{P_1 + P_2 + P_3}{3}$	P_2	۲
—	$\frac{P_1 + P_2 + P_3 + P_4 + P_5}{5}$	$\frac{P_2 + P_3 + P_4}{3}$	P_3	۳
$\frac{P_1 + P_2 + P_3 + P_4 + P_5 + P_6 + P_7}{7}$	$\frac{P_2 + P_3 + P_4 + P_5 + P_6}{5}$	$\frac{P_3 + P_4 + P_5}{3}$	P_4	۴
$\frac{P_2 + P_3 + \dots + P_8}{7}$	$\frac{P_3 + P_4 + P_5 + P_6 + P_7}{5}$	$\frac{P_4 + P_5 + P_6}{3}$	P_5	۵
$\frac{P_3 + P_4 + \dots + P_9}{7}$	$\frac{P_4 + P_5 + P_6 + P_7 + P_8}{5}$	$\frac{P_5 + P_6 + P_7}{3}$	P_6	۶
—	—	$\frac{P_6 + P_7 + P_8}{3}$	P_7	۷
—	—	$\frac{P_7 + P_8 + P_9}{3}$	P_8	۸
--	--	$\frac{P_{n-2} + P_{n-1} + P_n}{3}$	P_{n-1}	n-1
--	--	--	P_n	n

جدول (۶-۴) میانگین متحرک بارش سالانه

سال آبی	بارش سالانه میلی متر	میانگین ۱۱ ساله بارش سالانه میلی متر	میانگین ۹ ساله بارش سالانه میلی متر	میانگین ۷ ساله بارش سالانه میلی متر	میانگین ۵ ساله بارش سالانه میلی متر	میانگین ۳ ساله بارش سالانه میلی متر
۴۱-۴۲	333.4	-	-	-	-	-
۴۲-۴۴	252	-	-	-	329.9	-
۴۳-۴۴	404.2	-	-	338.7	353.5	-
۴۴-۴۵	404.2	316.4	345.3	345.3	369.3	-
۴۵-۴۶	299.6	312.8	318.3	325.8	356.8	-
۴۶-۴۷	366.6	296.1	318.5	314.4	273.6	-
۴۷-۴۸	154.6	288.0	286.9	284.2	289.4	-
۴۸-۴۷	347	271.5	254.8	261.0	251.7	-
۴۹-۵۰	253.4	243.6	248.5	223.5	261.2	-
۵۰-۵۱	183.2	249.6	218.1	243.7	205.3	-
۵۱-۵۲	179.4	249.2	246.5	205.0	206.0	-
۵۲-۵۴	255.4	246.7	224.6	225.0	196.1	-
۵۳-۵۴	153.4	257.2	231.4	227.1	254.2	-
۵۴-۵۵	353.8	275.2	268.3	251.4	233.6	-
۵۵-۵۶	193.6	277.2	302.0	288.6	282.7	-
۵۶-۵۷	300.8	306.1	294.3	341.0	311.9	-
۵۷-۵۳	441.4	312.6	335.1	310.6	385.9	-
۵۸-۵۷	415.6	350.0	329.4	359.7	352.9	-
۵۹-۶۰	201.8	338.5	371.8	362.3	352.1	-
۶۰-۶۱	438.8	344.7	364.5	372.0	318.1	-
۶۱-۶۲	313.8	359.2	337.1	339.0	414.3	-
۶۲-۶۴	490.2	344.4	339.4	348.5	351.4	-
۶۳-۶۴	250.2	-	354.6	347.0	330.0	-
۶۴-۶۵	249.6	-	-	345.9	310.3	-
۶۵-۶۶	431.2	-	-	-	329.7	-
۶۶-۶۷	308.4	-	-	-	-	308.4
	306.8	-	-	-	-	306.8



شکل(۱۱-۴) بررسی دوره های تر و خشک با استفاده از میانگین متحرک بارش سالانه

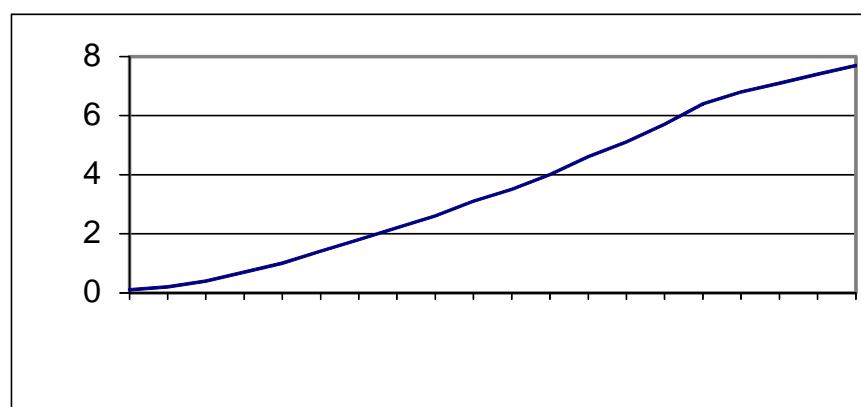
۱۲-۴-- نمایش بارش روزانه و کوتاه مدت

از موارد بسیار مهمی که در هیدرولوژی کاربرد وسیعی دارد، بررسی و تجزیه و تحلیل بارش‌های روزانه و کوتاه مدت و در واقع طوفان‌های منجر به تولید روناب و سیل می‌باشد. قبل از تشریح این موارد چند واژه یا مفهوم ضروری توضیح داده می‌شود.

۱۲-۴-۱- منحنی تجمعی بارش

منحنی تجمعی بارش^{۶۱} مقادیر تجمعی بارش نسبت به زمان را نشان می‌دهد. این منحنی همان نموداری است که توسط باران نگارهای ثبات در هنگام بارندگی ثبت می‌شوند. البته با استفاده از داده‌های باران سنجی هم می‌توان چنین نموداری را رسم کرد که دقیق‌تر آن در همان اندازه چند نوبت دیده‌بانی خواهد بود.

با استفاده از این منحنی می‌توان شدت بارش را برای هر فاصله زمانی بدست آورد. این منحنی زمان شروع و خاتمه هر رگبارش را نشان می‌دهد. شکل(۱۳-۴) یک منحنی جرم بارش را نشان می‌دهد.



شکل(۱۳-۴) یک منحنی جرم بارش

^{۶۱} Mass Curve or Accumulated

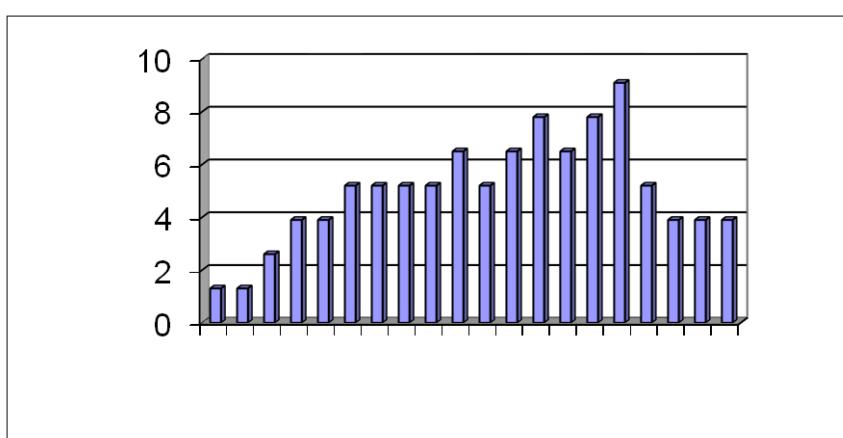
با استفاده از شکل (۱۳-۴) مقدار شدت بارش برای دو فاصله زمانی Δt_1 و Δt_2 با مقادیر بارش ΔP_1 و ΔP_2 به صورت زیر خواهد

$$I_1 = \frac{\Delta P_1}{\Delta t_1} \quad \text{و} \quad I_2 = \frac{\Delta P_2}{\Delta t_2} \quad \text{شد.}$$

با در اختیار داشتن شدت بارندگی برای تداوم خاص و یا تداوم طراحی می‌توان معیارهای طراحی را برای سازه‌های هیدرولیکی و آبی نظیر پل‌ها، سرربزه‌ها، کanal های باز انتقال سیالاب و یا شبکه لوله‌های دفع آبهای سطحی کاربرد دارد.

۶۲-۲-۱۲-۴- باران نما یا هیتوگرام بارش^{۶۲}

با استفاده از داده‌های استخراج شده از منحنی‌های جرم بارش، باران نما که یک نمودار ستونی است به صورت شکل (۱۴-۴) ترسیم می‌شود.



شکل (۱۴-۴) هیتوگرام یا باران نما

از باران نما یا هیستوگرام یک بارش در طراحی رگبارها و پیش‌بینی سیالابی به عنوان مهم‌ترین ورودی در مدل‌های هیدرولوژی و از جمله هیدروگراف واحد استفاده می‌شود.

انتخاب فواصل زمانی برای رسم هیتوگرام بستگی به هدف از کاربرد این منحنی دارد. مثلاً در هیدرولوژی شهری فواصل زمانی را کوتاه و در حوزه‌های آبریز ممکن است این فواصل را حتی تا ۶ ساعت در نظر گرفت. این نمودار به وسیله روش‌های مختلفی، که در فصل مربوط به رواناب به آنها اشاره خواهد شد، برآحتی تبدیل به هیدروگراف جریان رواناب یا سیالاب می‌شود.

الگوی زمانی باران (TP)^{۶۳} برای باران‌های با تداوم مختلف یکی از ویژگی‌های زمانی بسیار مهم بارش در هر ایستگاه و منطقه می‌باشد، با استفاده از منحنی‌های شدت-مدت-فراوانی در هر ایستگاه یا منطقه حداقل شدت بارندگی با تداوم معین و در دوره بازگشت مشخص (احتمال معین) تغییرات بارش طراحی بدست می‌آید. برای تهیه هیتوگرام (تغییرات مقدار با شدت بارندگی در طول مدت تداوم آن) نیاز به دانستن الگوی زمانی بارش برای تداوم مربوطه می‌باشد. برای مثال بارش‌های طوفانی^{۶۴} معمولاً با سرعت به اوج شدت خود می‌رسند و سپس به آرامی فروکش می‌کنند. در صورتیکه اوج شدت بارش‌های جبهه‌ای در اواسط مدت زمان بارش بوقوع می‌پیوندد.

برای تعیین الگوی زمانی بارش در منطقه شرق Illinois امریکا به وسعت ۱۰۳۲ کیلومترمربع، Huff (۱۹۶۷)^{۶۵} به کمک اطلاعات ایستگاه باران سنجی الگوهای توزیع زمانی بارش را با احتمالات مختلف ارایه نمود. براساس اینکه شدیدترین جزء بارش در کدام یک از چارک‌های اول تا چهارم انفاق می‌افتد آنها را تقسیم‌بندی کرد. شکل (۱۲-۴) نمونه‌ای از این الگوها را نشان می‌دهد.

Pilgrim و همکاران (۱۹۷۵)^{۶۶} نیز الگوی توزیع زمانی بارش را با روش موسوم به میانگین ترسیمی محاسباتی به کمک ۵۰ رگبار شدید با پایه‌های زمانی مختلف برای سیدنی استرالیا تهیه و ارایه نمود.

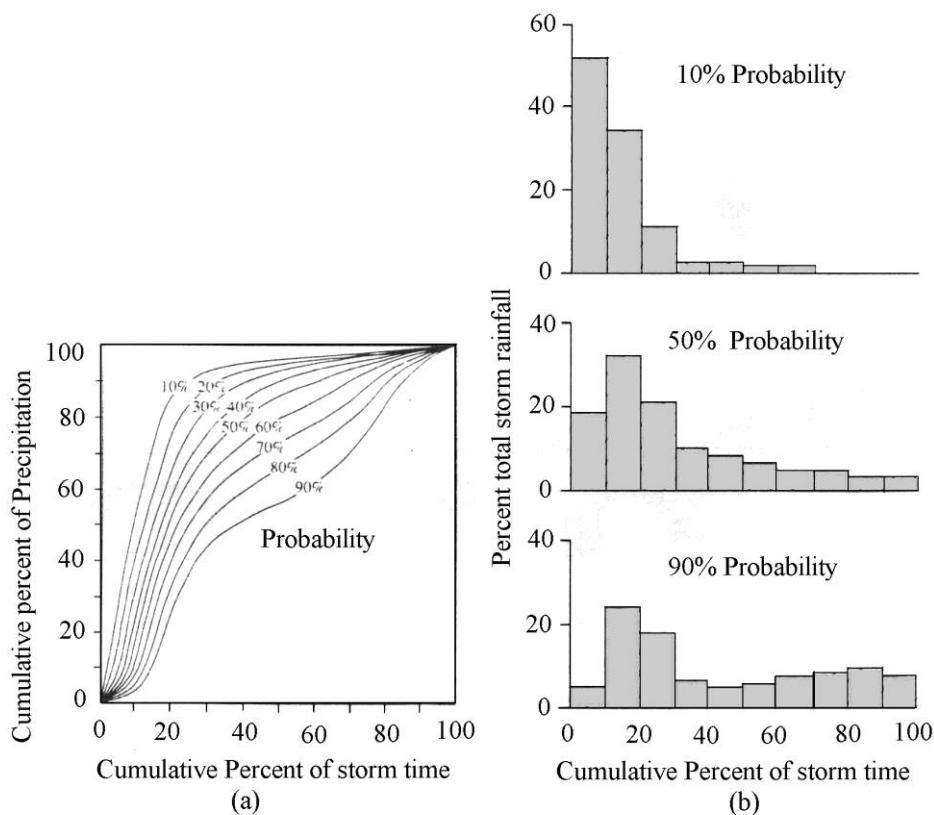
⁶² Precipitation Hyetograph

⁶³ Temporal Pattern, (TP)

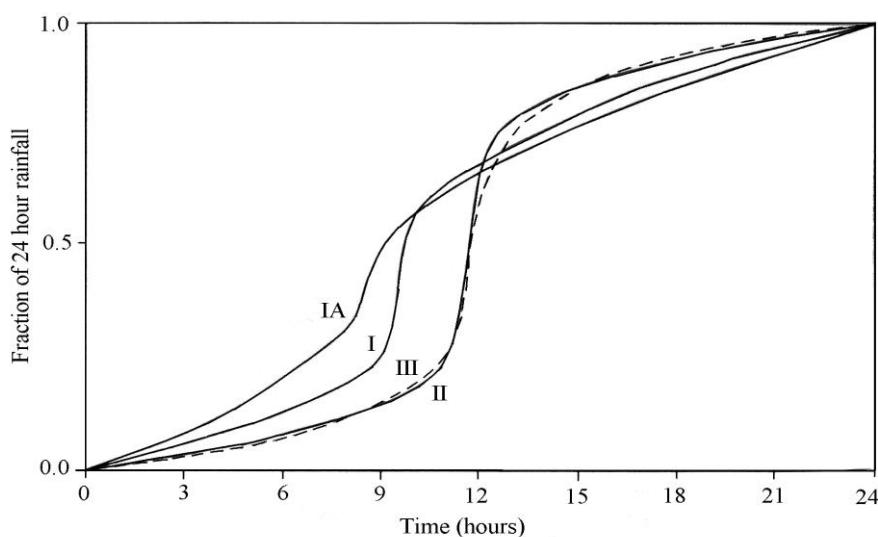
⁶⁴ Thunder storm

تاكنوں بررسی‌های چندی در قالب مطالعات و یا پایان‌نامه‌های دانشجویی در برخی از حوضه‌ها و یا استان‌ها نظیر سمنان (طالب بیدختی، ۱۳۷۴)، خوزستان (زارع، ۱۳۷۵)، تهران (رضیئی، ۱۳۷۹) و ایستگاه سینوپتیک تهران (اسکندری، ۱۳۷۷) ایستگاه‌های شمال کشور (تلوری و همکاران، ۱۳۷۹) و کلیه ایستگاه‌های ایران (وزیری، ۱۹۶۳، ۱۳۷۰ و ۱۳۷۱) انجام گرفته است.

یکی از الگوهای تیپ بارش در ایالات متحده که به الگوی ثبت بارش SCS موسوم است برای سری پیوسته بارش ۶ دقیقه‌ای تا بارش یک روزه (۲۴ ساعته) تهیه شده و با نامهای الگوی تیپ بارش III، II، IA، I مطابق جدول (۱۰-۴) و شکل (۱۳-۴) تعیین گردیده است. روش‌های دیگری نظیر هیتوگراف مثلثی و روش Desbordes (۱۹۷۸) و Sifalad (۱۹۷۴) نیز وجود دارد که در اغلب کتاب‌های هیدرولوژی تشریح شده‌اند. (۱)



شکل (۱۵-۴) توزیع زمانی بارش در ربع اول روش Huff



شکل (۱۶-۴) الگوی زمانی بارش ۲۴ ساعته در روش SCS

جدول (۱۰-۴) توزیع بارش روش SCS

Hour t	T/24	24-hour storm				6-hour storm		
		Type I	Type IA	Type II	Type III	Hour t	T/6	Pt/P6
0	0	0	0	0	0	0	0	0
2.0	0.083	0.035	0.050	0.022	0.020	0.60	0.10	0.04
4.0	0.167	0.076	0.116	0.048	0.043	1.20	0.20	0.10
6.0	0.250	0.125	0.206	0.080	0.072	1.50	0.25	0.14
7.0	0.292	0.156	0.268	0.098	0.089	1.80	0.30	0.19
8.0	0.333	0.194	0.425	0.120	0.115	2.10	0.35	0.31
8.5	0.354	0.219	0.480	0.133	0.130	2.28	0.38	0.44
9.0	0.375	0.254	0.520	0.147	0.148	2.40	0.40	0.53
9.5	0.396	0.303	0.520	0.163	0.167	2.52	0.42	0.60
9.75	0.406	0.362	0.550	0.172	0.178	2.64	0.44	0.63
10.0	0.417	0.515	0.564	0.181	0.189	2.76	0.46	0.66
10.5	0.438	0.583	0.577	0.204	0.216	3.00	0.50	0.70
11.0	0.459	0.624	0.601	0.235	0.250	3.30	0.55	0.75
11.5	0.479	0.654	0.624	0.283	0.298	3.60	0.60	0.79
11.75	0.489	0.669	0.645	0.357	0.339	3.90	0.65	0.83
12.0	0.500	0.682	0.655	0.663	0.500	4.20	0.70	0.86
12.5	0.521	0.706	0.683	0.735	0.702	4.50	0.75	0.89
13.0	0.542	0.727	0.701	0.772	0.751	4.80	0.80	0.91
13.5	0.563	0.748	0.719	0.799	0.785	5.40	0.90	0.96
14	0.583	0.767	0.736	0.820	0.811	6.00	1.0	1.00
16.0	0.667	0.830	0.800	0.880	0.886			
20.0	0.833	0.926	0.906	0.952	0.957			
24.0	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000			

Source: U.S. Dept. of
Agriculture, Soil Conservation
Service, 1973, 1986

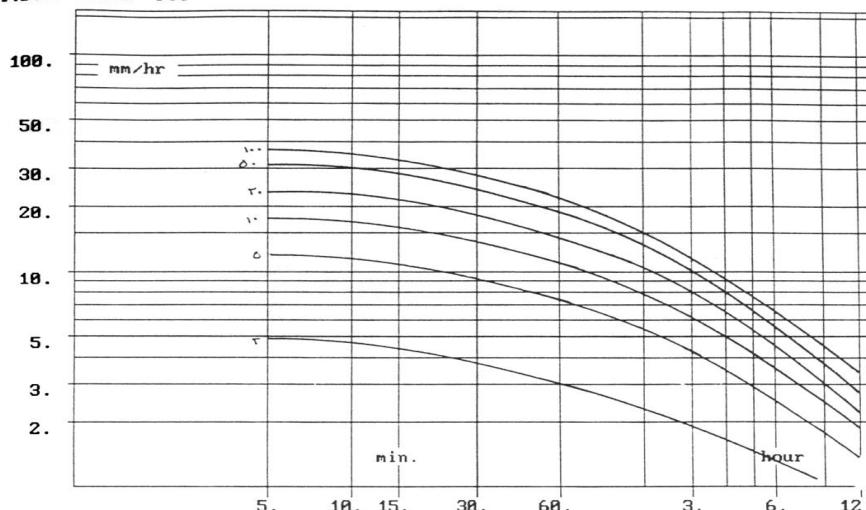
۴-۱۲-۳- منحنی مدت (تداوم) بارش برای حداکثر ارتفاع و شدت بارش

اگر حداکثر ارتفاع بارندگی و شدت آن برای فواصل زمانی در یک بارش نسبت به زمان رسم شود، یک منحنی مدت- شدت بارش بدست می‌آید. این منحنی توزیع زمانی حداکثر ارتفاع بارش و شدت آن را نمایش می‌دهد. در ترسیم اینگونه منحنی‌ها (۱۷-۴) رابطه عمومی زیر بکار می‌رود.

$$i = \frac{C}{(T+a)^b} \quad (۱۷-۴)$$

در رابطه بالا: i شدت بارش بر حسب mm/h و یا cm/h و یا m/h و c,b,a به کمک روش‌های رگرسیون تعیین می‌شود.

I.D.F. CURVE FIT



شکل (۱۷-۴) منحنی های مدت- شدت بارش

هر اندازه فواصل زمانی کوتاهتر باشد، شدت بارش بیشتر می‌شود. برای بالا بردن دقت رابطه (۴-۳۷) بایستی مجموع مجدور انحراف را به حداقل رساند.

$$i = \frac{c}{(T+a)^b}$$

$$\log i = \log c - b \log(T+a)$$

$$S = \sum [\log i - \log c + b \log(T+a)]^2 \Rightarrow \min \quad (4-38)$$

برای به حداقل رساندن مقدار S ، دیفرانسیل جزئی S نسبت به c ، b به صورت زیر محاسبه می‌شود.

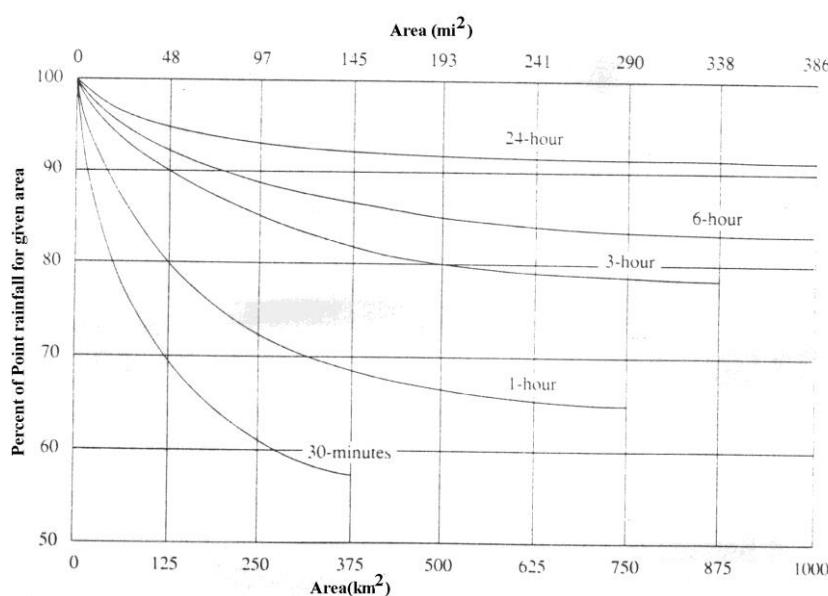
$$\sum \log i = n \log c - b \sum \log(T+a)$$

$$\sum [\log i - \log(T+a)] = \log c \sum \log(T+a) - b \sum [\log(T+a)^2] \quad (4-39)$$

در رابطه بالا n تعداد مشاهدات و \sum جمع کلیه مقادیر مشاهدات است. مقادیر c ، b با فرض یک مقدار اولیه برای a با آزمون و خطا بدست می‌آید.

۴-۱۲-۴- منحنی عمق- سطح- مدت بارش

اصولاً بدليل تغییرات مکانی مقدار بارش در سطح، متوسط عمق بارش با افزایش سطح و دوری از مرکز بارش، کاهش می‌باید. منحنی‌ای که تغییرات سطح و عمق بارش را در تداوم‌های مختلف نشان می‌دهد را منحنی‌های DAD^{۶۵} می‌گویند. این منحنی‌ها در طراحی سازه‌های آبی اعم از ساختمان‌های ذخیره‌ای و یا انتقال دهنده و طراحی عملیات کنترل سیالاب مورد استفاده قرار می‌گیرند. در اختیار داشتن حداقل عمق بارش با توجه به تداوم زمانی آن در یک سطح مثل حوزه آبریز و یا یک شهر که به کمک منحنی DAD بدست می‌آید، بر دقت و صحت محاسبات جریان دبی طرحی می‌افزاید. در عمل بجای استفاده از منحنی‌های DAD از منحنی در صد کاهش بارش نسبت به سطح یا RDF^{۶۶} استفاده می‌شود تا بتوان برای مقادیر متفاوت بارش قابل استفاده باشد. شکل (۱۸-۴) یک منحنی RDF را به صورت درصد کاهش باران به ازاء سطح حوضه نشان می‌دهد.



شکل (۱۸-۴) یک منحنی ضریب کاهش سطح

⁶⁵ Depth – Area - Duration

⁶⁶ Redaction Factor

بر اساس این منحنی‌ها بارش در سطح وسیع دارای تغییرات زیادی است و بندرت به طور یکنواخت در کل منطقه اتفاق می‌افتد. هر طوفان بارش دارای یک مرکز می‌باشد که حداکثر بارش (P_m) در آن اتفاق می‌افتد که معمولاً بیش از میانگین عمق بارش منطقه (\bar{P}) است. اختلاف ($P_m - \bar{P}$) با وسیع شدن منطقه افزایش پیدا می‌کند. از سوی دیگر هر اندازه تداوم بارش طولانی‌تر شود، اختلاف ($P_m - \bar{P}$) برای کل منطقه کاهش می‌یابد.

به طور کلی منحنی‌های DAD روشی است که تغییرات مقدار بارندگی را نسبت به وسعت ریزش بارندگی در یک طوفان نشان می‌دهد که در طراحی‌های هیدرولوژیکی مورد استفاده قرار می‌گیرد. روش تهیه این منحنی‌ها به صورت زیر است:

- با استفاده از نقشه توزیع مکانی ایستگاه‌های باران سنجی و مقادیر بارش آنها نقشه همبارش طوفان در منطقه (یا حوزه آبریز و شهر) تهیه می‌شود.
- به کمک نقشه همبارش تهیه شده مرکز بارش (یک یا چند مرکز) مشخص می‌شود.
- به کمک منحنی‌های همبارش، مقدار بارش از حداکثر به حداقل و به طور تجمعی محاسبه می‌شود.
- مقادیر بارش تجمعی برای سطوح تجمعی مربوط به صورتی ترسیم می‌شود که سطح روی محور افقی و در اشل لگاریتمی و روی محور عمودی مقدار بارش تجمعی روی اشل عمومی قرار می‌گیرد.
- این منحنی در واقع یک منحنی عمق سطح برای تداوم زمانی بارش اتفاق افتاده می‌باشد.

اصولاً اینگونه منحنی‌های (سطح- عمق) بایستی برای تداوم‌های مختلف زمان بارش به طور جداگانه تهیه شود و سپس منحنی‌ها را به درصد تبدیل کرده و همگی را در یک محور مختصات و تحت عنوان منحنی DAD ارایه نمود. اما برخی اوقات با تفکیک حداکثر بارندگی برای فواصل زمانی مختلف، منحنی‌های DAD ترسیم می‌شوند.

در این روش منحنی‌های همبارش و چند ضلعی‌های تیسن ایستگاه‌های باران سنجی روی هم قرار می‌گیرد و ابتدا یک منطقه‌بندی صورت می‌گیرد و سپس برای حداکثر بارش در تداوم‌های مختلف (به طور جداگانه) یک منحنی همبارش رسم شده و به همان روش قبلی منحنی‌های DAD مطابق مثال صفحه پیوست تهیه می‌شود.

۴-۵-۱۲- منحنی‌های شدت- مدت- فراوانی^{۶۷}

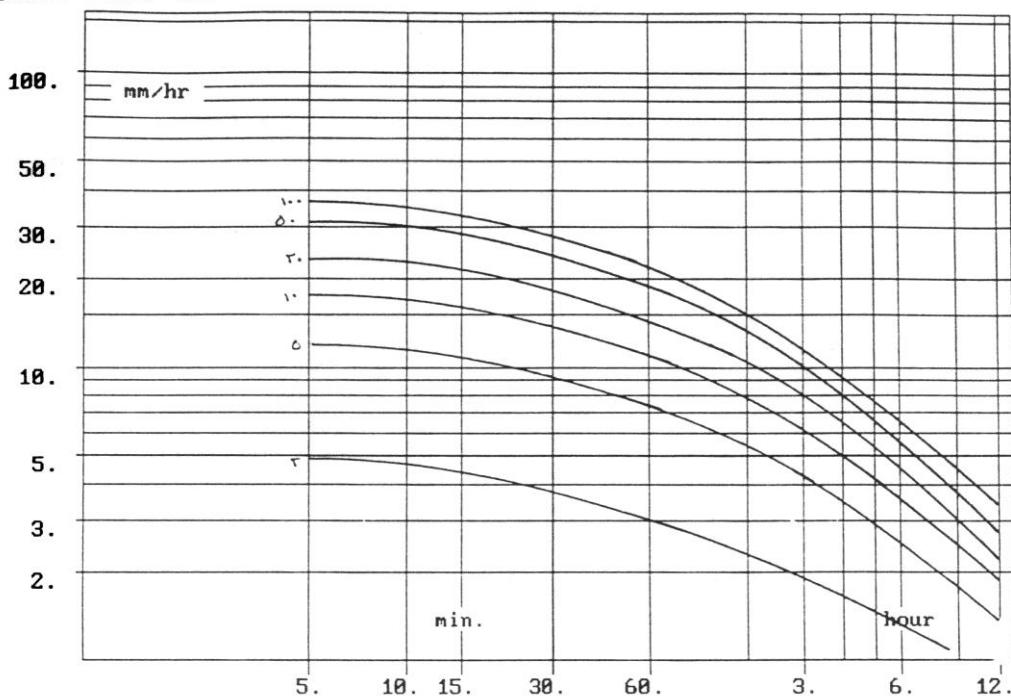
برای طراحی سازه‌های آبی و پروژه‌های کنترل سیالاب، مهندسی رودخانه، زهکشی آبهای سطحی شهرها و برآورد سیالاب در حوزه‌های آبریز بایستی بارش طراحی انتخاب شود. در هر بارش طراحی بایستی شدت بارش برای یک تداوم زمانی معین و با احتمال وقوع خاصی تعیین گردد.

- برای تهیه منحنی IDF در یک ایستگاه (متعلق به سازمان هواشناسی و یا مدیریت آب وزارت نیرو) مراحل زیر را بایستی انجام داد:
- مقادیر شدت بارندگی برای تداوم‌های مختلف در هر سال استخراج می‌شود
 - حداکثر شدت بارش برای هر یک از تداوم‌ها (مثلاً ۱، ۲، ۳ و.... ساعته) در هر سال مشخص می‌شود.
 - با استفاده از مقادیر حداکثر شدت بارش برای هر تداوم زمانی بارش یک سری زمانی تهیه می‌شود
 - سری داده‌ها بالا به ترتیب نزولی مرتب می‌شوند و احتمال وقوع تجربی هر یک با استفاده از یکی از روابط مثلاً فرمول ویبول
- $$P = \frac{m}{n+1} \text{ محاسبه شود. (P احتمال، m ردیف یا مرتبه و N تعداد داده‌هاست.)}$$
- مقادیر شدت بارش نسبت به احتمال تجربی مربوطه روی کاغذ احتمالات (با توجه به مناسبترین توزیع احتمالات برازش شده) ترسیم می‌گردد تا مناسبترین شکل رابطه به صورت یک رابطه خطی یا غیر خطی تعیین شود.
 - ترسیم منحنی‌هایی که به صورت زیر برای هر تداوم رسم شد را می‌توان در یک صفحه رسم نمود تا دسته منحنی‌های شدت - مدت- فراوانی بدست آید.

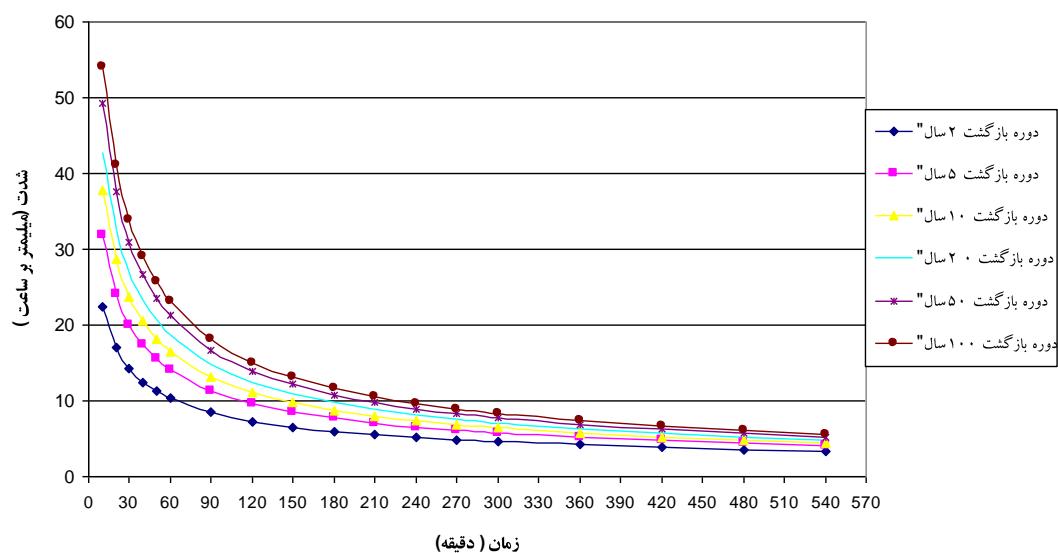
⁶⁷ Intensity- Duration Frequency

شکل (۱۹-۴) یک مورد منحنی IDF را روی کاغذ نیمه لگاریتمی نشان می‌دهد و شکل‌های (۲۰-۴) و (۲۱-۴) منحنی‌های IDF را در ایستگاه‌های سینوپتیک خرم‌آباد و کرمانشاه نشان می‌دهد.

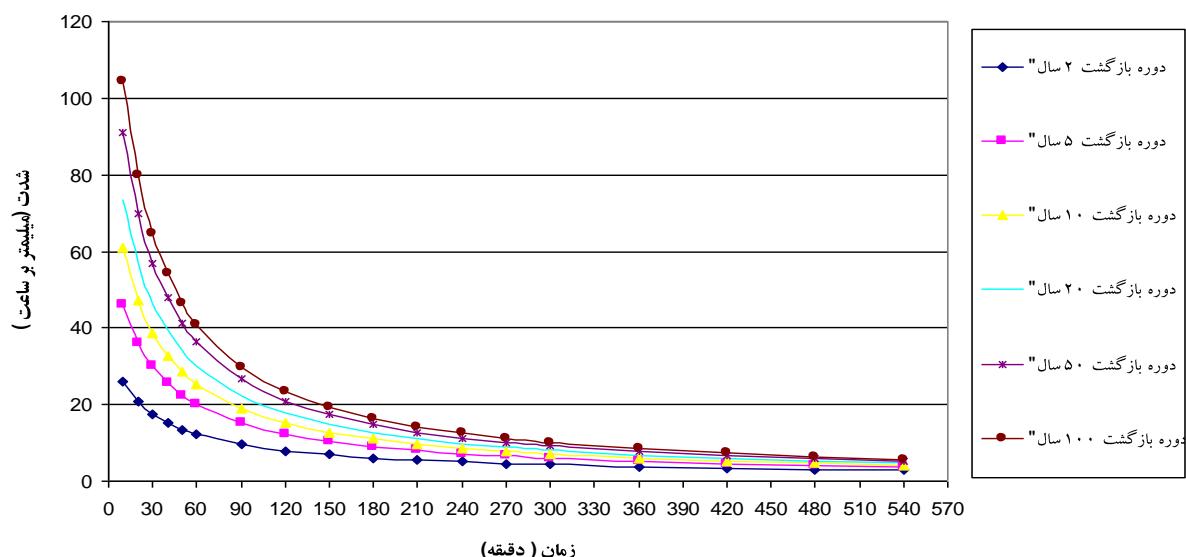
I.D.F. CURVE FIT



شکل (۱۹-۴) یک نمونه منحنی IDF



شکل (۲۰-۳) منحنی شدت-مدت-فراوانی در ایستگاه سینوپتیک خرم‌آباد



شکل (۳-۲۱) منحنی شدت-مدت-فراوانی در ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه

۴-۱۲-۴- طرز استفاده از منحنی‌های TP، DAD و IDF

برای تعیین بارش طراحی برای هر پروژه آبی مثل کنترل سیل، ساماندهی رودخانه و امثال آن ابتدا متناسب با نوع پروژه، بایستی تداوم بارش مناسب انتخاب شود، سپس با توجه به احتمال وقوع مورد نظر (یا دوره بازگشت)، فراوانی وقوع مورد انتظار مشخص و سرانجام سطح مورد مطالعه معلوم شود.

با استفاده از منحنی IDF، مقدار شدت بارش (I) با تداوم (D) و احتمال وقوع F بدست می‌آید. سپس به کمک منحنی DAD و یا RDF، بارش نقطه‌ای (در ایستگاه) به بارش منطقه‌ای تبدیل می‌شود. آنگاه برای مقدار بارش $P=I \times D$ که مربوط به دوره بازگشت ۵۰ ساله است هیتوگرام (باران نگار) این بارش طراحی با استفاده از الگوی توزیع بارش (هیتوگرام الگوی شاخص) برای تداوم D ترسیم می‌شود.

مثال: برای یک جاده که در مسیرش یک مسیل واقع شده است قرار است یک لوله آبگذر (کالورت) با دبی با دوره بازگشت ۵۰ ساله طراحی شود. بارش طراحی را برای برآورد این دبی بدست آورید. فرض کنید از روی نقشه توپوگرافی محل، ابتدا حوضه آن را مشخص کرده اید و سپس مساحت، طول آبراهه اصلی و شبیه آن را تعیین نموده و زمان تمرکز حوضه را با روش کریچ بدست آورده اید و زمان تمرکز آن ۳ ساعت و مساحت حوضه معادل ۱۲۵۰۰ هکتار بدست آمده است. ضمناً منحنی‌های RDF و IDF و TP نزدیکترین ایستگاه هواشناسی به این محل مطابق شکل‌های ۱۸-۴ و ۱۹-۴ و جدول ۱۰-۴ می‌باشد...

حل مثال: سرکلاس انجام می‌شود

فصل پنجم - تبخیر و تعرق

۱-۵ - مقدمه

تبخیر پدیده‌ای است که بوسیله آن آب یا بخار به گاز تبدیل می‌شود. تبدیل بخار را تصعید می‌گویند. در این پدیده آزاد شدن مولکول‌های آب وارد شدن آنها در اتمسفر اتفاق می‌افتد. در طبیعت انتشار بخار آب از یک سطح مرطوب یا سطح آزاد آب (اعم از حالت مایع یا جامد) در درجه حرارتی پایین‌تر از نقطه جوش آب هم اتفاق می‌افتد.

تعرق یک پدیده فیزیولوژیکی است و به گیاه مربوط می‌شود. با توجه به اینکه قسمتی از آبهای مربوط به بارش در خاک نفوذ می‌کند و سپس توسط ریشه گیاهان جذب و به صورت تعرق به هوا بر می‌گردد، در هیدرولوژی برای حوزه آبریز تبخیر و تعرق را با هم بررسی می‌کنند و به آن تبخیر و تعرق (Evapotranspiration) می‌گویند.

تبخیر و تعرق جزء اصلی سیکل هیدرولوژی در حوزه آبریز است و به عوامل متعددی بستگی دارد که عبارتند از:

- درجه حرارت هوا و آب
- تابش نور خورشید
- رطوبت هوا
- سرعت جریان باد
- فشار هوا
- ارتفاع از سطح دریای آزاد
- وجود نمک‌های محلول در آب

مقدار تبخیر و تعرق در اطراف خط استوا حداً کثیر و در قطبین حداقل و گاهی به صفر می‌رسد.

تبخیر از سطح خاک مرطوب در یک هوای یکسان کمتر از تبخیر از سطح آزاد آب است. هر اندازه خاک سنگین‌تر (از نظر بافت) باشد مقدار تبخیر با گذشت زمان کمتر می‌شود.

تبخیر پدیده فیزیکی است که در سطح آزاد آب و خاک صورت می‌گیرد. تعرق پدیده‌ای است که آب را از طریق اندامهایی در ریشه گیاه از خاک جذب و سپس از طریق آوندهای موجود در ساقه به برگ‌ها و نهایتاً به صورت تعرق در سطح روزنه‌های موجود در برگ‌ها خارج می‌کند. در اثر تعرق مقدار آب در سلول‌های گیاهی در سطح برگ‌ها کم می‌شود و باعث افزایش نیروی مکش در گیاه می‌شود. در ریشه گیاه آب از خاک جذب شده و سلول به سلول منتقل می‌شود. این نیرو باعث می‌شود که آب در جهت مخالف نیروی ثقل حرکت کند. این نیرو را پتانسیل آب در سلول گیاهی می‌گویند و از رابطه (۱-۵) حساب می‌شود.

$$\Psi = O + P + Z \quad (1-5)$$

که در آن Ψ مجموع پتانسیل آب در گیاه، O پتانسیل اسمزی و P پتانسیل فشار دیواره‌های سلول گیاه و Z نیروی ثقل است.

۲-۵ - تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی

تبخیر و تعرق پتانسیل وقتی اتفاق می‌افتد که رطوبت کافی چه از طریق خاک و چه از طریق بارش و در همه زمان در اختیار گیاه باشد تا عمل تبخیر از سطح آزاد و یا تعرق از طریق گیاه صورت گیرد.

تبخیر و تعرق واقعی مقدار تبخیر و تعرقی است که بصورت واقعی از سطح آب و یا از گیاه در شرایط واقعی اتفاق می‌افتد.

۳-۴ - اندازه گیری تبخیر

اندازه گیری تبخیر به طور مرسوم توسط تستک تبخیر و از جمله تستک کلاس A (شکل ۱-۵) و نوع کالورادو (شکل ۲-۵) صورت می‌گیرد.

برای تبدیل مقدار تبخیر از سطح آزاد از روی آمار تشتک تبخیر از رابطه زیر استفاده می‌شود.

$$E = K(E_{pan}) \quad (2-5)$$

که در آن E تبخیر از سطح آزاد مثل دریاچه و سطح مخزن، (E_{pan}) تبخیر از سطح تشتک و K یک ضریب ثابت به نام ضریب تشتک است که برای کلاس A حدود ۵۸/۰ تا ۷۸/۰ و به طور متوسط ۷۵/۰ می‌باشد. این ضریب در ماههای مختلف تغییر می‌کند.

۴-۵- اندازه گیری تبخیر و تعرق

اندازه گیری تعرق بطور مستقل کار ساده‌ای نیست و تفکیک آن از تبخیر بسیار مشکل است به همین منظور مجموع این دو را باهم اندازه گیری می‌کنند. برای اندازه گیری تبخیر و تعرق از روش لایسیمتری (Lysimeter) استفاده می‌شود. یک لایسیمتر ممکن است از یک گلدان ساده تا دستگاه‌های کامل و با ابزار دقیق تشکیل شود. دقیق‌ترین نوع آن لایسیمتر وزنی است که بوسیله آن مقدار آبی که بصورت تبخیر و تعرق از مجموع خاک و گیاه و یا لایسیمتر خارج می‌شود، از طریق مقایسه توزین مقادیر قبل و بعد بدست می‌آید.

۵-۵- روش‌های برآورد تبخیر از سطح آزاد آب

برآورد مقدار تبخیر از سطح آزاد آب به عنوان یک مؤلفه مهم در سیکل هیدرولوژی است که بایستی در محاسبات هیدرولوژیکی انجام شود. چندین روش برای برآورد تبخیر از سطح آزاد ارائه شده است.

۱-۵-۵- روش بیلان آب

این روش بخصوص در مورد دریاچه سدها و یا مخازن و برکه‌ها که سایر عوامل معادله بیلان قابل اندازه گیری است بکار می‌رود. رابطه بیلان به صورت زیر قبلاً بیان شده است.

$$E = P + (I - O) - \Delta S \quad (3-4)$$

که در آن E مقدار تبخیر، P بارش، I ورودی به دریاچه یا مخزن، O خروجی از دریاچه یا مخزن (تصویرت خروجی مستقیم و یا نشت و نفوذ) و ΔS تغییرات حجم آب در مخزن در دوره زمانی مورد محاسبه مثل سال، ماه، هفته و روز می‌باشد.

۲-۵-۵- روش بیلان انرژی

انرژی که در سطح زمین صرف تبخیر می‌شود، بخشی از تابش خالص خورشید (R_n) می‌باشد که تفاضل بین تابش‌های ورودی و خروجی از سطح زمین است یعنی :

$$R_n = R_s - R_{rs} - R_{lw} \quad (4-5)$$

که در آن R_s تابش ورودی، R_{rs} تابش منعکس شده توسط سطح زمین با طول موج کوتاه و R_{lw} مقدار تابش خالص خروجی از سطح زمین با طول موج بلند است. اگر α ضریب آلبیدو باشد در این صورت مقدار تابش خالص (R_n) به صورت زیر است:

$$R_{rs} = \alpha R_s \quad (5-5)$$

$$R_n = R_s - R_s(\alpha) - R_{lw}$$

$$R_n = R_s(1 - \alpha) - R_{lw}$$

در مورد این رابطه و ضرایب انعکاس (آلیدو) در مناطق و سطوح مختلف در فصل دوم مطالعه ارائه شده است. مثلاً ضرایب انعکاس در مناطق نیمه کویری شنی ۳۷/۰، کویری شنی ۲۵/۰، پوشش گیاهی زراعی ۲۳/۰ و برای سطح آب ۷/۰ می‌باشد. مقدار R_n از طریق جدول (۲-۵) بر حسب عرض جغرافیایی و برای ماههای مختلف سال استخراج می‌شود. در صورتیکه مقدار R_n معلوم شد آنگاه مقدار تبخیر از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$E = \frac{R_n}{\rho_w \cdot L_v} \quad (6-5)$$

در این رابطه E تبخیر Cm در روز، R_n تابش ورودی خالص (کالری بر سانتی‌مترمربع در روز)، ρ_w دانسیته آب (گرم بر سانتی‌مترمکعب) و L_v گرمای نهان تبخیر (کالری بر گرم) است و از رابطه (۷-۵) بر حسب سانتی‌گراد بدست می‌آید.

$$L_v = 597.3 - 0.564t \quad (7-5)$$

روابط دیگری به صورت (۸-۵) و (۹-۵) ممکن است در روش بیلان انرژی مورد استفاده قرار گیرد.

$$R_s = R_a (0.803 - 0.340C - 0.458C^2) \quad (8-5)$$

که در آن R_a تابش خورشیدی در ماه مورد نظر که از جدول (۲-۴) استخراج می‌شود. R_a مربوط به بالای جو و قبل از ورود به داخل جو است. C متوسط ماهانه درجه ابری (ابرناکی)، R_s متوسط روزانه تابش ورودی به سطح زمین در ماه مورد نظر است.

$$R_s = R_a (0.23 + 0.48 \frac{n}{N}) \quad (9-5)$$

که در آن n تعداد ساعات آفتابی مورد انتظار در طول ماه مورد نظر است که بستگی به عرض جغرافیایی و ماه مربوطه داشته و از جدول استخراج می‌شود. N تعداد ساعات آفتابی مشاهده شده در ماه مورد نظر در محل است. مقدار تابشی که با طول موج بلند از سطح زمین صاتع می‌شود از رابطه کلی زیر بدست می‌آید.

$$R_{lw} = e_m \delta T^4 \quad (10-5)$$

که در آن δ ضریب اسفان-بولتزمن^۱ و T درجه حرارت هوا در ارتفاع ۲ متری بر حسب درجه کلوین

$$R_{lw} = \delta T^4 (0.56 - 0.08\sqrt{e})(0.1 + 0.9 \frac{n}{N}) \quad (11-5)$$

در رابطه بالا نیز δ ضریب اسفان-بولتزمن، T درجه حرارت هوا در ارتفاع ۲ متری بر حسب درجه کلوین، e فشار بخار آب در هوا (میلی‌بار) و n هم که قبلاً تعریف شده‌اند. اگر بجای نسبت n/N از C و بجای دمای هوا از دمای سطح آب (T_s) استفاده شود رابطه بالا به صورت زیر خواهد شد.

$$R_{lw} = \delta T_s^4 (0.51 - 0.66\sqrt{e})(0.1 + 0.9C) \quad (12-5)$$

مثال ۱-۵: مقدار تبخیر از سطح دریاچه‌ای را در یک روز معین (۸ اوت) که دمای هوا ۳۰ درجه سانتی‌گراد و چگالی آب یک گرم بر سانتی‌متر مکعب بوده در شرایط جغرافیایی با عرض جغرافیایی ۴۰ درجه شمالی و شرایط اقلیمی با درجه ابری ۴۰ درصد، رطوبت نسبی ۶۰ درصد، دمای هوا در ارتفاع ۲ متری ۳۰ درجه سانتی‌گراد و دمای سطح آب ۲۰ درجه سانتی‌گراد و ضریب بازتاب ۷ درصد قرار دارد. مقدار تبخیر روزانه از سطح آب را حساب کنید.

^۱ - ضریب اسفان-بولتزمن برابر است با $5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}$ و $1.38 \times 10^{-8} \text{ cal.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ و $1.17 \times 10^{-7} \text{ cal.Cm}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$.

حل مسئله:

۱. استخراج مقدار R_a برای ۴۰ درجه شمالی از جدول (۳-۵). توجه این جدول متوسط ماهانه دهد که معادل ۸۴۳ می باشد و عدد ۸۷۰ برای روز هشتم این ماه است که از جدول کامل دیگری استخراج شده است.

$$R_a = 870 \text{ Cal/Cm}^2 \cdot \text{day}$$

$$R_s = R_a (0.803 - 0.340C - 0.458C^2)$$

۲. محاسبه تابش خورشید

$$R_s = 870(0.803 - 0.34(0.4) - 0.458(0.4^2)) = 516.5 \text{ Cal/Cm}^2 \text{ day}^{-1}$$

$$R_{rs} = \alpha R_s = 0.07 \times 516.5 = 36.2 \text{ cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$$

۳. محاسبه بازتاب طول موج کوتاه

$$R_{lw} = \delta T_s^4 (0.51 + 0.66\sqrt{e})(0.1 + 0.9C)$$

۴. محاسبه تابش از سطح زمین

$$\delta = 1.17 \times 10^{-7} \text{ Cal.Cm}^{-2} K^{-4} d^{-1}$$

$$T_s = 273 + 20 = 293$$

دمای سطح آب به درجه کلوین

$$T_2 = 273 + 30 = 303$$

دمای هوای به درجه کلوین

$$e = es \times Rh$$

فشار بخار هوای

از روی جدول (۳-۵) برای دمای ۳۰ درجه مقدار e_s (فشار بخار اشباع) معادل $\frac{42}{4}$ میلی بار استخراج می شود.

$$e = 42.4 \times (0.6) = 25.4 \text{ mb}$$

$$R_{lw} = 14.4 \text{ Cal.Cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$$

$$R_n = R_s - R_{rs} - R_{lw}$$

محاسبه تابش خالص

$$R_n = 516.5 - 36.2 - 14.4 = 465.9 \text{ Cal.Cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$$

$$L_u = 597.3 - 0.56t$$

۵. محاسبه گرمای نهان تبخیر

$$L_u = 597.3 - 0.56(30) = 580.5 \text{ Cal.g}^{-1}$$

$$E = \frac{R_n(\text{cal.Cm}^{-2}.K^{-4}.\text{day}^{-1})}{\rho_w(g.cm^{-3}) \times L_v(\text{cal.g}^{-1})} = \text{cm/day}$$

۶. محاسبه تبخیر

$$E = \frac{465.9}{1(580.5)} = 0.8 \text{ Cm/day}$$

$$E = 0.8 \times 10 = 8 \text{ mm/day}$$

۴-۵-۴- فرمول‌های تجربی برآورد تبخیر از سطح آزاد آب

روابط زیادی توسط دانشمندان برای برآورد مقدار تبخیر از سطح آزاد آب با استفاده از پارامترهای هواشناسی ارائه شده است. این روابط اصولاً بر اساس کمبود رطوبت یا کمبود فشار بخار آب و یا بطور غیرمستقیم اطلاعات دما و باد و یا تشعشع می‌باشد. به چند مورد از این فرمول‌ها در زیر اشاره شده است.

۱-۴-۵-۵- معادله دالتون^۱

دالتون در سال ۱۸۰۲ رابطه زیر را برای محاسبه تبخیر از سطح آزاد آب ارائه نموده است.

$$E = B(e_s - e_a) \quad (13-4)$$

که در آن E تبخیر، e_s فشار بخار اشباع، e_a فشار بخار هوا و B ضریبی است که بستگی به زمان و مکان دارد. این معادله بر اساس تئوری انتقال بخار آب می باشد.

$$B = \frac{0.622 K^2 \rho_a V_2}{P \cdot \rho_w [\ln(\frac{Z_2}{Z_0})]^2} \quad (13-5)$$

که در آن

K ضریب انتشار آشفته که برای سرعت های اندازه گیری شده در ارتفاع ۲ متر معادل $4/0$ در نظر گرفته می شود.
 ρ_w دانسیته هوا و V_2 سرعت باد در ارتفاع ۲ متری (m/s)، Z_0 ارتفاع زبری سطح ارتفاع و $P = F/\text{Area}$ فشار هوا است.

مثال ۲-۵: شدت تبخیر از سطح آزاد آب را برای شرایطی که دمای هوا 25 درجه سانتیگراد، رطوبت نسبی 40 درصد، فشار هوا $101/3$ کیلو پاسکال، سرعت باد 3 متر در ثانیه در ارتفاع 2 متری ارتفاع زبری Z_0 را معادل $0/03$ ، جرم مخصوص هوا در 25 درجه سانتیگراد برابر $1/19$ کیلوگرم در متر مکعب و جرم مخصوص آب 997 کیلوگرم در متر مکعب است

حل مسئله به روش دالتون :

$$B = \frac{0.622 K^2 \rho_a V_2}{P \cdot \rho_w [\ln(\frac{Z_2}{Z_0})]^2} \Rightarrow B = \frac{0.622 \cdot (0.4)^2 \times (1.19 \times 3)}{101.3 \times 10^3 \times 997 [\ln(\frac{2}{0.03})]^2} = 4.54 \times 10^{-11} \Rightarrow m / P_a S$$

$$e_s = 611 \exp \frac{17.27T}{237 + T} = 611 \exp \frac{17.22 \times 25}{237 + 25} = 3169 \text{ pa} = 3.169 \text{ Kpa}$$

$$e_a = R_h \times e_s = 0.4 \times (3169) = 1267.5 P_a$$

$$E_a = B(e_s - e_a) = 4.54 \times 10^{-11} (3169 - 1267.5)$$

$$E_a = 8.63 \times 10^{-8} m/s$$

$$E_a = 8.63 \times 10^{-8} \times \left(\frac{1000 \text{ mm}}{1 \text{ m}} \times \frac{86400 \text{ S}}{1 \text{ day}} \right) = 7.46 \text{ mm/day}$$

۲-۴-۵-۵- فرمول مایر^۲

$$E = \left(1 + \frac{U}{16}\right) \times C \times (e_s - e_a) \quad (14-5)$$

U سرعت باد در ارتفاع 2 متری (km/h), e_s فشار بخار اشباع و e_a بر حسب میلی متر جیوه، C ضریبی است که برای دریاچه عمیق $36/0$ و برای دریاچه کم عمق $5/0$ است. E بر حسب میلی متر در روز است.

¹ Dalton

² Meyer

۴-۵-۴-۵- فرمول دفتر عمران امریکا

$$E = 0.833(4.57t + 43.3)$$

(۱۵-۵)

دما بر حسب سانتی گراد و E بر حسب میلی متر در ماه است.

۴-۵-۵- تبخیر از سطح برف

رابطه زیر برای برآورد مقدار تبخیر از سطح برف پیشنهاد شده است.

$$E_s = (0.18 + 0.09U_{10})(e_s - e_d)$$

(۱۸-۵)

که در آن E بر حسب میلی متر در روز، U_{10} سرعت متوسط باد در ارتفاع ۱۰ متری به متر در ثانیه، e_s فشار بخار اشباع در سطح برف به ازاء دمای روزانه بر حسب میلی بار، e_d فشار واقعی بخار آب در ارتفاع ۲ متری از سطح برف (میلی بار). از آنجا که در لایه بالای نزدیک سطح برف مقدار e_s تقریباً نزدیک به e_d است، بنابراین مقدار بخار از سطح برف بسیار ناچیز است.

جدول ۲-۵ مقدار R_a در نیم کره شمالی و جنوبی و خط استوا بر حسب (gcal/cm²/day)

ماهها عرض جهانی	Jan	Feb	Mar	Apr	May	June	July	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec	جمع سالانه
شمالی ۹۰ NORTHERN	0.0	0.0	55	518	903	1077	944	605	136	0	0	0	3540
80	0.0	3	143	518	875	1060	930	600	219	17	0	0	3660
60	86	234	424	687	866	983	892	714	494	258	113	55	4850
40	358	538	663	847	930	1001	941	843	719	528	397	318	6750
20	631	795	821	914	912	947	912	887	856	740	666	599	8070
خط استوا EQUATOR	844	963	878	876	803	803	792	820	891	866	873	829	8540
20	970	1020	832	737	608	580	588	680	820	892	986	978	8070
40	998	963	686	515	358	308	333	453	648	817	994	1033	6750
60	947	802	459	240	95	50	77	187	403	648	920	1013	4850
80	981	649	181	9	0	0	0	0	113	459	917	1094	3660
جنوبی ۹۰ SOUTHERN	995	656	92	0	0	0	0	0	30	447	932	1110	3540

جدول ۴-۵- فشار بخار اشباع (e_s) بر حسب میلی بار با استفاده از درجه حرارت خشک بر حسب سانتی گراد

درجه حرارت C°	e_s میلی بار						
0	6.1	10	12.3	20	23.4	30	42.4
1	6.6	11	13.1	21	24.9	31	44.9
2	7.1	12	14.0	22	26.4	32	47.6
3	7.6	13	15.0	23	28.1	33	50.3
4	8.1	14	16.1	24	29.8	34	53.2
5	8.7	15	17.0	25	31.7	35	56.2
6	9.3	16	18.2	26	33.6	36	59.4
7	10.0	17	19.4	27	35.7	37	62.8
8	10.7	18	20.6	28	37.8	38	66.3
9	11.5	19	22.0	29	40.1	39	69.9

جدول (۴-۵) ساعت آفتابی ممکن بر حسب عرض های جغرافیایی (n)

نیمسال نیمه‌جهانی	January	February	March	April	May	Jun	July	August	September	October	November	December
0	8.50	7.66	8.49	8.21	8.50	8.22	8.50	8.49	8.21	8.50	8.22	8.50
5	8.32	7.57	8.47	8.29	8.65	8.41	8.67	8.60	8.23	8.42	8.07	8.30
10	8.13	7.47	8.45	8.37	8.81	8.60	8.86	8.71	8.25	8.34	7.91	8.10
15	7.94	7.36	8.43	8.44	8.98	8.80	9.05	8.83	8.28	8.26	7.75	7.88
20	7.74	7.25	8.41	8.52	9.15	9.00	9.25	8.96	8.30	8.18	7.58	7.66
25	7.53	7.14	8.39	8.61	9.33	9.23	9.45	9.09	8.32	8.09	7.40	7.42
30	7.30	7.03	8.38	8.72	9.53	9.49	9.77	9.22	8.33	7.99	7.19	7.15
32	7.20	6.97	8.37	8.76	9.62	9.59	9.77	9.27	8.34	7.95	7.11	7.05
34	7.10	6.91	8.36	8.80	9.72	9.70	9.88	9.33	8.36	7.90	7.02	6.92
36	6.99	6.85	8.35	8.85	9.82	9.82	9.99	9.40	8.37	7.85	6.92	6.79
38	6.87	6.79	8.34	8.90	9.92	9.95	10.10	9.47	8.38	7.80	6.82	6.66
40	6.76	6.72	8.33	8.95	10.02	10.08	10.22	9.54	8.39	7.75	6.72	7.52
42	6.63	6.65	8.31	9.00	10.14	10.22	10.35	9.62	8.40	7.69	6.62	6.37
44	6.49	6.58	8.30	9.06	10.26	10.38	10.49	9.70	8.41	7.63	6.49	6.21
46	6.34	6.50	8.29	9.12	10.39	10.54	10.64	9.79	8.42	7.57	6.36	6.04
48	6.17	6.41	8.27	9.18	10.53	10.71	10.80	9.89	8.44	7.51	6.23	5.86
50	5.98	6.30	8.24	9.24	10.68	10.91	10.99	10.00	8.46	7.45	6.10	5.65
52	5.77	6.19	8.21	9.21	10.85	11.13	11.20	10.12	8.49	7.39	5.93	5.43
54	5.55	6.08	8.18	9.36	11.03	11.38	11.43	10.26	8.51	7.30	5.74	5.18
56	5.30	5.95	8.15	9.45	11.22	11.67	11.69	10.40	8.53	7.21	5.54	5.89
58	5.01	5.81	5.12	9.55	11.46	12.00	11.98	10.55	8.55	7.10	4.31	4.56
60	4.67	5.65	8.08	9.65	11.74	10.39	12.31	10.70	8.57	6.98	5.04	4.22
نیمه‌جهانی												
0	8.50	7.66	8.49	8.21	8.50	8.22	8.50	8.49	8.21	8.50	8.22	8.50
5	8.68	7.76	8.51	8.15	8.34	8.05	8.33	8.38	8.19	8.56	8.37	8.68
10	8.86	7.87	8.53	8.09	8.18	7.86	8.14	8.27	8.17	8.62	8.53	8.88
15	9.05	7.98	8.55	8.02	8.02	7.65	7.95	8.15	8.15	8.68	8.70	9.10
20	9.24	8.09	8.57	7.94	7.85	7.43	7.76	8.03	8.13	8.76	8.87	9.33
25	6.46	8.21	8.60	7.84	7.66	7.20	7.54	7.90	8.11	8.86	9.04	9.58
30	9.70	8.33	8.62	7.73	7.45	6.96	7.31	7.76	8.07	0.97	9.24	9.85
32	9.81	8.39	8.63	7.69	7.36	6.85	7.21	7.70	8.06	9.01	9.33	9.96
34	9.92	8.45	8.64	7.64	7.27	6.74	7.10	7.63	8.05	9.06	9.42	10.08
36	10.03	8.51	8.65	7.59	7.18	6.62	6.99	7.56	8.04	9.11	9.51	10.21
38	10.15	8.57	8.66	7.54	7.08	6.50	6.87	7.40	8.03	9.16	9.61	10.34
40	10.27	8.63	8.67	7.49	6.97	6.37	6.76	7.41	8.02	9.21	9.71	10.49
42	10.40	8.70	8.68	7.44	6.85	6.23	6.64	7.33	8.01	9.26	9.82	10.64
44	10.54	8.78	8.69	7.38	6.73	6.08	6.51	7.25	7.99	9.31	9.94	10.80
46	10.69	8.86	8.70	7.32	6.61	5.92	6.37	7.16	7.96	9.37	10.07	10.97

فصل ششم: نفوذ آب در خاک**۶-۱- تعاریف و واژه ها****۶-۱-۱- نفوذ آب در خاک**

عبور یک سیال از یک محیط به محیط دیگری را نفوذ می‌گویند و در اینجا نفوذ آب از سطح خاک به درون خاک را نفوذ آب در خاک می‌نامند. در واقع بخشی از بارش، که پس از رسیدن به سطح زمین وارد آن می‌شود، را نفوذ می‌گویند. اصولاً نفوذپذیری فرآیندی است که

تحت آن آب از سطح زمین به درون خاک وارد می‌شود. پیشرفت نفوذ به درون خاک به عنوان توزیع مجدد آب در خاک گفته می‌شود.

نفوذ تحت تأثیر شرایط سطح خاک و پوشش گیاهی است. خواص خاک مثل تخلخل، هدایت آبی یا هیدرولیکی و رطوبت موجود در آن می‌باشد. حرکت عمودی و نزولی آب به درون خاک که در اثر قوه ثقل صورت می‌گیرد را تراوش یا نفوذ^۱ می‌گویند.

نفوذ هم مانند سایر مؤلفه‌های تلفات در هیدرولوژی، از مقدار جریان‌های سطحی آب می‌گاهد. زیرا در مسیر حرکت در آبراهه‌ها و رودخانه یا در سطح خاک، نفوذ باعث کاهش مقداری از جریان آبدوی و سیلان می‌شود.

۶-۲- میزان آبدوی

آبدوی ($W(t)$) شدت جریان آبی است که توسط بارندگی و یا ذوب برف در سطح زمین ظاهر می‌شود و معادله ابعادی آن (L/T) می‌باشد.

۶-۳- ظرفیت نفوذ

ظرفیت نفوذ^۲ [$fc(t)$] حداکثر شدت فرایند نفوذ است که می‌تواند در سطح خاک وجود داشته باشد. معادله ابعادی آن (L/T) می‌باشد.

۶-۴- ارتفاع انبارش

ارتفاع انبارش [$y(t)$] ارتفاع آبی که ممکن است در سطح زمین و در زمان عمل نفوذ ایجاد شود.

۶-۵- شرایط نفوذ در خاک**۶-۶- ۱- جریان در شرایط غیر انبارش**

در جریان غیر انبارش یا غیر ماندابی^۳ مقدار شدت نفوذ [$f(t)$] کمتر یا برابر با میزان بارش یا آب ورودی و یا آب قابل دسترس برای عمل نفوذ است و حداکثر آن برابر با ظرفیت نفوذ خاک است. در این شرایط آبدوی در سطح زمین اتفاق نمی‌افتد یعنی:

$$f(t) = w(t) \leq fc(t) \Rightarrow \Rightarrow \Rightarrow y(t) = 0 \quad (1-6)$$

۶-۶- ۲- جریان در شرایط اشباع در سطح بالایی خاک

دز شرایطی که سطح بالایی خاک به حالت اشباع برسد، در این حالت شرایط ماندابی در سطح زمین وجود دارد. زیرا مقدار آب ورودی یا قابل دسترس برای نفوذ بیش از شدت نفوذ است. بنابراین در این شرایط میزان نفوذ برابر با ظرفیت نفوذ می‌باشد و آبدوی اتفاق نمی‌افتد. یعنی:

$$f(t) = fc(t) < w(t) \Rightarrow \Rightarrow \Rightarrow y(t) > 0 \quad (2-6)$$

¹ Infiltration

² Infiltration Capacity

³ Non Ponding

۶-۲-۴- جریان در شرایط اشباع کامل عمق خاک

در این حالت شرایط ماندابی وجود دارد زیرا سطح آب‌های زیرزمینی تا سطح یا بالاتر از سطح زمین آمده است و کل خاک اشباع می‌باشد.
در این شرایط شدت نفوذ برابر با صفر می‌شود یعنی

$$y(t) > 0 \Rightarrow f(t) = 0 \quad (۶-۶)$$

بنابراین اگر آب در سطح زمین ماندابی باشد و سطح آب‌های زیرزمینی هنوز اشباع نشده باشد نفوذ با حداقل مقدار خود ادامه می‌یابد. نفوذ تجمعی F همان عمق تجمعی آب نفوذ یافته در یک فاصله زمانی است که برابر با انتگرال شدت نفوذ در آن فاصله زمانی یعنی:

$$F(t) = \int f(t) \cdot dt \quad (۶-۷)$$

که t متغیر زمان است بنابراین میزان شدت نفوذ برابر مشتق زمانی نفوذ تجمعی است. یعنی:

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt} \quad (۶-۸)$$

۶-۳- اندازه گیری نفوذ

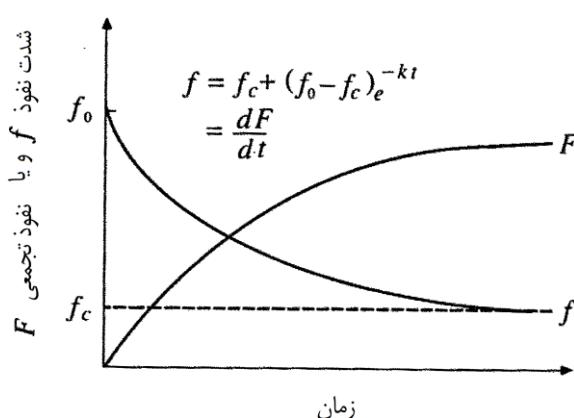
دو روش کلی برای اندازه گیری نفوذ در صحرا وجود دارد. یکی از طریق نفوذ سنج و دیگری استفاده از دستگاه شبیه ساز باران. از طریق تجزیه و تحلیل هیتوگراف بارش و هیدروگراف رواناب حاصل از آن نیز می‌توان نفوذ متوسط در سطح حوضه را برآورد کرد.
نفوذ سنج‌ها معمولاً از سیلندرهایی تشکیل شده‌اند که روی سطح زمین قرار می‌گیرند و تا یک ارتفاع ثابت از آب پر می‌شوند و تغییرات ارتفاعات آب در داخل سیلندر نسبت به زمان یادداشت می‌شود. این نفوذ سنج‌ها ممکن است فقط از یک لوله و یا از دو سیلندر تشکیل شده باشند.

۶-۴- معادلات نفوذ

اهمیت نفوذ در تحلیل جریان‌های سطحی و مسائل هیدرولوژی زیاد است به نحوی که هر اندازه برآورد نفوذ در یک حوضه با دقت بیشتری صورت گیرد، برآورد رواناب و سیلانب نیز با دقت بیشتری صورت خواهد گرفت. چند مورد از معادلات که متداول‌تر هستند به شرح زیر می‌باشند.

۶-۴-۱- معادله هورتن

این معادله یکتابع نمایی است. میزان نفوذ با مقدار اولیه آن یعنی f_0 شروع می‌شود و به صورت نمایی کاهش پیدا می‌کند تا به یک مقدار تقریباً ثابت f_c برسد. شکل ۵-۵ تغییرات مقدار نفوذ تجمعی F و شدت نفوذ (f) را نسبت به زمان نشان می‌دهد.



شکل (۵-۶) تغییرات نفوذ طبق معادله هورتن

رابطه حاکم بر این تغییرات به صورت زیر بیان شده است

$$\frac{-df}{dt} = K(f - fc) \quad (6-6)$$

$$\frac{-df}{(f - fc)} = Kdt \quad (7-6)$$

$$\ln(f - fc) = -kt + C \quad (8-6)$$

اما در زمان $t=0$ $f=f_0$ برابر است با سرعت اولیه نفوذ یعنی $f=f_0$ پس:

$$\ln(f_0 - fc) = -K \times 0 + C \Rightarrow C = \ln(f_0 - fc) \quad (9-6)$$

اگر مقدار ثابت C در رابطه (8) قرار گیرد، نتیجه به صورت زیر در خواهد آمد.

$$\ln(f - fc) = -kt + \ln(f_0 - fc) \Rightarrow \ln(f - fc) - \ln(f_0 - fc) = -kt \quad (10-6)$$

$$\ln\left(\frac{f - fc}{f_0 - fc}\right) = -Kt \Rightarrow \frac{f - fc}{f_0 - fc} = e^{-Kt} \quad (10-6)$$

$$f = fc + (f_0 - fc)e^{-Kt} \quad (11-6)$$

رابطه بالا معادله هورتن است و K را ثابت فروکش می گویند و معادله ابعادی آن T^{-1} می باشد.

مثال ۱-۶ - در حوضه آبریزی ظرفیت نفوذ اولیه ۱.۵ اینچ در ساعت برآورد شده است و زمان ثابت فروکش نیز 0.35 ساعت باشد. ظرفیت نهایی نفوذ در شرایط تعادل $2in/h$ است، معادله هورتن را برای این حوضه پیدا کنید. سپس با استفاده از آن شدت نفوذ را در زمان های 20 و 30 دقیقه و 360 ساعت و همچنین مقدار نفوذ تجمعی را پس از 6 ساعت بدست آورید.

حل مسئله:

$$f = fc + (f_0 - fc)e^{-Kt} \quad \text{معادله کلی هورتن را به شکل مقابل می نویسیم:}$$

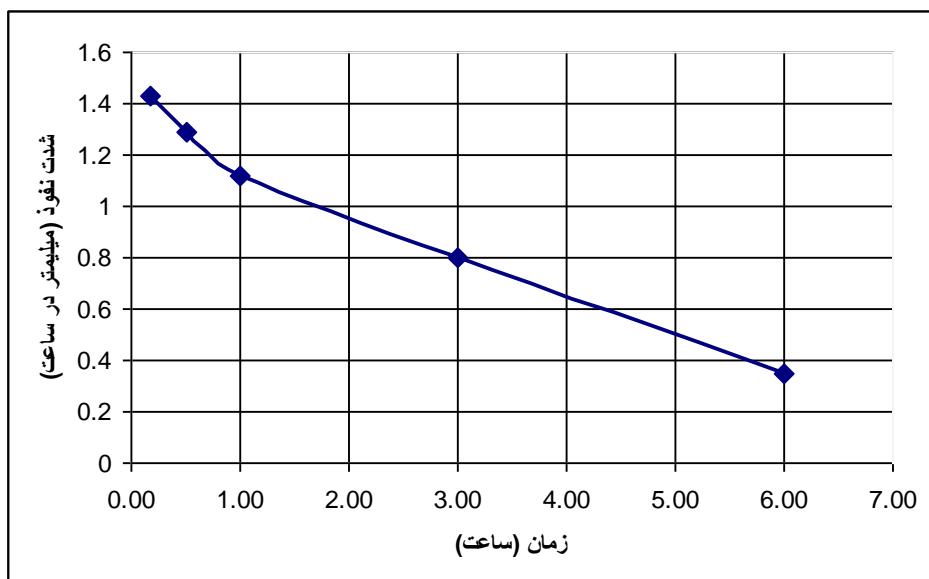
مقادیر f_0 و f_c و K را در معادله فوق قرار می دهیم.

$$f = 0.2 + (1.5 - 0.2) \times (e^{-0.35 \times t}) \Leftrightarrow in/hr$$

با حل رابطه بالا برای مقادیر مختلف t مقدار شدت نفوذ مطابق جدول زیر بدست می آید.

۶	۳	۱	$\frac{۳}{۶۰}$	$\frac{۲}{۶۰}$	(t) زمان به ساعت
0.36	0.85	1.12	1.29	1.43	f شدت نفوذ به اینچ بر ساعت

منحنی شدت نفوذ را می توان مطابق (شکل ۶-۶) نیز رسم کرد.



(شکل ۶-۵) منحنی شدت نفوذ برای مثال ۱-۵

می‌توان منحنی تجمعی نفوذ را نیز رسم نمود و سطح زیر منحنی را در فاصله $t_0=0$ تا $t=6$ حساب کرد که معادل نفوذ تجمعی (F) می‌باشد.

اگر از رابطه بالا هم در در فاصله $t_0=0$ تا $t=6$ انتگرال گرفته شود، می‌توان مقدار نفوذ تجمعی تا ساعت ۶ را بدست آورد یعنی:

$$F = \int f \times dt$$

$$F = \int (0.2 + 1.3e^{-0.35})dt$$

$$F = [0.2t + (\frac{1.3}{0.35})e^{-0.35}]_0^6$$

نفوذ تجمعی پس از ۶ ساعت

$$F = [0.2 \times 6 + (\frac{1.3}{0.35})e^{-0.35 \times 6}] - [0.2 \times 0 + (\frac{1.3}{0.35})e^{-0.35 \times 0}] = 4.64 \text{ inch}$$

۶-۴-۲- معادله نفوذ فیلیپ

فیلیپ با این فرض که مقدار عمق نفوذ (F) و K ، با مقدار رطوبت خاک (θ) تغییر می‌کند، معادله نفوذ ریچاردز را به صورت زیر بیان کرده است.

$$F(t) = St^{0.5} + Kt \quad (13-5)$$

در این رابطه S قدرت جذب سطحی یا جذب پذیری (Sorptivity) است که تابع پتانسیل مکشی خاک و K هدایت هیدرولیکی آن می‌باشد. اگر از معادله فیلیپ مشتق گرفته شود، سرعت یا شدت نفوذ بدست می‌آید یعنی:

$$f(t) = \frac{1}{2}St^{-0.5} + K \quad (14-6)$$

مشکل این رابطه آن است که اگر شدت بارندگی کمتر از ظرفیت نفوذ باشد. در این صورت از این معادله نمی‌توان استفاده نمود. ضمناً در یک ستون افقی از خاک مقدار نفوذ تجمعی به صورت $F(t) = St^{0.5}$ می‌باشد..

مثال ۶-۴-۱ برای معادله نفوذ فیلیپ

لوله ای با سطح مقطع ۴۰ سانتی متر مربع از خاک پر شده و به صورت افقی قرار گرفته است. قسمت انتهایی و باز لوله از آب اشباع شده است. بعد از ۱۵ دقیقه 100cm^3 آب در لوله نفوذ کرده است. اگر هدایت هیدرولیکی خاک 0.4 cm/s باشد و لوله از ابتدا به طور عمودی گذاشته شده باشد. حساب کنید چه مقدار آب در مدت ۳۰ دقیقه در خاک نفوذ کرده است به طوری که قسمت اشباع آن به طرف بالا باشد.

$$t = 15 \text{ min}$$

$$F(t) = \frac{V}{A} = \frac{100\text{cm}^3}{40\text{m}^2} = 2.5\text{m} \quad (1)$$

ارتفاع آب تجمعی :

$$t = 15 \text{ min}, \quad F(t) = St^{1/2} \quad (2)$$

در حالتی که ستون خاک به صورت افقی است $K=0$ است و خواهیم داشت که:

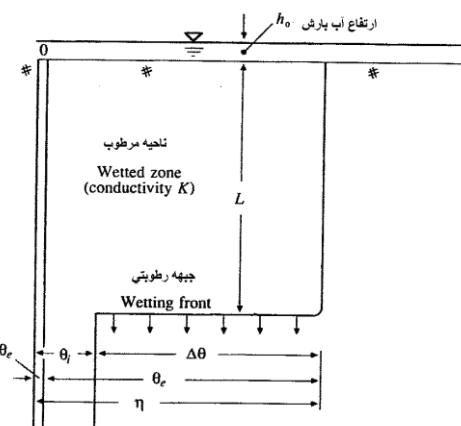
$$F(t) = 2.5 \quad \rightarrow \quad 2.5 = S \times \left(\frac{15}{60}\right)^{1/2} \quad \rightarrow \quad S = 5\text{Cm.hr}^{-1/2} \quad (3)$$

در شرایط عمودی که $K \neq 0$ داریم:

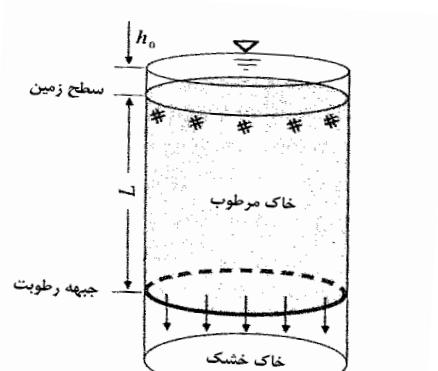
$$F(t) = 5\left(\frac{30}{60}\right)^{1/2} + 0.4 \times \left(\frac{30}{60}\right) = 3.73\text{Cm}$$

۶-۴-۲-معادله گرین - امپت

معادله گرین - امپت^۱ در واقع حل تحلیلی معادله نفوذ ریچاردز^۲ می باشد. در این معادله یک لایه جبهه رطوبتی به عنوان مرز بین رطوبت اولیه و رطوبت اشباع شده در خاک فرض شده است (شکل ۶-۶ و ۶-۷).



شکل (۶-۶) جبهه رطوبت و کمبود رطوبت اشباع



شکل (۶-۷) حرکت جبهه رطوبت

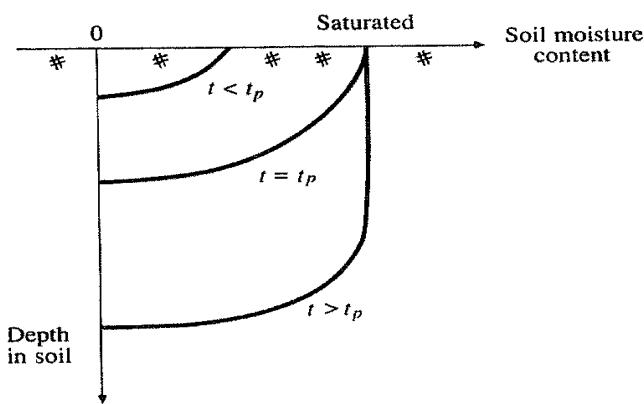
¹ Green & Ampt Equation

² Richards

اگر شدت بارش ثابت فرض شود، فرآیند نفوذ در معادله گرین – امپت دارای دو مرحله انبارش و تولید رواناب است.

۶-۴-۱ زمان انبارش

فاصله زمانی بین شروع بارندگی تا زمانی که آب شروع به جمع شدن در سطح خاک می‌کند را زمان انبارش یا ماندآب (Ponding Time) می‌گویند. اگر در شروع بارندگی خاک خشک باشد، پروفیل عمودی رطوبت خاک به صورت شکل (۹-۵) خواهد بود. یعنی قبل از زمان ماندآبی ($t = tp$) شدت بارندگی (i) کمتر از پتانسیل نفوذ (f) و سطح خاک غیر اشباع است. ماندآبی یا جمع شدن آب در سطح خاک وقتی شروع می‌شود که شدت بارندگی (i) بیش از پتانسیل نفوذ (f) باشد.



شکل (۹-۶) پروفیل رطوبت خاک در طی ماندآبی شدن

۶-۴-۲ محاسبه شدت نفوذ

در معادله گرین – امپت به شرط یکنواختی باران در طول زمانی که جریان سطحی وجود دارد، شدت نفوذ آب باران در خاک از رابطه زیر برای تعیین زمان انبارش استفاده می‌شود.

$$f_t = K \left(\frac{\psi \cdot \Delta \theta}{F_t} + 1 \right) \quad (17-6)$$

که در آن :

K هدایت هیدرولیکی خاک که از ویژگی‌های خاک بوده و از جدول قابل استخراج است.

Ψ بار مکشی جبهه رطوبتی که از ویژگی‌های خاک بوده و از جدول قابل استخراج است.

$\Delta \theta$ تفاوت مقدار رطوبت خاک در ابتدا و انتهای جریان نفوذ می‌باشد. این تغییرات رطوبت بستگی به رطوبت خاک و درصد تخلخل آن دارد. و معادل با $(\Delta \theta = \theta - \theta_0)$ می‌باشد. θ رطوبت حجمی و θ_0 تخلخل کل خاک است.

نفوذ تجمعی در زمان انبارش را با F_p نشان می‌دهند. برای بارشی با شدت ثابت i خواهیم داشت:

$$F_p = i \times T_p \quad (18-6)$$

که T_p زمان انبارش و i شدت بارندگی است.

اگر به جای مقدار شدت بارندگی (i)، شدت نفوذ (f) قرار گیرد رابطه زیر بدست می‌آید.

$$i = K \times \left(\frac{\psi \cdot \Delta \theta}{it_p} + 1 \right) \quad (19-6)$$

$$t_p = \frac{K \cdot \psi \cdot \Delta \theta}{i(i - K)} \quad (20-6)$$

همانگونه که اشاره شد رابطه فوق برای شرایطی است که شدت بارش (i) ثابت باشد. معادله (17-5) یک معادله دیفرانسیلی است و برای سهولت حل، آن را به صورت زیر می‌توان نوشت.

$$K_t = F_t - \psi \Delta \theta \ln \left(1 + \frac{F_t}{\psi \Delta \theta} \right) \quad (21-6)$$

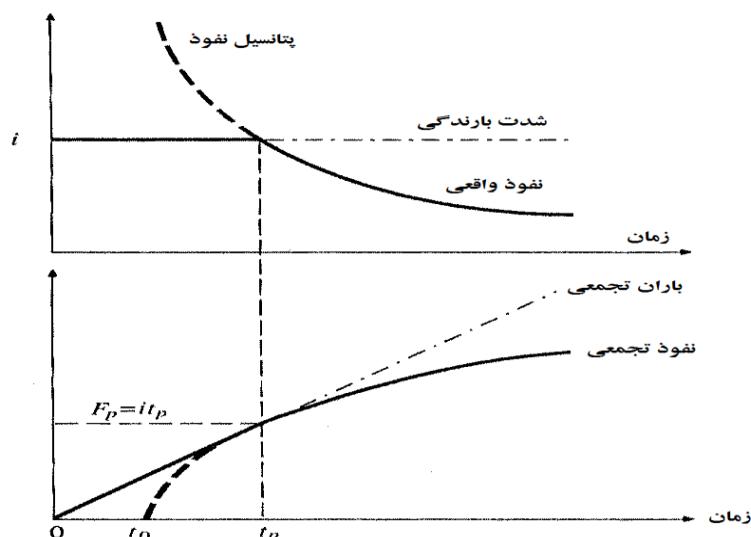
مقدار نفوذ تجمعی تا مرحله انبارش به صورت زیر خواهد بود:

$$\begin{aligned} t &= t_p \\ F_t &= F_p \end{aligned} \quad (22-6)$$

$$F_p - \psi \Delta \theta \ln \left(1 + \frac{F_p}{\psi \Delta \theta} \right) = K(t_p)$$

شدت نفوذ واقعی بعداز انبارش را با توجه به شکل (10-5) می‌توان با استفاده از رابطه زیر بدست آورد.

$$F_t - F_p - \psi \Delta \theta \ln \left(\frac{\psi \Delta \theta + F_t}{\psi \Delta \theta + F_p} \right) = K(t - t_p) \quad (23-6)$$



شکل (۱۰-۶) تغییرات شدت نفوذ و نفوذ تجمعی برای شدت بارش ثابت

با استفاده از رابطه (23-6) می‌توان عمق نفوذ را بعد از ماندابی شدن حساب کرد. قابل ذکر است که این معادله از طریق آزمون و خطای مقادیر انتخابی F بدست می‌آید. برای محاسبه شدت نفوذ هم از رابطه زیر استفاده می‌شود.

$$f_{(t)} = K \left(\frac{\psi \cdot \Delta \theta}{F_t} + 1 \right) \quad (24-6)$$

مثال ۶-۳: زمان ماندآبی شدن سطح یک خاک سیلتی لوم را که در آن مقدار $K = 0.65 \text{ cm/h}$ و حاصل ضرب بار مکش جبهه رطوبتی در تغییرات رطوبتی (یعنی $\Delta\theta \cdot \psi$) معادل $5/68$ باشد، را برای بارانی به شدت 50 میلی متر در ساعت حساب کنید. در این مدت چه مقدار آب نفوذ کرده است؟

حل مساله:

$$t_p = \frac{K \cdot \psi \cdot \Delta\theta}{i(i - K)} = \frac{0.65 \times (5.68)}{5(5 - 0.65)} = 0.17 \approx 10$$

زمان ماندآبی به دقیقه

$$F_p = t_p \times i = 0.17 \times 50 = 8.5 \text{ mm}$$

مقدار آب نفوذ یافته به میلی متر

مثال ۶-۴: نفوذ عمقی و شدت نفوذ را برای بارشی با شدت 5 سانتیمتر در ساعت روی یک خاک لومی سیلتی با 30° درصد رطوبت اشباع بدست آورید.

حل مساله: از روی جدول ۲-۵ برای خاک مورد نظر مقادیر $l = 5/65$ سانتی متر و $k = 5/65$ سانتی متر در ساعت بدست می آید.

در مثال قبل برای $F_p = 0.85 \text{ cm}$ و $t_p = 0.17 \text{ h}$ دیدم که $i = 5 \text{ cm/h}$

برای زمان $t = 1.0 \text{ h}$ عمق تجمعی و شدت نفوذ به صورت زیر بدست می آید:

با استفاده از معادله (۲۳-۵) و آزمون و خطاب برای مقادیر مختلف F مقدار F نهایی بدست می آید.

$$F = 0.85 - 5.68 \ln\left(\frac{5.65 + F}{5.65 + 0.85}\right) = 0.65(1.0 - 0.17) = 0.54 \text{ cm}$$

$$f_{(t)} = K \left(\frac{\psi \cdot \Delta\theta}{F_t} + 1 \right) = 0.65 \left(\frac{5.68}{3.02} + 1 \right) = 1.87 \text{ cm/h}$$

۶-۴-۴- سایر معادلات نفوذ مورد استفاده در هیدرولوژی

در هیدرولوژی از معادلات دیگری نیز استفاده می شود دو مورد مهم آن که عبارتند از:

* **معادله هولتون^۱:** برای مناطق کشاورزی و بر اساس رشد گیاه و میزان ذخیره در خاک است.

* **معادله هورتون اصلاح شده^۲:** که شدت نفوذ تابعی از مقدار آب نفوذ یافته است.

¹ Holton

² Modified Horton

جدول ۲-۶ پارامترهای معادله نفوذ گرین - آمپ

Soil class	Porosity η	Effective porosity θ_e	Wetting front soil suction head ψ (cm)	Hydraulic conductivity
				K (cm/h)
Sand	0.437 (0.374–0.500)	0.417 (0.354–0.480)	4.95 (0.97–25.36)	11.78
Loamy sand	0.437 (0.363–0.506)	0.401 (0.329–0.473)	6.13 (1.35–27.94)	2.99
Sandy loam	0.453 (0.351–0.555)	0.412 (0.283–0.541)	11.01 (2.67–45.47)	1.09
Loam	0.463 (0.375–0.551)	0.434 (0.334–0.534)	8.89 (1.33–59.38)	0.34
Silt loam	0.501 (0.420–0.582)	0.486 (0.394–0.578)	16.68 (2.92–95.39)	0.65
Sandy clay loam	0.398 (0.332–0.464)	0.330 (0.235–0.425)	21.85 (4.42–108.0)	0.15
Clay loam	0.464 (0.409–0.519)	0.309 (0.279–0.501)	20.88 (4.79–91.10)	0.10
Silty clay loam	0.471 (0.418–0.524)	0.432 (0.347–0.517)	27.30 (5.67–131.50)	0.10
Sandy clay	0.430 (0.370–0.490)	0.321 (0.207–0.435)	23.90 (4.08–140.2)	0.06
Silty clay	0.479 (0.425–0.533)	0.423 (0.334–0.512)	29.22 (6.13–139.4)	0.05
Clay	0.475 (0.427–0.523)	0.385 (0.269–0.501)	31.63 (6.39–156.5)	0.03

The numbers in parentheses below each parameter are one standard deviation around the parameter value given. Source: Rawls, Brakensiek, and Miller, 1983.

۶-۵- شاخص های نفوذ

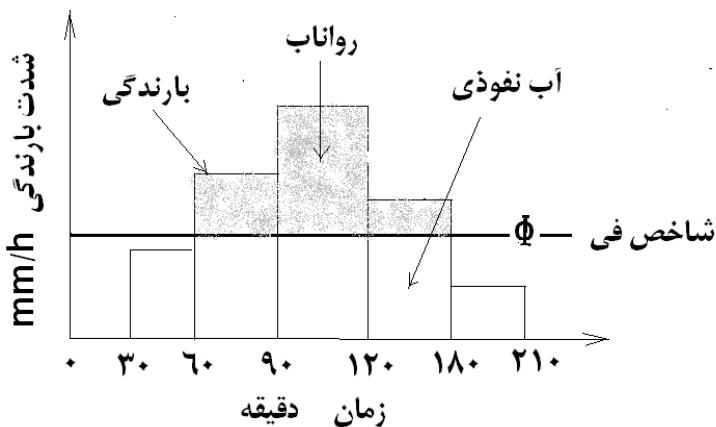
در حوضه های آبریز معمولاً به دلیل بزرگی مساحت و تغییرات شدیدی که در ظرفیت نفوذ خاکهای نواحی مختلف آن مشاهده می شود از شاخص های ساده ای به نام شاخص های نفوذ^۱ استفاده می شود. روش شاخص نفوذ ساده ترین روش برای تخمین حجم کل رواناب است. هدف این روش آن است که ضریبی را بدست آورد تا بتوان آن را برای تمام مدت بارش و یا تمام دوره بارندگی که مرکب از چند بارش می باشد نیز بکار برد و رواناب مستقیم را بدست آورد. شاخص نفوذ معیاری است که مقدار آن در طول مدت بارندگی ثابت است و نشان دهنده نفوذ پذیری خاک های حوضه است. شاخص Φ و شاخص W از شاخص های ساده و مهمی هستند که در هیدرولوژی کاربردهای زیادی دارند.

۶-۵-۱- شاخص فی

شاخص فی Φ ^۲ عبارت است از مقدار متوسط تلفات آب در طول بارندگی به نحوی که بارش کمتر از آن نفوذ کرده و بارش بالاتر از این مقدار به بارش اضافی یا رواناب تبدیل می شود. مفهوم شاخص Φ در شکل ۱۱-۶ نشان داده شده است.

¹ Infiltration indices

² Φ Index

شکل ۱۱-۶ نمایش تصویری مفهوم شاخص Φ

$$r_d = \sum_{m=1}^M (I - \phi) \Delta t \Rightarrow mm$$

r_d = عمق رواناب مستقیم mm

I_m = شدت بارش mm/h

ϕ = شاخص نفوذ mm/h

Δt = فاصله زمانی ساعت

m \rightarrow تواتر زمانی M

برای پیدا کردن شاخص Φ ابتدا از روی هیدروگراف جریان سطحی (سیل) حجم رواناب سیل بدست می آید و سپس از کل مقدار بارندگی کسر می شود. اختلاف این دو بطور یکنواخت بر طول مدت بارندگی تقسیم می گردد. چون شاخص Φ نمایان گر تأثیر تؤمن نفوذ، برگاب و ذخیره سطحی است لذا مقدار آن برابر با متوسط تغذیه‌ای است که در مدت بارندگی در سطح حوضه صورت می گیرد.

برای بدست آوردن شاخص Φ می توان از هیدروگراف جریان (یعنی رابطه رواناب نسبت به زمان) و هیتوگراف بارش (تغییرات شدت بارندگی نسبت به زمان) نیز استفاده کرد. ابتدا از روی هیتوگراف به ازاء مقادیر فرضی شاخص Φ مقدار رواناب مربوطه را حساب و تغییرات رواناب نسبت به مقادیر Φ را در یک دستگاه محور مختصات رسم کرد سپس با داشتن هیدروگراف جریان حجم کل رواناب را بدست آورد و با تقسیم آن بر سطح حوضه ارتفاع رواناب بدست می آید.

مثال ۶-۶- در یک حوضه آبریز به وسعت ۵۰۰ هکتار بارانی به مدت ۱۵۰ دقیقه رخ داده است. شدت‌های بارندگی در دوره-های ۳۰ دقیقه‌ای به ترتیب $4/5, 3/2, 3/5$ و ۲ سانتی در ساعت بوده است. حجم رواناب حاصله از این بارندگی ۱۶۹۰۰۰ مترمکعب بوده است. شاخص Φ را برای این حوضه بدست آورید.

حل مسئله:

الف- مقدار بارندگی در طول دوره بارش بدست می آید:

$(4.5+3+3.5+2)(30/60)$ = مقدار بارندگی

$7.5\text{cm}=0.075 \text{ m}$

ب - حجم بارندگی در سطح حوضه محاسبه می شود

$V_p=P*A=(0.075)(500)(10000)=375000\text{m}^3$ = مقدار بارندگی

ج - حجم رواناب 169000 مترمکعب است.

د - حجم آب در زیر شاخص Φ که تفاضل بارندگی و رواناب است

$V_f=V_r-V_p=375000-169000=206000\text{m}^3$

ه - عمق آب نفوذ شده در خاک برابر است با:

$$\frac{V_f}{A} = \frac{206000}{(500)(10000)} = 0.0412\text{m} = 4.12\text{Cm}$$

و - شاخص Φ بر حسب سانتیمتر در ساعت عبارت خواهد بود از:

$\Phi=F/t = (4.12 / 150)*(60)=1.65 \text{ cm/hr}$ = شاخص Φ

مثال ۷-۶ - شاخص Φ را برای بارانی با مشخصات زیر بدست آورید.

زمان بارش(ساعت)	۱۸-۱۵	۲۱-۱۳	۲۴-۲۱	۳۰-۲۴	۶۰-۳۰
بارندگی به سانتی متر	۱/۲	۱/۵	۰/۹	۰/۲۲	۰/۲

وسعت حوضه معادل 430 کیلومتر مربع و حجم رواناب $10/75$ میلیون متر مکعب می باشد.

حل مسئله:

$$\frac{(10.75 \times 10^6 \times 100)}{(430 \times 10^6)} = 2.5\text{cm} = 25\text{mm}$$

ابتدا عمق رواناب محاسبه می شود.

سپس جدول زیر تشکیل می گردد.

بارش مازاد $\Delta t(I-\Phi)$					شدت بارش (mm/h)	بارش (mm)	زمان (ساعت)
$\Phi=\gamma/9$	$\Phi=\gamma/75$	$\Phi=\gamma/8$	$\Phi=\gamma/7$				
.	.	.	.	0	.	.	۱۲-۱۵
۳.۳	۳.۷۵	۳.۶	۳.۹	$(4-2.7)*3=3.9$	۴	۱۲	۱۵-۱۳
۶.۳	۶.۷۵	۶.۶	۶.۹	$(5-2.7)*3=6.9$	۵	۱۵	۱۸-۲۱
۰.۳	۰.۷۵	۰.۶	۰.۹	$(4-2.7)*3=0.9$	۳	۹	۲۱-۲۴
۱۳.۲	۱۳.۶۵	۱۳.۵	۱۳.۸	$(7.4-2.7)*3=13.8$	۷.۳	۲۲	۰۰-۴
.	.	.	.	0	۰/۷	۲	۳-۶
.	۶-۹
۲۳.۱	۲۴.۹	۲۴.۳	۲۵.۵				جمع

بطوری که ملاحظه می شود اگر $\Phi = 2.75$ باشد مقدار رواناب محاسبه شده با مقدار اندازه‌گیری شده برابر خواهد بود. بنابراین مقدار $\Phi = 2.75 \text{ min/h}$ برآورد قابل قبول می شود.

مثال ۳-۶ - با استفاده از شاخص Φ که در مثال قبل محاسبه شده است رواناب حاصله از بارندگی ۷۰ دقیقه ای مطابق جدول زیر را بدست آورید.

زمان (دقیقه)	شدت بارندگی (سانتی متر در ساعت)
۰-۱۰	۰/۵
۱۰-۲۰	۲/۰
۲۰-۳۰	۶/۵
۳۰-۴۰	۵/۰
۴۰-۵۰	۰/۹
۵۰-۶۰	۲/۰
۶۰-۷۰	۳/۰

حل مسئله:

الف- شدت های رواناب را براساس رابطه زیر محاسبه می شود:

$$\text{شاخص } \Phi - \text{شدت بارندگی} = \text{شدت رواناب}$$

در این صورت شدت های رواناب مطابق جدول زیر خواهد بود:

زمان (دقیقه)	شاخص Φ (mm/h)	عملیات تفریق	شدت رواناب mm/h
۰-۱۰	۱/۶۴	۰.۵-۱.۶۴	۰
۱۰-۲۰	۱/۶۴	۲.۰-۱.۶۴	۰.۳۶
۲۰-۳۰	۱/۶۴	۶.۵-۱.۶۴	۴.۸۶
۳۰-۴۰	۱/۶۴	۵.۰-۱.۶۴	۳.۳۶
۴۰-۵۰	۱/۶۴	۰.۹-۱.۶۴	۰.۲۶
۵۰-۶۰	۱/۶۴	۲.۰-۱.۶۴	۰.۳۶
۶۰-۷۰	۱/۶۴	۳.۰-۱.۶۴	۱.۳۶

ب- ارتفاع رواناب به صورت زیر محاسبه می شود

$$\text{ارتفاع رواناب} = (0.36)(10/60)+(4.86)(10/60)+(3.36)(10/60)+(0.36)(10/60)+(1.36)(10/60)$$

$$\text{ارتفاع رواناب} = (10.3)(10/60) = 0.71\text{cm}$$

۶-۵-۲- شاخص W (W-Index)

شاخص W که در واقع حالت اصلاح شده شاخص Φ است عبارت است از متوسط سرعت نفوذ در طول دوره زمانی که شدت بارندگی از طرفیت نفوذ بیشتر باشد(شکل ۱۲-۵).

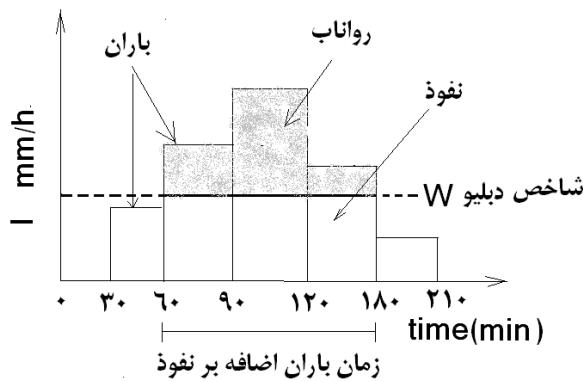
$$W(\text{Index}) = \frac{F}{T_R} = \frac{1}{T_R}(P - Q - S) \quad (۲۱-۶)$$

در این فرمول F مقدار کل نفوذ، T_R مدت زمانی است که در آن شدت بارندگی بیش از شاخص W باشد، P مقدار کل بارندگی در زمان t ، Q رواناب سطحی و S نگهداشت یا ذخیره سطحی است. بطوری که ملاحظه می شود شاخص W همان شاخص Φ منتهای نگهداشت ذخیره سطحی است. اگر از مقدار ذخیره سطحی صرفنظر شود ($S=0$) و نیز فرض شود که T_R برابر زمان کل بارندگی (t) است ($T_R=t$) در این صورت:

$$W(Index) = \frac{F}{t} = \frac{P - Q}{t} \quad (22-6)$$

که مقدار کل بارندگی در طول بارش (mm)، Q رواناب (mm)، و t مدت بارندگی (hr) است. مدتی پس از شروع بارندگی که خاک به حالت اشباع درآمد و گودالهای کوچک سطح زمین از آب پر گردید، شاخص W به حدی می‌رسد که مقدار آن مساوی شاخص Φ می‌شود. این وضعیت حالتی است که در محاسبه حداکثر دبی سیلاب‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. با داشتن شاخص W و مقدار بارندگی P می‌توان ضریب جریان سطحی (رواناب C) را از فرمول (23-6) محاسبه نمود.

$$C = \frac{P - (W \cdot index)}{P} \quad (23-6)$$



شکل ۱۲-۶ نمایش شاخص W

مثال ۹-۶ - شدت بارندگی در دوره های ۲۰ دقیقه‌ای برای بارانی که جمماً ۱۴۰ دقیقه به طول انجامیده است ۲۵، ۲۵، ۱۰۰، ۷۵، ۱۲/۵ و ۵۰ میلی‌متر در ساعت بوده است. چنانچه شاخص Φ برابر ۳۲ میلی‌متر در ساعت فرض شود. مقدار کل بارندگی، مقدار رواناب (بر حسب میلی‌متر) و شاخص W را حساب کنید.

حل مسئله:

$$(25 + 25 + 100 + 75 + 12.5 + 12.5 + 50) \frac{20}{60} = 100 \text{ mm} \quad 1-\text{ارتفاع کل بارندگی}$$

$$(100 - 32) \frac{20}{60} + (75 - 32) \frac{20}{60} + (50 - 32) \frac{20}{60} = 43 \text{ mm} \quad 2-\text{ارتفاع رواناب مستقیم}$$

$$\phi(Index) = \frac{100 - 43}{140 / 60} = 24.4 \text{ mm/hr} \quad (\Phi) \text{ فی اندرس برابر است با}$$

$$W(Index) = \frac{P - Q - S}{t} \quad \text{و با فرض اینکه ذخیره حوضه صفر باشد } (S=0)$$

$$W(Index) = \frac{100 - 43}{(3 \times 20) / 60} = 57.0 \text{ mm hr}$$

فصل هفتم: هیدرومتری و رسوب سنجی

۱-۷- تعريف

اندازه گیری آب یا هیدرومتری یکی از موارد مهم در مطالعات هیدرولوژی و هیدرولیک می باشد. از آنجا که آب به دو صورت ساکن یا جاری در طبیعت وجود دارد بنابراین روش‌های مختلفی برای اندازه گیری این دو حالت ارایه شده است. اندازه گیری در مورد آبهای ساکن شامل حجم و گاهی تراز سطح آب می باشد و در مورد آبهای جاری دبی یا شدت جریان است، که معادل حجم عبوری از یک مقطع معین در واحد زمان می باشد.

۲-۷- اندازه گیری آب های ساکن

آبهای ساکن مانند دریاچه ها و آبگیر یا تالاب ها و مخازن آب می باشند که برای اندازه گیری حجم آب در آنها دو حالت کلی وجود دارد یا از آب خالی هستند و یا دارای آب می باشند. در شرایط خالی بودن با استفاده از نقشه توپوگرافی و یا نقشه برداری و بهره گیری از روش های هندسی به سادگی قابل محاسبه است. أما در شرایطی که این مخازن دارای آب باشند باید با استفاده از دوربین نقشه برداریف محورهای موازی را تعیین نمود و سپس برش عرضی آنها را برداشت کرد. برای این کار دو روش ارایه شده است. یکی استفاده از عمق سنج های صوتی^۱ و دیگری استفاده از صفحه فلزی متصل به طناب و ترجیحا طناب مدرج. با در اختیار داشتن این اطلاعات می توان حجم آب در مخازن را محاسبه نمود.

۳-۷- اندازه گیری آب های جاری

دبی یا شدت جریان آبهای جاری را می توان به یکی از روش‌های زیر انجام داد.

- روش حجمی^۲ یا مستقیم

- اندازه گیری سرعت و سطح مقطع جریان آب

- روش‌های تجربی مانند شیب - سطح

- روش‌های رد یابی و استفاده از مواد شیمیابی

- استفاده از سازه های کوچک آبی و لوله ها

- استفاده از ابزارهای نوین

به طور کلی آنچه را که باید در همه این روش ها اندازه گیری کرد شامل موارد زیر است که با توجه به هر روش باید یک یا چند مورد آن را اندازه گیری کرد.

۱. اندازه گیری سطح آب

۲. اندازه گیری عمق آب

۳. اندازه گیری سرعت آب

۴. محاسبه حجم و دبی آب

این اندازه گیری به صورت مستقیم و یا غیر مستقیم صورت می گیرد. اصولاً آب سنجی به سه طریق زیر امکان پذیر است:

- اندازه گیری سطح آب،

- اندازه گیری سرعت، عمق و محاسبه سطح مقطع،

- کاربرد مقاطع کنترل و اندازه گیری سطح آب.

¹ Echo-Sounder

² Volumetric

در ایستگاه های هیدرومتری رسوب سنجی نیز انجام می شود که شامل اندازه گیری رسوبات معلق و بستر می باشد و به سه طریق زیر امکان پذیر است:

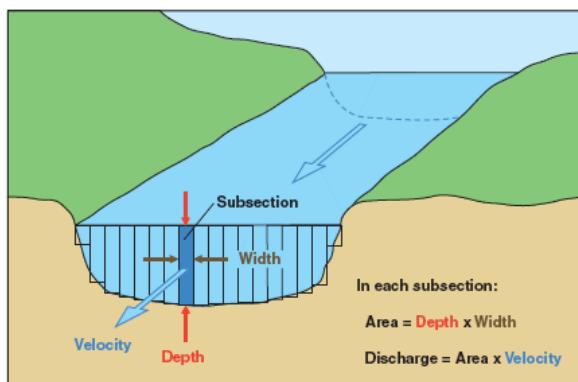
- اندازه گیری بار معلق،
- اندازه گیری بار بستر،
- اندازه گیری مصالح بستر.

۴-۷- محاسبه دبی جریان آب

دبی (Discharge) عبارت است حجم آبی که در واحد زمان از مقطعی در رودخانه (عمود بر جهت جریان) عبور می کند. تمام اندازه گیری های آب سنجی از قبیل سطح آب، عمق آب و سرعت که در بخش های قبل تشریح شد برای آن است که بتوان مقدار دبی را تخمین زد. چنانچه سرعت متوسط آب \bar{V} و سطح مقطع جریان A (شکل ۱۰-۷) در دست باشد در آن صورت دبی (Q) عبارتست از:

$$Q = A \cdot \bar{V} \quad (4-7)$$

بنابراین جهت تخمین دبی باید هم سرعت متوسط و هم سطح مقطع اندازه گیری یا محاسبه شود.



شکل (۱۰-۷) محاسبه دبی جریان آب

۴-۸- تعیین سرعت متوسط

به دست آوردن سرعت متوسط در یک آبراهه به چند طرق امکان پذیر است:

الف- روش یک نقطه‌ای

در این روش اندازه گیری سرعت آب فقط در یک نقطه انجام می شود. برای این کار ابتدا یک خط قائم نسبت به سطح آب در نظر گرفته شده و روی این خط سرعت در نقطه‌ای که فاصله آن از سطح آب حدود ۰/۵ d تا ۰/۷ d عمق (d) باشد (۰.5d - 0.7d) اندازه گیری می شود. معمولاً در این مورد سرعت آب در ۰/۶ d عمق از سطح آب تعیین و به عنوان سرعت متوسط در نظر گرفته می شود. رقم ۰.6d بر حسب تجربه به دست آمده است. این روش در مواردی به کار برده می شود که عمق آب از ۷۰ سانتی متر کمتر است.

ب- روش دو نقطه‌ای

روش دو نقطه‌ای در شرایطی کاربرد دارد که در آن عمق آب از ۷۰ سانتی متر بیشتر باشد. در این حالت سرعت آب در دو نقطه یکی در ۰/۲ d و دیگری در ۰/۸ d عمق (0.8d, 0.2d) از سطح آب اندازه گیری و سرعت متوسط \bar{V} از فرمول زیر محاسبه می شود:

$$\bar{V} = \frac{1}{2} (V_{0.2d} + V_{0.8d}) \quad (7-7)$$

که $V_{0.8d}$ و $V_{0.2d}$ به ترتیب سرعت آب در $0/2$ و $0/8$ عمق آب از سطح می‌باشد.

ج- روش سه نقطه‌ای

در این روش سرعت آب در $0/15$ ، $0/5$ و $0/85$ عمق از سطح آب اندازه‌گیری و میانگین ریاضی آنها متوسط سرعت آب خواهد بود از:

$$\bar{V} = \frac{V_{0.15d} + V_{0.5d} + V_{0.85d}}{3} \quad (8-7)$$

که $V_{0.85d}$ و $V_{0.5d}$ ، $V_{0.15d}$ به ترتیب سرعت آب در $0/15$ ، $0/5$ و $0/85$ عمق از سطح آب می‌باشد.

د- روش پنج نقطه‌ای

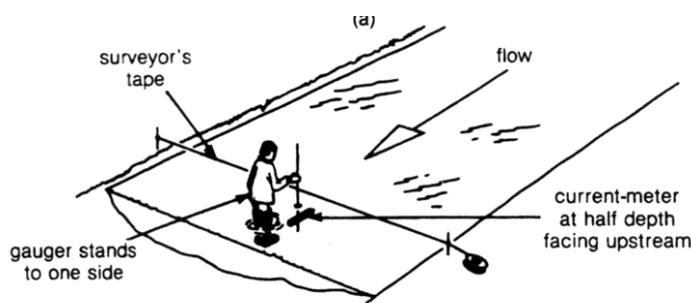
در این روش سرعت آب در سطح (V_s)، در نزدیکی های کف (V_b) و همچنین در $0/2$ ، $0/6$ و $0/8$ عمق از سطح آب، ($V_{0.8d}$ ، $V_{0.6d}$ ، $V_{0.2d}$) اندازه‌گیری و سپس سرعت متوسط (\bar{V}) از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$\bar{V} = \frac{1}{10} (V_s + 3V_{0.2d} + 2V_{0.6d} + 3V_{0.8d} + V_b) \quad (9-7)$$

این روش هنگامی که تغییرات سرعت نسبت به عمق یکنواخت نباشد بهتر از دیگر روش‌هاست.

برای آنکه سرعت آب در یک مقطع از رودخانه بطور دقیق‌تر محاسبه شود می‌توان مقطع رودخانه را مطابق شکل (۷-۱۱) شبکه بندی کرده و سرعت آب در محل هر یک از نقاط شبکه را اندازه‌کرد. برای محاسبه سرعت متوسط در یک مقطع تعدادی نقاط در سطح آب در آن مقطع انتخاب و سرعت متوسط آب در امتداد هر یک از خطوط عمودی که از این نقاط به داخل آب رسم شوند به یکی از روش‌های ۵ گانه که در بالا اشاره شد اندازه‌گیری می‌شود. پس از آن که سرعت متوسط در امتداد هر یک از خطوط اعمودی به دست آمد با میانگین‌گیری آنها می‌توان سرعت متوسط را بدست آورد. بر طبق استاندارد تعداد این خطوط اعمودی نباید از ۲۰ کنتر باشد و هر چه بیشتر باشد بهتر و نتایج دقیق‌تر است. برای این منظور نخی را در عرض رودخانه بسته و نقاط مورد اندازه‌گیری روی نخ با علامت مشخص می‌شوند شکل (۱۱-۷) سپس در محل هر علامت سرعت متوسط جریان اندازه‌گیری می‌شود و از روی آنها سرعت متوسط در مقطع بدست می‌آید.

در صورتی که به دلیل جریان زیاد آب امکان رفتن به داخل آب نباشد از پلهای مخصوص که برای این منظور روی رودخانه ساخته می‌شود و بنام پلهای فلزی تلفریک (شکل ۱۱-۷) معروف است استفاده می‌شود که سرعت سنج از روی آن و از بالا به داخل آب فرستاده می‌شود.



شکل (۱۱-۷) تقسیم مقطع رودخانه به قطعات کوچک‌تر و نقاط اندازه‌گیری سرعت در آن

۴-۲-۴- محاسبه دبی

برای محاسبه دبی از روش‌های زیر می‌توان استفاده کرد:

۱-۴-۲-۱ روش محاسباتی

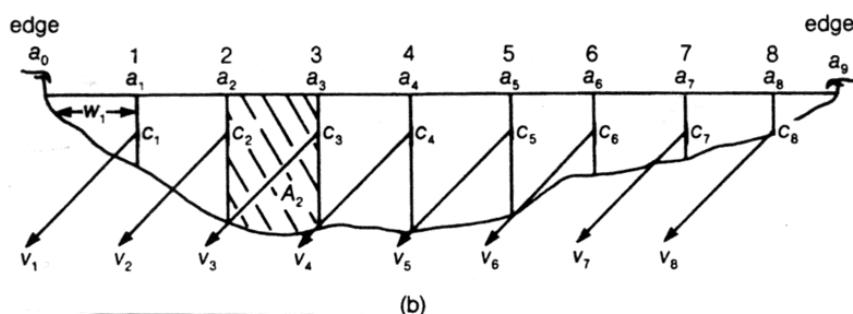
با استفاده از اطلاعات سرعت و سطح مقطع و به یکی از روش‌های زیر می‌توان دبی را برای مقطع جریان حساب کرد.

الف: روش مقطع متوسط^۱

سطح مقطع کل رودخانه مانند شکل ۱۲-۷ به چند مقطع کوچکتر تقسیم می‌شود. سرعت در محورهای عمودی اندازه گیری می‌شود و با استفاده از رابطه زیر دبی در مقطع میانی هر دو محور محاسبه می‌شود

$$q_i = \left(\frac{V_i + V_{i+1}}{2} \times \frac{d_i + d_{i+1}}{2} \right) \times b_i \quad (10-7)$$

$$Q = \sum_{i=1}^n q_i \quad (11-7)$$



شکل ۱۲-۷ تقسیم مقطع رودخانه به مقاطع کوچکتر و نقاط اندازه گیری سرعت در آنها

ب: روش مقطع میانی^۲

مانند روش اول و شکل ۱۲-۷ است. در این روش سرعت متوسط در هر محور در عمق عمودی هر محور از رابطه زیر محاسبه می‌شود و سپس از رابطه ۱۱-۷ دبی کل مقطع بدست می‌آید.

$$q_i = d_i \times v_i \left(\frac{b_i + b_{i+1}}{2} \right) \quad (12-7)$$

۲-۲-۷-۷ روش خطوط هم سرعت

این روش با استفاده از منحنی‌های هم سرعت در یک مقطع جریان انجام می‌شود. مساحت بین دو خط هم سرعت و سرعت متوسط بین دو خط هم سرعت باشد، دبی متوسط در کل مقطع از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$Q = \sum_{i=1}^n V_i \times A_i \quad (13-7)$$

۳-۲-۴-۷ محاسبه دبی از روی شب و ضریب انتقال جریان

این روش به نام روش شب - سطح هم گفته می‌شود. در این روش با استفاده از رابطه مانینگ و برداشت‌های صحرایی از مقاطع جریان ابتدا ضریب انتقال دبی (K) از رابطه مانینگ برآورد و سپس به کمک یکی از روش‌های دو و یا سه نقطه‌ای دبی برآورد

$$k = \frac{1}{n} \cdot AR^{\frac{2}{3}} \quad \text{رابطه مانینگ} \quad (18-7)$$

¹ Mean section method

² Mid section method

و به کمک یکی از روش‌های زیر:

الف- روش دو نقطه‌ای

$$Q = \left\{ \frac{\Delta d_{1-2}}{\frac{L_{1-2}}{K_1 \times K_2} - \frac{1}{2gA_l^2} \left[1 - \frac{A_l^2}{A_2^2} \right]} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (19-7)$$

ب- سه نقطه‌ای

$$Q = \left\{ \frac{\Delta d_{1-3}}{\frac{L_{1-2}}{K_1 \times K_2} + \frac{L_{2-3}}{K_2 \times K_3} - \frac{1}{2gA_l^2} \left[1 - \frac{A_l^2}{A_3^2} \right]} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (20-7)$$

در روابط فوق:

$$Q = \text{دبی بر حسب متر مکعب بر ثانیه}$$

$$\Delta d = \text{اختلاف ارتفاع بین نقطه ۱ و ۲ به متر}$$

$$K_3, K_2, K_1 = \text{ضریب انتقال مقاطع ۱، ۲، ۳}$$

$$A_3, A_2, A_1 = \text{مساحت سطح مقطع در نقاط ۱، ۲، ۳}$$

$$g = \text{شتاب ثقل}$$

۴-۳- اندازه گیری دبی با استفاده از سازه‌ها و فلوم‌ها برای جریان‌های کوچک

مهمنترین وسایل اندازه گیری جریان شامل: فلوم، پارشال فلوم، سر ریز‌ها، روزن‌ها و تبدیل‌ها می‌باشد.

سرریزها صفحات فلزی هستند که به شکل‌های مختلف برش داده شده و بطور قائم جلو جریان آب قرار داده می‌شوند بطوری که آب بتواند از روی قسمت برش داده شده عبور کند. سر ریز‌ها از قدیمی‌ترین و ساده‌ترین لوازم اندازه گیری دبی هستند که دارای دقت نسبتاً مناسب بوده و ساخت و بهره برداری از آنها ساده است. از مهمنترین انواع سر ریزها می‌توان به سر ریز مستطیلی، مثلثی و سیپولتی اشاره کرد. سر ریز‌های مثلثی برای اندازه گیری جریان‌هایی با دبی کم مورد استفاده قرار می‌گیرند. سر ریز‌های مستطیلی و سیپولتی برای جریان‌ها با دبی نسبتاً زیاد و عموماً در آبراهه‌ها یا کانال‌های بزرگ جریان موردن استفاده قرار می‌گیرند.

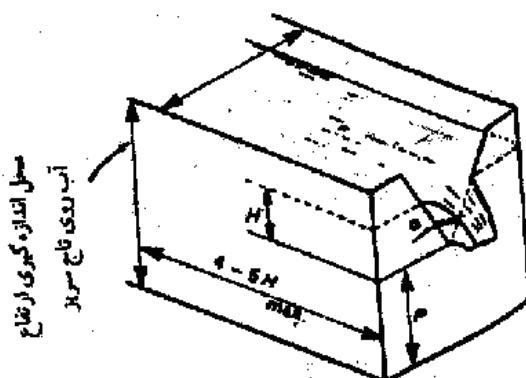
سر ریز سیپولتی یکی از مناسبت‌ترین نوع لوازم اندازه گیری است که می‌تواند در مانیتورینگ آبراهه‌ها مورد استفاده قرار گیرد. این سر ریز به دلیل متغیر بودن عرض از بالا به پایین دارای دقت مناسبی برای اندازه گیری جریان می‌باشد. اندازه گیری جریان با این سر ریز با استفاده از یک اشل صورت می‌گیرد. لذا در مواردی که دسترسی مشکل باشد یا جریان سیلابی سریعی رخ دهد، کاربرد اشل ماکریم می‌تواند در پیش‌بینی حداکثر سیل مناسب باشد در ذیل انواع سرریزها توضیح داده می‌شود.

۱-۴-۳ سرریز مثلثی

این سرریزها با زاویه رأس α ساخته شده و اگر ارتفاع آب روی رأس سرریز H باشد (شکل ۱۲-۷) مقدار دبی از فرمول زیر محاسبه می شود.

$$Q = \frac{8}{15} Ce(\sqrt{2g})(H^{2.5} \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2}) \quad (21-7)$$

ضریب Ce برای سرریزهایی که لبه آنها تیز باشند حدود ۰.۶ است. اگر h و g در سیستم متریک باشند Q نیز بر حسب m^3/sec خواهد بود.



(شکل ۱۲-۷) یک سرریز مثلثی با فشردگی جانبی

۲-۳-۴ سرریز مستطیلی لبه تیز ساده

این سرریز صفحه ساده مستطیلی است به عرض L (معادل عرض کanal یا نهر) که جلوی جریان آب قرار داده شده و آب بدون فشردگی از روی آن عبور می کند. دبی (Q) برای $Ce=0.61$ از رابطه زیر بدست می آید.

$$Q = \frac{2}{3} Ce \sqrt{2g} LH^{1.5} = 0.0184 \cdot L \cdot H^{3/2} \quad (22-7)$$

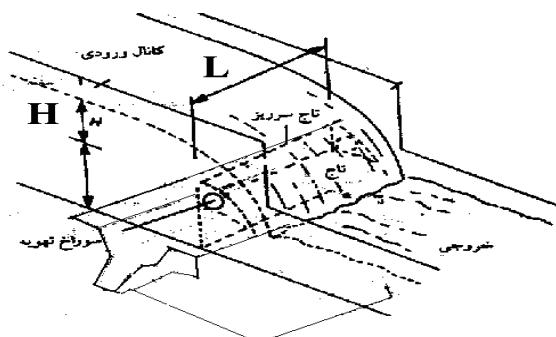
Ce = ضریب دبی (بین ۰.۶۲ تا ۰.۷۵ تغییر می کند.)

L = طول تاج سرریز (cm)

H = ارتفاع آب روی تاج (cm)

Q = دبی بر حسب (lit/sec)

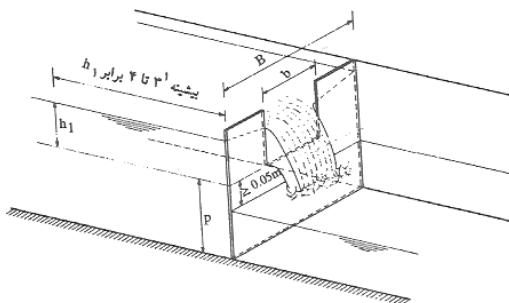
شکل ۱۳-۳ طرز قرار گرفتن سرریز مستطیلی ساده را در داخل کanal نشان می دهد. در این شکل عرض کanal با علامت L نشان داده شده است.



شکل (۱۳-۷) سرریز مستطیلی ساده

۷-۴-۳-۳ سرریز مستطیلی لبه تیز با فشردگی جانبی

در این سرریزها برشی به شکل مستطیل در قسمتی از یک صفحه مستطیلی ایجاد شده و هنگامی که سرریز جلو جریان آب گذاشته شود آب از داخل این برش با ارتقای که مقدار آن از تاج سرریز H می‌باشد عبور می‌کند(شکل ۱۴-۷).



شکل (۱۴-۷) سرریز مستطیلی با فشردگی جانبی

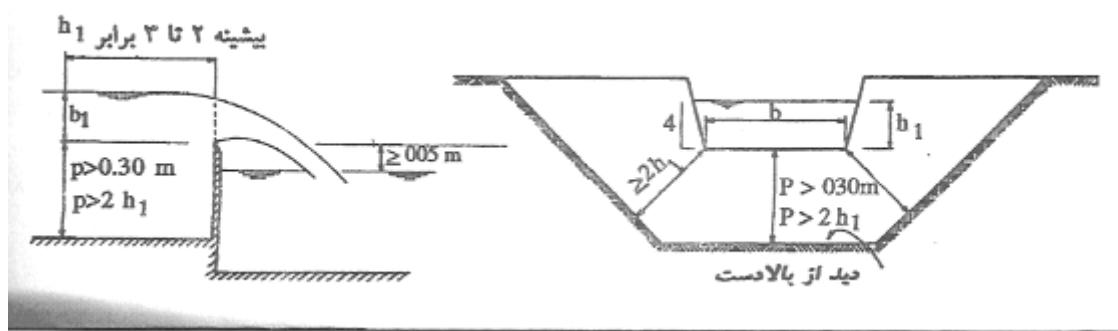
در این نوع سرریز عرض موثر معادل $L-0.2H$ باشد یعنی از هر طرف به اندازه $0.1H$ کم می‌شود. رابطه آن به صورت زیر است. در قسمت دوم $Ce=0.61$ قرار داده شده است.

$$Q = \frac{2}{3} Ce \sqrt{2g} (L - 0.2H) H^{1.5} = 1.86(L - 0.2H) H^{3/2} \quad (۲۳-۷)$$

۷-۴-۳-۴ سرریز ذوزنقه‌ای یا سیپولتی لبه تیز با فشردگی جانبی

مانند سرریز مستطیلی لبه تیز با مقطع ذوزنقه‌ای است که دارای شیب جانبی $1:4$ می‌باشد(شکل ۱۵-۷). ضریب دبی (Ce) آن معادل 0.63 می‌باشد. درا رابطه $CW=24.7$ مقدار 1.86 در سیستم متربک و در سیستم امپریکال 3.37 است.

$$Q = C_W L H^{1.5} \quad (۲۴-۷)$$



شکل (۱۵-۷) سرریز ذوزنقه‌ای یا سیپولتی با فشردگی جانبی

۷-۴-۳-۵ روزنه

روزنه نیز یکی از وسایل اندازه گیری جریان در آبراهه‌ها است که عمدتاً در آبراهه‌های با دبی خیلی کم (کمتر 1000 Lps) و بدون رسوب مورد استفاده قرار می‌گیرد. مسئله رسوب و بخصوص رسوبات ناشی از ریزش کناره آبراهه‌ها که دارای ابعاد نسبتاً بزرگی هستند امکان گرفتگی یا ایجاد خطای در ثبت نتایج توسط روزنه را به دنبال دارد (شکل ۱۷-۷).

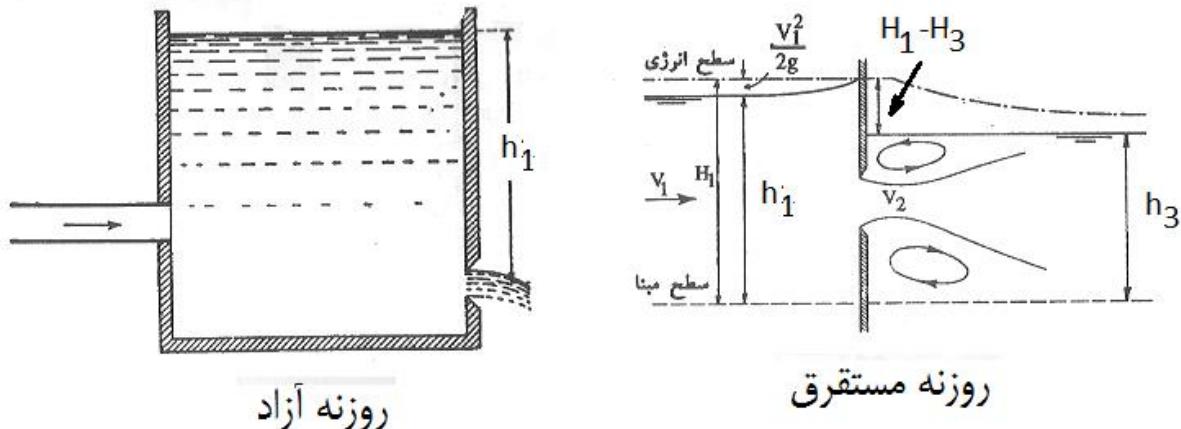
محاسبه روزنه در حالت آزاد از رابطه ۲۷-۷ و برای حالت استغراق از رابطه ۲۸-۷ بدست می‌آید.

$$Q = C_d \cdot A \cdot \sqrt{2gh_1} \quad (27-7)$$

$$Q = C_d \cdot A \cdot \sqrt{2g(h_1 - h_3)} \quad (28-7)$$

که در آن:

- ضریب دبی روزنه C_d
- سطح مقطع روزنه A
- ارتفاع آب در بالا دست روزنه h_1
- ارتفاع آب در پائین دست روزنه h_3



شکل (۷-۷) روزنه های آزاد و مستقرق

فصل هشتم: آبهای زیرزمینی

۱-۸- آب زیرزمینی و لایه آبدار

آب زیرزمینی^۱ آن قسمت از آب زیر سطح زمین است که توسط چاهها، قنات‌ها و یا کانال‌های زهکشی قابل جمع آوری و استحصال و برداشت است و یا به طور طبیعی از طریق نشست به داخل خاک و زمین نفوذ می‌کند و یا از طریق تراویش در سطح زمین به صورت چشمی جریان پیدا می‌کند.

همه آبهای موجود در زیر زمین به عنوان آب زیرزمینی تلقی نمی‌شود. اگر حفره‌ای در زمین کنده شود به خاک مرطوب و حتی خاک اشباع شده برخورد می‌شود که چون آب آزادانه به داخل حفره تراویش نمی‌کند، به این رطوبت آب زیرزمینی گفته نمی‌شود و تا زمانی که آب شروع به جریان به داخل حفره نکند، آب زیرزمینی حقیقی به حساب نمی‌آید. زیرا هوای داخل این حفره دارای فشار اتمسفری است. برای اینکه آب زیرزمینی به طور آزاد به داخل حفره جریان پیدا کند باید فشار بیشتری از فشار اتمسفری داشته باشد. به این ترتیب تشخیص آب زیرزمینی از بقیه آب زیر پوسته زمین در این است که باید فشاری

¹ Ground water

بیشتر از فشار اتمسفری داشته باشد. چنین آبی که بطور آزاد و تحت تأثیرنیروی ثقل وارد چاه می‌شود، آب آزاد یا آب ثقلی گفته می‌شود.

فاصله بین سطح زمین تا حد بالای سطح سفره آب زیرزمینی ناحیه آب ثقلی یا منطقه غیر اشباع نامیده می‌شود. آب بوسیله نیروی کاپیلاری یا شعریه توسط ذرات خاک و سایر مواد زیرزمینی نگهداری می‌شود حتی اگر فشار آب پائین‌تر از فشار اتمسفر باشد حرکت کاپیلاری یا موئینگی یا شعریه ادامه خواهد داشت.

منطقه موئینه‌ای بالای آب زیرزمینی و در قسمت بالای خاک اشباع قرار دارد. معمولاً ناحیه ثقلی و منطقه آب زیرزمینی بیشتر از منطقه غیر اشباع و اشباع بکار می‌رود.

فشار اتمسفر خط تقسیم کننده بین این دو منطقه است یعنی فشار آب ثقلی کمتر از فشار اتمسفر و فشار آب زیرزمینی بیشتر از فشار اتمسفر می‌باشد.

۲-۸ - لایه آبدار و مشخصات آن

۲-۸-۱ - لایه آبدار

لایه آبدار یا سفره آب زیرزمینی یا آبخوان (Aquifer) عبارت از لایه یا سازندی است که اولاً حاوی آب باشد و ثانیاً اجازه دهد که مقادیر قابل توجه آب در شرایط معمولی در آن حرکت کند. این لایه را لایه تراوا می‌گویند. لایه ناتراوا یا ریز سازند، سازندی است که گرچه توانایی جذب آب را به آهستگی دارد و حتی ممکن است دارای مقدار زیادی آب باشد و لی در شرایط معمولی قادر به انتقال مقادیر قابل توجه آب نمی‌باشد و یا اصولاً نفوذ ناپذیر است مانند سازه‌های رسی.

لایه کم تراوا یا نیمه تراوا، لایه ای است که ماهیت نیمه نفوذ پذیر دارد و در مقایسه با یک لایه آبدار، آب خیلی کمی از آن عبور می‌کند. لایه کم تراوا را سازند نشی هم می‌گویند.

لایه غیر قابل نفوذ را لایه آب گریز یا لایه بسته هم می‌گویند که قادر به جذب و انتقال آب نمی‌باشد. به این ترتیب لایه آبدار، لایه تراوایی در زیرزمین است که میتواند مقدار قابل توجه و کافی آب از آن به صورت اقتصادی برداشت کرد. لایه‌های آبدار از نظر سنگ‌شناسی و مواد تشکیل دهنده ممکن است به یکی از صور زیر باشد:

۲-۸-۱-۱ - رسوبات سخت نشده

بیشتر سفره‌های آب زیرزمینی، آبخوان و یا لایه‌های آبدار را رسوبات متراکم نشده مشکل از ماسه، شن، قلوه سنگ و غیره می‌باشند. آبرفتها، رسوبات بادی و رسوبات یخچالی هم میتوانند لایه‌های آبدار خوبی را تشکیل دهند. آبرفت‌های زیر بستر رودخانه و دشت‌های سیلانی مجاور آنها هم از بهترین لایه‌های آبدار یا آبخوان می‌باشند و چاه‌هایی که در آنها حفر می‌شود دارای آبدهی خوبی هستند.

رسوبات آبرفتی و یخچالی در دوره‌های مدفون شده یا رودخانه‌های قدیمی هم پتانسیل زیادی برای تشکیل لایه آبدار دارند. این نوع رسوبات بیشتر از ماسه و گراول تشکیل شده‌اند.

مخروطه‌های افکنه هم که در اطراف دره‌های آبرفتی یافت می‌شوند دارای رسوبات با نفوذ پذیری زیادی هستند و محلهای خوبی برای نفوذ باران و روانابهای جاری شده در مناطق کوهستانی را دارند. مخروطه افکنه‌ها از نظر تشکیل سفره آب زیرزمینی ارزش زیادی دارند. همانگونه که قبلاً توضیح داده شد، مادر چاه قنات‌ها در نواحی کوهپایه‌ای در همین مخروطه افکنه‌ها حفر می‌شود.

تلماسه‌ای مناطق ساحلی و نهشته‌های بادی محلهای مناسبی برای تشکیل لایه آبدار و سفره آب زیرزمینی می‌باشند. تلماسه‌ها از ماسه‌های نسبتاً یکنواخت با نفوذ پذیری زیاد می‌باشند.

در مناطق یخچالی با یخ برفالی یکنواخت و با نفوذ پذیری زیاد دیده می‌شود که پتانسیل آبی آنها زیاد می‌باشد.

۲-۸-۱-۲ - سنگهای رسوبی

سنگهای آهکی حفره دار از نظر تشکیل لایه آبدار پتانسیل خوبی را در بین سنگهای رسوبی دارند. مجاری و حفره‌هایی که در اثر حل شدن کربنات کلسیم توسط اسیدهایی مثل دی اکسید کربن و اسیدهای آلی موجود در آبهای جاری بوجود می‌آیند،

فضاهایی هستند که بصورت لایه آبدار عمل میکنند. این حفره ها در مناطقی که جریان آبهای سطحی تمرکز دارند بیشتر دیده میشود. عملاً وجود این مجاری اتحالی در سنگهای آهکی است که از آنها به عنوان منابع زیرزمینی آهکی نام برده میشود. فضاهای خالی سنگهای آهکی از منفذ ریز تا حفرات و غارهای بزرگ که تشکیل رودخانه های زیرزمینی را میدهد، متغیر است. در سنگهای آهکی گاهی چشمeh های بزرگی دیده میشود که دارای آب خیلی زیادی هستند مانند چشمه هایی که در سر شاخه های کارون و یا چشمه های گاماسیاب و شاخه های کرخه از ایندست می باشند.

۲-۸-۳- سنگ های آتشفشاری

این گونه سنگها از نظر تشکیل سفره های آب زیرزمینی بسیار متفاوت هستند. بعضی از گدازه های بازالتی جدید فوق العاده نفوذ پذیر هستند و میتوانند لایه آبدار خوبی را تشکیل دهند. توف ها و رویلت ها اگرچه دارای تخلخل زیاد هستند ولی معمولاً نفوذ پذیری خیلی کمی دارند. بر عکس بعضی از گدازه های متخلخل بقدری نفوذ پذیرند که فقط در صورت موانعی مانند سد میتوانند در آنها آب نگهدارند. در طبیعت ممکن است وجود لایه های خاکستر آتشفشاری و یا مناطق با نفوذ پذیری کم در کنار این سازندها به صورت موانع عمل کرده و سفره آب زیرزمینی تشکیل دهند.

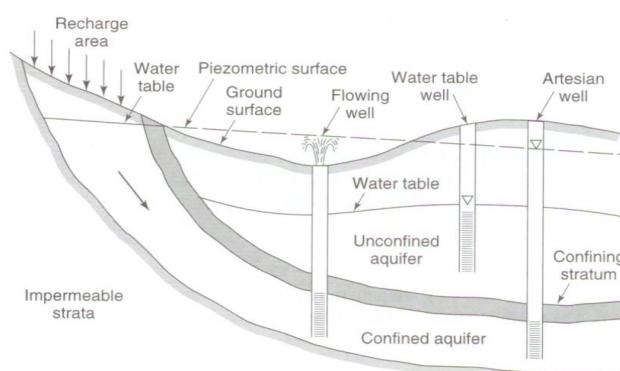
۲-۸-۴- انواع لایه های آبدار

دو نوع لایه آبدار وجود دارد. یکی لایه آبدار آزاد و دیگری لایه آبدار محبوس یا تحت فشار.

۱-۲-۲-۸ - لایه آبدار آزاد

لایه آبدار آزاد یا ناممحصور^۱ مانند یک دریاچه زیرزمینی در مواد متخلخل می باشد. در این گونه سفره ها معمولاً هیچگونه لایه محصور کننده ای در بالای منطقه اشباع وجود ندارد و در واقع سطح بالایی آن همان سطح ایستایی است که میتواند آزادانه نوسان داشته باشد و در اثر تغذیه بالا باید و یا در اثر تخلیه سطح آن پائین برود. مرز پائینی سفره آزاد را لایه ای نفوذ ناپذیر یا کم تراوا تشکیل می دهد که معمولاً از جنس رس و یا مواد دانه ریز، شیل، سنگ آهک متراکم، سنگ آذرین و یا انواع دیگر سنگ بستر (سنگ کف) می باشد.

سفره آزاد معمولاً در آبرفتها، تلماسه ها یا نهشته های یخچالی دیده می شود. ضخامت لایه های آبدار آزاد از چند متر تا چند صد متر تغییر میکند. همانگونه که در منشاء آبهای زیرزمینی به آن اشاره شد، منبع اصلی تغذیه آب زیرزمینی در لایه های آبدار آزاد بارش و آبهای سطحی حاصل از بارش و ذوب برف و بخ می باشند که یا مستقیماً از خاک بالای سفره در آن نفوذ می کند و یا غیر مستقیماً از طریق نشت از رودخانه ها و دریاچه ها وارد سفره میگردد. قسمتی از آبهایی که در مزارع و باغات به مصرف آب آبیاری میرساند نیز میتوانند در تغذیه این سفره ها شرکت داشته باشند. شکل (۱-۱۳) اینگونه سفره های آبدار آزاد را بصورت شماتیک نشان میدهد. همانگونه که ملاحظه می شود سطح ایستایی در این سفره ها با تراز تعادلی آب در چاه مطابقت دارد.



شکل (۱-۱۳) مقطع عرضی از لایه های آبدار آزاد و تحت فشار

^۱ Unconfined Aquifer

۲-۲-۲- لایه آبدار تحت فشار

لایه آبدار تحت فشار یا محبوس^۱ بین دو لایه با نفوذ پذیری خیلی کم واقع شده است مثل وجود یک لایه ماسه ایکه در بین دو لایه رسی واقع شده است و یا یک لایه ماسه سنگ که بین دو لایه از جنس شیل و یا سنگ آهک متراکم محصور شده باشد.

درجاهایی که لایه های محصور به سطح زمین می‌رسند و حفره تحت فشار بصورت یک سفره آزاد در می‌آید، آب میتواند وارد سفره شود و در واقع این محلها را منطقه تغذیه یا آبگیری سفره تحت فشار می‌نامند. راه دیگدی که برای تغذیه سفره های تحت فشار وجود دارد تراوش سفره های آزاد بالای آنها از طریق لایه های کم تراوایی بالای سفره تحت فشار می‌باشد. معمولاً لایه های آبدار تحت فشار از آب پر میباشندو بنابراین سطح فوقانی آنها را سطح ایستایی تشکیل نمی‌دهد. در این سفره ها بجای سطح ایستایی سطح پیزومتریک وجود دارد. سطح پیزومتری یا سطح فشار^۲ یک سطح فرضی است که ارتفاع آن در هر نقطه برابر ارتفاع نظیر فشار آب یا بار فشار در سفره است.

در چاه های پیزومتری که تا سفره تحت فشار پائین رفته باشد، آب از زیر لایه محصور کننده بالایی، بالاتر می‌آید. دلیل آنهم اینست که سطح ایستایی محل تغذیه سفره تحت فشار در ارتفاعی بالاتر از لایه محصور کننده بالایی در محل چاه پیزومتری است.

ارتفاع آب در پیزومترها نشان دهنده فشار آب در هر نقطه است. بنابراین تراز آب در تعدادی از پیزومترها که تا سفره معینی نفوذ کرده باشند، مشخص کننده سطح پیزومتری آن لایه آبدار تحت فشار می‌باشد. اگر سطح پیزومتری بالاتر از سطح زمین باشد، آب چاه خود به خود و بدون پمپاژ فوران می‌کند. اینگونه چاه ها را چاه آرتزین^۳ یا چاه سر ریز می‌گویند. اصطلاح چاه آرتزین گاهی در مورد هر چاهی که در لایه آبدار تحت فشار حفر شود و یا حفر این نوع لایه های آبدار و گاهی تنها در مورد چاهها و لایه های آبدار که آب آنها بتواند به سطح زمین راه پیدا کند هم بکار می‌رود. آبهای سفره های آرتزین میتوانند بصورت مجاری طبیعی مثل گسل ها به سطح زمین راه پیدا کنند و چشممه ها را بوجود بیاورند.

سفره های تحت فشار در یک منطقه ممکن است شامل تعدادی لایه های آبدار روی هم باشند که با لایه های ناتراوا و با کم تراوا از هم جدا شده باشند. بالاترین این لایه ها معمولاً یک لایه سفره آزاد است. کیفیت آب و میزان نفوذ پذیری این سفره ها با توجه به جنس لایه های کم تراوا ممکن است با یکدیگر تفاوت داشته باشد.

۳- لایه آبدار ایده آل^۴

برای محاسبه ذخیره آب زیرزمینی و مباحثت مربوط به حرکت آبهای زیرزمینی، لایه های آبدار یا آبخوان ها را به صورت یکنواخت^۵ یا همگن و همچنین هم گاشت یا تک گاشت^۶ فرض می‌کنند.

یک لایه آبدار همگن محیطی است که در همه نقاط آن ویژگی های هیدرولوژیکی یکسانی برای آن فرض می‌شود. در یک لایه هم گاشت، ویژگی های آن مستقل از جهت می‌باشد یعنی در جهات مختلف مشخصات هیدرولوژیکی آن تفاوت ندارد.

¹ Confined Aquifer

² Piezometric surface

³ Artesian

⁴ Idealized Aquifer

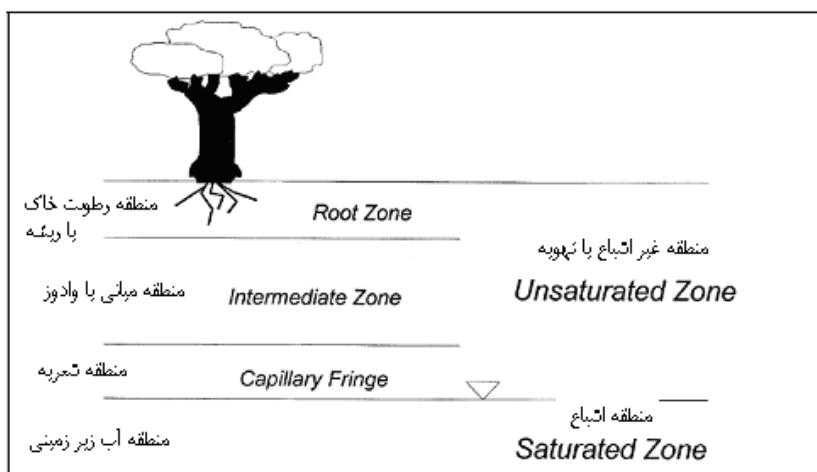
⁵ Homogeneous

⁶ Isotropic

مسلمانًا چنین لایه‌های آبداری همگن و تک‌گاشت وجود ندارد ولی برای حل مسائل آبهای زیرزمینی ناچار به قبول چنین فرضیاتی هستیم، البته این محاسبات نتیجه قابل قبولی که تقریباً با واقعیت تطابق داشته باشد را بدست می‌دهد و بعنوان یک حد متوسط از وضعیت آبخوان به حساب می‌آید.

۴-۸- انتشار آب در لایه آبدار

از نظر آبهای زیرزمینی دو منطقه در لایه آبدار قابل تشخیص است. یکی منطقه تهويه^۱ یا منطقه غیر اشباع که در بالای سطح آب قرار دارد و در آن منافذ سنگها و یا تخلخل حاکها توسط آب و هوای اشغال شده است. لایه دوم را لایه اشباع^۲ می‌گویند که در زیر لایه تهويه قرار دارد و تمام منافذ آن از آب اشغال شده است. این دو منطقه در شکل (۲-۸) نشان داده شده است.



شکل (۲-۸) شماتیک انتشار آب در مناطق مختلف لایه آبدار

۴-۸-۱ - منطقه تهويه در لایه آبدار

منطقه تهويه قسمتی از لایه زمین است که از سطح زمین تا سطح بالایی منطقه اشباع ادامه دارد. در این منطقه به علت نیروهای جاذبه مولکولی بین ذرات آب و سنگ، تمام آبی که به زمین نفوذ می‌کند به پایین نمی‌رود بلکه قسمتی از آب در اطراف ذرات خاک و سنگ به صورت معلق باقی می‌ماند. این آب را آب معلق یا آب^۳ می‌گویند.

در بیشتر وقت‌ها منطقه تهويه بر روی منطقه اشباع قرار دارد. ضخامت این لایه متغیر است و گاهی به صد متر هم می‌رسد. وقتی مقدار نفوذ آب در سطح زمین زیاد باشد آب مازاد از منطقه عبور می‌کند و به منطقه اشباع می‌رسد.

۴-۸-۲ - منطقه اشباع لایه آبدار

در منطقه اشباع^۴ آب تمام منافذ سنگ و خاک را پر می‌کند و بنابراین تخلخل بیان کننده آب موجود در واحد حجم خاک می‌باشد. تمام آبهای موجود در منطقه اشباع را نمی‌توان با زهکشی و با پمپاژ از آن خارج کرد زیرا نیروهای مولکولی و کشش سطحی قسمتی از آب را در محل نگهداری می‌کند. بنابراین آب نگهداری شده آبی است که در تقابل نیروی ثقل در این منطقه

¹ Aeration

² Zone of Saturation

³ Vadose

⁴ Zone of Saturated

نگهداری می‌شود و به نگهداشت ویژه^۱ (Sr) یا ضریب ذخیره لایه آبدار موسوم است. نگهداشت ویژه عبارت است از نسبت بین حجم آبی که در یک سنگ یا خاک بعد از اشباع شدن، می‌تواند در مقابل نیروهای ثقل نگهداری شود به حجم کل نمونه خاک.

$$Sr = \frac{V_r}{V_t} \times 100 \quad (1-8)$$

V_r = حجم آب قابل نگهداری و V_t = حجم کل نمونه خاک

۴-۴-۸ حرکت آبهای زیرزمینی

۱-۴-۸ قانون دارسی^۲

اولین قانون حرکت آبهای زیرزمینی به قانون دارسی (Darcy's Law) معروف است که به صورت زیر بیان شده است.

$$Q = -KA \frac{dh}{dl} \quad (2-8)$$

در این معادله:

A سطح مقطع جریان

$$\frac{dh}{dl}$$
 گرادیان یا شیب هیدرولیکی آب در لایه آبدار

K هم در واقع یک ثابت نسبی یا ضریب تناسب است که با مشخصات لایه آبدار بستگی دارد و به آن ضریب نفوذپذیری یا ضریب تراوایی می‌گویند. ولی بیشتر به آن هدایت هیدرولیکی^۳ گفته می‌شود.

روش‌های مختلفی برای اندازه گیری مقدار ضریب نفوذپذیری به صورت صحرایی و یا آزمایشگاهی وجود دارد. هر اندازه خاک یا نمونه خاک از لایه آبدار دست نخورده‌تر باشد، اندازه گیری دقیق خواهد بود.

۲-۴-۸ ضرایب هیدرودینامیک سفره ها

۱-۲-۴-۸ هدایت هیدرولیکی

همانگونه که در بالا اشاره شد مقدار ضریب تناسبی K با مشخصات لایه آبدار بستگی دارد و به آن هدایت هیدرولیکی و یا ضریب نفوذپذیری یا ضریب تراوایی می‌گویند. روش‌های مختلفی برای اندازه گیری مقدار ضریب نفوذپذیری به صورت صحرایی و یا آزمایشگاهی وجود دارد. هر اندازه خاک یا نمونه خاک از لایه آبدار دست نخورده‌تر باشد، اندازه گیری دقیق خواهد بود.

۲-۴-۸ آبدهی ویژه

آبدهی ویژه^۴ عبارت است از نسبت درصد حجم آبی که می‌تواند از یک نمونه اشباع شده از آب در اثر نیروی ثقل خارج شود به کل حجم نمونه

¹ Specific Retention

² Darcy's Law

³ Hydraulic conductivity

⁴ Specific Yield

$$Sy = \frac{V_y}{V_t} \times 100 \quad (3-8)$$

حجم آب قابل زهکشی $= V_y$

حجم کل نمونه خاک $= V_t$

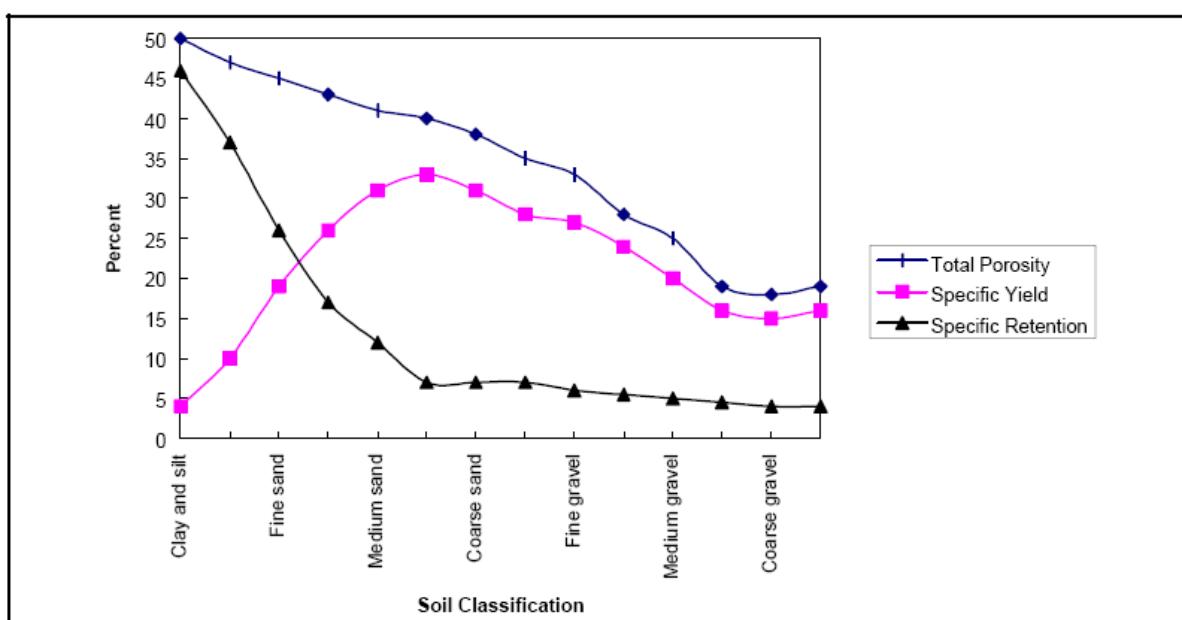
چون حجم فضاهای خالی برابر با مقدار آب قابل زهکشی است بنابراین:

$$V_v = V_r + V_y \quad (4-8)$$

یعنی مجموع آبدھی ویژه و نگهداشت ویژه معادل تخلخل خاک می باشد.

$$\phi = Sr + Sy \quad (5-8)$$

به این ترتیب آبدھی ویژه یا تخلخل مؤثر قسمتی از تخلخل کل یک لایه آبدار را تشکیل می دهد. مقدار آبدھی ویژه در یک لایه رسوبی به اندازه دانه بندی، شکل، توزیع منافذ و تراکم لایه بستگی دارد. در یک رسوب ماسه ای با ضریب جورشدگی خوب، مقدار آبدھی ویژه ممکن است به ۳۰٪ هم برسد. شکل (۳-۸) رابطه بین آبدھی ویژه، نگهداشت ویژه و تخلخل را نسبت به دانه بندی رسوبات نشان می دهد



شکل (۳-۸) رابطه ویژگی های آبی با اندازه ذرات رسوبات در لایه آبدار

۳-۲-۴-۸ ضریب آبگذری

ضریب آبگذری^۱ یا ضریب انتقال پذیری یا قابلیت انتقال، پارامتری از یک لایه آبدار است که قابلیت عبور آب را در تمام ضخامت لایه آبدار نشان می‌دهد. در معادله دارسی اگر به جای سطح مقطع عمود بر جریان ضخامت لایه آبدار (D) و عرض آن (w) قرار گیرد، معادله زیر بدست می‌آید.

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{dh}{dl} = K \cdot W \cdot D \cdot \frac{dh}{dl} \quad (6-8)$$

در این صورت حاصل ضرب هدایت آبی در ضخامت لایه آبدار را ضریب آبگذری لایه آبدار می‌گویند. یعنی:

$$T = D \cdot K \quad m \times m/day = m^2/day \quad (7-6)$$

در این صورت معادله دارسی برای ضریب آبگذری به صورت زیر خواهد شد:

$$Q = W \cdot T \cdot \frac{dh}{dl} = W \cdot T \cdot i \quad (8-8)$$

به این ترتیب ضریب آبگذری علاوه بر هدایت آبی، ضخامت لایه آبدار را نیز نشان می‌دهد. این پارامتر یکی از مهمترین ضرایب هیدرودینامیک لایه آبدار می‌باشد.

۳-۴-۸ لایه آبدار ایده آل

لایه آبدار ایده آل^۲ برای محاسبه ذخیره آب زیرزمینی و مباحث مربوط به حرکت آبهای زیرزمینی، لایه‌های آبدار یا آبخوان‌ها را به صورت یکنواخت یا همگن^۳ و همچنین هم‌گاشت یا تک‌گاشت^۴ فرض می‌کنند.

یک لایه آبدار همگن محیطی است که در همه نقاط آن ویژگیهای هیدرولوژیکی یکسانی برای آن فرض می‌شود. در یک لایه هم گاشت، ویژگیهای آن مستقل از جهت می‌باشد یعنی در جهات مختلف مشخصات هیدرولیکی آن تفاوت ندارد. مسلماً چنین لایه‌های آبداری همگن و تک‌گاشت وجود ندارد ولی برای حل مسائل آبهای زیرزمینی ناچار به قبول چنین فرضیاتی هستیم، البته این محاسبات نتیجه قابل قبولی که تقریباً با واقعیت تطابق داشته باشد را بدست می‌دهد و عنوان یک حد متوسط از وضعیت آبخوان به حساب می‌آید.

۴-۴-۸ جریان پایدار یک بعدی آب زیرزمینی

جریان پایدار جریانی است که نسبت به زمان مشخصات آن تغییر نمی‌کند یعنی $\frac{dh}{dt} = 0, \frac{dq}{dt} = 0$

این وضعیت برای لایه آبدار تحت فشار و آزاد به صورتی است که تغییرات سطح پیزومتری و یا ایستابی را تحت الشعاع خود قرار می‌دهد. در زیر، این دو لایه مورد بررسی قرار می‌گیرد.

¹ (Transmissivity)

² Idealized Aquifer

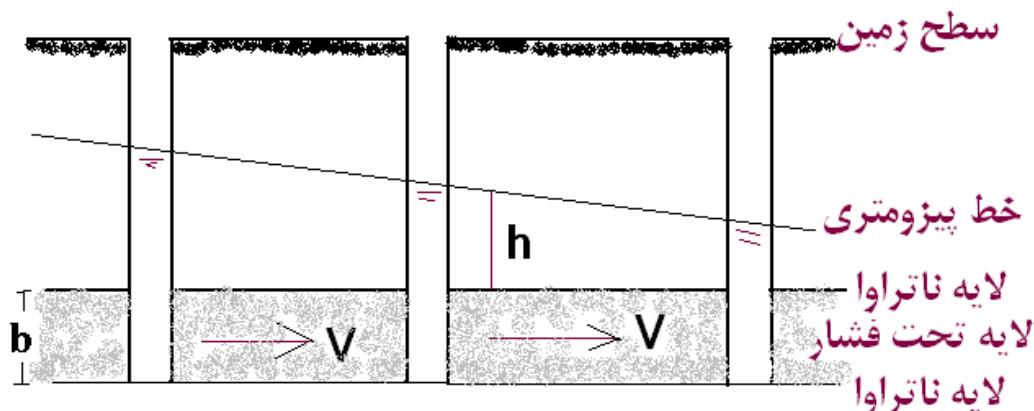
³ Homogeneous

⁴ Isotropic

۴-۴-۱- جریان پایدار در لایه تحت فشار

اگر فرض شود که سرعت جریان آب زیرزمینی در یک لایه با ضخامت یکنواخت b و در شرایط تحت فشار (محدود یا محبوس) در جهت x برابر V باشد، در آنصورت مشتق دوم نسبت به فاصله صفر خواهد شد یعنی:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = 0 \quad (9-8)$$



شکل (۴-۸) حرکت آب در یک لایه آبدار تحت فشار

اگر از معادله (۹-۸) انتگرال گرفته شود (برای به دست آوردن شیب خط سطح پیزومتری) در آن صورت ارتفاع از یک سطح مبنی و با فرض مقادیر C_1 و C_2 به عنوان ثابت‌های انتگرال گیری خواهیم داشت.

$$h = C_1 x + C_2 \quad (10-8)$$

در این معادله مبدأ سطح یک چاه پیزومتری و یا یک چاه بهره‌برداری باشد در آن صورت، ارتفاع سطح پیزومتری در سایر پیزومترها به فرض $C_2 = 0$ از رابطه بالا بدست می‌آید. در آن صورت C_1 شیب خط سطح پیزومتری است یعنی $C_1 = \frac{\partial h}{\partial x}$

مقایسه این معادله با قانون دارسی یعنی $V = -K \frac{\partial h}{\partial x}$ نشان می‌دهد که:

$$C_1 = \frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{V}{K} \quad (11-8)$$

$$h = \frac{\partial h}{\partial x} \times x + 0$$

با قرار دادن مقدار $\frac{V}{K}$ - بجای ضریب C_1 در رابطه ۱۰-۹ خواهیم داشت:

$$h = -\frac{V}{K} \times x \quad or \quad V = -\frac{K \cdot h}{x} \quad (12-8)$$

مثال ۱: اگر مقدار افت سطح ایستابی در دو چاه به فاصله ۱۰۰۰ متر حدود ۳ متر می‌باشد. زمان رسیدن مولکول آب از یک چاه به چاه بعدی را برای یک لایه همگن و ایزوتروپ در لایه آبدار تحت فشار با $K=3.5$ متر در روز و تخلخل مؤثر ۳۵ درصد را حساب کنید.

حل مسئله:

$$V = -\frac{K \cdot h}{x} = -\frac{(-3)(3.5)}{1000} = 0.0105 \text{ m/day}$$

سرعت ظاهری

$$V_a = \frac{V}{\phi} = \frac{0.0105}{0.35} = 0.03 \text{ m/day}$$

سرعت واقعی

$$t = \frac{L}{V} = \frac{1000}{0.03 \times 365} = 91/3$$

سال

۴-۴-۲- جریان پایدار در لایه آزاد

برای شرایط مشابه با لایه آبدار آزاد راه حل مستقیم لاپلاس ممکن نمی باشد. این اشکال نیز مربوط به این واقعیت است که سطح ایستابی برای شرایط دوبعدی هم با یک خط جریان نشان داده می شود. لذا برای حل این شرایط از فرض دو بؤئی-فورشهامر استفاده می شود. این فرض ها عبارتند از:

- سرعت جریان متناسب با شبیه هیدرولیکی در معادله دارسی است.

- جریان در جهت افقی و به صورت یکنواخت و در تمام ضخامت یا مقطع عمودی صورت می گیرد.

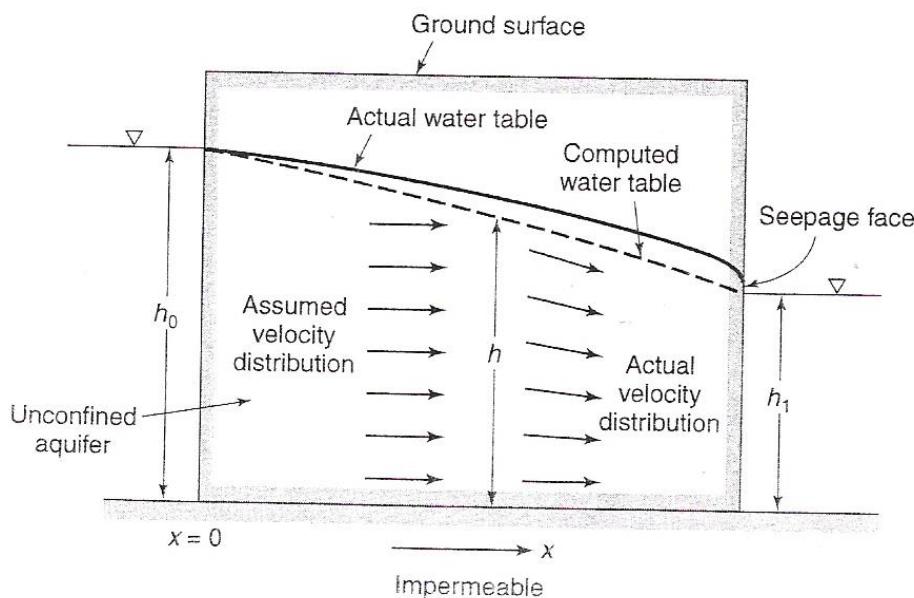
به بیان دیگر قانون دارسی که برای حل جریان یک بعدی آبهای زیرزمینی بیان شده است جهت حل سیسمهای ساده مختلف جریان جانبی یا عمودی مورد استفاده قرار می گیرد. بعضی از سیستمها دارای هر دو مسیر عمودی و افقی هستند ولی برای حل مسائل اصولاً مؤلفه جریان عمودی نادیده گرفته می شود و جریان به طور محض افقی در نظر گرفته می شود و به طور یکنواخت نسبت به عمق توزیع می شود. این فرضیات را مجموعاً فرضیه دوبؤئی و فورشهامر می گویند.

مطابق شکل (۸-۵) دبی جریان آب زیرزمینی در واحد عرض (q) در هر مقطع عمودی لایه آبدار آزاد از رابطه زیر بدست می آید.

$$q = -K \cdot h \cdot \frac{dh}{dx} \quad (13-8)$$

که در آن K هدایت آبی، h ارتفاع سطح ایستابی از سطح مبنای (لایه ناتراوا)، x جهت جریان و C عدد ثابت است، انتگرال گیری رابطه بالا نسبت به dx داریم

$$q_x = -\frac{K}{2} h^2 + C \quad (14-8)$$



شکل (۵-۸) - جهت پایدار در لایه آزاد محصور بین دو مرز عمودی

برای $x=0$ در $h=h_0$ با فرض دوبوئی به صورت زیر خواهد شد.

$$q = \frac{K}{2x} (h_0^2 - h^2) \quad (15-8)$$

این رابطه نشان می‌دهد که سطح ایستابی در لایه‌های مختلف عمودی سفره آزاد به صورت لایه‌های سهمی هستند. در این صورت شیب سطح ایستابی بین دو لایه محصور با ارتفاع h_0 و h در شکل بالا و بدون در نظر گرفتن منطقه صعود موئینگی در بالای سطح ایستابی به صورت زیر در خواهد آمد.

$$\frac{dh}{dx} = -\frac{q}{K \cdot h_0} \quad (16-8)$$

اما باید در نظر داشت که مرز $h=h_0$ یک خط جریان هم پتانسیل سیال در یک توده آب ثابت است. در این صورت سطح ایستابی در این مقطع باید افقی فرض شود. این فرض با معادله (۵-۸) همخوانی ندارد. در جهت جریان سطح ایستابی سهمی است که با رابطه (۷-۱۳) بیان می‌شود. به دلیل افزایش نسبت به شیب انحصاراً زیاد می‌شود که در آن صورت با فرض دوبوئی هم خوانی ندارد. به همین جهت پذیرفتن فرض دوبوئی در حل مسائل مربوط به لایه‌های آزاد یک تقریب ضعیفی را می‌دهد. اما فرض شیب خیلی کم باشد مقدار تاثرانت و سینوس زاویه سطح ایستابی به هم نزدیک می‌شوند و می‌توان از آن با دقت بیشتری استفاده نمود زیرا حرکت به صورت تراوش از سطح نشست می‌باشد.

مثال ۲: برای شکل (۲-۸)، فرض کنید که بین دو کanal آب یک لایه شن و گراول با هدایت آبی $K=10^{-1} \text{ cm/sec}$ وجود داشته باشد سطح آب ایستابی در کanal اول نسبت به کف $6/5$ متر، اگر سطح آب در کanal دوم 4 متر بالاتر از سطح کف لایه آبدار باشد فاصله آن از ترانشه بالایی 150 متر (معادل ضخامت لایه) باشد. مقدار شدت جریان در واحد عرض را حساب کنید.

حل مسئله:

با فرض دوپوتی برای واحد زمان جریان (عرض) داریم:

$$K = 10^{-1} \text{ cm/sec} = 86.4 \text{ m/day}$$

$$q = \frac{K}{2x} (h_0^2 - h^2) = \frac{86.4}{2(150)} (6.5^2 - 4^2) = 756 \text{ m}^2/\text{day}$$

۴-۴-۵ چاه‌ها و هیدرولیک آنها

۴-۴-۶ چاه

چاه آب در واقع حفره‌ای استوانه‌ای شکل است که به طور عمودی در زمین حفر می‌شود. تا به لایه آبدار برسد. آب زیرزمینی هم از طریق منفذ و درز و شکاف سنگ‌ها بر اساس همان قوانین که در هیدرولیک آبهای زیرزمینی به آنها اشاره گردید به درون چاه تراوش می‌کند و در آن جمع می‌شود و توسط پمپ تخلیه می‌شود.

چاه‌های آب بر اساس عمق آنها به دو دسته عمیق و کم عمق تقسیم می‌شوند. چاه‌های کم عمق توسط مقنی و چاه‌های عمیق توسط دستگاه حفاری حفر می‌شود. برخی اوقات چاه‌هایی که توسط مقنی حفر می‌شود را هم به نام چاه نیمه عمیق می‌نامند. روش‌های مختلفی برای حفاری چاه وجود دارد. انتخاب هر یک از روش‌ها بستگی به عوامل مختلفی دارد. چاه‌های دستی را در لایه‌های کم عمق و برای آبدهی نه جندان زیاد و بوسیله کلنگ، بیلچه و امثال‌هم حفر و توسط چرخ چاه به بیرون تخلیه می‌کنند. چاه‌های عمیق توسط دستگاه حفاری و به دو روش ضربه‌ای و دورانی حفر می‌کنند.

۴-۵-۲ مخروط افت

وقتی از یک چاه پمپاژ صورت می‌گیرد، آب از لایه آبدار به داخل چاه حرکت می‌کند و سطح آب درون چاه و سطح ایستابی یا پیزومتریک در اطراف چاه شروع به پایین رفتن می‌کند. مقدار پایین افتادن سطح ایستابی یا پیزومتریک را در هر نقطه نسبت به حالت اولیه افت سطح آب می‌گویند. هرچه مدت و مقدار پمپاژ بیشتر باشد، مقدار افت آن نیز بیشتر خواهد بود.

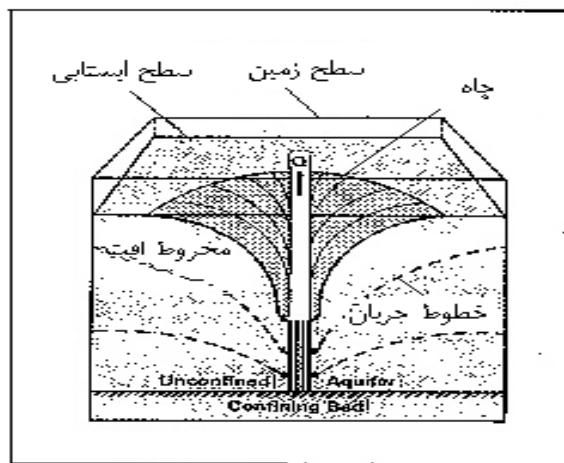
با توجه به مشخصات هیدرودینامیکی لایه آبدار و مقدار آبی که در چاه پمپاژ می‌شود، بعد از مدتی سطح آب داخل چاه ثابت می‌ماند و به عبارتی افت به حالت تعادل می‌رسد در این حالت سطح آب داخل چاه را سطح دینامیک می‌گویند. سطح اولیه چاه قبل از پمپاژ را اگر خارج از حوضه تأثیر چاه‌های مجاور باشد سطح استاتیک می‌گویند.

هر چه از محور چاهی که در حال پمپاژ است دور شویم مقدار افت سطح ایستابی یا پیزومتریک کمتر می‌شود و عبارتی شکل تغییرات سطح آب به صورت یک فرورفتگی مخروطی شکل است که به آن مخروط افت^۱ می‌گویند که رأس آن در چاه و قاعده آن در سطح ایستابی یا پیزومتریک اولیه واقع است. مطابق شکل (۴-۸) هرچه به چاه نزدیک‌تر می‌شویم گرادیان هیدرولیک و در نتیجه سرعت جریان آب به سمت چاه بیشتر می‌شود.

با گذشت زمان از شروع پمپاژ گسترش و عمیق تر شدن مخروط افت کاهش پیدا می‌کند و رشد آن آنقدر ادامه می‌یابد تا بحال تعادل برسد که در آن صورت معادله تخلیه طبیعی لایه آبدار به اندازه پمپاژ می‌رسد. حد این سطح مخروط افت را منطقه تأثیر یا سطح تأثیر^۲ و شاع آنرا شاع تأثیر آن چاه می‌گویند.

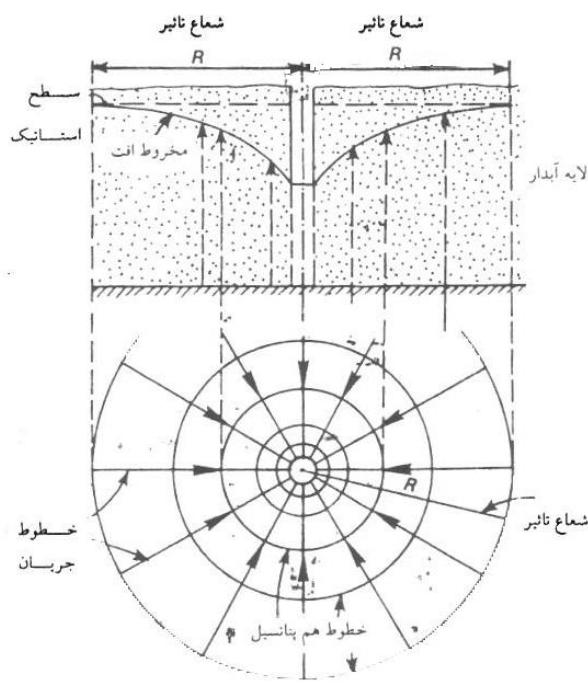
¹ Cone of Depression

² Area of influence



شکل (۶-۸) مخروط افت

تغییرات مخروط افت علاوه بر مقدار دبی و مدت زمان پمپاژ بستگی به مشخصات هیدرودینامیک لایه آبدار دارد. هر اندازه هدایت هیدرولیکی (K) و یا ضریب آبگذری (T) کمتر باشد افت در چاه بیشتر و شیب مخروط افت هم بیشتر می‌شود. بر عکس هر اندازه (T) بیشتر باشد شعاع تأثیر بیشتر و عمق مخروط افت کمتر خواهد شد. مخروط افت در اطراف یک چاه زمانی به شکل متقارن نسبت به محور چاه خواهد بود که لایه آبدار همگن و ایزوتروپ یاشد. شکل (۷-۸) مخروط افت در اطراف یک چاه در لایه آبدار آزاد را نشان می‌دهد.



شکل (۷-۸) مخروط افت در اطراف یک چاه در حال پمپاژ در سفره آزاد

معادلاتی را که برای محاسبه دبی چاهها بکار می‌رود. برای دو حالت جریان پایدار (ماندگار) و غیر پایدار (غیر ماندگار) یا رژیم موقت و متغیر در نظر گرفته می‌شود.

جريان ماندگار: يك شرایط تعادلی است که تغییر در آن نسبت به زمان بوجود نمی آید. این حالت به ندرت اتفاق می افتد مگر آنکه بعد از پمپاژ طولانی از یک چاه، سطح ایستابی یا پیزومتریک آن به حالت ثابت درآید و با تغییرات افت بسیار کم و به کندی صورت می گیرد.

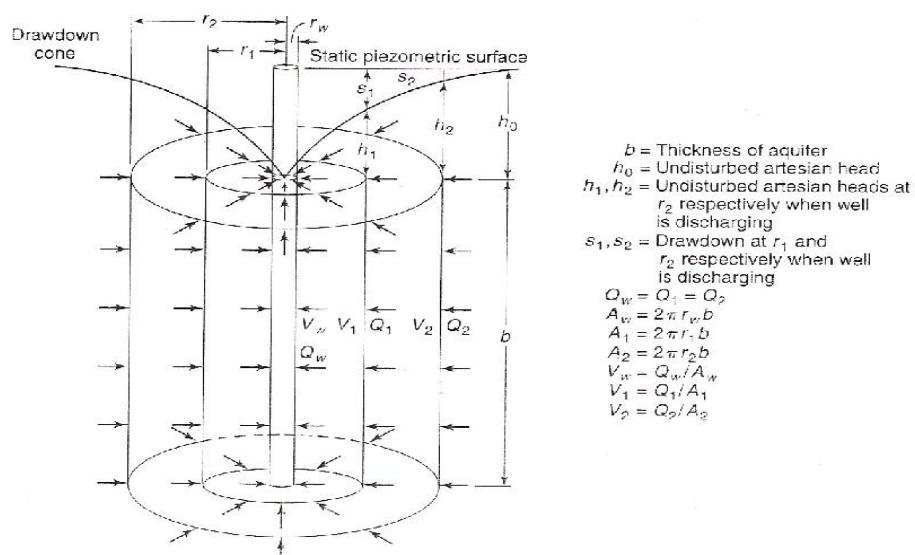
در جريان غير ماندگار افت سطح ایستابی یا پیزومتریک نسبت به زمان تغیير می کند و لذا می تواند از زمان شروع پمپاژ محاسبات را انجام داد. در معادلات جريان های شعاعی به سمت چاه فرضیات زیر در نظر گرفته می شود.

- چاه با ديبي ثابت پمپاژ می شود.
 - چاه تمام ضخامت لایه آبدار را قطع کرده و در تمام ضخامت لایه آبدار، بدن چاه (لوله گذاري) مشبك است.
 - لایه آبدار همگن، ايزوتropic، جريان فقط در جهت افقی و هیچ جريان دیگری به غير از جريان ناشی از پمپاژ وجود ندارد.
 - آب از ذخیره لایه آبدار و بر اثر افت بلاfacسله سطح ایستابی یا پیزومتریک در جريان غيرماندگار به چاه تخلیه می شود.
 - حجم آب داخل چاه در مقایسه با حجم آب استخراجی در جريان غير ماندگار ناچیز است.
- با توجه به فرضیات بالا و آنچه در صفحات قبل به آن اشاره گردید. جريان های شعاعی را در دو حالت پایدار و غير پایدار (ماندگار و غير ماندگار) در زیر بررسی می کنیم.

۴-۵-۴-۱۳ - هیدرولیک چاه در جريان ماندگار

۴-۱۳-۴-۵-۱- جريان پایدار در لایه تحت فشار

برای لایه آبدار اطراف يك چاه که در شرایط تحت فشار قرار دارد می توان با فرض افقی بودن جريان (فرضیه دوبوئی-فورشهامر) را در حالت ماندگار آب در لایه آبدار به گونه ای فرض کرد که آب همواره از فاصله دور به طرف چاه جريان دارد. به این ترتیب مقدار دبی حجمی جريان در امتداد سطح جانبی يك استوانه فرضی در لایه آبدار به شعاع r از محور چاه و با دبی معادل Q به سمت چاه می باشد. (مطابق شکل ۸-۸)



شکل (۸-۸) جريان آب در يك لایه آبدار تحت فشار به سمت چاه

در شکل ۷-۴ اگر فرض شود که شعاع دایره بزرگ دو برابر شعاع دایره کوچک باشد در آن صورت سطح جانبی آن نیز دو برابر ولی سرعت آن نصف خواهد شد. یعنی:

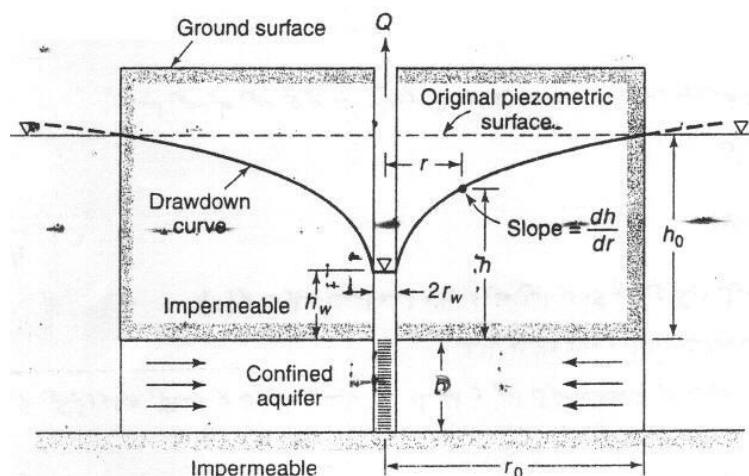
$$r_2 = 2r_1 \rightarrow A_2 = 2\pi r_2 b = 2\pi(2r_1)b, \rightarrow A_1 = 2\pi r_1 b \rightarrow A_2 = 2A_1, \rightarrow V = \frac{Q}{A}, \rightarrow V_2 = \frac{1}{2}V_1$$

بدین ترتیب جریان آبی که مطابق شکل (۹-۱۳) به طرف چاه حرکت می‌کند از سطوح جانبی استوانه‌های فرضی عبور می‌کند که این استوانه‌ها با نزدیکتر شدن به محور چاه کوچکتر می‌شوند ولی سرعت جریان با نزدیکتر شدن به چاه بیشتر می‌شود. از آنجا که مساحت جانبی استوانه فرضی معادل با $2\pi r D$ است (شعاع و D ضخامت لایه آبدار).

مقدار دبی جریان که از این سطح عبور می‌کند وارد چاه می‌شود برابر با دبی چاه (حال تعادل) خواهد بود. که با استفاده از معادله دارسی به صورت زیر می‌شود.

$$Q = A \cdot V = -2\pi r D K \cdot \frac{dh}{dr} \quad (17-8)$$

که در آن K هدايت آبی، D ضخامت لایه آبدار تحت فشار، dh/dr هم گرادیان هیدرولیکی بار پیزومتریک h در فاصله x از چاه است. بار پیزومتریک نسبت به سطح مبنای کف لایه آبدار در نظر گرفته می‌شود.



شکل (۹-۸) جریان شعاعی ماندگار از یک لایه آبدار تحت فشار به طرف چاه

رابطه بالا را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$Q = -2\pi D K \frac{r}{dr} \times dh \quad (18-8)$$

با انتگرال‌گیری از رابطه بالا و برای دو شرایط حدی در یک چاه یعنی بین دو نقطه که در فواصل مختلفی از چاه قرار دارند. r_2, r_1 بار پیزومتریک معادل h_1 و h_2 است پس خواهیم داشت.

$$Q = 2\pi D K \int \frac{r}{dr} \times dh \quad (19-8)$$

$$Q = \frac{2\pi K D (h_2 - h_1)}{\ln(\frac{r_2}{r_1})} \quad (20-8)$$

$$Q = \frac{2\pi T(h_2 - h_1)}{\ln(\frac{r_2}{r_1})} \quad (21-13)$$

که در آن $T=K.D$ ضریب آبگذری (ترانسویسته) لایه آبدار است. این معادله تعادل برای لایه تحت فشار می‌گویند. با استفاده از این معادله می‌توان مقدار Q را بر حسب مقادیر h (بار پیزومتریک) در دو فاصله متفاوت از چاه اصلی حساب کرد. اگر مقدار r_2 را آن قدر بزرگ اختیار کرد که h_2 به ارتفاع استاتیک سطح پیزومتری نزدیک شود (یعنی $h_2=h_0$ و $r_2=r_0$) در آن صورت r_0 شعاع تأثیر و $r_1=r_w$ شعاع چاه ($h_1=h_w$) معادله تعادل به صورت زیر خواهد شد.

$$Q = \frac{2\pi T(h_0 - h_w)}{\ln(\frac{r_0}{r_w})} \quad (22-8)$$

و مقدار افت بار پیزومتریک بین چاه تا شعاع مؤثر برابر خواهد بود با :

$$h_0 - h_w = \frac{Q}{2\pi T} \ln\left(\frac{r_0}{r_w}\right) \quad (23-8)$$

رابطه بالا برای وقتی اعتبار دارد که در لایه آبدار تحت فشار ارتفاع سطح آب داخل چاه بهره‌برداری و سطح پیزومتریک مجاور آن یکسان باشد. معمولاً در اثر اصطکاک یک بار اضافی ایجاد شود که در نتیجه آن سطح آب در چاه نسبت به سطح پیزومتریک مجاور بیشتر افت می‌کند.

برای یک لایه آبدار تحت فشار اگر سطح پیزومتری در هر چاه با فواصل مختلف از یک چاه بهره‌برداری که با یک دبی ثابت پمپاز می‌شود در دسترس باشد برای حالتی که سطح پیزومتر در چاه (h_w) ثابت فرض شود می‌توان مقدار ضریب آبگذری (K) را از رابطه زیر بدست آورد.

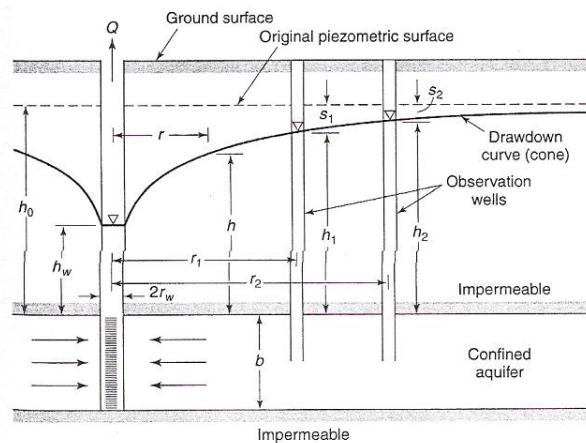
$$T = K.D = \frac{Q}{2\pi(h_2 - h_1)} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (24-8)$$

اگر به جای بار پیزومتری، مقدار افت سطح پیزومتری در دو چاه پیزومتری در رابطه بالا قرار گیرد معادله به صورت زیر خواهد شد.

$$T = \frac{Q}{2\pi(S_1 - S_2)} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (25-8)$$

برای تبدیل لگاریتم نپرین به لگاریتم اعشاری از رابطه $\ln N = 2.3025 \log_{10} N$ می‌توان استفاده کرد.

مثال ۴: در یک چاه در لایه آبدار تحت فشاری به ضخامت ۲۵ متر وجود دارد بعد از یک پمپاز طولانی مدت دبی پمپاز به ۰/۰۵ متر مکعب در ثانیه رسیده است. مقدار افت سطح پیزومتریک در دو چاه پیزومتری به فواصل ۵۰ و ۱۵۰ متر از چاه در حال پمپاز به ترتیب ۳ و ۱/۲ متر می‌باشد. صرایب هیدرودینامیکی لایه آبدار تحت فشار را حساب کنید.



حل مسئله: فرضیات مسئله به صورت زیر است.

$$Q = 0.05 \text{ m}^3 / \text{s} = 4320 \text{ m}^3 / \text{day} \quad D = 25 \text{ m}$$

$$\begin{aligned} r_2 &= 150 \text{ m}, & S_2 &= h_0 - h_2 \quad \Rightarrow \quad S_1 - S_2 = h_2 - h_1 = 3 - 1.2 = 1.8 \text{ m} \\ r_1 &= 15 \text{ m}, & S_1 &= h_0 - h_1 \end{aligned}$$

$$K = \frac{Q}{2\pi D(h_2 - h_1)} \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) = \frac{4320}{2\pi(25)(1.8)} \ln\left(\frac{150}{15}\right) = 16.8 \text{ m/day} \quad \text{حل:}$$

$$T = K \cdot D = 16.8 \times 25 = 420 \text{ m}^2 / \text{day}$$

مثال ۵: چاهی به قطر یک متر در یک لایه آبخوانی تحت فشار به ضخامت ۳۰ متر حفر شده است. وقتی پمپاژ از این چاه با شدت ۱۱۳ مترمکعب در ساعت وجود داشته، مقدار افت سطح پیزومتریک در فاصله ۱۵ متری معادل $1/8$ متر و در چاه دیگری به فاصله ۵۰ متر برابر با $0/5$ متر است. سطح ایستابی در چاه در حال پمپاژ برای شرایط ماندگار و میزان افت آن پس از شروع پمپاژ را به طور تقریب حساب کنید. همچنین مقدار ضریب آبگذری (T) ابخوان و شعاع تأثیر چاه را در آن حساب کنید. فرض کنید سطح ایستابی اولیه ۴۰ متر بالاتر از سطح مبنا می باشد.

حل مسئله:

$$Q = 113 \text{ m}^3 / \text{hr} = 2712 \text{ m}^3 / \text{day}$$

$$K = \frac{Q}{2\pi D(S_1 - S_2)} \ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right) = \frac{2712}{2\pi(30)(1.8 - 0.5)} \ln\left(\frac{50}{15}\right) = 13.3 \text{ m/day}$$

$$T = K \cdot D = 13.3 \times 30 = 400 \text{ m}^2 / \text{day}$$

$$S_2 = h_0 - h_z \quad \rightarrow \quad h_2 = h_0 - S_2 = 40 - 1.5 = 39.5$$

$$h_w = h_2 - \frac{Q}{2\pi K D} \ln\left(\frac{r_2}{r_w}\right) = 39.5 - \frac{2712}{2\pi(13.3)(30)} \ln\left(\frac{50}{0.5}\right) \quad \text{تراز سطح چاه}$$

$$h_w = 34.5 \text{ m}$$

$$S_w = h_0 - h_w = 40 - 34.5 = 5.5 \quad \text{افت سطح چاه}$$

$$T = K \cdot D = \frac{Q}{2\pi(h_2 - h_1)} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

با مرتب کردن این معادله برای شعاع تأثیر $r_0 = r_2$ خواهیم داشت

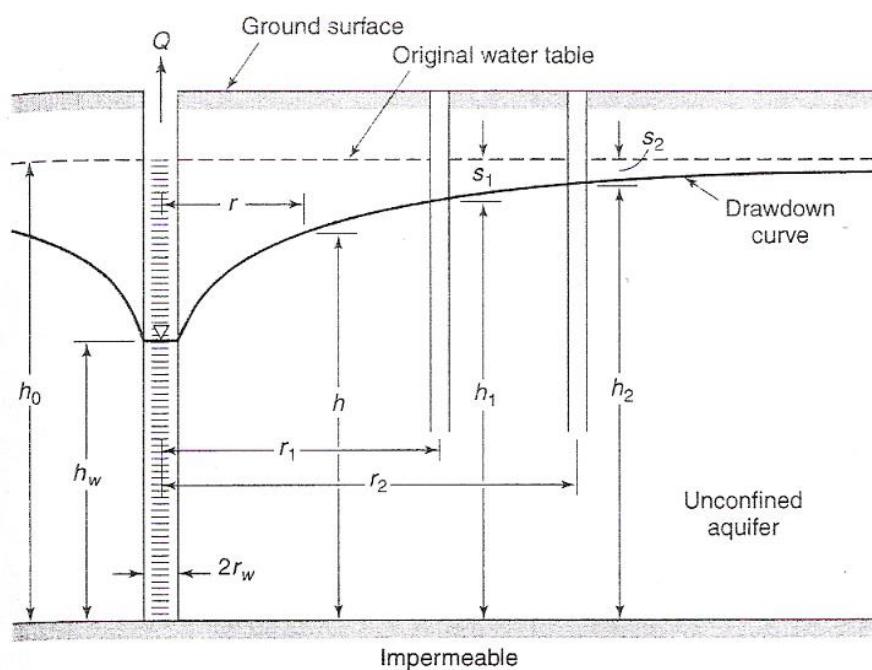
$$r_0 = r_1 \exp \left[\frac{2\pi K D (h_0 - h_1)}{Q} \right]$$

$$r_0 = (15) \exp \left[\frac{2\pi (13.3)(30)(40 - 38.2)}{2712} \right] = 79m$$

شعاع تأثیر چاه در لایه تحت فشار بررسی

۴-۸-۲-۴-۵-۴-۶- جریان پایدار در لایه آزاد

در لایه آزاد جریان آب به طرف چاه با ضخامت ثابت D نخواهد بود بلکه ارتفاع سطح ایستابی در مرز پایینی لایه آبدار قرار می‌گیرد و به جای D مقدار h قرار می‌گیرد (شکل ۱۰-۸).



شکل (۱۰-۸) جریان آب در یک لایه آبدار آزاد به طرف چاه

$$dq = dA \times V \Rightarrow q = 2\pi \cdot r \cdot h \cdot K \left(\frac{dh}{dr} \right) \quad (۲۸-۸)$$

$$dq = 2\pi K \cdot r \cdot h \cdot \left(\frac{dh}{dr} \right) \quad (۲۹-۸)$$

با انتگرال گیری در فاصله r_1 و r_2 و h_1 و h_2 مطابق شکل (۱۰-۶) رابطه (۲۹-۸) بدست خواهد آمد.

$$Q = 2\pi K \int \frac{r}{dr} \times h \cdot dh \quad (۳۰-۸)$$

$$Q = 2\pi K \left[\frac{1}{\ln(\frac{r_2}{r_1})} \times \frac{1}{2} (h_2^2 - h_1^2) \right] \quad (۳۱-۸)$$

$$Q = \frac{\pi K(h_2^2 - h_1^2)}{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} \quad (32-8)$$

در لایه آبدار آزاد حتی اگر چاهها بخوبی تجهیز شوند و لوله گذاری مشبک بخوبی انجام شده باشد (که افت ناشی از اصطکاک به حداقل برسد) باز هم ارتفاع سطح آب در چاه در حال پمپاژ کمتر از ارتفاع سطح ایستابی چاه پیزومتری مجاور خواهد بود و همواره یک سطح تراوش بین سطح ایستابی و سطح آب داخل چاه در دیواره چاه بوجود می‌آید که از آن محل آب لایه به داخل چاه تراوش می‌کند.

در لایه آبدار آزاد هم اگر r_2 را آنقدر بزرگ کرد تا به r_0 یعنی شعاع مؤثر چاه برسد که $h_0 = h$ میباشد و r_1 را هم شعاع چاه (rw) در نظر گرفته شود با یک خطای حدود ۱ تا ۲ درصد معادله تعادل در لایه آزاد به صورت زیر در خواهد آمد.

$$Q = \pi K \left(\frac{h_0^2 - h_w^2}{\ln\left(\frac{r_0}{r_w}\right)} \right) \quad (33-8)$$

در این صورت مقدار (K) هدایت هیدرولیکی یک لایه آزاد را با استفاده از آزمایش پمپاژ با دبی Q و ارتفاع پیزومتریک در پیزومتر به فاصله r_1 معادل h_1 و در پیزومتر به فاصله r_2 از چاه اصلی به مقدار h_2 از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$K = \frac{Q}{\pi(h_2^2 - h_1^2)} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (34-8)$$

و مقدار ضریب آبگذری^۱ به طور تقریب از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$T \cong K \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} = K \cdot \bar{h} \quad (35-8)$$

اگر در رابطه (34-8) بجای ارتفاع بار پیزومتریک (یعنی h_2 و h_1) مقدار افت سطح ایستابی را نسبت به سطح ایستابی اولیه (یعنی S_1 و S_2) قرار دهیم خواهیم داشت.

$$T = K \cdot h_0 = \frac{Q}{2\pi(S_1 - \frac{S_1^2}{2h_0}) - (S_2 - \frac{S_2^2}{2h_0})} \times \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (36-8)$$

مثال ۶: چاهی به شعاع ۱۰۰ متر که به خوبی در یک لایه آبدار آزاد به ضخامت ۵۰ متر و هدایت آبی ۳۰ متر در روز حفر شده و تمام ضخامت لایه آبدار را هم قطع می‌کند. این چاه با دبی ثابت پمپاژ می‌شود تا آن که سطح آب داخل چاه در ارتفاع ۴۰ متری بالای کف چاه ثابت شود. اگر شعاع تأثیر چاه ۱۰۰۰ متر فرض شود و تراز آب داخل چاه و مجاور آن یکسان باشد، مقدار دبی چاه را حساب کنید.

فرضیات:

$$H_0 = 50 \text{ m} \quad r_0 = 1000 \text{ m} \quad h_w = 40 \text{ m}$$

$$Rw = 0.1 \text{ m} \quad K = 30 \text{ m/day}$$

حل مسئله:

^۱ Transmissivity

$$Q = \frac{\pi K(h_0^2 - h_w^2)}{\ln\left(\frac{r_0}{r_w}\right)} = \frac{\pi(30)(50^2 - 40^2)}{\ln\left(\frac{1000}{0.1}\right)} = 9180 m^3/day$$

مثال ۷: تراز سطح ایستابی در یک آخون آزاد قبل از پمپاژ چاهی که در آن حفر شده است معادل ۲۵ متر بوده است. بعد از یک پمپاژ طولانی مدت با شدت ثابت ۰/۰۵ متر مکعب در ثانیه، افت سطح تراز ایستابی در دو چاه پیزومتری به فاصله ۵۰ و ۱۵ متر در چاه بهره‌برداری به ترتیب ۳ و ۱/۲ متر شده است. هدایت آبی و شعاع تأثیر چاه را در اثر پمپاژ در این آخون حساب کنید.

فرضیات:

$$Q=0.05 m^3/s = 4320 m^3/day$$

$$h_0=25 \text{ m}$$

$$r_1=50 \text{ m}, r_2=150 \text{ m}$$

$$S_1=3 \text{ m}, S_2=1.2 \text{ m}$$

$$h_1=h_0-S_1=25-3=22 \text{ m}$$

$$h_2=h_0-S_2=25-1.2=23.8 \text{ m}$$

حل مسئله

$$K = \frac{Q}{\pi(h_2^2 - h_1^2)} \ln \frac{r_2}{r_1} = \frac{4320}{\pi(23.8^2 - 22^2)} \ln\left(\frac{150}{50}\right) = 18.3 m/day$$

$$r_0 = r_1 \exp\left[\frac{\pi K(h_0^2 - h_1^2)}{Q}\right] = (50) \exp\left[\frac{(18.3)\pi(25^2 - 22^2)}{4320}\right] = 327 \text{ m}$$

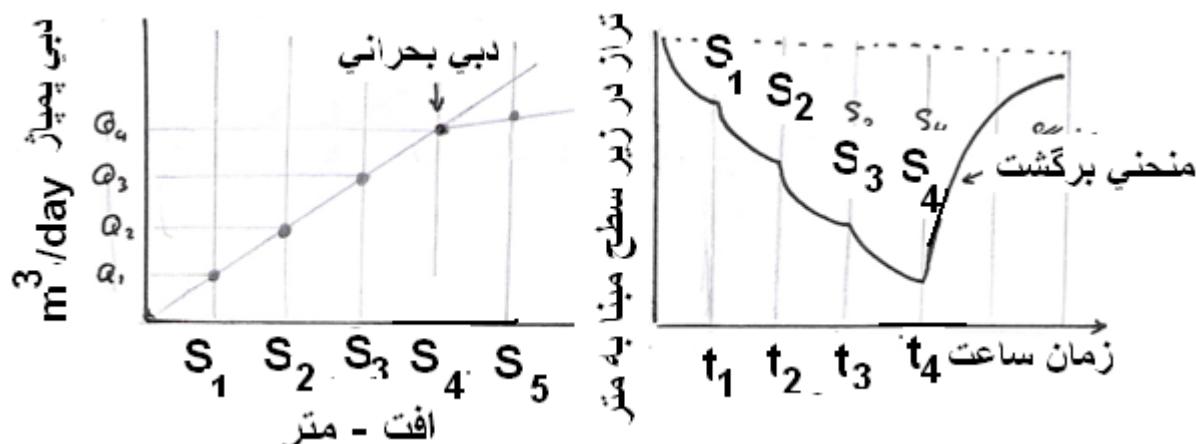
۴-۵-۵ تعیین میزان آبدی مطمئن چاه

بعد از انجام عملیات تکمیلی چاه، بایستی آبدی چاه و مقدار افت سطح ایستابی در اثر پمپاژ را آزمایش کرد تا بر اساس آن نوع و قدرت پمپ تعیین شود. تعیین قدرت موتور، عمق قرار دادن پمپ و تعیین قیمت وسائل پمپاژ و امثال‌هم بعد از آزمایش آبدی معلوم می‌شود.

با برداشت آب از یک چاه، تراز آب در چاه پایین می‌رود، شیب هیدرولیکی در اطراف چاه زیاد می‌شود و آب با سرعت زیادتری از لایه آبدار وارد چاه می‌شود و اگر سرعت زیاد شود جریان متلاطم و سبب حرکت ذرات دانه ریز به داخل چاه می‌شود. بنابراین باید سرعت ورود آب به داخل چاه از یک حدی تجاوز نکند این حد سرعت را سرعت بحرانی می‌گویند. میزان آبدی چاه را به ازاء رسیدن سرعت بحرانی را دبی بحرانی یا دبی حداکثر می‌گویند.

برای محاسبه عملی دبی بحرانی در نتایج آزمایش افت پله‌ای استفاده می‌شود. در آزمون افت پله‌ای، چاه با دبی معینی پمپاژ می‌شود و آن قدر با دبی ثابت پمپاژ می‌شود تا سطح آب در چاه ثابت باقی بماند. با تغییر دور موتور این عمل چندین بار تکرار می‌شود. در هر بار دبی و افت کلی اندازه‌گیری می‌شود. سپس منحنی تغییرات دبی با افت کل مطابق شکل (۸-۱۱) رسم می‌شود.

قسمت‌های اولیه نقاط دبی در مقابل افت به صورت خطی است. از لحظه‌ای که از خط راست منحرف می‌شود، دبی بحرانی شروع می‌شود. معمولاً در چنین حالت برای تعیین دقیق دبی پمپاژ، زمان لازم برای پر کردن یک حجم معین از آب اندازه‌گیری می‌شود و با تقسیم این حجم بر زمان دبی متوسط در چنین حالی محاسبه می‌شود.



شکل (۱۱-۸) منحنی تغییرات تراز نسبت به زمان و دبی پمپاژ نسبت به افت

فصل نهم: رواناب سطحی

۱-۹- کلیات

هرگاه شدت بارندگی از ظرفیت نفوذ آب به داخل خاک بیشتر باشد بخشی از آب حاصله از بارندگی در سطح حوضه باقی می‌ماند. این آب پس از پر کردن گودیهای سطح زمین (که به آن چالاب گفته می‌شود) در امتداد شیب زمین جریان پیدا کرده و از طریق شبکه آبراهه‌ها و سپس رودخانه اصلی از حوضه خارج می‌گردد. به این بخش از بارندگی (که می‌توان مقدار آن را در رودخانه‌ها اندازه‌گیری کرد) رواناب سطحی^۱ می‌گویند. با توجه به اینکه خصوصیات حوضه نسبتاً ثابت است قاعده‌تاً بین بارندگی و رواناب می‌توان یک رابطه مستقیم انتظار داشت. بطوری که اگر برای چند سال متولی بارندگی سالانه حوضه و روانابی را که از آن خارج شده است اندازه‌گیری کرده باشیم می‌توان مختصات نقاط مربوط را نسبت به هم در یک دستگاه محور مختصات رسم کرده و برای آنها یک خط یا منحنی را برازش داد. مثلاً در شکل (۱-۹) رابطه بین بارندگی سالانه (سانتی‌متر) و رواناب سالانه (سانتی‌متر) برای یک حوضه آزمایشی بر اساس داده‌هایی که در سال-های مختلف جمع آوری شده بصورت نمودار رسم شده است. پراکندگی نقاط نسبت به این خط به دلیل تغییراتی است که در شدت بارندگی و وضعیت رطوبتی خاک‌های حوضه قبل از شروع بارندگی‌ها و یا تغییرات سطح حوضه داشته است. از روی شیب خط مذکور که در این شکل ۵۷٪ می‌باشد می‌توان رابطه ریاضی بین بارندگی P و رواناب R را بدست آورد. در این شکل دیده می‌شود که این خط از مرکز مختصات عبور نکرده است بلکه دارای عرض از مبدأ ۲۴ سانتی‌متر است. یعنی در سال‌هایی که بارندگی کمتر از ۲۴ سانتی‌متر بوده، عالم رواناب وجود نداشته است. رابطه رواناب و بارندگی بر اساس نموداری که در شکل ۱-۹ رسم شده است از نظر ریاضی بصورت زیر می‌باشد.

^۱ Surface run-off

$$R = \frac{1}{S'}(P - P_a) \quad (1-9)$$

در این معادله:

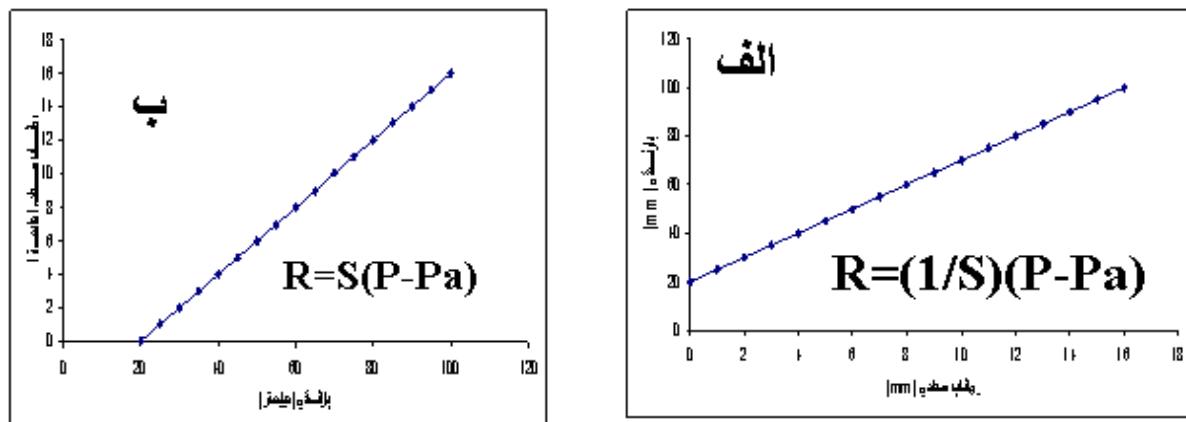
R =ارتفاع سالانه رواناب بر حسب سانتی متر

S' =شیب خط

P =بارندگی سالانه بر حسب سانتی متر

a =عرض از مبدأ

در شکل ۱-۹ ب معادله خط را به صورت $R=0.57(P-24)$ نیز می‌توان نوشت. مثلاً اگر مقدار باران متوسط در یک سال ۲۴ سانتی‌متر باشد، مقدار رواناب از روی این معادله $5/7$ سانتی‌متر تخمین زده می‌شود. استخراج چنین رابطه‌هایی برای حوضه‌ها در هیدرولوژی با اهمیت بوده و می‌تواند از نظر تخمین برآورد سالانه رودخانه‌ها مفید باشد. اما بدست آوردن این نوع رابطه تنها در صورتی امکان‌پذیر است که داده‌های اندازه گیری شده بارندگی و رواناب در حوضه وجود داشته باشد.



شکل ۱-۹- رابطه بین بارندگی و رواناب سطحی

۲-۹- ارتفاع رواناب

رواناب حاصله از بارندگی را می‌توان بر حسب ارتفاع یا حجم توصیف کرده و آن را به روش‌های مختلف برآورد نمود که به پاره ای از آنها در زیر اشاره می‌شود.

۱-۲-۹ ضریب رواناب

برای برآورد سریع تخمین رواناب از ضریب رواناب حوضه، که به عنوان درصدی از بارندگی است، و فرمول ساده زیر استفاده می‌شود:

$$R = C \cdot P \quad (2-9)$$

که در آن C ضریب رواناب، P مقدار ارتفاع بارندگی و R مقدار ارتفاع رواناب است. ضریب رواناب بستگی به خصوصیات فیزیکی حوضه داشته و مقدار آن را می‌توان از جدول (۱-۹) و یا (۲-۹) تخمین زد.

جدول ۹-۱- ضریب رواناب C بر اساس نوع کلی حوضه (Mutregya, 1990)

حدود ضریب رواناب	نوع حوضه
۰.۳-۰.۵	شهری
۰.۰۵-۰.۲	جنگلی
۰.۹	مناطق تجاری و صنعتی
۰.۰۵-۰.۴	پارک، مزرعه و چراگاه
۰.۸۵	اسفالت و پیاده روی بتنی

جدول ۹-۲- ضریب رواناب C در حوضه های مختلف شهری و غیر شهری

در صد شبیب زمین			نوع پوشش سطح حوضه	در صد شبیب زمین			نوع پوشش سطح حوضه
-۳۰	-۱۰	-۵		-۳۰	-۱۰	-۵	
۱۰	۵	۰	اراضی مرتعی با				اراضی شهری با:
۰/۲۲	۰/۱۶	۰/۱	خاک شنی لومی	-	۰/۵۰	۰/۴	۳۰ درصد اسفالت
۰/۶۰	۰/۵۵	۰/۳	خاک رسی لومی	-	۰/۶۵	۰/۵۵	۵۰ درصد اسفالت
۰/۶۰	۰/۵۵	۰/۴	خاک رسی سنگین	-	۰/۸۰	۰/۶۵	۷۰ درصد اسفالت
			اراضی جنگلی با				اراضی کشاورزی با
۰/۵۲	۰/۴	۰/۱	خاک شنی لومی	۰/۳	۰/۲۵	۰/۳	خاک شنی لومی
۰/۷۲	۰/۶	۰/۳	خاک رسی لومی	۰/۵	۰/۳۵	۰/۵	خاک رسی لومی
۸۲/۰	۰/۷	۰/۴	خاک رسی سنگین	۰/۶	۰/۵۰	۰/۶	خاک رسی سنگین

استرانگ^۱ با استفاده از داده های موجود در ایالت ماهاراشترا در هند جدولی را بر اساس نسبت بین باران و رواناب در شرایط مختلف رطوبتی حوضه مطابق جدول ۹-۳-۹ ارایه نموده است. در مواردی که اطلاعاتی در دست نباشد از این جدول برای تخمینی از حدود ارتفاع رواناب بر اساس بارش روزانه می توان استفاده کرد.

¹ Strange

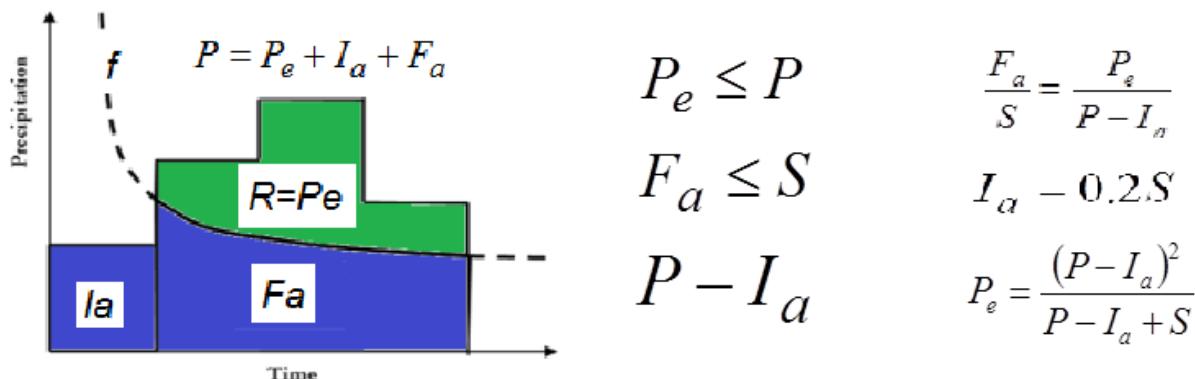
جدول (۳-۹) جدول استرانگ برای برآورد ارتفاع رواناب روزانه (Mutregya, 1990)

درصد و مقدار رواناب شرایط رطوبتی مرتبط		درصد و مقدار رواناب شرایط رطوبتی نیم مرتبط		درصد و مقدار رواناب درشرایط رطوبتی خشک		باران روزانه mm
ارتفاع رواناب mm	درصد	ارتفاع رواناب mm	درصد	ارتفاع رواناب mm	درصد	
۰.۳۵	۷	۰.۲۰	۴	-	-	۵
۱.۰۰	۱۰	۰.۵۰	۵	۰.۱۰	۱	۱۰
۳.۰۰	۱۵	۱.۸۰	۹	۰.۴۰	۲	۲۰
۴.۵۰	۱۸	۲.۷۵	۱۱	۰.۷۵	۳	۲۵
۶.۰۰	۲۰	۳.۹۰	۱۳	۱.۲۰	۴	۳۰
۱۱.۲۰	۲۸	۷.۲۰	۱۸	۲.۸۰	۷	۴۰
۱۷.۰۰	۳۴	۱۱.۰۰	۲۲	۵.۰۰	۱۰	۵۰
۲۴.۶۰	۴۱	۱۶.۸۰	۲۸	۸.۴۰	۱۴	۶۰
۳۳.۶۰	۴۸	۲۳.۱۰	۳۳	۱۲.۶۰	۱۸	۷۰
۴۹.۰۰	۵۲	۲۷.۷۵	۳۷	۱۵.۰۰	۲۰	۷۵
۴۴.۰۰	۵۵	۳۱.۲۰	۳۹	۱۷.۶۰	۲۲	۸۰
۵۵.۸۰	۶۲	۳۹.۶۰	۴۴	۲۲.۵۰	۲۵	۹۰
۷۰.۰۰	۷۰	۵۰.۰۰	۵۰	۳۰.۰۰	۳۰	۱۰۰

توضیح: با توجه به شرایط مطلوب و یا نامطلوب حوضه از نظر زمین شناسی می‌توان تا ۲۵ درصد از این مقدار را اضافه و یا کم کرد.

۲-۲-۹ روش حفاظت منابع طبیعی آمریکا

از جمله روش‌های معمول در هیدرولوژی روش پیشنهادی سازمان حفاظت منابع طبیعی آمریکا (SCS یا NRCS سابق) است که برای حوضه‌هایی که در آنها داده‌های اندازه گیری دبی رواناب وجود ندارد، بکار می‌رود. در روش SCS ارتفاع رواناب حاصله از یک بارندگی بصورت زیر نشان داده می‌شود.



شکل ۲-۹- نمایش هیتوگراف بارش و منحنی شدت نفوذ در رابطه بارش- رواناب

با توجه به شکل (۲-۹) و بر پایه نسبت تشابه $\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{P - I_a}$ و در نظر گرفتن $I_a = 0.2 S$ مقدار $R = P_e$ به صورت زیر محاسبه می شود:

$$R = P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{(P + 0.8S)} \quad (3-9)$$

که در آن:

P_e یا R بارش مازاد یا ارتفاع رواناب بر حسب اینج
 P ارتفاع بارندگی بر حسب اینج

S عامل مربوط به نگهداشت آب در سطح زمین است که مقدار آن به اینج برابر است با:

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (4-9)$$

در این معادله CN شماره منحنی مربوط به مقدار نفوذ آب در حوضه می باشد. شماره منحنی (CN) برای وضعیت های مختلف حوضه های شهری است که از جدول مربوطه استخراج می شود. سپس با داشتن مقادیر بارندگی (P) و شماره منحنی حوضه (CN) می توان از روی معادلات فوق ارتفاع رواناب را بدست آورد.

در این روش بایستی ابتدا با توجه به ویژگی های خاک و بخصوص مقدار نفوذپذیری آن مطابق جدول ۴-۹، گروه هیدرولوژیکی خاک تعیین شود. چهار گروه هیدرولوژی ب شرح زیر تعریف شده است:

گروه A : خاکهای شنی عمیق، خاکهای ناپیوسته عمیق و خاکهای لومی با دانه بندی مناسب

گروه B : خاکهای لومی شنی و خاکهای ناپیوسته کم عمق

گروه C : خاکهای لومی رسی، لوم شنی کم عمق، خاکهای با مواد آلی کم و خاکهای با مواد رسی زیاد

گروه D : خاکهای سنگین رسی، خاکهای شور و خاکهای که با مقدار آب کم ماندابی می شوند.

جدول ۴-۹- مقادیر حداقل نفوذ برای گروه‌های مختلف خاک

گروه	حداقل نفوذپذیری (سانتی متر در ساعت)
A	۱۱/۵ تا ۷/۵
B	۷/۵ تا ۳/۸
C	۲/۸ تا ۱/۳
D	۰ تا ۱/۳

مقدار CN برای هر گروه هیدرولوژیکی با توجه به کاربری اراضی مطابق جدول (۵-۹) تعیین می‌گردد. با تعیین مقدار CN و S می‌توان مقدار روان آب (Pe) حاصل از هر مقدار بارش (P) در آن حوزه را بدست آورد. مقدار CN و در نتیجه S برای هر قسمت از حوضه با توجه به نوع خاک آن تعیین و سپس در کل حوضه به طور وزنی متوسط‌گیری می‌شود.

جدول (۵-۹) برای حالت متوسط از نظر شرایط رطوبت پیشین می‌باشد. این شرایط بر پایه مقدار تجمعی بارش در ۵ روز قبل از رویداد بارش مورد بررسی برای دو فصل خواب و رویش گیاهان مطابق جدول شماره (۶-۶) ارایه شده است. برای تبدیل CN از شرایط متوسط به شرایط مرطوب و خشک از روابط زیر استفاده می‌شود.

$$CN_I = \frac{4.2 \times CN_{II}}{10 - 0.058 \times CN_{II}} \quad (5-9)$$

$$CN_{(III)} = \frac{23 \times CN_{(II)}}{10 + 0.13 \times CN_{(II)}} \quad (6-9)$$

روش CN در اصل یک روش قطعی ۱ است که می‌توان از آن به صورت احتمالی هم استفاده کرد. یعنی اگر بجای P ارتفاع بارانی با دوره بازگشت T قرار گیرد، ارتفاع رواناب هم با همان دوره بازگشت برآورد می‌شود.

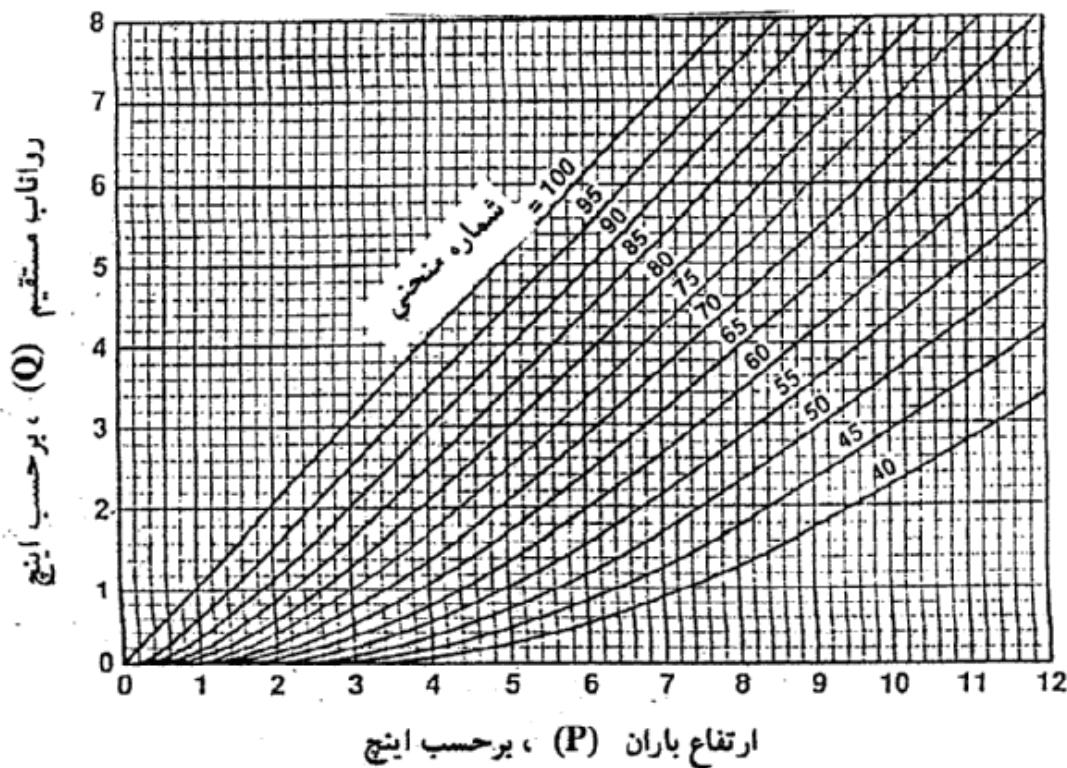
رابطه بین بارندگی و رواناب برخلاف تصور همیشه خطی نیست مگر اینکه نگهداشت سطحی (S) در حوضه ناچیز باشد ($CN=100$) که در این صورت منحنی (رابطه بارندگی-رواناب) از مرکز مختصات نیز می‌گذرد، اما برای حوضه‌هایی که در آن‌ها نگهداشت سطحی زیاد است اولاً این رابطه بصورت یک منحنی نمایی است، ثانیاً با افزایش شاخص S منحنی از مرکز مختصات نیز فاصله گرفته و بخش زیادی از بارندگی بدون آنکه جاری شود در سطح حوضه نگهداشته می‌شود.

در صورتی که در فرمول (۳-۹) مقدار P بر حسب میلی‌متر باشد و بخواهیم R نیز بر حسب میلی‌متر محاسبه شود در آن صورت لازم است که نیز بر حسب میلی‌متر باشد در این صورت مقدار S برابر خواهد بود با:

$$S = \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \times 25.4 \quad (7-9)$$

^۱ Deterministic

برای سادگی و سرعت در برآورد ارتفاع رواناب، منحنی‌های مطابق شکل (۳-۹) برای این روش ارایه شده است.



شکل (۳-۹) رابطه بین بارش تجمعی و روان آب تجمعی برای مقادیر مختلف CN

جدول (۵-۹) شماره منحنی برای حوضه‌های شهری (SCS, ۱۹۸۶)

شماره منحنی برای گروههای هیدرولوژیکی خاک				نوع پوشش
D	C	B	A	نوع پوشش و شرایط هیدرولوژیکی
				مناطق شهری کاملاً توسعه یافته (فضای سبز ایجاد شده است).
				مناطق باز (فضای سبز، پارکها، زمینهای گلف) قبرستان ها وغیره
۸۹	۸۶	۷۹	۶۸	شرایط بد (پوشش علفی $> 1.50\%$)
۸۴	۷۹	۶۹	۴۹	شرایط متوسط (پوشش علفی $1.50\% \geq \text{ن} \geq 0.75\%$)
۸۰	۷۴	۶۱	۳۹	شرایط خوب (پوشش علفی $< 0.75\%$)
				سطوح نفوذناپذیر
۹۸	۹۸	۹۸	۹۸	پیاده روهای پارکینگ، پشت بامها، جاده ها وغیره (با استثنای حاشیه)
				جاده ها و خیابان ها
۹۸	۹۸	۹۸	۹۸	پیاده روهای آسفالت با آبراهه های دفع رواناب (با استثنای حاشیه)
۹۳	۹۲	۸۹	۸۳	پیاده رهای رویاز (شامل حاشیه)
۹۱	۸۹	۸۰	۷۶	جاده شوسه (شامل حاشیه)
۸۹	۸۷	۸۲	۷۲	جاده خاکی (شامل حاشیه)
				مناطق بدون پوشش شهری
۸۸	۸۵	۷۷	۶۳	مناطق بدون پوشش طبیعی (فقط مناطق نفوذناپذیر)
۹۶	۹۶	۹۶	۹۶	مناطق بدون پوشش مصنوعی (مناطق بیابانی نفوذناپذیر ، مناطق شهری با پوشش ۱ تا ۲ اینچ شن و یا ماسه)
				محدوده های شهری
۹۰	۹۴	۹۲	۸۹	مناطق تجاری
۹۳	۹۱	۸۸	۸۱	مناطق صنعتی
				مناطق مسکونی با متوسط قطعات (بر حسب مترا مربع)
۹۲	۹۰	۸۵	۷۷	۵۰۰ یا کمتر (خانه های ویلا بین نوساز)
۸۷	۸۳	۷۵	۶۱	۱۰۰۰
۸۶	۸۱	۷۲	۵۷	۱۳۵۰
۸۵	۸۰	۷۰	۵۴	۲۰۰۰
۸۴	۷۹	۶۸	۵۱	۲۴۰۰
۸۲	۷۷	۶۰	۴۶	۲۶۰۰
				مناطق شهری توسعه یافته
۹۴	۹۱	۸۶	۷۷	مناطق جدید سطحی شده (مناطق نفوذناپذیر بدون پوشش علفی)

جدول (۶-۹) تقسیم‌بندی شرایط رطوبت پیشین در روش CN

جمع مقدار بارش ۵ روز قبل از رویداد مورد بررسی				گروه رطوبت پیشین AMC
فصل رویش گیاه		فصل خواب گیاه		
بر حسب میلی‌متر	بر حسب اینچ	بر حسب میلی‌متر	بر حسب اینچ	
کمتر از ۳۶	۱/۴	کمتر از ۱.۳	۰/۵	I خشک
۳۶-۵۴	۲/۱ - ۱/۴	۱.۳ - ۲.۳	۰/۱ - ۰/۵	II متوسط
بیش از ۵۴	۲/۱	بیش از ۲.۸	۰/۱	III مرطوب

مثال ۱-۹: مقدار رواناب حاصله از ۲ اینچ بارندگی (۵۰ میلی‌متر) روی سطح یک پارک به وسعت ۴ هکتار را که قسمت اعظم آن پوشیده از چمن می‌باشد حساب کنید وضعیت خاک این حوضه در گروه هیدرولیک B قرار گیرد و خاک به دلیل بارندگی‌های قبل مرطوب است.

حل مسئله:

شماره منحنی (CN) برای وضعیت پوشش حوضه را از جدول (۵-۹) بدست آورده که مقدار آن حدوداً برابر $CN=60$ خواهد بود. این عدد برای وضعیت رطوبتی خاک اصلاح می‌شود که برابر $CN=78$ خواهد شد. بنابراین:

$$S = \frac{1000}{78} - 10 = 2.82$$

$$R = \frac{(2 - 0.2 \times 2.82)^2}{(2 + 0.8 \times 2.82)} = 0.4845 \text{ inch} = 12.3 \text{ mm}$$

$$R = 0.4845 \text{ inch} = 12.3 \text{ mm}$$

مقدار ارتفاع رواناب $12/3$ اینچ (۱۲/۳ میلی‌متر) یا ۲۴ درصد بارندگی است. حجم رواناب برای سطح ۴ هکتار برابر است با:

$$Q = \frac{12.3}{1000} (4 \times 10000) = 492 \text{ m}^3 \quad \text{و} \quad C = \frac{12.3}{50} = 0.24$$

مقدار $0/۰$ در این مثال را ضریب رواناب^۱ می‌گویند که از تقسیم ارتفاع رواناب بر ارتفاع بارندگی بدست می‌آید.

مثال ۲-۹: مقدار CN در یک حوضه برابر ۶۹ می‌باشد. چنانچه بارندگی ۷۵ میلی‌متر باشد ارتفاع رواناب را محاسبه کنید. اگر سطح حوضه ۲۰ کیلومتر مربع باشد حجم رواناب چقدر است؟

حل مسئله:

$$CN = 69$$

$$P = 75 \text{ mm} = 3 \text{ inch}$$

^۱ Run-off coefficient

$$S = \frac{1000}{69} - 10 = 4.49$$

$$R = \frac{(3 - 0.2 \times 4.46)^2}{(3 + 0.8 \times 4.49)}$$

$$R = 0.67 \text{ inch} = 17 \text{ mm}$$

$$Q = 20 \times 10^6 \times \frac{17}{1000} = 340000 \text{ m}^3$$

مثال ۶-۹: بارانی به مدت ۶ ساعت روی حوضه هایی که شماره منحنی اراضی که ۸۰ است رخ داده است. مقادیر بارش در هر ساعت بر اساس اندازه گیری های باران نگاری مطابق اعداد ستون ۱ و ۲ جدول ۶-۹ بوده است. مقادیر بارش مازاد (رواناب) در هر ساعت را حساب کنید.

حل مسئله:

الف- ارتفاع تجمعی باران را محاسبه می کنیم (ارقام ستون ۳ جدول ۶-۹)

ب- ارتفاع بارش مازاد تجمعی را در هر دو ساعت محاسبه می کنیم (ارقام ستون ۴ جدول) مثلاً برای بارش ۴۰ میلی متر در ساعت دوم خواهیم داشت:

مقدار R (ستون ۴) را برای هر P (ستون ۳) بایستی حساب کرد.

$$S = \left(\frac{1000}{CN} - 10\right) 24.5$$

$$S = \left(\frac{1000}{80} - 10\right) 25.4 = 63.5$$

$$R = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S}$$

$$R = \frac{[40 - 0.2(63.5)]^2}{40 + 0.8(63.5)} = 8.2$$

ج- با کسر هر کدام از اعداد ستون ۴ از عدد ماقبل خود ارتفاع بارش مازاد در هر ساعت (هایتوگراف بارش مازاد) بدست می آید.

جدول (۶-۹) مرتبه مربوط به مثال ۶-۹

ارتفاع بارش مازاد (mm)	ارتفاع بارش تجمعی مازاد (mm)	ارتفاع بارش تجمعی (mm)	ارتفاع رگبار (mm)	زمان (ساعت)
.
.	.	۱۵	۱۵	۱
۸/۲	۸/۲	۴۰	۲۵	۲
۱۲	۲۰/۲	۶۰	۲۰	۳
۷	۲۷/۲	۷۰	۱۰	۴
۵/۹	۳۳/۱	۷۸	۸	۵
۴/۶	۳۷/۷	۸۴	۶	۶
۳/۱	۴۰/۸	۸۸	۴	۷
۱/۶	۴۲/۸	۹۰	۲	۸

باید توجه داشت که استفاده از فرمول های ۳-۹ تا ۵-۹ فقط مربوط به یک بارش مجاز است و نمی توان آن را فرضآ برای کل بارندگی سالانه، که در آن بارندگی ها به دفعات صورت می گیرد، بکار برد. با این وجود از آنجایی که در مناطق خشک بارش ها عمدها زمستانه و فقط در یک دوره کوتاه زمستانه صورت می گیرد. بعضی از کارشناسان فرمول های فوق را برای بارندگی سالانه نیز بکار بردند.

۴-۹- تخمین آبدھی ماهانه و سالانه حوضه

رواناب سالانه یک رودخانه یا آورد سالانه^۱ از مهمترین پارامترهایی است که بدست آوردن آن در بسیاری از پرروژه ها لازم است. این موضوع در رودخانه هایی که دارای ایستگاه اندازه گیری آب می باشند کار چندان دشواری نیست اما برآورد آن برای حوضه های فاقد ایستگاه نسبتاً مشکل است. امروزه مدل های کامپیوتری به انجام این امر کمک فراوان کرده اند اما در طرح های کوچک اگر دسترسی به این مدل ها وجود نداشته باشد می توان از روش های ساده تجربی زیر به عنوان الگو استفاده کرد.

۴-۹-۱ تخمین آبدھی با فرمول خوسلا^۲

این پژوهشگر هندی با استفاده از داده های موجود ابتدا رابطه ای را به صورت (۸-۹) برای یک رویداد بارش ارایه نموده است.

$$R = P - \frac{T}{3.74} \quad (8-9)$$

که در آن:

R = رواناب به سانتی متر

P = بارش به سانتی متر

T = دمای متوسط به سانتی گراد

سپس برای آبدھی ماهانه روابط زیر را ارایه نموده است که شاید این روش برای برآورد آبدھی در مناطق سرد کشور مناسب باشد ولی باید با داده های محلی واسنجی شود.

$$R_m = P_m - L_m \quad (9-9)$$

$$\text{if } \Rightarrow T_m > 4.5^{\circ}C \Rightarrow \text{then } \Rightarrow L_m = 5T_m \quad (10-9)$$

$$\text{if } \Rightarrow T_m < 4.5^{\circ}C \Rightarrow \text{then } \Rightarrow L_m \Rightarrow \text{fromTable}(6-9) \quad (11-9)$$

در روابط بالا:

mm = رواناب ماهانه به Rm

mm = بارش ماهانه به Pm

mm = تلفات ماهانه به Lm

Tm = متوسط دما ماهانه به درجه سانتی گراد

جدول (۸-۹) مقادیر تلفات ماهانه بر اساس دمای متوسط ماهانه برای فرمول خوسلا (مرجع)

دما متوسط ماهانه (Tm) به سانتی گراد	تلفات ماهانه (Lm) به میلی متر
-18	-12
10	12.5
-7	15
-1	18
4.5	21

¹ Water yeild

² Khola

۴-۶ تخمین آبدهی با روش جاستین

یکی از این روش‌ها که برای تخمین آورد سالانه بکار می‌رود روشی است که به نام جاستین^۱ معروف است. روش جاستین بر اساس عملکرد مشابه حوضه‌ها استوار است. در این روش ابتدا در منطقه مورد مطالعه یک حوضه آبریز را، که دارای آمار اندازه گیری آب است، انتخاب و مشخصات آن که به شرح زیر است تعیین می‌شود.

مساحت حوضه، A (کیلومتر مربع)

حداکثر ارتفاع حوضه، Hmax (کیلومتر)

حداقل ارتفاع حوضه، Hmin (کیلومتر)

آبدهی سالانه، W (میلیون متر مکعب)

متواتسط بارش سالانه در حوضه، P (سانتی متر)

متواتسط دمای سالانه هوا، T (سانتی گراد)

با در دست داشتن این مشخصات، محاسبات زیر انجام و ضریب K (که به ضریب جاستین معروف است) برای این حوضه‌ها بدست آید.

$$S = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{\sqrt{A}} \quad \text{ضریب حوضه} \quad (12-9)$$

$$R = \frac{W}{A} = \frac{\text{Wateryield}}{\text{Area}} \quad \text{ارتفاع آبدهی سالانه} \quad (13-9)$$

$$K = \frac{R(1.8T + 32)}{S^{0.155}P^2} \quad \text{ضریب جاستین} \quad (14-9)$$

پس از بدست آوردن ضریب K برای حوضه مذکور با انجام عمل عکس آبدهی سالانه (W) را برای حوضه مورد نظر (که در همان منطقه اقلیمی واقع شده است) بدست می‌آید.

مثال ۴-۶: آبدهی سالانه حوضه‌ای را در منطقه بیرون گند با مشخصات فیزیکی به شرح زیر برآورد کنید.

- مساحت حوضه 2320 km²

- حداکثر ارتفاع از سطح دریا 2787 m

- حداقل ارتفاع از سطح دریا 1100 m

- متواتسط بارش سالانه 166 mm

- دما متوسط سالانه حوضه 12.2°C

دریک حوضه دیگر به نام حوضه رودخانه سالار واقع در همین منطقه مشخصه‌های فیزیکی و آبدهی سالانه آن به شرح زیر معلوم می‌باشد:

- مساحت حوضه رودخانه سالار 2070 km²

- حداکثر ارتفاع حوضه رودخانه سالار 2700 m

¹ Justin

- حداقل ارتفاع حوضه رودخانه سالار $H_{min}=1230 \text{ m}$

- آبدھی سالانه رودخانه سالار بر اساس اندازه گیری های موجود ۴۰ میلیون متر مکعب

- متوسط بارش سالانه در حوضه سالار $P=250\text{mm}$

- متوسط دمای سالانه $T=13.7^{\circ}\text{C}$

حل مسئله:

ابتدا ضریب K را برای حوضه رودخانه سالار با استفاده از فرمول های زیر محاسبه می شود و آنرا به رودخانه مورد نظر تعمیم می دهیم.

$$S = \frac{H_{max} - H_{min}}{\sqrt{A}} = \frac{2.700 - 1.230}{\sqrt{2070}}$$

$$S = 0.03231$$

$$R = \frac{W}{A} = \frac{40 \times 10^6}{2070 \times 10^6} = 0.0193m = 1.93cm$$

$$K = \frac{R(1.8T + 32)}{S^{0.155} P^2}$$

$$K = \frac{1.93(1.8 \times 13.7 + 32)}{(0.03231)^{0.155} (25)^2} = 0.2979$$

حال با داشتن این ضریب مقدار آبدھی حوضه مورد نظر قابل محاسبه است. بدین ترتیب که با انجام عمل عکس خواهیم داشت:

$$S = \frac{H_{max} - H_{min}}{\sqrt{A}}$$

$$S = \frac{2.787 - 1.100}{\sqrt{3230}} = 0.0296$$

$$R = \frac{K(S)^{0.155} P^2}{1.8T + 32}$$

$$R = \frac{0.2979(0.02968)^{0.155}(16.6)^2}{(1.8 \times 12.2 + 32)} = 0.88cm$$

$$W=A.R$$

$$W = (3230 \times 10^6)(0.88 \times 10^6) = 27.32 \times 10^6 m^3$$

$$W=27.32 \text{ Mm}^3$$

بنابراین مقدار آورد سالانه این حوضه $\frac{27}{32} = 0.84$ میلیون متر مکعب در سال تخمین زده می شود.

در صورت عدم دسترسی به داده های اندازه گیری برای تعیین ضریب K در منطقه لازم است که برحسب وضعیت حوضه رقمی را برای آن تخمین زد.

فصل دهم: برآورد سیلاب و روندیابی آن

۱-۱۰- سیلاب طرح

در طراحی سازه‌های آبی علاوه بر حجم و یا ارتفاع رواناب حاصل از بارندگی‌ها، حداکثر شدت لحظه‌ای رواناب نیز احتیاج است. روش‌های زیادی برای برآورد حداکثر دبی ارایه شده‌است که در اینجا به چند مورد ساده آن اشاره می‌شود.

۲-۱۰ روشهای برآورد سیلاب

۱-۲-۱۰ روشناسی استدلالی

ساده‌ترین رابطه‌ای که برای تخمین حداکثر دبی رواناب می‌توان نوشت معادله استدلالی^{۱۱۴} است. چنانچه بارانی با شدت I روی حوضه باراد و مساحت حوضه معادل A باشد اگر شدت بارندگی ثابت و مدت بارندگی برابر زمان تمرکز حوضه یا بیشتر از آن باشد با فرض این که بارندگی تمام سطح A را در برگرفته باشد حداکثر دبی رواناب با توجه به ضریب رواناب C برابر خواهد بود با:

$$Q = \frac{1}{36} CiA \quad (1-10)$$

در این معادله:

I = شدت بارندگی بر حسب (سانتی متر بر ساعت) A = سطح حوضه (هکتار)

C = ضریب رواناب (از جدول ۱-۳) Q = حداکثر دبی رواناب (متر مکعب در ثانیه)

چنانچه شدت بارندگی بر حسب میلی متر در ساعت و مساحت حوضه بر حسب کیلومتر مربع باشد دبی خروجی (Q) بر حسب متر مکعب در ثانیه عبارت خواهد بود از:

$$Q = 0.278 CiA \quad (2-10)$$

مثال ۱-۱۰ از یک حوضه آبریز که خاک آن از نوع شنی لومی است بعنوان مرتع استفاده می‌شود. بارانی به شدت ۱۵ میلی متر در ساعت به مدت $1/5$ ساعت روی این حوضه می‌بارد. ارتفاع رواناب و دبی آن را محاسبه کنید. شیب اراضی حوضه ۷ درصد است و مساحت حوضه $2/5$ کیلومتر مربع می‌باشد.

حل مسئله:

با فرض این که زمان تمرکز حوضه $1/5$ ساعت باشد ابتدا از جدول ۱-۳ مقدار ضریب رواناب $C=0.16$ به دست می‌آید.

$$P = i \times t$$

$$R = C \cdot P = 0.16 \times 15 \times 1.5 = 3.6 \text{ mm}$$

و حداکثر دبی رواناب برابر است با:

$$Q = \frac{1}{36} CiA$$

$$Q = \frac{1}{36} \times 0.16 \times \frac{15}{10} \times 250 = 1.67 m^3 / sec$$

¹¹⁴ Rational method

در روش استدلالی حداکثر دبی لحظه‌ای با این فرض محاسبه می‌شود که مدت بارندگی برابر زمان تمرکز حوضه باشد. یعنی حداکثر شدت بارانی که مدت آن برابر زمان تمرکز حوضه است در فرمول لحاظ می‌شود. در غیر اینصورت دبی کمتر از مقدار فوق خواهد بود. زیرا اگر مدت بارندگی بیشتر از زمان تمرکز باشد بر اساس رابطه شدت – مدت چنین بارانی از شدت کمتری برخوردار است و لذا دبی به این دلیل کاهش می‌یابد و بر عکس اگر مدت بارندگی از زمان تمرکز کمتر باشد قبل از آنکه سطح تمام حوضه در رواناب مشارکت نماید باران خاتمه می‌یابد و لذا دبی کمتر می‌شود. لذا حداکثر دبی وقتی است که مدت بارندگی برابر زمان تمرکز باشد.

۲-۱۰ روش مدت-مساحت

روش دیگری که برای تخمین حداکثر شدت رواناب بکار بردہ می‌شود روش مدت-مساحت^{۱۱۵} است. روش مدت-مساحت در واقع حالت پیشرفته‌تر روش استدلالی است. با این روش در مواردی که شدت بارندگی در ساعت مختلف تغییر کند می‌توان با دقت بیشتری رواناب را تخمین زد. فرض کنید در یک حوضه آبریز بارانی به مدت چند ساعت باران و شدت باران در دوره‌های زمانی t (مثلاً یک ساعت) مطابق شکل ۱-۱۰ به ترتیب $i_1, i_2, i_3, \dots, i_n$ باشد. اگر خطوط هم‌پیمایش حوضه برای Δt (که در اینجا یک ساعت فرض شده است) رسم شود، مساحت بین هر دو خط هم‌پیمایش به ترتیب $A_1, A_2, A_3, \dots, A_n$ است. لازم به ذکر است که خطوط هم‌پیمایش خطوطی هستند که نقاط هم‌زمان تمرکز را به یکدیگر متصل می‌کنند. مقدار دبی که در دوره‌های مختلف از حوضه خارج می‌شود با توجه به فرمول استدلالی به شرح زیر است:

برای دوره اول (t_1) که فقط مساحت A_1 در دبی خروجی دخالت دارد:

$$Q_1 = 0.278 C(A_1 * i_1) \quad (3-10)$$

برای دوره دوم (t_2) که علاوه بر مساحت A_1 ، مساحت A_2 نیز در دبی لحظه‌ای دخالت دارد با توجه به این که مساحت A_1 نزدیک قسمت خروجی است لذا برای آن باید شدت باران را در ساعت دوم (t_2) در نظر گرفت و برای مساحت A_2 شدت مربوط به ساعت اول مؤثر بوده است یعنی تاثیر مجموع این مساحت‌ها بصورت زیر است.

$$Q_2 = 0.278 C(A_1 i_2 + A_2 i_1) \quad (4-10)$$

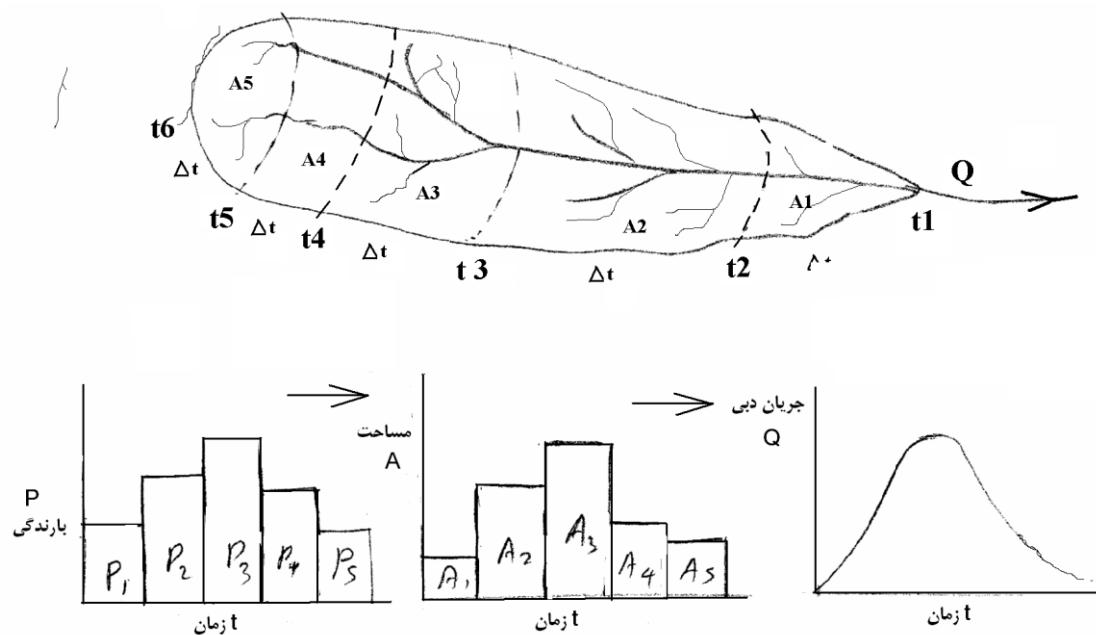
و بهمین روش در انتهای ساعت‌های سوم و چهارم خواهیم داشت که:

$$Q_3 = 0.278 C(A_1 i_3 + A_2 i_2 + A_3 i_1) \quad (5-10)$$

$$Q_4 = 0.278 C(A_1 i_4 + A_2 i_3 + A_3 i_2 + A_4 i_1) \quad (6-10)$$

مشاهده می‌شود که دبی مرتب در حال افزایش خواهد بود تا هنگامی که به زمان تمرکز حوضه برسیم که در آن موقع دبی خروجی به حداکثر می‌رسد و اگر شدت بارندگی افزایش نیابد چنانچه مدت بارندگی بیشتر از زمان تمرکز حوضه باشد دبی هیدروگراف کاهش پیدا خواهد کرد.

^{۱۱۵} Time – area method



شکل ۱-۱۰- روش مدت - مساحت

مزیت روش مدت - مساحت این است که در آن فرض یکنواخت بودن بارندگی در طول مدت بارش وجود ندارد. از طرف دیگر شدت بارندگی بستگی به مدت بارندگی داشته و برای ما پیش بینی مدت بارندگی از قبل مشخص نمی‌باشد. از آنجایی که در اکثر موارد پیش بینی حداکثر دبی، مورد نظر می‌باشد برای تخمین حداکثر جریانی که از حوضه ممکن است خارج شود می‌توان چنین فرض نمود که مدت بارندگی برابر زمان تمرکز حوضه (t_c) باشد ولی شدت بارندگی در هر یک از دوره‌ها (Δt) از الگوی توزیع بارندگی منطقه پیروی می‌کند. اگر تغییرات شدت بارندگی نسبت به زمان (هایتوگراف hyetograph) در دست باشد محاسبات بیشتر با واقعیت تطبیق خواهد داشت در غیر این صورت می‌توان از الگوهای مرسوم توزیع زمانی بارندگی استفاده کرد (جدول ۳-۳). روش ساده‌تر این است که فرض کنیم که شدت بارندگی در هر ساعت کمتر از ساعت قبل بوده و کاهش آن متناسب با رابطه شدت-مدت بارندگی های منطقه باشد. مثلاً اگر زمان تمرکز ۳ ساعت است. در ساعت اول بارندگی شدتی معادل حداکثر شدت باران‌های یک ساعته منطقه فرض کرد، در ساعت دوم شدتی معادل حداکثر شدت باران‌های دو ساعته و در ساعت سوم شدتی معادل حداکثر باران‌های سه ساعته را برای آن فرض نمود. البته در واقع چنین نبوده و اگر باران سه ساعت بطور پیوسته بیارد با توجه به مطالب بالا شدت آن در ساعت اول و دوم زیاد‌تر از معمول لحاظ شده است که این می‌تواند به عنوان ضریب اطمینان در نظر گرفته شود. بدین ترتیب می‌توانیم حداکثر روانابی را که از حوضه خارج خواهد شد با اطمینان زیاد پیش بینی نماییم. برای این منظور به ترتیب عملیات زیر را انجام میدهیم:

خطوط هم پیمایش حوضه برای دوره‌های زمانی (Δt) رسم کنید. سعی شود زمان تمرکز حوضه (t_c) مضربی از (Δt) باشد. زمان تمرکز برای حوضه‌های کوچک از فرمول کرپیچ که در سیستم متريک به صورت زیر است محاسبه می‌شود.

$$T_c = 0.0003L^{0.77}S^{-0.385} \quad (7-10)$$

در این معادله L طول حوضه در مسیر رودخانه اصلی بر حسب متر، S شیب آبراهه اصلی (برحسب متر) و t_c بر حسب ساعت می‌باشد. برای رسم خطوط هم پیمایش ساده‌ترین روش استفاده از تعیین سرعت حرکت آب از روی شیب حوضه و بدست آوردن فاصله‌ای است که آب در دوره‌های زمانی مورد نظر طی می‌کند.

از روی الگوی توزیع بارندگی منطقه مقدار و سپس شدت بارندگی را برای هر یک از دوره های زمانی (Δt_1) و (Δt_2) و ... تخمین بزنید. الگویی که سازمان جهانی هواشناسی (WMO) برای توزیع مقدار بارش در طول بارندگی پیشنهاد نموده است به شرح جدول 10-1 است که با استفاده از این الگو امکان تعیین مقدار و شدت بارندگی در هر کدام از این دوره ها امکان پذیر است.

جدول 10-1- توزیع بارندگی در طول بارش بر اساس روش WMO

زمان بارندگی	مقدار بارندگی به درصد
.	.
۱۰	۳
۲۰	۱۳
۳۰	۲۰
۴۰	۶۰
۵۰	۷۰
۶۰	۷۸
۷۰	۸۳
۸۰	۹۰
۹۰	۹۴
۱۰۰	۱۰۰

مثال 10-2: زمان تمرکز یک حوضه آبریز ۵ ساعت برآورد شده است. با توجه به منحنی شدت - مدت بارندگی و خطوط هم پیمایش حوضه که در شکل ۳-۷ رسم شده است حداکثر دبی که از این حوضه در اثر بارندگی A ساعته خارج خواهد شد چقدر است (ضریب رواناب را ۰/۶ در نظر بگیرید).

حل مسئله:

با توجه به این که از زمان تمرکز $t_c=5 \text{ hr}$ می باشد و (Δt) برابر یک ساعت انتخاب می شود ($\Delta t=1 \text{ hr}$) منحنی های هم پیمایش حوضه را به ازای (Δt) های یک ساعته رسم می کنیم که در شکل 10-2 ب نشان داده شده است. مساحت های محصور بین خطوط ایزوکرون حوضه نیز در روی شکل بر حسب کیلومتر مربع مشخص شده اند. حال از روی الگوی توزیع شدت بارندگی (شکل 10-2 الف) شدت بارندگی در ساعات ۱، ۲، ۳، ۴ و ۵ را بدست می آوریم که بطور متوسط برابر خواهد بود با ۴۵، ۴۵، ۳۵، ۲۲ و ۹ میلی متر در ساعت. مقادیر دبی خروجی از حوضه در (Δt) های مختلف با توجه به فرمول $Q_1=0.278 \text{ CiA}$ به شرح زیر است.

پس از Δt (یک ساعت)

$$Q_1=0.278 (0.6)(45)(10)= 75 \text{ m}^3/\text{sec}$$

پس از $2 \Delta t$ (دو ساعت)

$$Q_1=0.278 (0.6)[(35)(10)+(45)(15)]= 170 \text{ m}^3/\text{sec}$$

پس از $3 \Delta t$ (سه ساعت)

$$Q_1=0.278 (0.6)[(22)(10)+(35)(15)+(45)(12)]= 214 \text{ m}^3/\text{sec}$$

پس از $4 \Delta t$ (چهار ساعت)

$$Q_1=0.278 (0.6)[(15)(10)+(22)(15)+(35)(12)+(45)(20)]= 300 \text{ m}^3/\text{sec}$$

پس از $5 \Delta t$ (پنج ساعت)

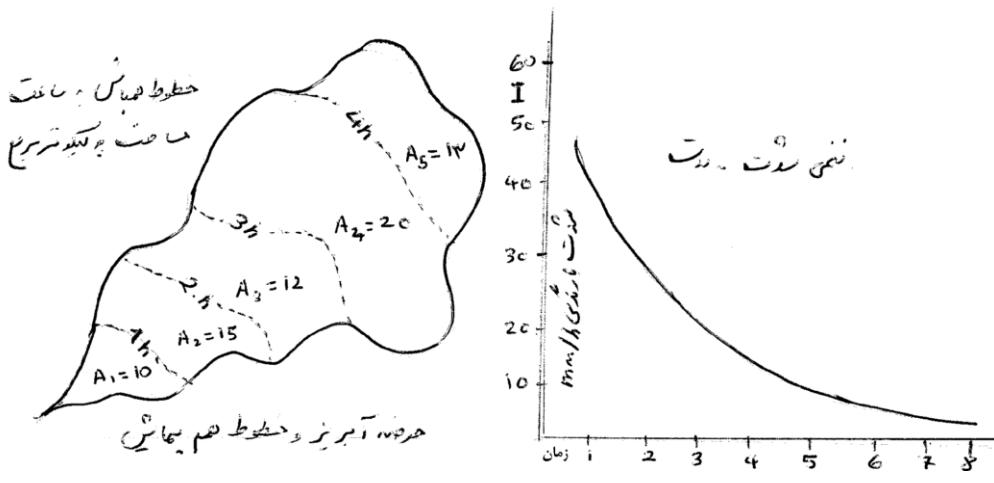
$$Q_1=0.278 (0.6)[(9)(10)+(15)(15)+(22)(12)+(35)(20)+(45)(13)]= 310 \text{ m}^3/\text{sec}$$

بنابراین حداکثر دبی پس از ۵ ساعت معادل $300 \text{ مترمکعب در ثانیه}$ خواهد بود. چون بارندگی ۸ ساعت به طول انجامیده است شدت بارندگی در ساعات ۶، ۷ و ۸ به ترتیب 26 و 5 میلی متر بر ساعت است لذا رواناب در ساعتهای ۶، ۷ و ۸ به ترتیب عبارت خواهد بود از :

$$Q_6=0.278(0.6)[(7)(10)+(9)(15)+(15)(12)+(22)(20)+(35)(13)]=213 \text{ m}^3/\text{sec}$$

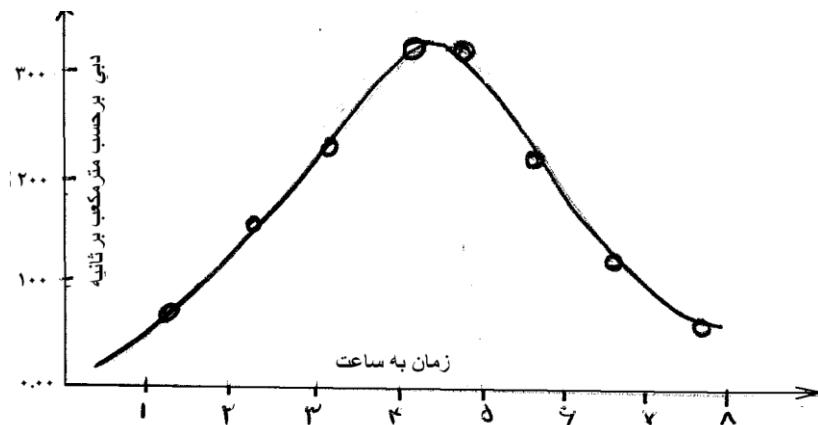
$$Q_7 = 0.278(0.6)[(6)(10)+(7)(15)+(9)(12)+(15)(20)+(22)(13)] = 143 \text{ m}^3/\text{sec}$$

$$Q_8 = 0.278(0.6)[(5)(10)+(6)(15)+(7)(12)+(9)(20)+(15)(13)] = 100 \text{ m}^3/\text{sec}$$



شکل 2-10

ملاحظه می‌شود که دبی با گذشت زمان به تدریج در حال کاهش می‌باشد. بطوریکه اگر منحنی تغییرات Q نسبت به Δt های مختلف رسم شود، مشاهده خواهد شد که دبی ابتدا افزایش باقته بعد از ۵ ساعت به حداقل می‌رسد و سپس دوباره کاهش می‌یابد. یعنی بالاترین مقدار دبی در زمانی که معادل زمان تمرکز حوضه است رخ می‌دهد (شکل 3-10).

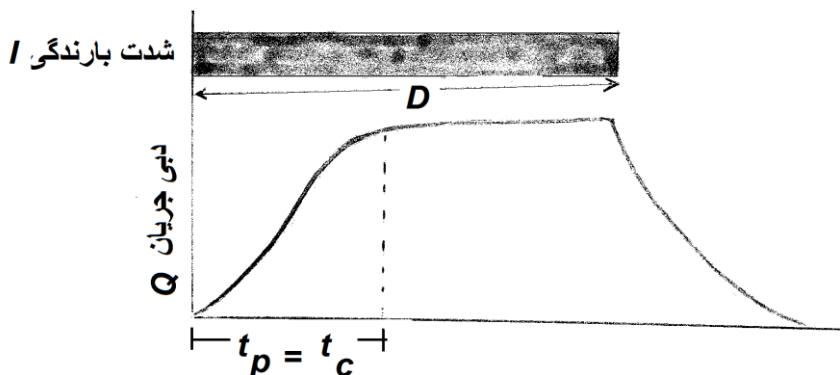


شکل 3-10

۴-۱۰- هیدروگراف سیلان

هیدروگراف سیلان نموداری است که تغییرات دبی سیلان را نسبت به زمان نشان می‌دهد. در قسمت قبل گفته شد که اگر روی یک حوضه آبریز که زمان تمرکز آن t_c است باران یکنواختی به مدت D ساعت بارد و $D > t_c$ باشد دبی خروجی از حوضه بتدريج افزایش می‌يابد و در زمانی که برابر زمان تمرکز حوضه است به حداقل خود می‌رسد. سپس تا زمانی که بارندگی ادامه دارد دبی ثابت باقی مانده ولی بالافاصله پس از قطع باران دبی نیز تقلیل می‌یابد. چنین منحنی، که تغییرات دبی در زمان‌های مختلف را نشان می‌دهد، هیدروگراف سیلان می‌گویند. شکل ۴-۱۰ تیپ هیدروگراف‌هایی است که در آن تداوم بارندگی (D) از زمان تمرکز حوضه t_c بیشتر است. در چنین وضعیتی زمان رسیدن به اوج هیدروگراف (tp) با زمان تمرکز برابر خواهد بود ($tp=t_c$). اما اگر مدت بارندگی برابر زمان تمرکز حوضه

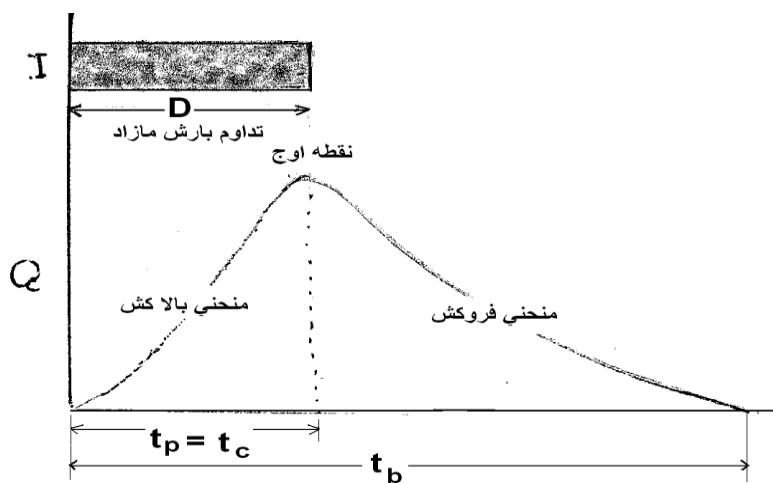
(D=tc) باشد در شکل هیدروگراف تغییراتی بوجود می آید و قسمت اوج آن از حالت پهنه بودن خارج شده و شکل قله‌ای به خود می‌گیرد. بطوریکه هیدروگراف بلاfaciale پس از رسیدن به اوج دوباره نزول کرده و منحنی شکل مثلثی یا زنگوله‌ای پیدا می‌کند.



شکل ۴-۱۰- نمونه یک هیدروگراف برای وضعیت بارندگی‌ها با شدت ثابت
(مدت بارندگی طولانی تر از زمان تمرکز)

در چنین وضعیتی چون تداوم بارندگی دقیقاً برابر زمان تمرکز حوضه است زمان رسیدن به اوج نیز برابر زمان تمرکز خواهد بود. که این وضعیت در شکل ۴-۵ نشان داده شده است. این شکل برای وضعیتی است که زمان تمرکز حوضه tc و تداوم بارندگی (D) با هم برابر بوده اند. (D=tc). در نتیجه هیدروگراف در زمانی به اوج خود می‌رسد (tp) که بارندگی به اتمام رسیده باشد. در این وضعیت زمان رسیدن به اوج هیدروگراف برابر زمان تمرکز و تداوم بارندگی است. (D=tc=tp)

بطور کلی هر هیدروگراف از سه قسمت تشکیل شده است. (۱) بازوی بالارونده (rising limb) که نشان دهنده شدت افزایش دبی سیل نسبت به زمان است، (۲) نقطه اوج که گاهی اوقات به آن تاج هیدروگراف(crest segment) می‌گویند که بالاترین دبی است که هیدروگراف پیدا می‌کند و (۳) بازوی پایین رونده(falling limb) که نشان دهنده سرعت تخلیه سیلان از حوضه می‌باشد. هیدروگراف از شروع تا خاتمه مدتی را سپری می‌کند که به آن زمان پایه هیدروگراف گفته می‌شود. در شکل ۴-۵ این مدت با tb نشان داده شده است.

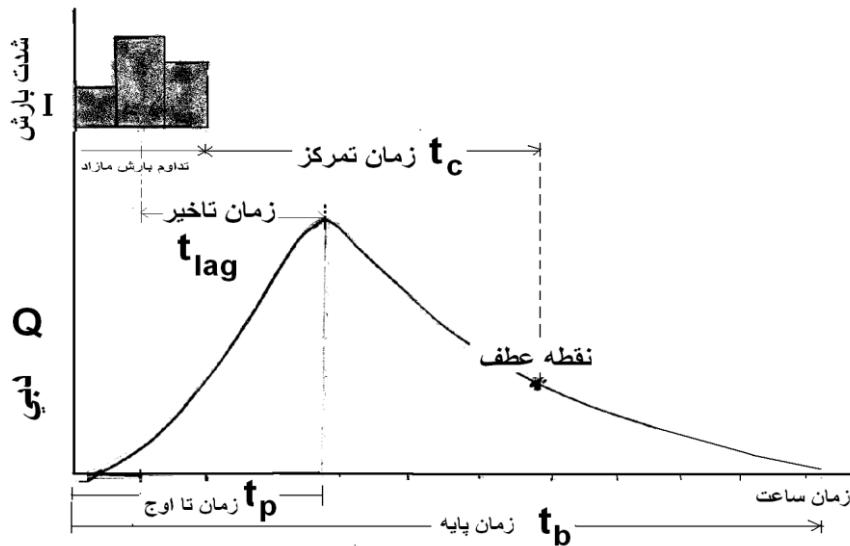


شکل ۴-۵- نمونه یک هیدروگراف

برای وضعیتی که زمان بارندگی مساوی زمان تمرکز است.

چنانچه مدت زمان بارندگی کمتر از زمان تمرکز باشد زمان رسیدن به اوج در هیدروگراف برابر زمان تمرکز نخواهد بود ولی باز هم هیدروگراف مثل شکل ۴-۶ حالت زنگوله‌ای خود را حفظ خواهد کرد. در این وضعیت گرچه دقیقاً نمی‌توان از روی هیدروگراف زمان

تمرکز را بدست آورد. اما تجربه نشان داده است که فاصله زمانی بین انتهای بارندگی مؤثر تا نقطه‌ای که هیدروگراف در قسمت نزولی خود تغییر شیب می‌دهد. (نقطه عطف در بازوی پایین رونده) برابر زمان تمرکز حوضه خواهد بود.



(شکل ۶-۱۰) هیدروگراف سیلان و هیتوگراف بارش مولد آن

مثلا در شکل ۶-۱۰ که بارانی به مدت ۳ ساعت روی حوضه نسبتاً بزرگ باریده است زمان وقوع دبی اوج سیل ۶ ساعت بعد از شروع بارندگی و زمان نقطه عطف ۱۱ ساعت و لذا زمان تمرکز حوضه برابر با ۸ ساعت ($11 - 4 = 8$) است.

زمان وقوع اوج هیدروگراف نسبت به مرکز بارندگی (۳.۵ ساعت) را زمان تأخیر می‌گویند. رسم هیدروگراف‌های سیل از چند نظر اهمیت دارد. که در زیر به برخی از آنها اشاره شده است.

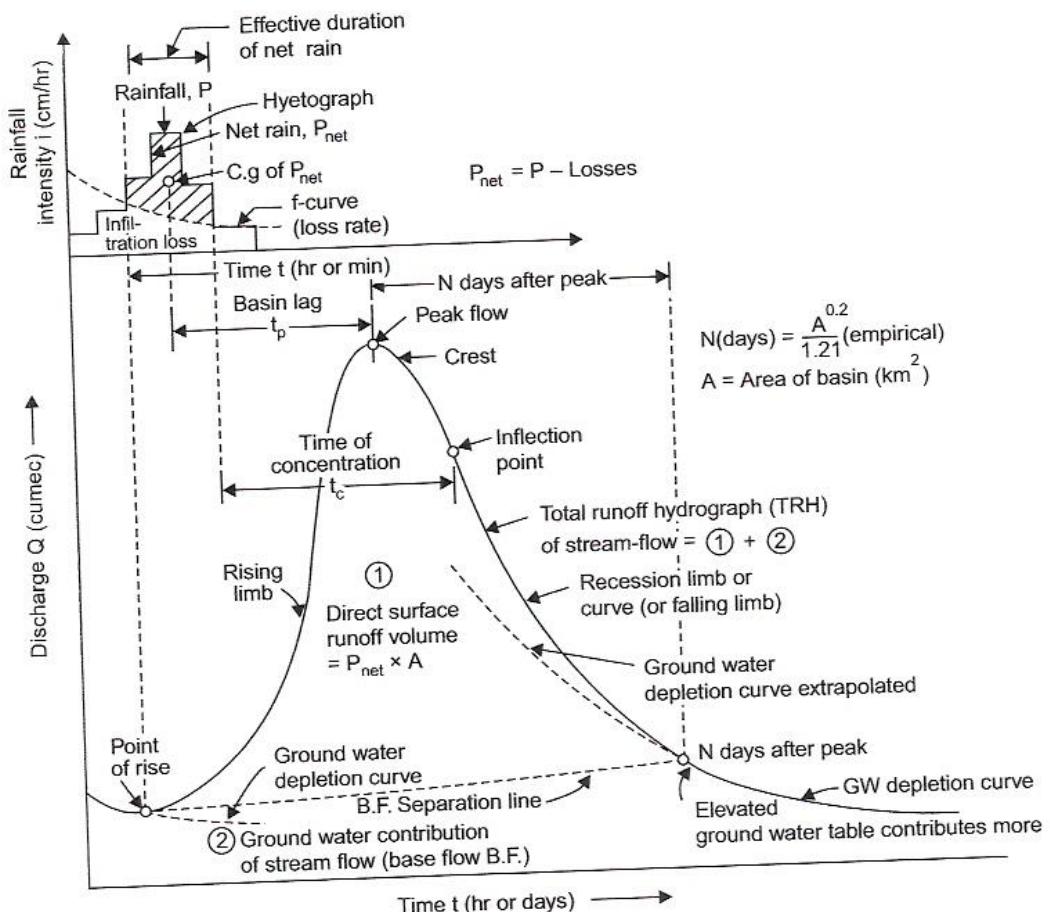
- از روی هیدروگراف می‌توان زمان شروع و خاتمه سیل را نسبت به آغاز آن مشخص کرد.

- دبی اوج سیل و زمان وقوع آن از روی هیدروگراف قابل تشخیص است.

- شکل بازوی بالارونده و پایین رونده هیدروگراف مشخص کننده چگونگی افزایش و فروکش کردن سیل است.

- حجم سیلان را می‌توان از روی سطح زیر منحنی هیدروگراف سیل محاسبه کرد.

- تداوم سیل برابر زمان پایه هیدروگراف است. (t_b)



(شکل ۷-۱۰) مشخصات کامل یک هیدرولوگراف سیالاب و هیتوگراف بارش مولد آن

مثال ۱۰-۴- در یک رودخانه دبی سیل در زمان های مختلف اندازه گیری و ارقام زیر بدست آمده است.

	6	5.5	5	4.5	4	3.5	3	2.5	2	1.5	1	0.5	0	(ساعت) T
	0	1	2	3	5	7	10	13	18	23	8	3	0	(متر مکعب در ثانیه) Q

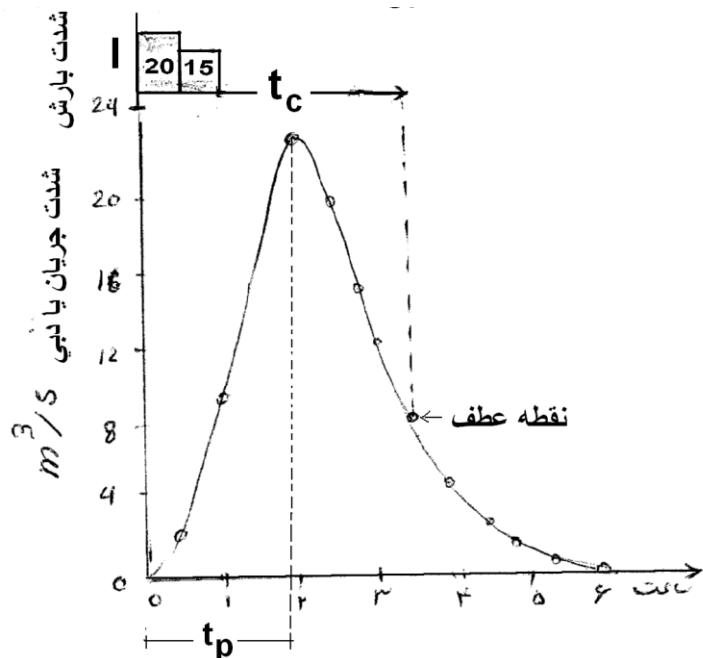
این سیل ناشی از باران یک ساعته‌ای است که شدت بارندگی در نیم ساعت اول ۲۰ و در نیم ساعت بعد از ۱۵ میلی‌متر در ساعت است.

مشخصات سیل را بدست آورید. مساحت حوضه ۲۵ کیلومترمربع است.

حل مسئله:

چنانچه دبی نسبت به زمان در یک دستگاه محور مختصات رسم شود (شکل ۸-۱۰) هیدرولوگراف سیل بدست می‌آید. از روی هیدرولوگراف

مشخصات سیل به شرح زیر قابل استخراج است:



شکل ۸-۱۰

اطلاعاتی به از سطح آبرو استخراج جاهز

زمان شروع باشی سدت ۵
 زمان شروع سیل ۵
 زمان خاتمه باشی ۱
 زمان خاتمه سیل ۶
 تداوم زانی سیل ۴
 زمان تا پذیر سیل ۱ = $t_{p,1} = ۰.۵$
 زمان پایان دامنه گراف سیل ۶
 زمان رسیدن به برابری سیل ۷ = $t_{p,2} = ۱.۵$
 حداکثر دبی نافوج در $t_{p,3} = ۲.۵$
 $t_{p,4} = ۳.۶$
 زمان تکرار حداکثر
 زمان فردوس مردن سیل $t_r = ۶.۰$

حجم سیلان با توجه به جداول ۲-۱۰ که از روی داده های هیدروگراف بدست آمده است. معادل ۱۶۷۴۰۰ متر مکعب می باشد. در این جدول ستون اول زمان با دوره های نیم ساعته، ستون دوم دبی بر اساس هیدروگراف سیل، ستون سوم متوسط دبی در هر دوره است که از جمع کردن دبی ها در ابتدا و انتهای هر دوره و تقسیم آن بر دو به دست آمده است.

به عنوان مثال اگر دبی در شروع بارندگی صفر و نیم ساعت پس از آن ۳ متر مکعب در ثانیه باشد متوسط آن در طی این مدت ۱/۵ متر مکعب در ثانیه است. ارقام ستون چهارم حجم آبی است که در هر دوره از رودخانه می گذرد و از حاصل ضرب دبی متوسط در زمان (نیم ساعت=۱۸۰۰ sec) به دست آمده است. مثلا در دوره پنجم حجم رواناب $(27900 \times 1800 / 1800) = 25 \times 10^6$ متر مکعب است.

با توجه به این که مساحت حوضه ۲۵ کیلومترمربع است ارتفاع رواناب ناشی از این بارندگی $25 \times 10.6 = 0.0065$ متر و یا $6/5$ میلی متر است.

که اگر متوسط ارتفاع بارندگی نیز ۱۷.۵ میلی متر $\frac{20+15.0}{2}$ در نظر بگیریم ملاحظه خواهد شد که $\frac{6.0}{17.5} = 37$ میلی متر است.

درصد از بارندگی به رواناب تبدیل شده است. یعنی ضریب رواناب $37/100$ بوده است.

جدول ۲-۱۰

زمان ساعت													
دبي M^3/s													
دبی متوسط M^3/s													
حجم M^3													
۶.۰	۵.۵	۵.۰	۴.۵	۴.۰	۳.۵	۳.۰	۲.۵	۲.۰	۱.۵	۱.۰	۰.۵		
۰	۲	۳	۵	۷	۱۰	۱۳	۱۸	۲۳	۸	۳	۰.۰		
۰	۰.۵	۱.۵	۲.۵	۴	۶	۸.۵	۱۱.۵	۱۵.۵	۲۰.۵	۵.۵	۱.۵		
۹۰۰	۲۷۰۰	۴۵۰۰	۷۲۰۰	۱۰۸۰۰	۱۵۳۰۰	۲۰۷۰۰	۲۷۹۰۰	۳۶۹۰۰	۴۷۹۰۰	۹۹۰۰	۲۷۰۰		

بازوی بالارونده هیدروگراف شاخصی است که بستگی به خصوصیات فیزیکی و پوشش سطح حوضه و ویژگیهای بارندگی از قبیل شدت-مدت و یکنواختی آن دارد حال آنکه بازوی رونده هیدروگراف بستگی به فرآیندهای زهکشی و تخلیه آب حوضه دارد. پس از آنکه هیدروگراف به نقطه اوج رسید ممکن است مدتی در این مرحله باقی مانده و یا بالاصله شروع به نزول کند. پس از رسیدن دبی به اوج با قطع بارندگی ابتدا دبی سیل با شدت نسبتاً زیاد کاهش یافته اما پس از مدتی در منحنی بازوی پایین رونده هیدروگراف تغییر شیب یا نقطه عطف ایجاد می‌شود. فروکش کردن سیل از این نقطه به بعد مستقل از خصوصیات بارش بوده و فقط بستگی به وضعیت زهکشی حوضه از نظر تخلیه آب زیرزمینی، [روابط های](#) دیررس و زیرسطحی و خارج شدن آب نگهداشته شده در سطح حوضه دارد. این بخش از هیدروگراف را منحنی فروکش (Ression curve) گویند. اگر دبی در نقطه عطف که شروع فروکش سیل است Q_0 باشد. معادله کلی قسمت منحنی فروکش را که با آن توان دبی تخلیه سیلان را در هر زمان محاسبه کرد بصورت زیر است.

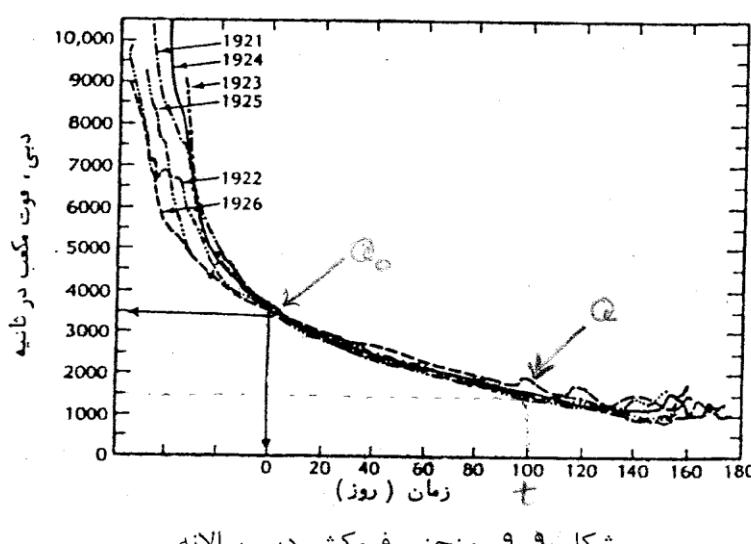
$$Q = Q_0 K' \quad (7-10)$$

که در آن K شاخص وضعیت زهکشی حوضه، Q_0 دبی در زمان شروع فروکش سیل (نقطه عطف منحنی بازوی پایین رونده هیدروگراف) و t زمان شروع فروکش سیل می‌باشد. با توجه به ثابت بودن K برای حوزه‌های آبریز معادله فوق را می‌توان بصورت معادله نمایی زیر نوشت:

$$Q = Q_0 e^{-at} \quad (8-10)$$

که در آن a ضریب مربوط به خصوصیات فیزیکی حوضه و e مبنای لگاریتم طبیعی است.

مثال ۹-۱۰ - بازوی پایین رونده هیدروگراف سالانه رودخانه‌ای در مدت ۶ سال پیاپی مطابق با شکل ۹-۱۰ بوده است. با توجه به این شکل ضریب ثابت a برای این حوضه را در رابطه با معادله فروکش سیل به دست آورید. دبی رودخانه ۴۰ روز پس از شروع فرونشینی چه مقدار پیش‌بینی می‌شود؟ در شکل ۹-۱۰ قسمت فرونشینی سیل در [سال های مختلف](#) نشان داده شده است.



شکل ۹-۱۰- منحنی فروکش دبی سالانه

حل مسئله:

$$Q = Q_0 e^{-at} \quad e^{-at} = \frac{Q}{Q_0} \quad -at = \ln \frac{Q}{Q_0} \quad a = -\frac{1}{t} \ln \frac{Q}{Q_0}$$

$$a = -\frac{1}{100} \ln \frac{1500}{3500} = 8.47 \times 10^{-3}$$

بنابراین معادله فرونشینی سیل در این رودخانه به صورت زیر است.

$$Q = Q_0 e^{-at}$$

$$Q = 3500 e^{-(8.47 \times 10^{-3})t}$$

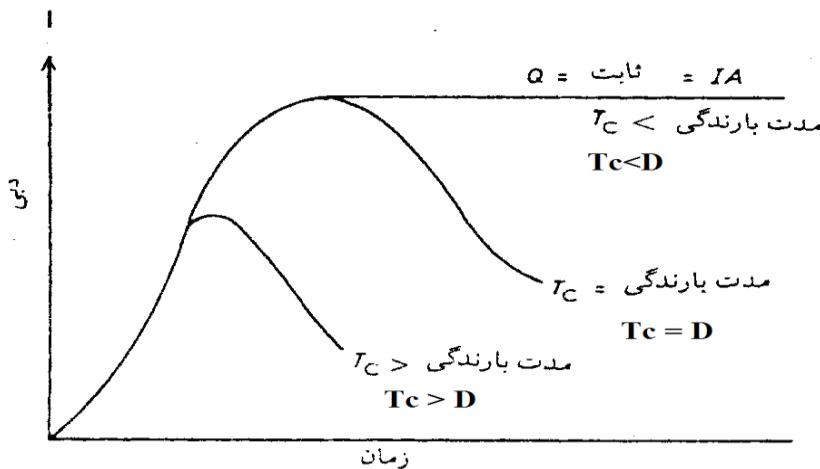
و پس از ۴۰ روز از شروع فرونشینی دبی عبارت خواهد بود از:

$$Q = 3500 e^{-(8.47 \times 10^{-3})(40)}$$

$$Q = 2490 \text{ ft}^3 / \text{sec}$$

۱۰-۴- تفکیک مؤلفه های هیدرولوگراف سیلاب

همانگونه که اشاره شد بطور کلی بسته به اینکه مدت بارندگی مساوی یا کوچک تر از زمان تمرکز باشد شکل هیدرولوگراف متفاوت خواهد بود که این حالت ها در شکل ۱۰-۱ نشان داده شده است.



شکل ۱۰-۷- هیدرولوگراف حوضه با فرض یکنواخت بودن بارش

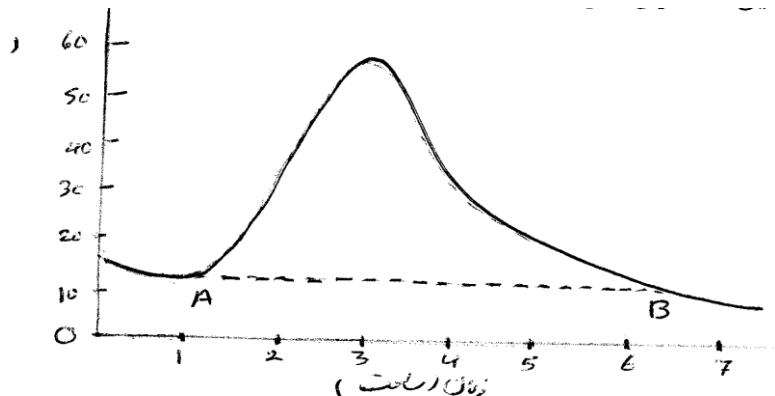
اگر قبل از وقوع یک بارندگی در سطح حوضه رودخانه ای جریان آب وجود داشته باشد و یا به دلیل بارندگی قبلی، هنوز جریان سیلاب در مرحله فروکش ادامه داشته باشد و در این وضعیت بار دیگر بارندگی صورت گیرد سیلاب جدید با دبی قبلی رودخانه مخلوط می شود بطوری که بخشی از دبی رودخانه مربوط به جریان عادی یا سیلاب عادی است. در این صورت اگر قصد بررسی هیدرولوگراف سیلاب جدید باشد، لازم است ابتدا دبی قبلی رودخانه که بنام دبی پایه^{۱۱۶} نامیده می شود از آن کسر شود. این فرآیند را مجزا کردن یا جدا سازی هیدرولوگراف^{۱۱۷} گویند و همانطور که گفته شد، منظور از مجزا کردن هیدرولوگراف جدا ساختن جریان پایه قبل از وقوع سیل جدید در رودخانه میباشد زیرا در تحلیل هیدرولوگراف جدید نباید آن را به حساب دبی سیل منظور کرد. با توجه به شکل ۱۰-۱ که در آن هیدرولوگرافی با جریان پایه رسم شده است، می توان این دبی پایه را به سه روش ساده و معمول از هیدرولوگراف مجزا ساخت.

روش اول – ساده ترین روش برای جدا کردن دبی پایه آن است که از نقطه ای در هیدرولوگراف که سیلاب شروع می شود(A) یک خط مستقیم به نقطه ای که سیلاب خاتمه پیدا می کند(B) رسم شود. بخشی از هیدرولوگراف که بالای خط AB قرار گیرد هیدرولوگراف رواناب مستقیم یا سیلاب جدید است. معمولاً خط AB که ابتدا و انتهای سیل را به هم وصل می کند یک خط شیبدار خواهد بود ولی چنانچه

¹¹⁶ base flow

¹¹⁷ hydrograph separation

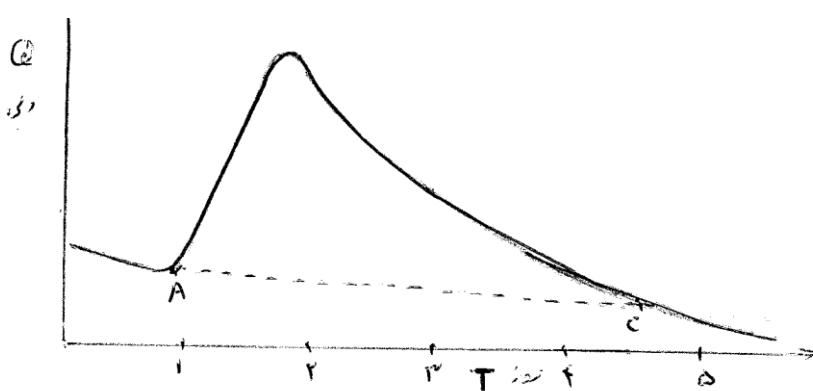
نقاطه پایان سیل یعنی B مشخص نباشد و نتوان آنرا به دقت تعیین کرد از نقطه ای که هیدروگراف شروع به افزایش می کند (A) یک خط مستقیم افقی رسم می شود تا مؤلفه پایین رونده هیدروگراف را در نقطه B قطع کند. بخشی از هیدروگراف که در بالای این خط افقی (AB) قرار گیرد هیدروگراف سیل است که می توان آن را بصورت مجزا رسم کرد و آنچه در پایین خط واقع می شود دبی پایه رودخانه خواهد بود زیرا در اینجا فرض شده است که دبی پایه در طول سیل ثابت باقی بماند. مثلاً در شکل ۱۱-۱۰ دبی پایه حدود ۱۲/۵ متر مکعب در ثانیه است، لذا از تمام دبی ها باید رقم ۱۲/۵ به عنوان دبی پایه کسر شود. بطور ساده در این روش دبی رودخانه قبل از شروع سیل به عنوان دبی پایه در نظر گرفته می شود.



شکل ۱۱-۱۰- تجزیه هیدروگراف به روش اول

(نقشه شروع A و نقطه B پایان سیل است. اگر نقطه B نامشخص باشد خط AB افقی رسم می شود.)

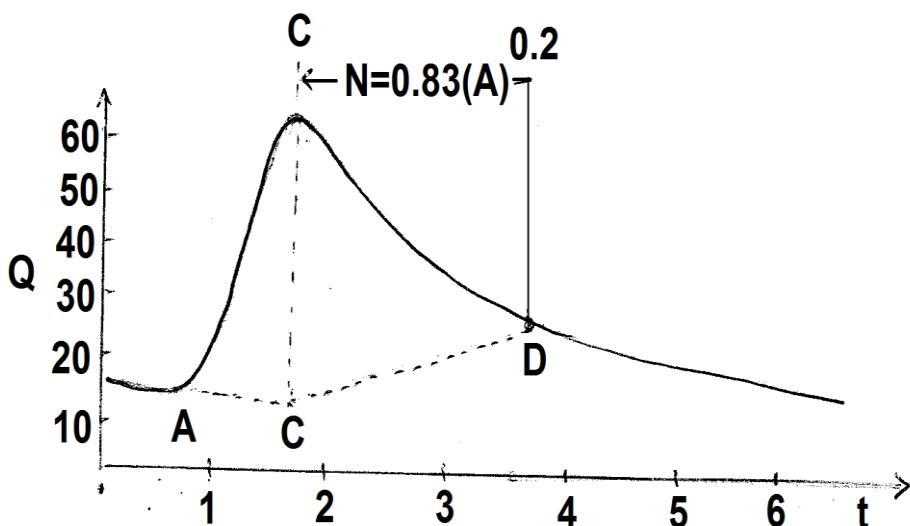
گاهی اوقات دبی پایه قبل از شروع سیل با همان شبیه که قبلاً داشته است با یک خط مستقیم ادامه داده می شود تا مؤلفه پایین رونده را در نقطه ای قطع نماید. بخشی از منحنی که در بالای این خط (AC در شکل ۱۲-۱۰) قرار گیرد به عنوان هیدروگراف سیل محسوب می شود. در این روش برخلاف حالت قبل که دبی پایه در طول تداوم سیل ثابت فرض شده بود بتدریج و با شبیه که قبلاً داشته کاهش می یابد. ولی مشکلی که اکنون پیدا می شود این است که چون شبیه خط دبی پایه قبل از شروع سیل معمولاً تندرست اگر آن را به همان صورت ادامه دهیم ممکن است هیچ وقت بازوی پایین رونده را قطع نکند در این صورت بهتر خواهد بود برای جدا سازی هیدروگراف از این روش استفاده نشود.



شکل ۱۲-۱۰- تجزیه هیدروگراف (خط AC با شبیه قبلی خود رسم شده است).

روش دوم- در این روش محور زمان در هیدروگراف بر حسب روز در نظر گرفته می شود. سپس از نقطه شروع سیلاب (A) دبی پایه با همان شبیه که قبل از شروع سیل داشته است ادامه می یابد تا خط عمودی را که از نقطه اوچ هیدروگراف به طرف پایین رسم شده است در نقطه C قطع کند (شکل ۱۳-۱۰). از نقطه اوچ یک خط افقی به گونه ای رسم می شود که طولی معادل $N=0.83(A)^{0.2}$ روز داشته

باشد (A) مساحت حوضه بر حسب کیلومترمربع و N بر حسب روز و مشابه مقیاس محور افقی هیدروگراف میباشد). حال از نقطه انتهایی این خط (M) عمود دیگری به سمت پایین رسم می شود تا منحنی فروکشن هیدروگراف را در نقطه D قطع کند. خط ACD تغییرات دبی پایه را نشان می دهد.



شکل ۱۴-۱۰- تجزیه هیدروگراف (روش دوم)

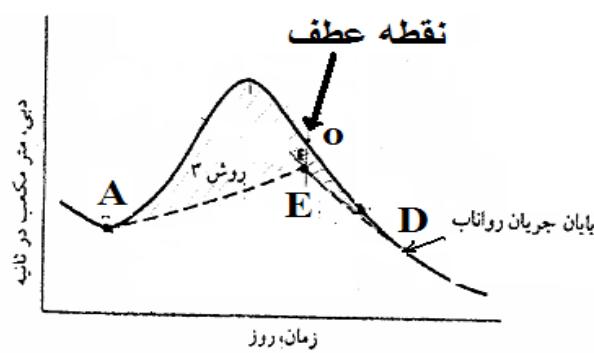
بخشی از هیدروگراف که در بالای خط ACD قرار گیرد هیدروگراف سیالاب و آنچه در پایین آن قرار دارد دبی پایه رودخانه محسوب می شود.

روش سوم- در این روش قسمت انتهایی بازوی پایین رونده هیدروگراف را با یک خط مستقیم و با همان شیبی که کاهش می یافته است بطرف بالا(عقب) امتداد می دهیم سپس از نقطه عطف هیدروگراف یک خط عمودی به سمت پایین رسم می کنیم تا این خط را در نقطه ای مانند E (شکل ۱۴-۱۰) قطع کند.

حال اگر نقطه شروع هیدروگراف یعنی (A) به نقطه پایان هیدروگراف(E) وصل شود وضعیتی مشابه به آنچه در شکل ۱۴-۱۰ دیده می شود، بوجود خواهد آمد. بخشی از هیدروگراف که در بالای AEB قرار دارد بعنوان هیدروگراف سیالاب است که از دبی پایه مجزا شده است.

انتخاب روش برای مجزا کردن دبی پایه از هیدروگراف بستگی به داده های موجود و دقت مورد نظر دارد. با این وجود در اکثر کارهای هیدرولوژی دبی پایه مقدار ثابتی در نظر گرفته می شود که در واقع همان روش اول است.

بالگاریتم گرفتن قسمت فروکشن ۰ تعیین میشود



شکل ۱۰-۱۴- روشن سوم مجزا کردن دبی پایه از هیدروگراف

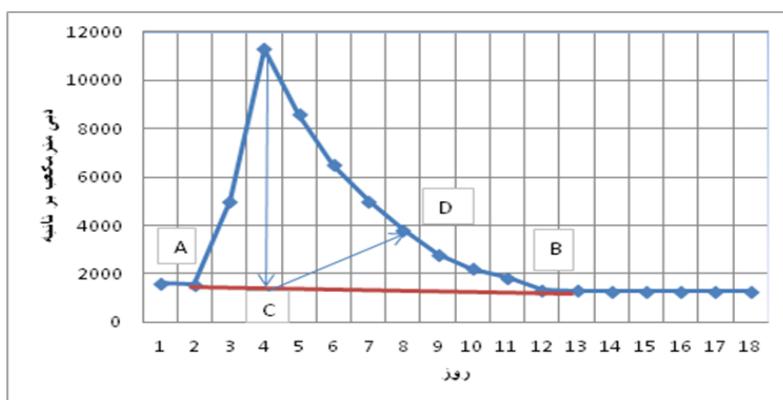
مثال ۱۰-۵- در یک حوضه آبریز به وسعت 2500 km^2 بارانی به مدت ۱۲ ساعت رخ داده و اندازه‌گیری دبی در محل خروجی حوضه طی مدت ۱۵ ساعت به صورت جدول (۱۰-۳) بوده است. با روش‌های مختلف دبی پایه را جدا و هیدروگراف جریان مستقیم را بدست آورید.

جدول ۱۰-۳ هیدروگراف مثال ۱۰-۵

۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	زمان (روز)
۲۸۰۰	۳۸۰۰	۵۰۰۰	۶۵۰۰	۸۶۰۰	۱۱۳۰۰	۵۰۰۰	۱۵۵۰	۱۶۰۰	دبی (m³/s)
۱۸	۱۷	۱۶	۱۵	۱۴	۱۳	۱۲	۱۱	۱۰	زمان (روز)
۱۲۷۰	۱۲۷۵	۱۲۸۰	۱۲۸۰	۱۲۸۰	۱۲۸۰	۱۳۰۰	۱۳۳۰	۱۸۵۰	۲۲۰۰

حل مسئله:

ابتدا هیدروگراف سیلان مطابق شکل (۱۰-۱۵) رسم می‌شود. برای جدا کردن جریان پایه هر ۳ روش بررسی می‌شود. در روش اول نقاط A و B، که به صورت چشمی از روی هیدروگراف تشخیص داده شده است، با یک خط مستقیم شیبدار به هم وصل شده اند. نقطه A شروع جریان سیلان و نقطه B خاتمه آن می‌باشند



شکل ۱۰-۱۵- جدا کردن دبی پایه در مثال ۱۰-۵

در روش دوم نقطه C در زیر اوج هیدروگراف تعیین گردیده و مقدار N که بر اساس آن نقطه D بدست آمده برابر ۵ روز بوده است زیرا:

$$N = 0.83(A)^{0.2}$$

$$N = 0.83(6500)^{0.2} \approx 5\text{ days}$$

در روش سوم نقطه عطف بازوی پایین رونده هیدروگراف را مشخص کرده (که تقریباً ۵ ساعت پس از شروع بارندگی است) و نقطه E زیر آن قرار می‌گیرد. با توجه به این سه روش نتایج دبی مستقیم سیلان مطابق جدول ۱۰-۴ می‌باشد.

دبی پایه رودخانه یا به دلیل رواناب ناشی از ذوب برف و یا به دلیل رواناب دیررس و تعذیه رودخانه توسط آبهای زیرزمینی می‌باشد. رودخانه‌ها بر حسب این که دبی پایه آنها در طی سال چگونه تغییر می‌کند طبقه‌بندی می‌شود. برای این منظور معمولاً منحنی تداوم جریان رسم و از روی آن وضعیت رودخانه مشخص می‌شود.

جدول ۱۰-۴- نتیجه محاسبات تفکیک دبی پایه با روش‌های مختلف

رواناب مستقیم بر حسب متر مکعب در ثانیه			زمان (روز)
روش سوم	روش دوم	روش اول	
.	.	.	۱
.	.	.	۲
۳۵۰۰	۳۵۲۰	۳۴۸۰	۳
۹۸۵۰	۹۹۰۰	۹۸۰۰	۴
۷۲۰۰	۶۹۰۰	۷۱۵۰	۵
۵۱۰۰	۴۵۵۰	۵۰۵۰	۶
۳۶۰۰	۲۷۰۰	۳۵۵۰	۷
۲۴۰۰	۱۲۵۰	۲۴۰۰	۸
۱۴۲۰	.	۱۴۲۰	۹
۸۲۰	.	۸۲۰	۱۰
۴۷۰	.	۴۷۰	۱۱
۲۵۰	.	۲۵۰	۱۲
.	.	.	۱۳

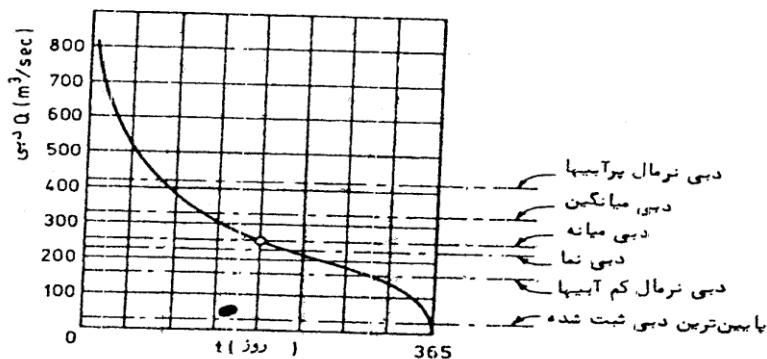
۱۰-۵- منحنی تداوم جریان

یکی از پارامترهای مهم در هیدرولوژی تداوم جریان یا دبی کلاسه در رودخانه است. این منحنی از رسم تجمعی دبی رودخانه نسبت به زمان به دست می‌آید. مثلاً اگر متوسط دبی در هر روز از سال (۳۶۵ روز) مطابق جدول ۱۰-۵ در اختیار باشد (ستون ۲) و این دبی‌ها به ترتیب نزولی در ستون سوم قرار گیرد، می‌توان تغییرات دبی (ستون ۳) و زمان تجمعی را (ستون ۱) در دستگاه محور مختصات مانند نمودار ۱۰-۶ ترسیم کرد.

جدول ۱۰-۵- متوسط دبی روز یک رودخانه

۳۶۵	۳۵۴	۱/۱۰۰	۱۰	۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	روز
۴	۵	۱/۱۰۰	۵۲۰	۵۲۰	۶۱۰	۶۸۰	۷۰۰	۷۵۰	۷۸۰	۸۰۰	۸۱۰	۸۲۰	متوسط دبی روزانه (m^3/s)

۴۷	۴۲	۱/امه	۵۲۰	۶۱۰	۷۵۰	۸۱۰	۸۲۰	۶۸۰	۵۲۰	۱۸۲	۴۲	۵۷	دبي های مرتب شده
----	----	-------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	----	----	------------------



شکل ۱۶-۱۰ - نمونه ای از منحنی تداوم جریان (دبی کلاسه)

هر یک از نقاط منحنی ۱۶-۱۰ نشان دهنده تعداد روزهایی از سال است که دبی رودخانه مساوی یا بیشتر از مقدار دبی مربوط به آن روز بوده است. مثلاً ۵۰۰ متر مکعب در ثانیه مربوط به ۴۵ روز است یعنی در ۴۵ روز از سال دبی رودخانه مساوی یا بیشتر از ۵۰۰ متر مکعب در ثانیه است. با توجه به این منحنی می‌توان پارامترهای زیر را بعنوان مشخصه رودخانه به دست آورد.

$$\text{دبی نرمال در حالت پراپری}: \text{مقدار جریانی که در } \frac{1}{4} \times 365 = 91 \text{ روز از سال دبی مساوی یا بالاتر از آن است.$$

$$\text{دبی نرمال در حالت کم آبی}: \text{مقدار جریانی که در } \frac{3}{4} \times 365 = 275 \text{ روز از سال دبی مساوی یا بالاتر از آن است.$$

$$\text{دبی عادی}: \text{مقدار جریانی که نیمی از روزهای سال یعنی } \frac{1}{2} \times 365 = 182 \text{ روز از سال دبی مساوی یا بالاتر از آن است.}$$

دبی میانگین: مقدار جریانی که از حاصل جمع حجم آبی که از رودخانه عبور می‌کند و تقسیم آن بر زمان عبور $\sum_t V$ به دست می‌آید.

مثالاً اگر حجم کل آب رودخانه در سال (m³) را برابر $31536000 = 365 \times 86400$ ثانیه تقسیم کنیم دبی میانگین به دست می‌آید.

دبی میانه (median): اگر دبی هر روز به ترتیب نزولی ردیف کنیم متوسط دبی در روزهای ۱۸۲ و ۱۸۳ دبی میانه خواهد بود.

دبی نما (mode): مقدار جریانی یا محدوده‌ای از دبی است که بالاترین فراوانی وقوع را در طول سال داشته باشد.

بدست آوردن منحنی تداوم جریان طی سال‌های آماری طولانی (مثلاً ۲۰ سال یا بیشتر) این امکان را به دست می‌دهد که بتوان روی داده‌ها تحلیل آماری انجام داده و چنین منحنی‌هایی را برای دوره‌هایی که در گروه‌های مختلف رسم نمود. در بسیاری موارد بجای این که روی محور افقی تعداد روزها را مشخص کنیم احتمالات تجمعی وقوع داده‌ها منظور می‌شود.

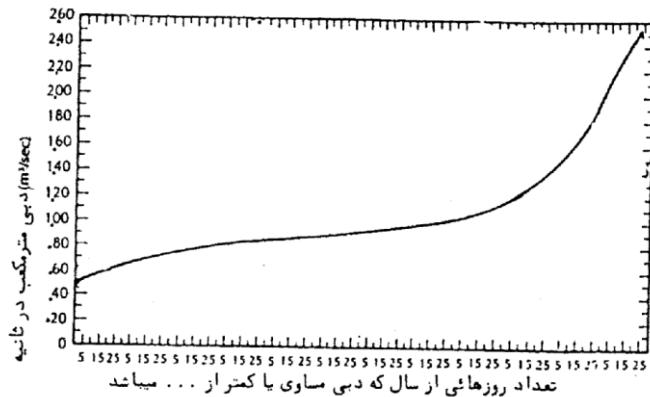
بعنوان مثال متوسط دبی رودخانه‌ای در ۳۶۵ روز از سال بررسی نموده و فراوانی وقوع آنها در گروه‌های مختلف دبی که در ستون اول جدول ۱۶-۶ نوشته شده است بررسی کرده ایم. اگر تعداد روزهای مشاهده شده مطابق ستون دوم باشد فراوانی تجمعی و احتمال وقوع آنها به ترتیب در ستون های ۳ و ۴ نوشته شده است. حال چنانچه در یک کاغذ احتمالات اعداد ستون ۴ را نسبت به ستون ۱ (حد وسط گروه ها) رسم کنیم منحنی تداوم جریان بدست می‌آید. در شکل ۱۶-۱۰ منحنی تداوم جریان روزانه یک رودخانه بصورت معمولی رسم شده

است. بطوری که مشاهده می شود مثلاً فقط ۱۰ درصد موارد (۳۶ روز سال) ممکن است دبی روزانه کمتر از یک متر مکعب در ثانیه باشد. در جدول ۱۰-۶ بالاترین فراوانی مربوط به گروه ۲۰۰-۲۹۷.۹ است.

جدول ۱۰-۶- گروه بندی دبی رودخانه

گروه بندی دبی ها m^3/sec	تعداد روزهای وقوع	فرافتنی تجمعی	احتمال *
۱	۲	۳	۴
0-99.9	62	62	16.9
100-199.9	73	135	36.8
200-299.9	105	240	65.5
300-399.9	25	265	72.4
400-499.9	44	309	84.4
500-599.9	20	329	89.8
600-699.9	15	344	93.9
700-799.9	12	356	97.2
800-899.9	6	362	98.9
900-999.9	3	365	99.72

توضیح: احتمال از رابطه و بیول محاسبه شده است



شکل ۱۷-۱۰- منحنی تداوم جریان

بنابراین متوسط این گروه (۲۵۰ متر مکعب در ثانیه) به عنوان دبی نمای رودخانه نامیده می شود.

منحنی تداوم جریان یا دبی کلاسی شده و تعیین دبی های (مانند دبی عادی، دبی میانه و دبی نرمال) در برنامه ریزی های آب رودخانه جهت استفاده های شرب و یا احداث بندهای انحرافی برای استفاده در کشاورزی حائز اهمیت بوده و باید در هر طرح هیدرولوژی برای رودخانه ها انجام شود. مثلاً اگر قرار باشد آب رودخانه برای کشاورزی استفاده شود از روی این منحنی می توان الگوی و تراکم کشت را مشخص کرد. یا در استفاده از آب برای مصارف شهری کمبودها و مازاد آب را برآورد و به ذخیره سازی آب در موقع مازاد اقدام کرد.

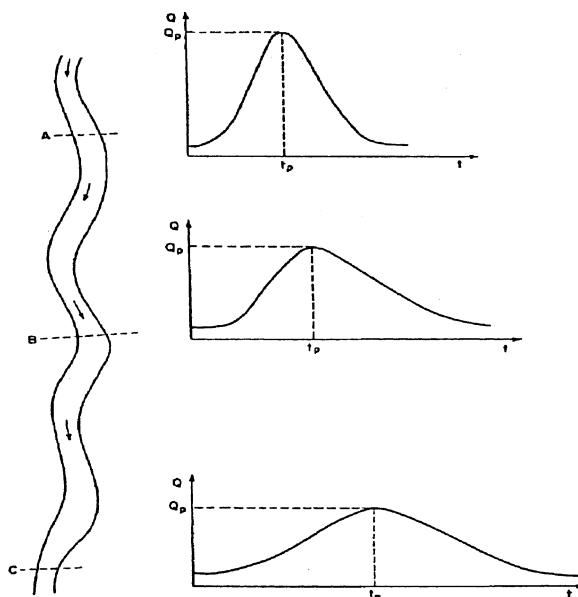
۶- روندیابی سیلاب

یکی از مسائل مهم در هیدرولوژی مهندسی پیش بینی چگونگی طغیان و فروکش سیل یا صعود و نزول هیدروگراف جریان رودخانه در نقطه مشخصی از آن و یا هیدروگراف جریان خروجی از مخزن است. این مساله را می توان با روش روندیابی

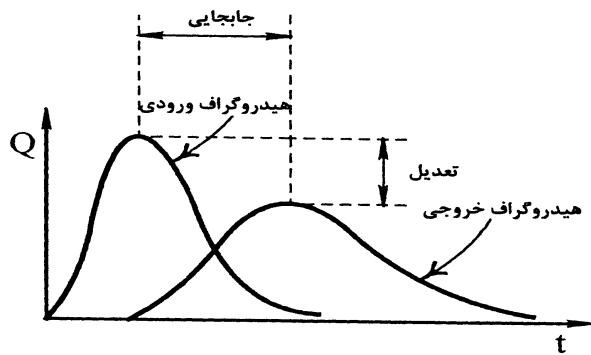
سیلاب^{۱۱۸} مورد تجزیه و تحلیل قرار داد. در یک تعریف کلی روندیابی جریان را می‌توان تجزیه و تحلیل مسیر جریان ورودی و نحوه حرکت موج سیل^{۱۱۹} در یک سیستم هیدرولوژی دانست.

روندیابی سیل آن است که اگر مشخصات هیدرولوگراف در نقطه‌ای از رودخانه معلوم باشد بتوان هیدرولوگراف را در نقطه دیگر در پایین‌دست برآورد نمود. به عبارت دیگر روندیابی سیل به مجموعه عملیاتی گفته می‌شود که بوسیله آن زمان و بزرگی یک موج سیل (مشخصات هیدرولوگراف) را در نقطه‌ای از مسیر رودخانه با استفاده از اطلاعات فرضی یا حقیقی موجود در یک یا چند نقطه بالادست جریان تعیین کرد. هدف از روندیابی در کارهای مهندسی بدست آوردن مقدار و زمان جریان خروجی در موقعیت‌های مختلف مکانی رودخانه می‌باشد. مسلمًا هیدرولوگراف‌های این دو نقطه مشابه نخواهند بود زیرا خصوصیات مسیری که آب از آن گذشته یا در آن جریان دارد شکل هیدرولوگراف را تغییر می‌دهد.

برای روشن شدن موضوع بازه‌ای از رودخانه را مشابه شکل ۱۸-۱۰ در نظر بگیرید که هیدرولوگراف جریان Q_t در نقطه A معلوم باشد. از روندیابی می‌توان جهت محاسبه هیدرولوگراف خروجی در نقطه B استفاده کرد. به این نحو با در دست داشتن هیدرولوگراف ورودی در نقطه B، هیدرولوگراف برای نقطه C محاسبه می‌گردد. به این طریق حرکت و شکل موج سیل در یک رودخانه پیش‌بینی می‌شود. شکل ۱۹-۱۰ نشان می‌دهد که هیدرولوگراف ورودی طی پیمودن رودخانه کاهش اوج می‌دهد و زمان پایه آن افزایش می‌یابد، ولی حجم آن ثابت می‌ماند. این اثر آشکار ذخیره رودخانه یا مخزن روی هیدرولوگراف سیل است. در شکل زیر QP دبی اوج و t_p زمان تا اوج است.



شکل ۱۳-۱۰- هیدرولوگراف‌های جریان رودخانه در مقاطع A ، B و C و نحوه حرکت موج سیل



شکل ۱۹-۱۰- جابجایی و تعدیل هیدروگراف جریان در فرایند روندیابی

بدبھی است اگر ورودی‌ها و خروجی‌های دیگری بین دو نقطه‌ای که روندیابی هیدروگراف بین آن‌ها انجام می‌گیرد وجود نداشته باشد، نظیر نفوذ، تبخیر، آبراهه‌های فرعی، برداشت‌های موضعی و ...، آن‌گاه حجم رواناب یا همان مساحت سطح زیر هر دو هیدروگراف بر اساس قانون پیوستگی بایستی با یکدیگر برابر باشند.

روندیابی سیل کاربرد فراوانی در مسائل مربوط به پیش‌بینی سیل^{۱۲۰} و سیستم‌های هشدار سیل، ارزیابی سیستم‌های مهار سیل^{۱۲۱} و انحراف سیل، پخش سیلاب، ساماندهی رودخانه، تعیین حریم رودخانه‌ها^{۱۲۲} یا پهنه‌بندی سیلاب، شهرسازی^{۱۲۳}، بدست آوردن هیدروگراف رواناب در حوضه‌های فاقد آمار و شبیه‌سازی سیلاب حوزه آبخیز دارد. از این روش‌ها اغلب برای محاسبه ارتفاع سیل بندها^{۱۲۴} و دیوارهای موازی رودخانه^{۱۲۵}، و ابعاد سرریز انواع مختلف سدها، طراحی مخازن ذخیره، کانال‌ها و بهره‌برداری از سازه‌های متتنوع هیدرولیکی استفاده می‌شود.

۷-۱۰ روش‌های روندیابی

روش‌های روندیابی رامی‌توان در سه دسته کلی ذیل طبقه بندی نمود:

الف: روند یابی مخزن^{۱۲۶}

روند یابی مخزن به منظور پیش‌بینی شکل هیدروگراف جریان خروجی از یک مخزن بکارمی‌رود. در این روش ویژگی‌های مخزن معلوم بوده و به کمک آن هیدروگراف خروجی از آن محاسبه می‌گردد.

ب- روندیابی سیلاب یا رودخانه^{۱۲۷}

۱ - Flood forecasting

۲ - Flood control

۳ - River zoning

۴ - Urbanization

۵ - Levees

۶ - Flood wall

126 (Reservoir Routing

127 (Flood or River Routing) :

به منظور پیش بینی شکل هیدروگراف در مقاطع مختلف و در طول یک بازه از رودخانه و یا برای حرکت موج سیل در یک رودخانه بکار گرفته می شود. در این روش تغییرات جریان نسبت به زمان در یک نقطه در بالا دست رودخانه معلوم بوده و همین تغییرات در پایین دست تعیین می گردد.

ج - روند یابی رواناب^{۱۲۸}

به کمک این روش، بارش اضافی در سطح حوزه روند یابی و در نهایت هیدروگراف خروجی از حوضه ساخته می شود. برای روند یابی در هر یک از موارد فوق از روش های مختلفی می توان استفاده نمود. بطور کلی روش های روند یابی را بدو دسته کلی روند یابی جریان یکپارچه^{۱۲۹} و روند یابی جریان توزیعی^{۱۳۰} تقسیم می کنند. معمولاً روند یابی یکپارچه مترادف با روند یابی هیدرولوژیکی است و روند یابی توزیعی را در بسیاری از موارد روند یابی هیدرولیکی می نامند. در روند یابی هیدرولوژیکی^{۱۳۱}، که جریان تابعی از زمان در یک محل معین از رودخانه و یامخزن است، از معادله پیوستگی و یک رابطه بین ذخیره و جریان در سیستم استفاده می شود. در روند یابی هیدرولیکی^{۱۳۲}، که جریان تابعی از زمان لحظه ای در چند سطح مقطع از جریان است، از معادله پیوستگی و معادله حرکت استفاده می شود. در این روش دینامیک جریان دقیق تر از روند یابی هیدرولوژیکی بررسی گردد.

محاسبات فرایند روند یابی هیدرولیکی و هیدرولوژیکی سیلان بر پایه اصول زیر می باشد.

- حل مسائل با استفاده از روش مقادیر جزئی

- حل مسائل با استفاده از معادله پیوستگی

- حل مسائل با استفاده از ارتباط گرافیکی هیدروگراف ورودی و خروجی

- حل مسائل با استفاده از تئوری هیدروگراف واحد

- حل مسائل با استفاده از ارتباط تجربی بین دبی پیک ورودی و خروجی

- حل مسائل با استفاده از مدل های هیدرولیکی

انتخاب نوع روش در روند یابی سیل به ماهیت مساله و داده های موجود بستگی دارد. اما ساده ترین روش استفاده از خطوط داغ آب است. برای این منظور داغ آب های مختلف که ناشی از سیل های مشخص باشند در دو نقطه از مسیر رودخانه تعیین و با استفاده از شاعع هیدرولیکی، شبیب رودخانه و مقطع جریان، مقدار دبی در هر محل تخمین زده می شود. سپس بین دبی ها، یا تراز داغ آب در بالادست و پایین دست که از سیل های مختلف ناشی شده اند رابطه ای به دست می آید.

128 (Rounoff Routing) :

129 Lump Flow Routing

130 Distributed Flow Routing

♀ - Hydrologic Methods

† - Hydraulic Methods

۱-۷-۱ روش‌های روندیابی هیدرولیکی

اگر روندیابی جریان به صورت تابعی از زمان و مکان در طول سیستم مدنظر باشد، این روش به نام روندیابی هیدرولیکی یا روندیابی توزیعی^{۱۳۳} شناخته می‌شود (چاو، ۱۹۸۸). در روش‌های توزیعی یا هیدرولیکی، از معادله پیوستگی جریان و معادله اندازه حرکت استفاده شده و اساس آن بر تئوری جریان‌های غیردائمی، استوار است.

این معادلات که به معادلات سنت-وانانت^{۱۳۴} موسوم هستند، به طور همزمان به صورت تحلیلی یا عددی حل می‌شوند تا هیدرولوژی در هر فاصله‌ای در پایین‌دست از هیدرولوژی درودی به دست آید. بدین مفهوم که در هر فاصله و هر زمان مقدار دبی مشخص می‌گردد، لذا روش‌های توزیعی روندیابی جریان عمدتاً در رودخانه‌ها کاربرد دارد که بتوان در هر فاصله‌ای در پایین‌دست و در هر زمان مقدار دبی را تعیین نمود.

مدل‌های توزیعی می‌توانند برای روندیابی جریان‌های کم، نظیر دبی جریان در تاسیسات آبیاری که از سیستم رودخانه‌ای منشعب می‌گردد نیز بکار برده شوند. این نوع روندیابی، دقیق بوده ولی مشکل اصلی آن دشواری حل معادلات مربوطه می‌باشد که استفاده از رایانه را اجتناب ناپذیر کرده و اطلاعات وسیعی را طلب می‌کند. پیچیدگی نسبی روابط و مشکل بودن استفاده از آنها و طولانی بودن رسیدن به جواب و نیاز فراوان این روش‌ها به فنون محاسبات و کیفیت و کمیت داده‌های ورودی، بازدهی و اجرای عملی آنها را محدود می‌کند و به همین جهت در این جزو به این روش اشاره نمی‌شود و علاقمندان می‌توانند به کتب مربوطه مراجعه کنند.

ولی هنگامی که اثر برگشت آب وجود داشته و یا رودخانه خیلی پرشیب و یا خیلی کم شیب باشد اثرات دینامیکی ممکن است قابل ملاحظه بوده و در چنین حالاتی استفاده از روندیابی هیدرولیکی بهتر از روندیابی هیدرولوژیکی می‌باشد.

۲-۷-۱ روش‌های روندیابی هیدرولوژیکی

اگر جریان آب فقط به صورت تابعی از زمان در محلی مشخص روندیابی گردد، این نوع روش، روندیابی هیدرولوژیکی و یا سیستم روندیابی متتمرکز یا توده‌ای^{۱۳۵} نامیده می‌شود (بهبهانی، ۱۳۸۰). در روش‌های متتمرکز، هیدرولوژی جریان در طی فرآیند روندیابی فقط در یک نقطه واقع در پائین‌دست محاسبه و لذا دبی جریان نسبت به زمان در یک فاصله ثابت از محل هیدرولوژیکی استخراج می‌گردد، که البته در روندیابی جریان در مخازن عمدتاً هدف همین است، که با توجه به هیدرولوژیکی ورودی به مخزن، یک هیدرولوژیکی و آن هم از خروجی مخزن، که می‌تواند خروجی از انواع سرریزها باشد، به دست آید.

۱- Distributed Flow Routing

۲- Saint -Venant

۳- Lumped Flow Routing

در این روش معادلات دیفرانسیل جریان های غیر دائمی مستقیماً کاربرد نداشته بلکه اصل پیوستگی جریان و رابطه دبی- ذخیره آب با فرض یکنواخت ۱۳۶ بودن جریان مورد بررسی قرار می گیرد که با توجه به تقریب ها و فرض هایی یاد شده، هم روش ساده تر می شود و هم جواب هایی به دست آمده از دقت کمتری برخوردار می شوند ولی در هر حال این جواب ها برای استفاده در کارهای عملی و طرح های آبی از دقت لازم برخوردار بوده و می توانند با اطمینان کافی به کار گرفته شوند.

روش های هیدرولوژیکی هم در مورد روندیابی در مخازن و هم روندیابی در رودخانه مورد استفاده قرار می گیرد. از این روش ها می توان به روش گرافیکی^{۱۳۷} ، پالس^{۱۳۸} ، ماسکینگام^{۱۳۹} ، کانوکس^{۱۴۰} ، آت کین^{۱۴۱} و ماسکینگام- کانز^{۱۴۲} اشاره کرد.

۱۰-۷-۲-۱ اصول روندیابی هیدرولوژیکی

به طور کلی تمام روش های هیدرولوژیکی روندیابی رودخانه بر اساس معادله پیوستگی جریان بنا نهاده شده اند.

$$\frac{dS}{dt} = I - Q \quad (10-1)$$

ذخیره یا حجم آب، I شدت جریان ورودی، Q شدت جریان خروجی، t زمان و dS/dt شدت تغییر ذخیره است. محاسبه میزان انبارش را می توان بر اساس آب نمودهای ورودی و خروجی مشاهده و ثبت شده انجام داد. شکل (۱۰-۱۰-الف) آب نمودهای ورودی و خروجی را در قسمتی از یک رودخانه نشان می دهد. همچنین مقادیر ΔS ، بر اساس رابطه (۱۰-۱۰)، تعیین و در شکل (۱۰-۱۰-ب) نشان داده شده است.

مقادیر مثبت نشان دهنده افزایش انبارش و مقادیر منفی نشان دهنده کاهش انبارش می باشد. بدیهی است که با انتخاب یک رقم اختیاری برای انبارش رودخانه در شروع محاسبات، که در اینجا صفر فرض شده است، می توان میزان انبارش را برای هر لحظه از زمان تعیین کرد. شکل (۱۰-۱۰-ج) انبارش رودخانه را در زمان های مختلف نشان می دهد. با احتساب مقادیر S می توان نمودار تغییرات جریان خروجی(Q) را بر حسب S رسم کرد.

^۱ - Uniform Flow

^۲ - Graphical Method

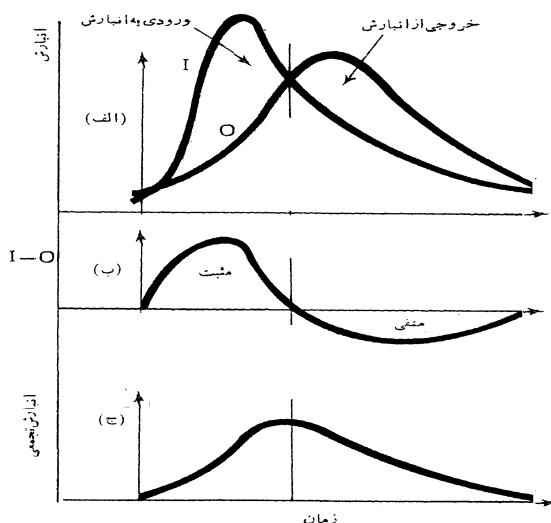
^۳ - Puls Method

^۴ - Muskingum method

^۵ - Convex Method

^۶ - Att-Kin Method

^۷ - Muskingum-Cunge method



شکل ۲۰-۱۰- محاسبه میزان ذخیره با استفاده از آبنمودهای مشاهده‌ای

برای حل معادله پیوستگی (۲۰-۱۰) به معادله دیگری که S را به I و Q مرتبط می‌کند نیاز است که اصطلاحاً به آن تابع ذخیره^{۱۴۳} می‌گویند. در حالت کلی، تابع ذخیره ممکن است به صورت یک تابع اختیاری از I و Q و مشتقات آن به صورت زیر باشد:

$$S = f(I, \frac{dI}{dt}, \frac{d^2I}{dt^2}, \dots, Q, \frac{dQ}{dt}, \frac{d^2Q}{dt^2}, \dots) \quad (21-10)$$

لذا دستگاه معادلات دیفرانسیلی (۲۰-۱۰) و (۲۱-۱۰) بایستی جهت به دست آوردن I به طور همزمان حل گردد. روش معمول جهت حل این دستگاه معادلات دیفرانسیلی، خطی کردن معادله (۲۱-۱۰) در فواصل زمانی کوتاه و جایگذاری مقدار

$\frac{dS}{dt}$ به دست آمده از این معادله در معادله دیفرانسیلی (۲۲-۱۰) است. در خطی‌سازی معادلات دیفرانسیلی، روش حل تفاضلات محدود بیشترین کاربرد را دارد. در روش تفاضلات محدود، افق زمانی به گام‌های زمانی کوچک تقسیم‌بندی شده و معادله پیوستگی (۲۰-۱۰) از یک نقطه زمانی به نقطه زمانی دیگر با استفاده همزمان از تابع ذخیره (۲۱-۱۰) برای محاسبه مقدار ذخیره، در هر نقطه زمانی حل می‌گردد. شکل تابع ذخیره بستگی به طبیعت سیستمی دارد که مورد تحلیل قرار می‌گیرد. در اینجا دو نوع سیستم مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. در سیستم اول، تابع ذخیره به صورت تک متغیره بوده که متغیر مستقل آن، دبی خروجی (Q) است و به فرم زیر نوشته می‌شود:

$$S = f(Q) \quad (22-10)$$

در مخازن سدهای بزرگ دبی خروجی از سد، فقط تابع ذخیره سد (رقوم سطح آب) است و کمتر تحت تاثیر دبی ورودی به سد (I) می‌باشد.

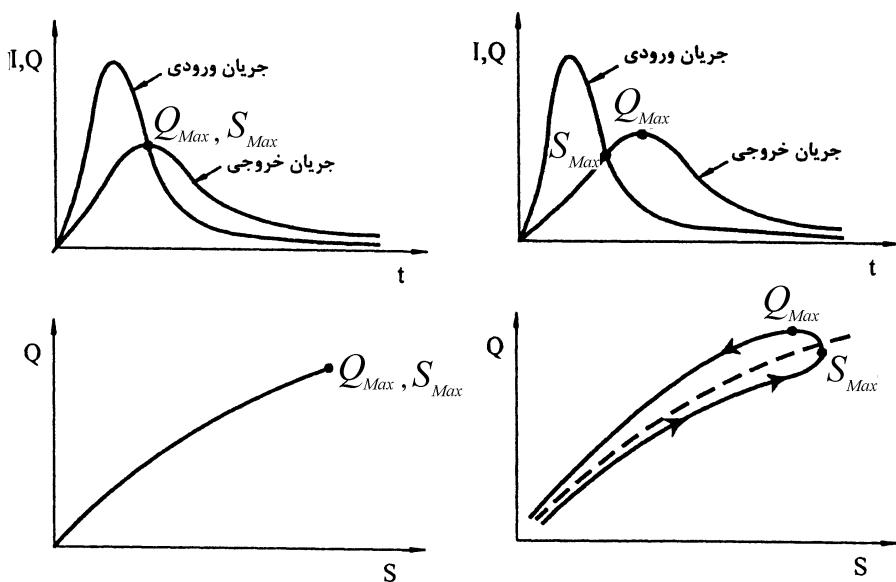
۱- Storage Function

در سیستم دوم، تابع ذخیره دارای رابطه خطی بین I و Q است که نشان‌گر تاثیر پذیری سریع خروجی از ورودی است.

طبعت این سیستم به رودخانه‌ها نزدیک است بدین معنی که چون حجم ذخیره آب در رودخانه‌ها کم بوده که عموماً سطح آب در آنها دارای شیب بوده و تراز نیست، لذا خروجی هم تابعی از ذخیره و هم تابعی از ورودی است.

در یک سیستم هیدرولوژیکی رابطه بین خروجی و ذخیره، تاثیر زیادی در روندیابی جریان دارد. این رابطه مطابق شکل ۲۱-۱۰ می‌تواند متغیر یا نامتغیر باشد. یک تابع ذخیره نامتغیر با معادله ای نظیر $S = f(Q)$ را وقتی می‌توان بکار برد، که سطح آب در مخزن افقی باشد. چنان مخازنی عمیق و عریض بوده و سرعت حرکت آب در آن‌ها در جهت طولی بسیار کم است. برای این‌که بتوان تابع ذخیره را ثابت فرض نمود، لازم است که همواره دبی ثابتی به ازاء رقوم خاصی از مخزن خارج گردد، یعنی رابطه یکتایی بین خروجی و ذخیره وجود داشته باشد و این بدان معنی است که خروجی مخزن در رقوم خاصی ثابت شده و مانور ندارد.

وقتی سطح آب در مخزن افقی است، ذخیره (S) فقط تابع رقوم سطح آب یا عمق آب در مخزن (H) است، در این صورت دبی خروجی (Q) نیز تابعی از رقوم آب (H) یا ارتفاع آب روی تاسیسات خروجی از سد است (شکل ۲۱-۱۰). (۲۲).



ب- رابطه نامتغیر (ثابت) برای مخازن

الف- رابطه متغیر برای رودخانه ها

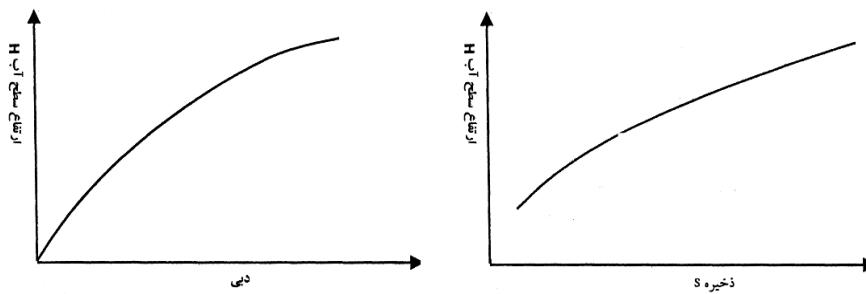
شکل ۲۱-۱۰- رابطه بین دبی و ذخیره در رودخانه‌ها و مخازن

لذا با ترکیب این دو تابع می‌توان یک رابطه ثابت و نامتغیر بین ذخیره مخزن و دبی خروجی به صورت $S=f(Q)$ مطابق شکل ۲۱-۱۰- ب) به دست آورد. در چنین حالتی دبی اوج هیدروگراف خروجی در محل تقاطع آن با هیدروگراف ورودی رخ می-

دهد، زیرا حداکثر میزان ذخیره وقتی اتفاق می‌افتد که $\frac{dS}{dt} = I - O = 0$ باشد و میزان ذخیره با خروجی به وسیله معادله

$S=f(Q)$ مرتبط باشد. همچنین در این حالت مطابق شکل (۲۱-۱۰-ب)، نقطه حداکثر ذخیره S_{Max} و حداکثر خروجی

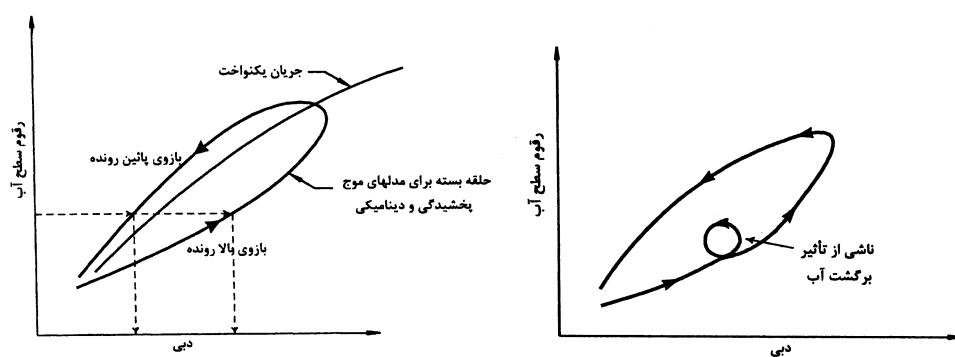
Q_{Max} بر یکدیگر منطبقند (مهدوی، ۱۳۸۱ و صفوی، ۱۳۸۵).



شکل ۲۲-۱۰- رابطه دبی و ذخیره با ارتفاع آب در مخزن

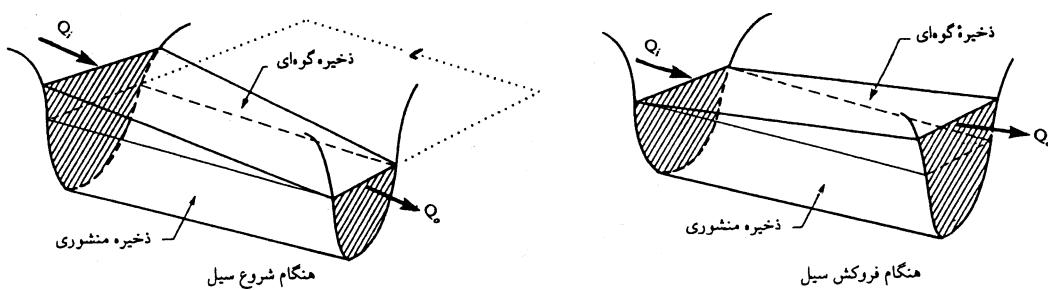
رابطه متغیر خروجی با ذخیره عمدهاً در آبراهه‌ها، رودخانه‌ها و مخازن باریک و کم عمق و دارای طول زیاد اتفاق می‌افتد، که سطح آب در آنها افقی نبوده و تاثیر برگشت آب به طور محسوسی قابل رویت است و مقدار ذخیره ناشی از برگشت آب بستگی به تغییرات زمانی دبی جریان در داخل سیستم دارد. همان‌گونه که در شکل (۲۱-۱۰-الف) نشان داده شده است، رابطه دبی خروجی و ذخیره سیستم به صورت یک تابع تک مقداره نبوده بلکه به صورت یک یا حتی در برخی موارد چند حلقه، بسته به مشخصات ذخیره‌ای سیستم می‌باشد. به دلیل تاثیر تاخیری جریان ناشی از برگشت آب، عموماً دبی اج هیدرولوگراف خروجی مطابق شکل (۲۱-۱۰-الف) پس از محل تقاطع دو هیدرولوگراف است و نقاط S_{Max} و Q_{Max} بر یکدیگر منطبق نمی‌گردند.

اگر تاثیر برگشت آب خیلی زیاد نباشد، آنگاه حلقه شکل (۲۱-۱۰-الف) را می‌توان با یک منحنی میانگین که در شکل به صورت خط چین نشان داده شده، جایگزین کرد. منحنی‌های دبی-اصل برای حالت‌هایی که اثر برگشت آب ناچیز و زیاد است نیز در شکل (۱۳-۱۱) نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل (۲۳-۱۰) دیده می‌شود در صورت وجود فرآب مساله از پیچیدگی بیشتری برخوردار است و در شاخه صعودی یک حلقه نیز بوجود می‌آید که خصوصیات و بزرگی آن کاملاً تحت تاثیر هیدرولیک جریان ورودی از بالادست و پایین‌دست به بازه، خصوصیات فیزیکی بازه و... می‌باشد و در این شرایط می‌بایست تا از مدل‌های هیدرولیکی موج پخشیدگی و موج دینامیکی استفاده نمود. در این شرایط استفاده از روش‌های هیدرولوژیکی دقیق‌تر است. روش‌های هیدرولوژیکی و روش هیدرولیکی موج سینماتیک از منحنی مربوط به شرایط یکنواخت، جهت کمی خواهد داشت. روش‌های هیدرولوژیکی و روش هیدرولیکی موج سینماتیک از منحنی مربوط به شرایط یکنواخت، جهت حل مسائل جریان استفاده می‌کنند.



شکل ۱۰- نمایش رابطه دبی اشل در شرایط معمولی رودخانه و شرایط فرآب (پنگاب)

در رودخانه‌های کوچک، ذخیره موقتی آب با توجه به مورفولوژی آن‌ها (شیب زیاد و عرض کم) ناچیز بوده و در طراحی‌ها نادیده گرفته می‌شود. در رودخانه‌های بزرگ، ذخیره رودخانه‌ای اهمیت بیشتری یافته و تاثیر روند سیل در طراحی‌ها، باید در نظر گرفته شود. در مورد ذخیره موقتی آب در مخزن سد، سطح آب افقی فرض شده و حجم ذخیره شده فقط شامل منشور آب می‌شود (ذخیره منشوری^{۱۴۴})، ولی در بازه‌ای از رودخانه و هنگام عبور یک موج سیلاب، علاوه بر ذخیره منشوری، ذخیره گوهای^{۱۴۵} روی آن قرار داشته که توسط سطح آب محدود می‌گردد. شکل‌های (۲۴-۲) و (۲۵-۱۰) این موضوع نمایش داده شده است. بنابراین ذخیره در رودخانه برخلاف مخازن، فقط تابعی از جریان خروجی نمی‌باشد.

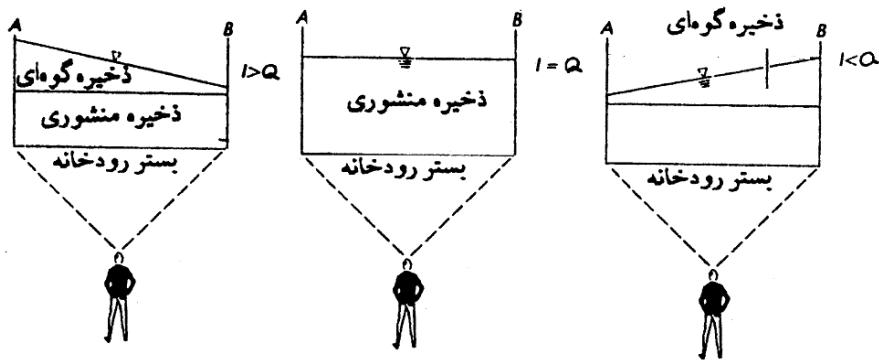


شکل ۱۰- نمایش ذخیره‌های منشوری و گوهای هنگام شروع سیل و هنگام فروکش آن

اگر فقط ذخیره منشوری وجود می‌داشت می‌بایست دبی ورودی به مسیر (I) و دبی خروجی از آن (O) برابر باشند ولی چون این دو مساوی نیستند لذا ذخیره تیغه‌ای به وجود می‌آید و مقدار آن تابع تفاوت بین دبی ورودی و خروجی (I-O) است. از نظر ذخیره تیغه‌ای سه حالت ممکن است اتفاق افتد. اگر دبی ورودی بیشتر از دبی خروجی از مسیر باشد (I>O) (حين بالا رفتن یک موج) یعنی ارتفاع آب در ابتدای بازه بیشتر از انتهای بازه بوده و ذخیره تیغه‌ای مثبت بوده و به ذخیره منشوری اضافه می‌شود. اگر سطح آب افقی باشد مقدار ذخیره تیغه‌ای صفر است. و اگر سیل به پایان برسد یعنی دبی ورودی کمتر از مقدار دبی خروجی باشد (I<O) (فروکش سیل) در این صورت ذخیره تیغه‌ای منفی و جهت محاسبه ذخیره کل، باید ذخیره تیغه‌ای را از ذخیره منشوری کم کرد. اگر ذخیره منشوری را که فقط تابع O می‌باشد ($S_1 = f_1(O)$) با ذخیره گوهای^{۱۴۶} ای (S₂ = f₂(I-O)) جمع کنیم ذخیره کل به دست می‌آید ($S = S_1 + S_2 = f_1(O) + f_2(I - O)$). البته باید به علامت f_2 نیز بسته به حالات سه گانه فوق توجه شود (علیزاده، ۱۳۸۰).

۱- Prism Storage

۲- Wedge Storage



شکل ۲۵-۱۰- نمایش مفهوم ذخیره گوهای و منشوری

۲-۲-۷-۱۰ روندیابی هیدرولوژیکی در مخازن

مخزن یک سد، حتی هنگامی که کاملا از آب پر است، می‌تواند در کاهش دبی اوج سیل موثر باشد و با ذخیره‌سازی موقتی آب بر روی سطح خود و بالاتر از ارتفاع کف سرریز، دبی خروجی از سد را کمتر از دبی ورودی کند، هرچند روی حجم سیلان بی‌تأثیر باشد. مسلما هنگامی که مخزن نیمه پر است، بخشی از حجم سیل برای مدت طولانی در مخزن باقی می‌ماند و در نتیجه تاثیر سد در کاهش دبی اوج سیل بیشتر خواهد بود. روش‌های متعددی از جمله منحنی تجمعی، مخزن تراز، ویسلر-براتر، گودربیچ، استین برگ، ودوراد، شب- نقطه، روش ضریب و روش رانج - کوتا برای روندیابی مخزن معرفی شده است که در اینجا تنها به روش پالس اشاره می‌شود.

۲-۲-۷-۱۰ روندیابی هیدرولوژیکی در مخازن به روش پالس

اساس این روش روندیابی مخزن برای محاسبه هیدرولوگراف خروجی از یک مخزن با سطح آب افقی است که با در دست داشتن هیدرولوگراف ورودی، بر پایه رابطه معلوم بین ذخیره- خروجی (S-Q) است. روش‌های مختلف محاسباتی و گرافیکی برای این کار ارائه شده که یکی از آنها روش پالس^{۱۴۶} است.

در این روش زمانی به فواصل Δt تقسیم‌بندی و شمارنده آن با Δt زمانی داده می‌شود و لذا گام‌های زمانی عبارتند از: $t = 0, \Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t, \dots, j\Delta t, (j+1)\Delta t, \dots$ از: Δt مطابق شکل ۲۶-۱۰ است یعنی:

$$\int_{S_j}^S j + 1 dS = \int_{j\Delta t}^{(j+1)\Delta t} I(t) dt - \int_{j\Delta t}^{(j+1)\Delta t} Q(t) dt \quad (26-10)$$

مقادیر جریان ورودی در ابتدا و انتهای گام زمانی j ام به ترتیب I_j و I_{j+1} می‌باشد و مقادیر دبی خروجی متناظر Q_j و Q_{j+1} است. اگر تغییرات جریان ورودی و خروجی در گام زمانی کوچک j ام را بتوان با تقریب مناسبی خطی فرض نمود، مقدار تغییر ذخیره در طول این گام زمانی برابر است با:

¹⁴⁶ Puls, L.G

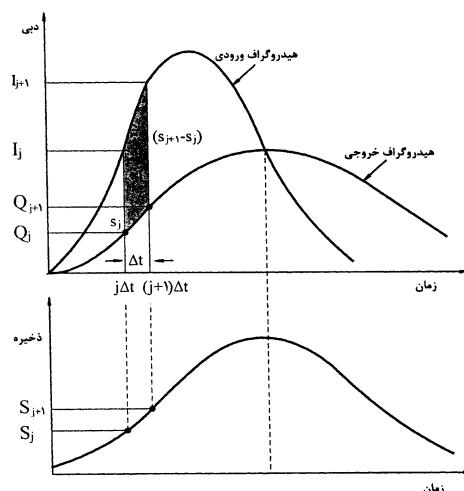
$$S_{j+1} - S = \frac{I_j + I_{j+1}}{2} \Delta t - \frac{Q_j + Q_{j+1}}{2} \Delta t \quad (24-10)$$

در این معادله مقادیر I_j و I_{j+1} از روی هیدروگراف ورودی مشخص می‌شوند. همچنین مقادیر Q_j و Q_{j+1} برای گام زمانی j ام از روی محاسبات گام قبلی بدست می‌آید و لذا معادله (24-10) دارای دو مجھول S_{j+1} و S_j است که با ضرب کردن دو طرف

معادله در $\left(\frac{2}{\Delta t}\right)$ و مرتب کردن بر اساس مجھولات در سمت چپ رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\left[\frac{2S_{j+1}}{\Delta t} + Q_{j+1} \right] = (I_j + I_{j+1}) + \left[\frac{2S_j}{\Delta t} - Q_j \right] \quad (25-10)$$

این روش را جامعه مهندسین ارتش امریکا^{۱۴۷} ارائه داده است و به نام معادله تعديل شده پالس و یا روش I.S.D^{۱۴۸} شهرت دارد (مهدوی، ۱۳۸۱).



شکل ۲۶-۱۰ - تغییر مقدار ذخیره در طی یک گام Δt

برای محاسبه مقدار Q_{j+1} از این معادله نیاز به توابع ذخیره- خروجی می‌باشد تا بر اساس آن رابطه بین Q با $(\frac{2S}{\Delta t} + Q)$

علوم گردد، که نحوه بدست آوردن این رابطه با استفاده از روابط ذخیره - ارتفاع و نیز دبی خروجی - ارتفاع در شکل ۲۷-۱۰ نشان داده شده است.

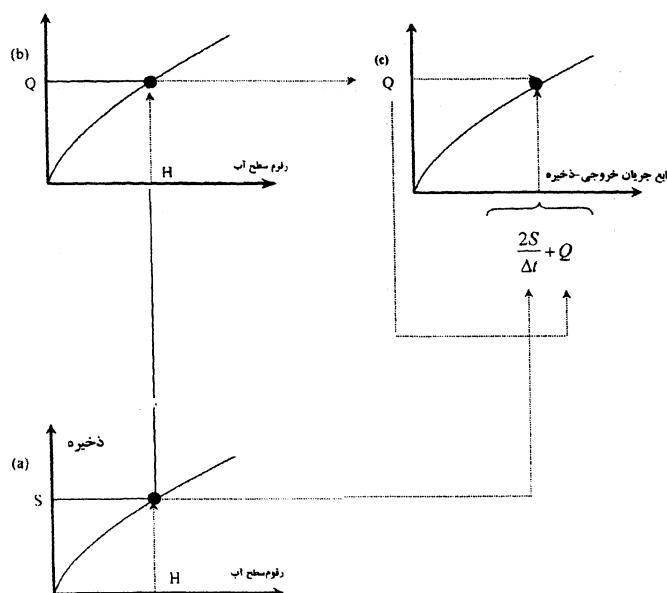
حجم آبی که می‌تواند بین دو خط تراز متواالی با مساحت های A_1 و A_2 و اختلاف ارتفاع h ذخیره گردد از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\Delta V = \frac{h}{2} (A_1 + A_2) \quad (25-10) \text{ ذوزنقه‌ای}$$

$$\Delta V = \frac{h}{3} (A_1 + A_2 + \sqrt{A_1 A_2}) \quad 27-10) \text{ مخروطی}$$

$$\Delta V = \frac{h}{6} (A_1 + 4A_m + A_2) \quad 28-10) \text{ منشوری}$$

در این روابط A_1 و A_2 مساحت سطوحی هستند که بین دو خط تراز متواالی با اختلاف h قرار دارند یا h همان فواصل بین خطوط تراز نقشه سطح مخزن است و در رابطه A_m مساحت سطحی ما بین دو خط تراز متواالی است. اگر حجم کلیه فواصل موجود در نقشه تراز مخزن تا ارتفاع سطح آب یا تراز سطح آب جمع گردد، برابر می‌شود با حجم آب در ذخیره تا آن حد تراز آب. این اطلاعات می‌تواند منحنی‌هایی را آمده کند که ارتفاع آب در مخزن را با میزان ذخیره‌اش نشان دهد.



شکل ۲۷-۱۰- نحوه تهیه منحنی ذخیره و جریان خروجی از مخزن

میزان جریان خروجی آب از مخزن، هم بستگی به ارتفاع آب در مخزن دارد، و هم به نوع مجاری دارد که در مخزن تعییه شده‌اند و کار تخلیه سریع آب و یا تخلیه مواد ته نشین شده را انجام می‌دهند

{مثال برای روندیابی مخزن سرکلاس ارایه می‌شود}

۳-۷-۲- روندیابی هیدرولوژیکی در در رودخانه

روندیابی سیل در رودخانه کمی مشکل‌تر و پیچیده‌تر از روندیابی سیل در مخازن است. در روندیابی مخزن، رقوم سطح آب همیشه افقی فرض می‌شود. ذخیره مخزن و جریان خروجی هر دو فقط تابعی از ارتفاع آب پشت سد فرض می‌شوند. به عبارت دیگر، ذخیره و جریان خروجی تابع یکدیگر می‌شوند. در رودخانه‌ها سطح آب به موازات بستر رودخانه نیست و شبیه میانگین سطح آزاد آب بیش‌تر از شبیب بستر در مرحله اوج گیری و کمتر از شبیب بستر طی مرحله فروافتادن سیل است. بنابراین رابطه

بین ذخیره و جریان خروجی در کانال‌ها پیچیده‌تر از مخزن است و تفاوت روش‌های متعدد ارائه شده برای روندیابی رودخانه در مکانیزم برقرار کردن این رابطه است.

روش‌های متعددی نظیر کانوکس، آت-کین، ماسکینگام (خطی و غیر خطی) و ماسکینگام-کائز و چندین مورد دیگر ارایه شده که در اینجا فقط به روش ماسکینگام خطی اشاره می‌شود.

۳-۲-۷-۱۰ روش ماسکینگام خطی

روش ماسکینگام توسط مک کارتی^{۱۴۹} (۱۹۳۸)، به همراه گروه مهندسی ارتش امریکا ارائه گردید، این روش یکی از متداول‌ترین روش‌ها برای روندیابی سیل در مجاری رودخانه‌ها است. این روش یک مدل خطی گردهای دو پارامتری است. در این روش، از معادله پیوستگی در مکان زیر:

$$\frac{ds}{dt} = I - Q \quad (۳۹-۱۰)$$

و معادله ذخیره-دیبی به شکل زیر استفاده می‌شود:

$$S = k[xI + (1-x)Q] \quad (۳۰-۱۰)$$

k و x پارامترهای روندیابی هستند. در این روش، فرض می‌شود که در $t=0$ $I=Q$ می‌باشد. از نظر فیزیکی، k زمان پیمایش قطعه رودخانه در نظر گرفته می‌شود و x ضریبی است که از آن برای وزن دادن به اثر ورودی و خروجی در ذخیره رودخانه استفاده می‌شود. از دید تئوری، x می‌تواند از ۰ تا ۱ باشد. با نوشتن معادله (۳۰-۱۰) به صورت تفاضل محدود و قراردادن در معادله (۳۰-۱۰) معادله زیر حاصل می‌شود:

$$\left(\frac{I_t + I_{t+\Delta t}}{2} \right) \Delta t - \left(\frac{Q_t + Q_{t+\Delta t}}{2} \right) \Delta t = k[x(I_{t+\Delta t} - I_t) + (1-x)(Q_{t+\Delta t} - Q_t)] \quad (۳۱-۱۰)$$

Δt فاصله زمانی روندیابی یا فاصله زمانی منقطع است. با مرتب کردن معادله فوق و حل آن برای $Q_{t+\Delta t}$ ، معادله روندیابی ماسکینگام بدست می‌آید:

$$Q_{t+\Delta t} = C_1 I_{t+\Delta t} + C_2 I_t + C_3 Q_t \quad (۳۲-۱۰)$$

که در آن:

$$C_1 = \frac{\Delta t - 2Kx}{2K - 2Kx + \Delta t} \quad (۳۳-۱۰)$$

$$C_2 = \frac{2Kx + \Delta t}{2K - 2Kx + \Delta t} \quad (۳۴-۱۰)$$

$$C_3 = \frac{2K - 2Kx - \Delta t}{2K - 2Kx + \Delta t} \quad (35-10)$$

جمع این ضریب‌ها برابر یک می‌باشد و یا:

$$C_1 + C_2 + C_3 = 1 \quad (36-10)$$

در عمل، می‌توان ضریب C_1 و C_2 را حساب کرده و سپس از رابطه $C_3 = 1 - (C_1 + C_2)$ مقدار C_3 را به دست آورد.

دامنه مناسب برای Δt نیز به صورت زیر می‌باشد.

$$\frac{K}{3} \leq \Delta t \leq K \quad (37-10)$$

البته چاو (۱۹۶۴) مقدار مناسب آنرا بین $2Kx \leq \Delta t \leq K$ می‌داند.

- اگر $x = 0/\Delta t$ باشند، آن‌گاه $C_1 = 0$ ، $C_2 = 1$ و $C_3 = 0$ حاصل می‌شود و هیدرولوگراف خروجی دقیقاً با

$Q_{t+\Delta t} = I_t$ هیدرولوگراف ورودی مشابه است و اختلاف آن‌ها فقط در زمان شروع آن‌ها به اندازه k می‌باشد یعنی I_t

- وقتی Δt و k مساوی نیستند، $C_1 = 0/\Delta t$ صفر نیستند، بنابراین $Q_{t+\Delta t} \neq I_t$

- اگر $\Delta t = 2kx$ ، آن‌گاه $C_3 = 1 - 2x$ ، $C_2 = 2x$ ، $C_1 = 0$ و $Q_{t+\Delta t} = 2xI_t$ بدست می‌آید:

$$Q_{t+\Delta t} = 2xI_t + (1 - 2x)Q_t \quad (38-10)$$

- برای این‌که $Q_{t+\Delta t}$ دائمًا مثبت باشد، x باید کمتر یا مساوی $0/\Delta t$ و $2kx$ باشد.

- چنانچه $x > 0/\Delta t$ باشد یعنی هیدرولوگراف خروجی از هیدرولوگراف ورودی بزرگ‌تر خواهد بود (یعنی پیک بزرگ‌تری دارد).

- در حالتی که $x = 0$ می‌باشد روش ماسیکنگام تبدیل به روش روندیابی در مخزن خطی می‌شود.

مقداری که برای Δt انتخاب می‌شود، کم و بیش دلخواه است، ولی باید مقدار آن خیلی کوچک‌تر از زمان پیمایش موج

سیل انتخاب شود. علاوه بر این، Δt باید به نحوی انتخاب شود که تغییرات خطی I و Q نیز معتبر باشد، عموماً هر چه

مقدار Δt کوچک‌تر باشد، نتایج دقیق‌تر خواهند بود.

محاسبه پارامترهای ماسیکنگام به تعبیر آنها بستگی دارد. برای مثال اگر روش ماسیکنگام به مدل پخشیدگی- همرفت ارتباط

داده شود، آن‌گاه پارامترها می‌توانند بر حسب مشخصات هیدرولیکی و مورفولوژیکی قطعه کanal بیان شوند. از طرف دیگر، اگر

مدل از نوع جعبه سیاه در نظر گرفته شود، آن‌گاه پارامترهای آن را می‌توان با استفاده از روش‌های استاندارد قابل اعمال در

سیستم‌های خطی محاسبه کرد. عموماً باور بر این است که مؤثر بودن این روش به دقت محاسبه پارامترها بستگی دارد.

یک از روش‌ها برای محاسبه پارامترهای ماسیکنگام روش استفاده از شیب و سطح مقطع کanal یا رودخانه است. در این

روش با داشتن محیط خیس شده برای یک دبی مشخص، ضریب زبری مانیگ و شیب بازه مورد نظر پارامتر x با توجه به رابطه

(۳۹-۱۰) بدست می‌آید. در این روش از برقراری رابطه‌ای به شکل $(Q = xA^m)$ بین دبی و سطح مقطع، و استفاده از رابطه مانینگ، X به دست می‌آید:

$$x = \frac{1}{n} S^{\frac{1}{2}} P^{-\frac{2}{3}} \quad \text{در این}$$
(۳۹-۱۰)

رابطه، X ضریب رابطه ماسکینگام، S شیب سطح آب در رودخانه، n ضریب زبری مانینگ و P محیط خیس شده می‌باشد.

{مثال برای روندیابی ماسکینگام خطی سرکلاس ارایه می‌شود}

فصل یاردهم: هیدروگراف واحد

۱۱-۱ تعریف هیدروگراف واحد

هیدروگراف واحد یک حوزه آبریز یا آبخیز عبارت است از هیدروگراف رواناب مستقیم^{۱۵۱} ناشی از بارش مؤثری^{۱۵۲} به عمق واحد (یک اینچ یک سانتی‌متر) که به صورت کاملاً یکنواخت با نرخ ثابت در یک مدت زمان معین بر روی کل حوزه باریده است. شرمن در ابتدا از کلمه واحد به منظور بیان واحد زمان استفاده نمود، ولی بعد از آن از کلمه واحد برای بیان واحد عمق بارش مؤثر استفاده کرد. شرمن رواناب را به دو دسته سطحی^{۱۵۳} و زیرسطحی^{۱۵۴} تقسیم نمود و به طور صریح بیان نمود که هیدروگراف واحد فقط در مورد رواناب سطحی مصدق دارد. هیدروگراف واحد یک مدل خطی^{۱۵۵} ساده می‌باشد که از آن می‌توان برای استخراج هیدروگراف ناشی از هر مقدار بارش خالص استفاده نمود (چو و همکاران، ۱۹۸۸).

از ویژگی‌های هیدروگراف واحد آن است که در صورت وجود هیدروگراف واحد برای یک حوزه امکان ساخت هیدروگراف سیلان طرح، مشروط به آنکه مدت بارندگی برابر مدت هیدروگراف واحد در نظر گرفته شود، وجود دارد. لذا تهیه هیدروگراف واحد برای تداوم‌های مختلف از اقدامات اساسی در هیدرولوژی است. هیدروگراف واحد یا از روی هیدروگراف‌های معمولی حوضه که قبلاً اندازه گیری شده‌اند، استخراج می‌شود و یا در صورت عدم وجود این هیدروگراف باید به صورت مصنوعی تهیه شود.

۱۱-۲-۱ هیدروگراف واحد طبیعی

۱۱-۲-۱-۱ طرز تهیه هیدروگراف واحد حاصل از یک رگبار منفرد

در این روش باید اطلاعات مربوط به بارش و جریان رواناب مستقیم حاصل از آن مانند شکل (۱-۱۱) وجود داشته باشد. برای تهیه هیدروگراف واحد به ترتیب زیر عمل می‌شود.

۱- رسم هیدروگراف حاصل از بارش

۲- تفکیک جریان پایه از هیدروگراف مشاهداتی با استفاده از یکی روش‌های مناسب (مانند شکل ۲-۱۱)

۳- محاسبه مساحت زیر هیدروگراف مستقیم که برابر با حجم رواناب سطحی است

۴- حجم رواناب بر مساحت حوضه تقسیم می‌شود (مطابق رابطه ۱-۱۱) تا عمق بارش یکنواخت در حوضه بدست آید.

$$Q_t = \frac{K \cdot V}{A} \quad (1-11)$$

150 Unit hydrograph (UH)

151 (Direct rainfall hyetograph)

152 Excess rainfall

153 Surface runoff

154 Subsurface runoff

155 Simple linear model

که در آن:

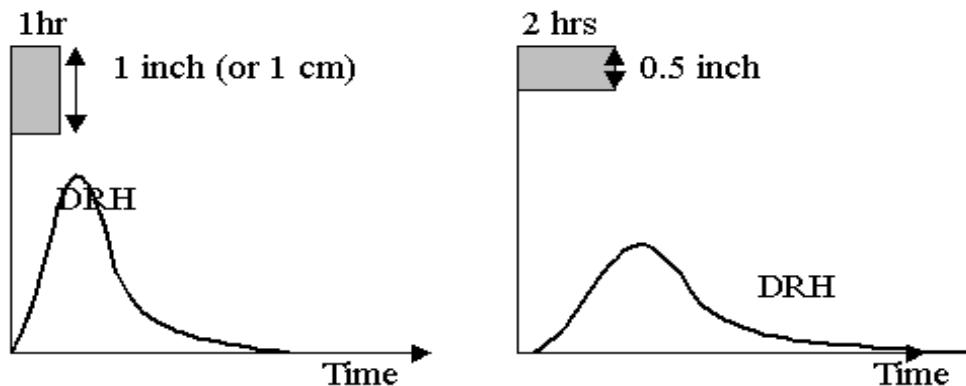
Q_t عمق رواناب مستقیم حاصل از بارش در بازه زمانی t ساعته

K فاکتور تبدیل واحدها است که بستگی به واحد زمان، سطح و بارش دارد.

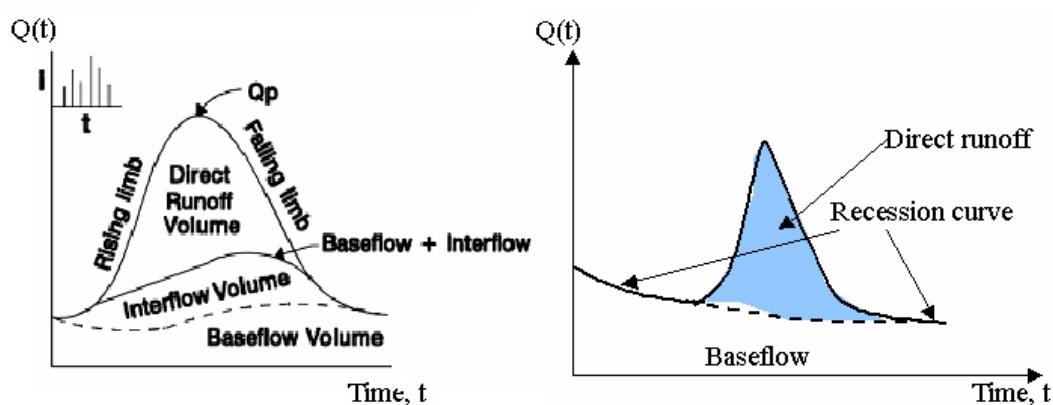
V حجم زیر هیدروگراف

A مساحت حوزه آبخیز

- ۵- هر یک از مؤلفه‌های رواناب مستقیم بر عمق بارش (Q_t) بر حسب واحد (اینچ یا میلی‌متر) تقسیم می‌شود تا مؤلفه‌های هیدروگراف واحد با تداوم بارش مشاهده شده، بدست آید.



شکل (۱-۱۱) تهیه هیدروگراف واحد ناشی از یک بارش منفرد



شکل (۲-۱۱) کسر جریان پایه از هیدروگراف مشاهداتی و تعیین حجم رواناب مستقیم

۳-۱۱ هیدروگراف واحد مصنوعی

تا کنون روش‌های متعددی برای تهیه هیدروگراف واحد ارایه شده است که در اینجا فقط به دو روش آن اشاره می‌شود. برای مطالعه این روش‌ها می‌توانید به منابعی که در فهرست منابع آمده است مراجعه کنید.

۱۱-۳-۱ هیدروگراف واحد مصنوعی اشنایدر

اشنایدر(۱۹۳۸) با بررسی هایی که در حوضه های کوهستانی با مساحت ۳۰ تا ۳۰۰۰۰ کیلومتر مربع آمریکا انجام داد، هیدروگراف واحد استانداردی را با معرفی سه عامل زمان تأخیر، دبی اوج در واحد سطح بربیا یک واحد بارش مازاد و زمان پایه ارایه نمود که بعدها با بررسی هایی که رسته مهندسی آمریکا دنبال کرد ۲ مؤلفه برای عرض هیدروگراف در ۵۰ و ۷۵ درصد دبی اوج به آن اضافه شد. با توجه به شکل شماره (۱۱-۳) مراحل انجام محاسبات برای تهییه هیدروگراف واحد مصنوعی اشنایدر به صورت زیر می باشد:

۱- با استفاده از نقشه توپوگرافی حوضه طول آبراهه اصلی (L)، طول آبراهه اصلی از نقطه نزدیک به مرکز ثقل تا خروجی حوضه و مساحت حوضه استخراج می شود.

۲- محاسبه زمان تأخیر از رابطه (۱۱-۲) در سیستم واحد متریک

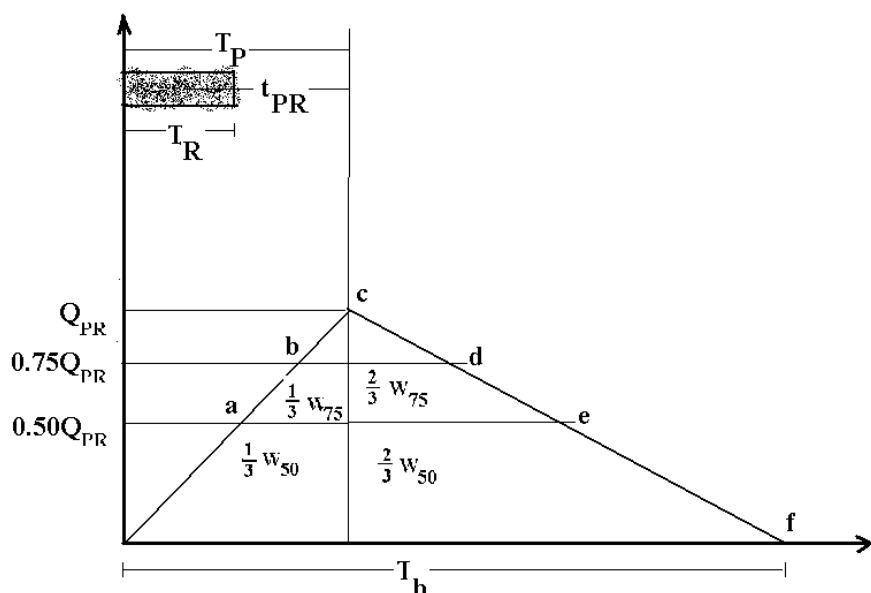
$$T_1 = 0.7517 C_t (L \cdot L_C)^{0.3} \quad (11-2)$$

که در آن:

T_1 زمان تأخیر به ساعت

C_t ضریب منطقه ای که بستگی به شیب حوضه و وضعیت نگهداری آب در سطح زمین دارد. هرچه شیب کمتر باشد مقدار C_t هم کمتر است.

L طول آبراهه اصلی از نقطه خروجی تا مرز حوضه
 L_c تا نقطه آیی که در برابر مرکز ثقل حوضه قرار دارد (کیلومتر)



شکل (۱۱-۳) مؤلفه های هیدروگراف واحد مصنوعی اشنایدر

۳- پارامترهای C_p و C_t با استفاده از اطلاعات حوضه های دارای آمار در منطقه تعیین می شود.

۴- محاسبه دبی اوج هیدروگراف واحد در واحد سطح برای زمان استاندارد T_1 ساعت و برای یک سانتی متر رواناب به متر مکعب در ثانیه که از رابطه زیر بدست می اید.

$$q_p = \frac{2.75 C_p}{T_p} \quad (3-11)$$

که در آن:

q_p دبی اوج هیدروگراف واحد T_1 ساعت بر حسب مکعب در ثانیه بر کیلومتر مربع برای یک واحد رواناب ضریب منطقه‌ای که می‌تواند از حوزه‌های مجاور بدست آید.

زمان تاخیر به ساعت T_p

اگر هیدروگراف واحد در زمانی غیر از زمان استاندار T_R ساعت مورد نیاز باشد، باید زمان تاخیر را با استفاده از رابطه زیر اصلاح کرد. بعد در رابطه بعدی برای تعیین دبی قرار داد.

$$T_l = T_{lR} + \frac{T_r - T_R}{4} \quad (4-11)$$

$$q_{lR} = \frac{q_p \times T_p}{T_{lR}} \quad (5-11)$$

-۵ زمان پایه هیدروگراف واحد در حوضه‌های بزرگ به صورت زیر خواهد بود.

$$T_b = \frac{5.56}{q_{pR}} \quad (6-11)$$

و در حوضه‌های کوچک، زمان پایه هیدروگراف واحد بر اساس رابطه شوارتز و تایلور به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$T_b = 5(T_{pR} + \frac{T_R}{2}) \quad (7-11)$$

-۶ عرض هیدروگراف در ۵۰ و ۷۵ درصد از دبی اوج بر مبنای واحد زمان از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$W_{50} = 2.14 q_{pR}^{-1.08} \quad (8-11)$$

$$W_{75} = 1.22 q_{pR}^{-1.08} \quad (9-11)$$

۲-۳-۱۱ هیدروگراف واحد مصنوعی بی بعد مثلثی

برپایه روش سازمان حفاظت منابع طبیعی آمریکا ۳۷.۵ درصد از جرم کل رواناب مستقیم در بخش شاخه صعودی قرار دارد بنابراین می‌توان چنین محاسبه کرد که چون در یک واحد زمان ۰.۳۷۵ از کل رواناب جریان یافته است، پس کل جریان در زمان پایه T_b هیدروگراف مثلثی (یا قاعده مثلث شکل ۴-۱۱) مطابق رابطه زیر خواهد بود.

$$T_b = \frac{1.00}{0.375} = 2.67 \quad \text{واحد زمان} = 2.67 T_b \quad (10-11)$$

در حوضه های کوهستانی از این مقدار ۲۰ درصد کاهش و برعکس در حوضه های مسطح و باتلاقی ۳۰ درصد به این مقدار اضافه می شود(چین، ۲۰۰۰ نقل از مهدوی).

قاعده مثلث خود از دو قسمت تشکیل می شود که اولی زمان تا رسیدن به اوج(Tp) و دومی مدت زمان فروکش جریان(Tt) می باشد یعنی:

$$T_b = T_p + T_r \quad (11-11)$$

$$Tr = T_p + T_p = 2.67T_p - T_p = 1.67T_p \quad (12-11)$$

حجم رواناب مستقیم یعنی مساحت مثلث نیز به صورت زیر است

$$V = \frac{q_p \times T_p}{2} + \frac{qp \times Tr}{2} = \frac{q_p}{2}(T_p + Tr) \quad (13-11)$$

و مقدار دبی اوج از رابطه زیر بدست می آید.

$$q_p = \frac{2 \times V}{T_p + T_r} \quad (14-11)$$

با جایگزینی روابط معادل در رابطه بالا رابطه زیر بدست می آید.

$$q_p = \frac{K \times V}{T_p} \quad (15-11)$$

و در مورد هیدروگراف مثلثی مقدار K از رابطه زیر بدست می آید.

$$K = \frac{2}{1 + (1.67Tp/T_p)} \quad (16-11)$$

مقدار K در حوضه های کوهستانی حدود ۱.۳ و در حوضه های خیلی کوهستانی تا ۲.۶ می رسد.

با استفاده از رابطه (17-11) نیز می توان دبی اوج در هیدروگراف واحد NRCS را از رابطه زیر بدست آورد.

$$q_p = \frac{2.083 \times A \times Q_R}{T_p} \quad (17-11)$$

که در آن:

q_p دبی اوج به متر بر ثانیه

A مساحت حوضه به کیلومتر مربع

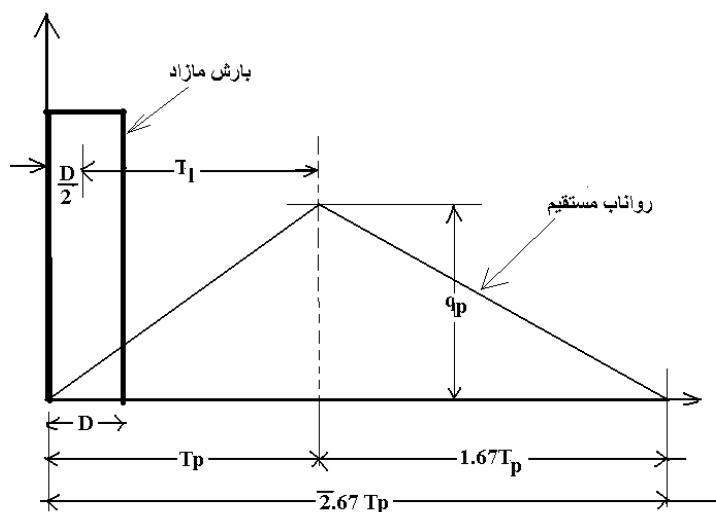
Q_R ارتفاع رواناب مستقیم یا بارش مازاد به سانتی متر

T_p زمان تا رسیدن به دبی اوج

با توجه به رابطه می بینیم اجزاء مختلف هیدروگراف، روابط زیر را می توان ارایه نمود.

$$q_p = \frac{2.083 \times A \times Q_R}{(A.D/2) + T_l} \quad (18-11)$$

$$q_p = \frac{2.083 \times A \times Q_R}{(2.083 \times T_c/2) + 0.6T_c} = \frac{2.083 \times A \times Q_R}{0.67T_c} = \frac{3.125 A \cdot Q_R}{T_c} \quad (19-11)$$



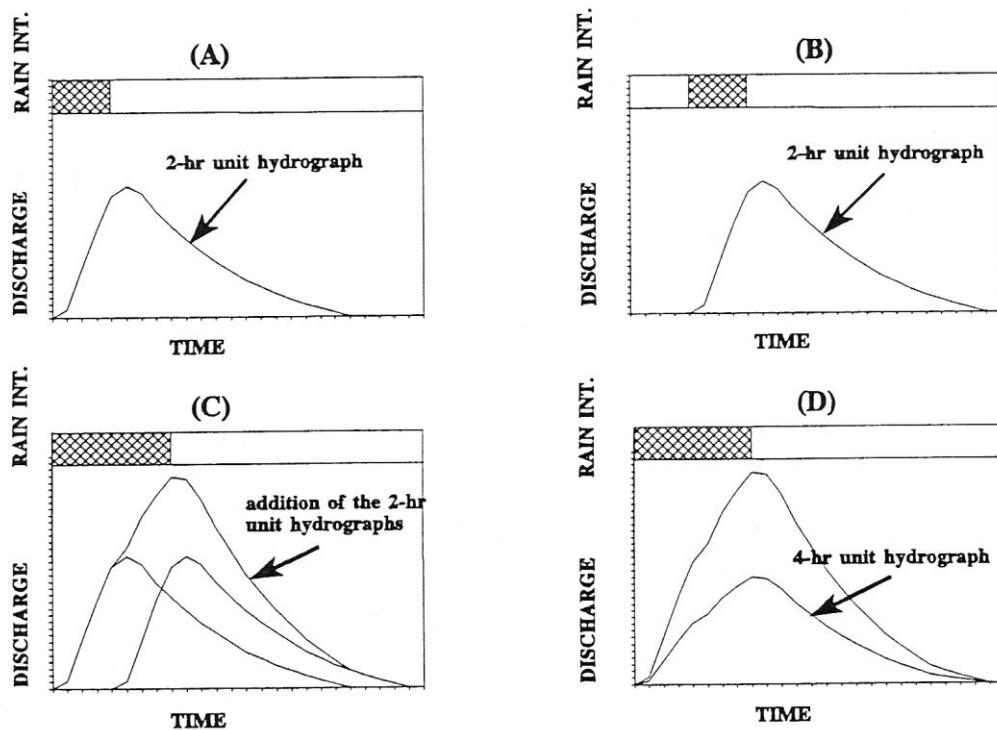
شکل (۴-۱۱) مؤلفه‌های هیدرولوگراف واحد مصنوعی بی بعد متاشی

۱۱-۴ تعیین هیدرولوگراف واحد با تداوم‌های مختلف

هر هیدرولوگراف واحدی که برای یک حوضه تهیه شده با توجه به تداوم زمانی بارش مازاد مولد آن بدست می‌آید، ولی بدليل متغیر بودن ویژگی‌های بارندگی نظریه تداوم، توزیع مکانی و زمانی و شدت بارندگی حتی با وجود ثابت بودن ویژگی‌های فیزیکی حوضه، نمی‌توان از آن برای بارش‌های مازاد با تداوم زمانی مختلف استفاده نمود بلکه ابتدا بایستی آنرا به یک هیدرولوگراف واحد معادل با تداوم بارش مازاد مورد نظر تبدیل کرد. دو روش کلی برای انجام این کار وجود دارد که به شرح زیر می‌باشد.

۱۱-۴-۱ روش تاخیری

در صورتی که $D' > D$ و نسبت $(D'/D) = n$ باشد، به تعداد n هیدرولوگراف واحد D ساعته را با تاخیر D' ساعت نسبت به هم نوشته و سپس ابعاد آنها با هم جمع می‌شود و ابعاد هیدرولوگراف مجموع در نسبت D'/D ضرب می‌گردد. برای مثال در شکل (۵-۱۱) طرز تهیه هیدرولوگراف ۶ ساعته از ۲ ساعته و در جدول (۱-۱۱) طرز تهیه هیدرولوگراف واحد ۶ ساعته ($D' = 6$) از یک هیدرولوگراف دو ساعته ($D = 2$) را نشان می‌دهد. با استفاده از ستون ۱ و ۷ هیدرولوگراف ۶ ساعته حوضه رسم می‌شود.



شکل (۱۱-۵) طرز تهیه هیدروگراف واحد ۶ ساعته از ۲ ساعته با روش تاخیری (McCuen R.H., 1989)

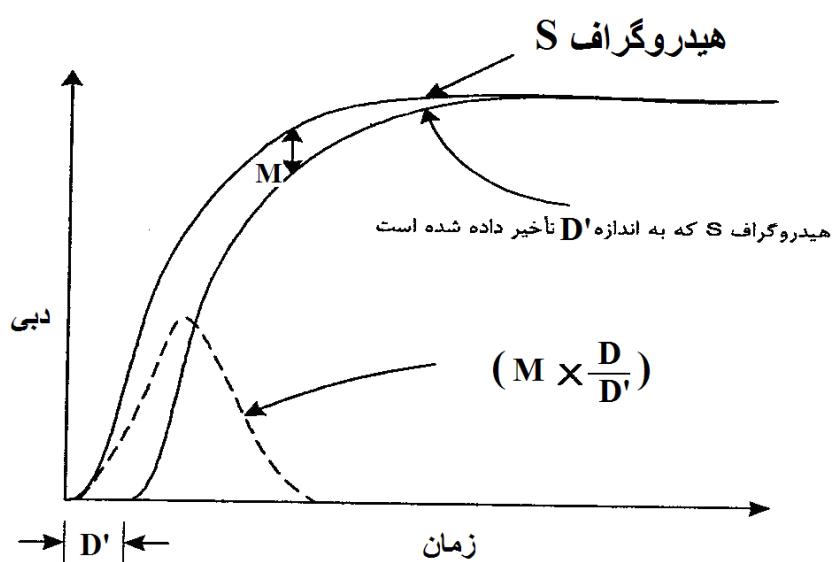
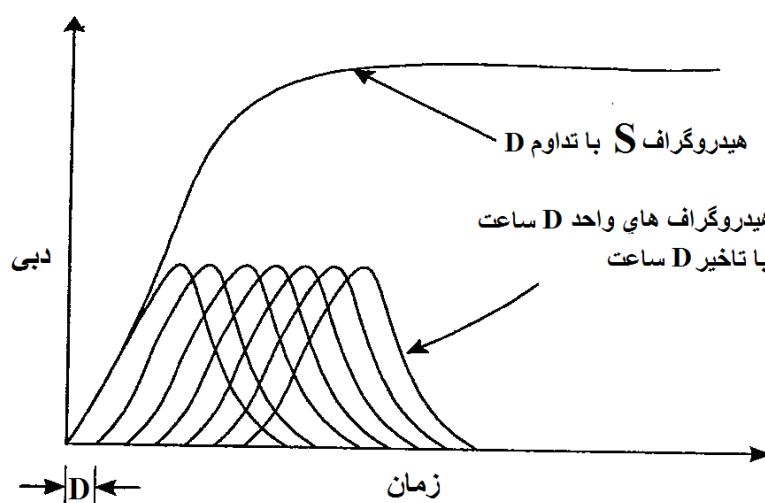
جدول (۱۱-۱) تهیه هیدروگراف واحد ۶ ساعته از هیدروگراف واحد ۲ ساعته با روش تاخیری

۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱
$= UH(6h) \times 6 \left(\frac{D}{D'}\right)$ هیدروگراف ۶ ساعته (مترمکعب در ثانیه)	مجموع (۴+۳+۲)	۲ هس تا با تاخیر ۲ ساعت	UH(2h) هیدروگراف ۲ ساعته (مترمکعب در ثانیه)			زمان ساعت
.	.	-	-	-	.	.
۰.۴۷	۱.۴۲	-	-	۱.۴۲	۱.۴۲	۱
۲.۸۳	۸.۵	-	.	۸.۵	۸.۵	۲
۴.۲۴	۱۲.۷۲	-	۱.۴۲	۱۱.۳	۱۱.۳	۳
۴.۷۲	۱۴.۱۶	.	۸.۵	۵.۶۶	۵.۶۶	۴
۴.۷۲	۱۴.۱۷	۱.۴۲	۱۱.۳	۱.۴۵	۱.۴۵	۵
۴.۷۲	۱۴.۱۶	۸.۵	۵.۶۶	.	.	۶
۴.۲۵	۱۲.۷۵	۱۱.۳	۱.۴۵	-	-	۷
۱.۸۹	۵.۶۶	۵.۶۶	.	-	-	۸

۰.۴۸	۱.۴۵	۱.۴۵	-	-	-	۹
.	.	.	-	-	-	۱۰

۲-۴-۱۱ روش منحنی تجمعی S

در این روش سری هیدروگراف‌های واحد با تداوم D ساعت با تاخیر زمانی ۲ ساعت نسبت به یکدیگر مرتب و در هر سطر جدول با یکدیگر جمع می‌شوند تا تشکیل یک هیدروگراف تجمعی به شکل S بددست آید(شکل ۱۱-۶). برای بدست آوردن هیدروگراف D' ساعت باید دو هیدروگراف تجمعی را با تاخیر D' ساعت نسبت به یکدیگر نوشت و آنها را از هم کم کرد. سپس اعداد بدست آمده را باید در نسبت (D/D') ضرب کرد تا هیدروگراف واحد D' ساعت بدست آید. جدول (۲-۱۱) برای نمونه طرز تهیه هیدروگراف ۶ ساعته ($D'=6$) از یک هیدروگراف دو ساعته ($D=2$) را با روش منحنی S نشان می‌دهد.



شکل (۱۱-۶) طرز تهیه هیدروگراف واحد D' ساعته از D ساعته با روش تاخیری

جدول (۲-۱۱) تهیه هیدروگراف واحد ۶ ساعته از روی هیدروگراف واحد ۲ ساعته با روش منحنی S
(McCuen R.H., 1989)

۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱
هیدروگراف واحد ۶ ساعته	منحنی S تفاضل ۲ منحنی S	منحنی S	Uh(2h)	Uh(2h)	Uh(2h)	Uh(2h)	زمان(ساعت)
.	.	-	.	-	-	.	۱
۰.۴۷	۱.۴۲	-	۱.۴۲	-	-	۱.۴۲	۲
۲.۸۳	۸.۵	-	۱۲.۷۳	-	.	۸.۵	۳
۴.۲۴	۱۲.۷۲	-	۱۴.۱۶	.	۱.۴۲	۱۱.۳	۴
۴.۷۲	۱۴.۱۶	.	۱۴.۱۷	۱.۴۲	۸.۵	۵.۶۶	۵
۴.۷۲	۱۴.۱۷	۱.۴۲	۱۴.۱۶	۸.۵	۱۱.۳	۱.۴۵	۶
۴.۷۲	۱۲.۷۵	۸.۵	۱۴.۱۷	۱۱.۳	۵.۶۶	.	۷
۴.۲۵	۵.۶۶	۱۲.۷۳	۱۴.۱۶	۵.۶۶	۱.۴۵	-	۸
۱.۸۹	۱.۴۵	۱۴.۱۶	۱۴.۱۷	۱.۴۵	.	-	۹
۰.۴۸	.	۱۴.۱۷	۱۴.۱۷	.	-	-	۱۰
.	.	۱۴.۱۷	۱۴.۱۷	-	-	-	۱۱

۱۱-۵ تهیه هیدروگراف سیلاب و دبی اوج آن با استفاده از هیدروگراف واحد

پس از آن که هیدروگراف واحد حوضه برای تداوم‌های مختلف بدست آمد، می‌توان هر طوفان طراحی (مثلاً با دوره بازگشت ۱۰، ۲۰، ۲۵ و ۵۰ ساله) را به هیدروگراف جریان تبدیل نمود و دبی اوج آنرا مشخص کرد. برای مثال اگر هیدروگراف واحد ۱ ساعته یک حوضه به مساحت ۲۲۵.۵ کیلومتر مربع به صورت ستون دوم جدول (۱۶-۷) باشد و یک طوفان که تداوم بارش مازاد آن به صورت یک هیتوگراف ۴ ساعته مطابق ستون سوم جدول (۱۶-۷) باشد، هیدروگراف سیلاب ناشی از آن به صورت ستون جدول مذکور خواهد شد. توجه شود که وقتی هیتوگراف یک باران مازاد در دسترس باشد، می‌توان از هیدروگراف واحد با تداوم معادل با واحدهای زمانی هیتوگراف به صورت ماتریسی مانند مثال بالا استفاده نمود. در صورتی از هیدروگراف ۴ ساعته می‌توان استفاده کرد که کل بارش مازاد ۴ ساعته به صورت یک مقدار یکنواخت فرض شود.

مراحل انجام محاسبات در مثال بالا به ترتیب زیر می‌باشد:

- ۱- ابعاد هیدرولوگراف واحد را در مقدار باران مازاد مربوط به ساعت اول ضرب و به عنوان هیدرولوگراف جریان ساعت اول در ستون چهارم های درج می شود.
- ۲- ابعاد هیدرولوگراف واحد را در مقدار باران مازاد مربوط به ساعت دوم ضرب و با یکساعت تاخیر به عنوان هیدرولوگراف جریان ساعت دوم در ستون پنجم درج می شود. اینکار برای باران مازاد در ساعت های سوم و چهارم انجام و هر کدام با یکساعت تاخیر در ستون های ششم و هفتم درج می شود.
- ۳- در ستون هشتم حاصل جمع اعداد چهارم تا هفتم هر سطر وارد می شود. اعداد این ستون هیدرولوگراف سیلان می باشد.
- ۴- دبی اوج این سیل ۵۶۹.۹۱ متر مکعب بر ثانیه می باشد.

جدول (۱۶-۷) تهییه هیدرولوگراف سیلاب ناشی از باران مازاد با استفاده از هیدرولوگراف واحد

هیدرولوگراف سیلاب (مترمکعب بر ثانیه)						باران مازاد	هیدرولوگراف واحد یک ساعته	زمان
هیدرولوگراف کامل	هیدرولوگراف ناشی از باران ساعت جهارم	هیدرولوگراف ناشی از باران ساعت	(میلی متر)	(مترمکعب بر ثانیه)	(ساعت)			
•	•	•	•	•	•	•	•	•
۶۸.۰۲	•	•	•	•	۶۸.۰۲	۳۵.۸	۱.۹	۱
۲۱۸.۰۶	•	•	۶.۸۴	۲۱۱.۲۲	۳۶	۵.۹	۲	
۳۹۶.۰۳	•	۲.۴۷	۲۱.۲۴	۳۷۷۲.۳۲	۱.۳	۱۰.۴	۳	
۵۶۹.۹۱	۵.۷	۷.۵۷	۳۷.۴۴	۵۱۹.۱	۳۰	۱۴.۵	۴	
۴۸۷.۹۶	۱۷.۷	۱۳.۵۲	۵۲.۲	۴۰۴.۵۴		۱۱.۳	۵	
۳۴۱.۳۳	۳۱.۲	۱۸.۸۵	۴۰.۶۸	۲۵۰.۶		۷.۰	۶	
۲۴۰.۹۱	۴۳.۵	۱۴.۵۹	۲۵.۲	۱۵۷.۵۲		۴.۴	۷	
۱۵۵.۵	۳۳.۹	۹.۱	۱۵.۸۴	۹۶.۶۶		۲.۷	۸	
۹۷.۳	۲۱	۵.۷۲	۹.۷۲	۶۰.۰۶		۱.۷	۹	
۶۲.۲۱	۱۳.۲	۳.۵۱	۶.۱۲	۳۹.۳۸		۱.۱	۱۰	
۳۹.۳۲	۸.۱	۲.۲۱	۳.۹۶	۲۵.۰۶		۰.۷	۱۱	
۲۲.۳۷	۵.۱	۱.۴۳	۲.۵۲	۱۴.۳۲		۰.۴	۱۲	
۵۶۵	۳.۳	۰.۹۱	۱.۴۴	•		•	۱۳	
۲۶۲	۲.۱	۰.۵۲	•	•		•	۱۴	
۱.۲	۱.۲	•	•	•		•	۱۵	
•	•	•	•	•		•	۱۶	

فصل دوازدهم: آمار و احتمالات در هیدرولوژی

۱-۱۲- انواع متغیرها در هیدرولوژی

متغیرهای هیدرولوژیکی دارای دو ویژگی می‌باشند یکی مقدار (Magnitude) و دیگری بعد (Dimention) یا به صورت پیوسته (Continuous) یا گسسته (discrete) می‌باشند. مثل مقدار بارندگی که می‌تواند بی‌نهایت مقدار داشته باشد (پیوسته) و یا مقدار روزهای آفتابی یا یخ‌بندان که گسسته است. زمان نیز متغیری پیوسته است که معمولاً چون اندازه‌گیری آن در فواصل زمانی انجام می‌شود آنرا به صورت داده‌های گسسته بیان می‌کنند. داده پیوسته را به دو صورت داده نمونه‌ای (Sample data) و یا پالسی (Pulse data) و به صورت گسسته می‌آید.

- داده نمونه، اندازه‌گیری یک پدیده در یک زمان مشخص است.

- داده پالسی عبارت است مقدار تجمعی یک پدیده در یک فاصله زمانی

معمولًا داده‌های هیدرولوژی یا به صورت پله‌ای یا زینه‌ای (interval) هستند مثل درجه بندی دما و یا بصورت نسبی (ratio) مانند از طرف دیگر داده‌های هیدرولوژی ممکن است به صورت داده‌های سری کامل (مثل یک سری داده‌های دبی روزانه در طی یا چند سال متوالی) یک سری جزئی (مثل دبی‌های روزانه بیش از یک مقدار معین در طی یا چند سال متوالی)، سری حدی یا نهایی (مثل حداکثر و یا حداقل دبی در طی یا چند سال متوالی) باشند.

۲-۱۲- مشخصات آماری داده‌های

متغیرهای هیدرولوژیکی را می‌توان به دو دسته کلی به صورت زیر تقسیم بندی کرد:

الف) متغیرهایی که تمایل به مرکزیت جامعه و یا نمونه را نشان می‌دهند شامل:

$$\bar{X} = \frac{\sum xi}{n} \quad \text{میانگین ریاضی یا حسابی} \quad (1-12)$$

$$\bar{X} = \frac{\sum xiwi}{\sum xi} \quad \text{میانگین وزنی} \quad (2-12)$$

$$\bar{X} = [(x_1)(x_2)(x_3).....(x_n)]^{\frac{1}{n}} \quad \text{میانگین هندسی} \quad (3-12)$$

$$\bar{X} = \frac{n}{\frac{1}{x_1} + \frac{1}{x_2} + + \frac{1}{x_n}} \quad \text{میانگین هامونیک} \quad (4-12)$$

(۵-۱۲) میانگین متحرک (مثالاً میانگین متحرک ۳ ساله که به صورت زیر محاسبه می‌شود)

$$\bar{X}_1 = \frac{x_3 + x_4 + x}{3} \quad \text{و} \quad \bar{X}_2 = \frac{x_2 + x_3 + x_4}{3} \quad \text{و} \quad \bar{X}_3 = \frac{x_1 + x_2 + x_3}{3}$$

(۶-۱۲) میانگین برداری که از رابطه زیر تعیین می‌شود:

$$\left\{ \begin{array}{l} {}^{\circ} \\ {}^{\wedge} \end{array} \right\} \text{ (جمع تصاویر سرعت روی محور افقی) } + \text{ (جمع تصاویر روی محور عمودی) } = \text{ میانگین برداری}$$

(۷-۱۲) مقدار نما دارای بیشترین فراوانی در نمونه و یا جامعه است.

(۸-۱۲) مقدار میانه در نمونه و یا جامعه مقداری است که ۵۰ درصد اعداد از آن بزرگتر و ۵۰ درصد از آن کوچکتر می‌باشند. و از رابطه زیر قابل برآورد است

$$\frac{x\left(\frac{n}{2}+1\right) + x\left(\frac{n}{2}\right)}{2}$$

۴-۱۲- معیارهای پراکندگی

این معیارها پراکنش و یا توزیع داده ها را در اطراف نقطه مرکزی نشان می دهند و شامل موارد زیر می باشند:

$$Rang = x_{max} - x_{min}$$

۱- دامنه تغییرات

$$S^2 = \frac{\sum (xi - \bar{x})^2}{n-1}$$

۲- واریانس

$$S = \sqrt{S^2} = \sqrt{\frac{\sum (xi - \bar{x})^2}{n-1}}$$

۳- جذر واریانس را انحراف معیار می گویند

$$CV = \frac{S}{x}$$

۴- ضریب تغییرات:

۵- چولگی Skewness

$$C_s = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^3}{(n-1)(n-2)S^3}$$

الف- برای داده های کمتر از ۵۰

ب- برای داده های بیش از ۵۰ عدد مقدار بالا باستی در ضریب اصلاحی $\left(1 + \frac{8.5}{n}\right)$ ضرب شود.

۴-۱۲- نمایش داده ها

در هیدرولوژی برای سادگی و درک صحیح ممکن است داده ها را به صورت جدول و یا منحنی تغییرات و ی مختلف بشرح زیر نمایش داد و یا هیستوگرام نشان داد مانند:

PDF

• هیستوگرام فراوانی وقوع یک پدیده

CDF • هیستوگرام احتمالات تجمعی فراوانی وقوع یک پدیده

۵-۱۲- احتمال تجربی وقوع داده ها

فرمول های متعددی برای تعیین احتمال تجربی (Pltting Position) در هیدرولوژی به صورت زیر ارایه شده است:

$$P = \frac{m}{n-1}$$

الف- احتمال تجربی ویبول

$$P = \frac{2m-1}{2n}$$

ب- احتمال تجربی هازن

$$P = \frac{m-0.44}{n+0.12}$$

ج- احتمال تجربی گرین گورتن

$$P = \frac{3m-1}{3n+1}$$

د- احتمال تجربی توکی

۱۲-۶- ضریب فراوانی

طبق تعریف ضریب فراوانی از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$K = \frac{(x - \bar{x})}{S}$$

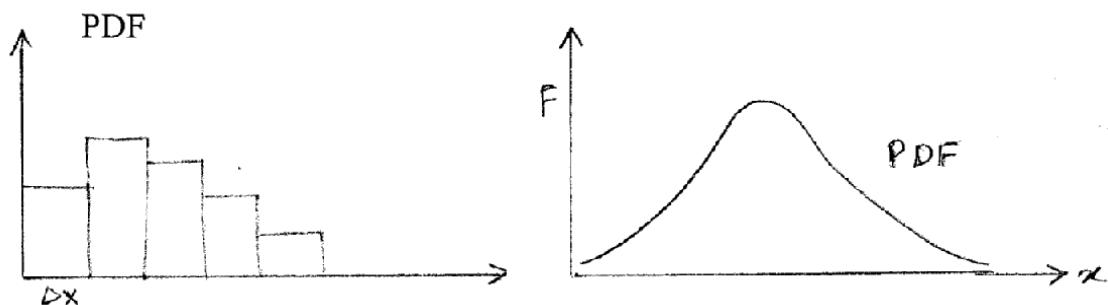
۱۲-۷- فراوانی وقوع

$$x = \bar{x} + KS$$

۱۲-۸- توابع احتمالات

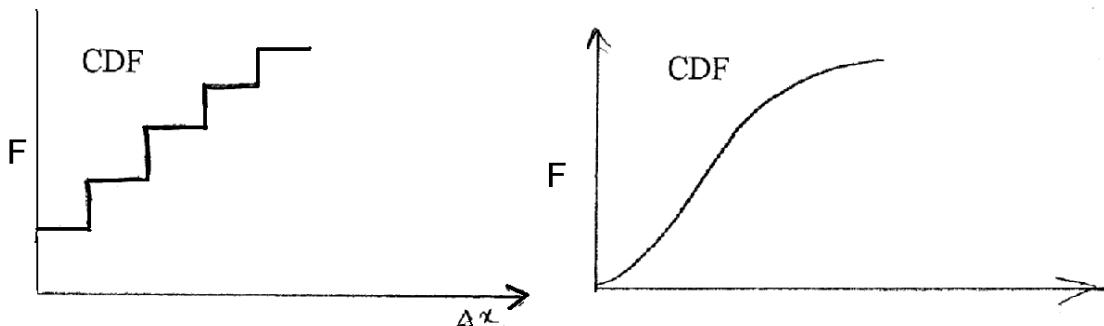
الف- تابع فراوانی نسبی یا تابع چگالی

$$\text{PDF} \quad f(x) = \frac{ni}{n}$$



ب- تابع تجمعی یا تابع توزیع احتمال

$$\text{CDF} \quad F(x) = \sum f(xi)$$



۱۲-۹- کاربرد آمار و احتمالات در هیدرولوژی

۱۲-۱۰- توزیع های تئوری احتمالاتی

با استفاده از توزیع های احتمالات می‌توان احتمال وقوع یا رخداد یک متغیر هیدرولوژیکی مانند دبی یا باران را برآورد کرد. توابع توزیع احتمالات زیادی برای هیدرولوژی ارایه شده است که توزیع های معمول آن شامل موارد زیر است:

۱. توزیع نمایی

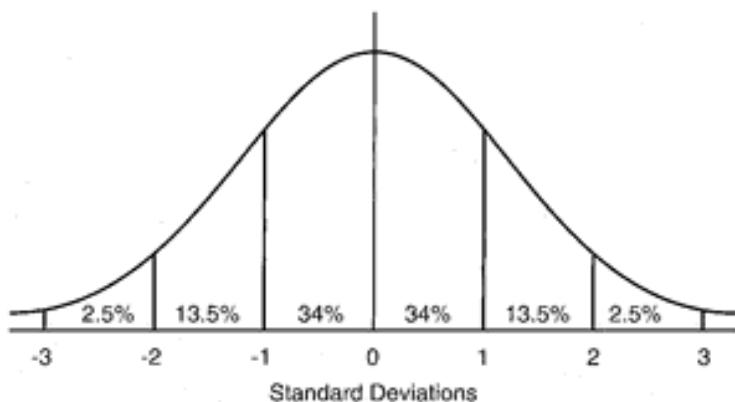
این توزیع برای تحلیل مدت رگبارها، فاصله بین رویدادهایی مثل تعداد روزهای برفی و بارانی، طوفان‌ها، تگرگ‌ها، گردبادها و موارد مشابه، تابع چگالی آن به صورت زیر است:

$$\begin{cases} f(x) = \lambda e^{-kx} \Rightarrow x > 0 \\ f(x) = 0 \Rightarrow . \Rightarrow x < 0 \end{cases} \quad (1-12)$$

٢. توزیع نرمال

این توزیع متقارن بوده و ضریب چولگی آن صفر است و برای تحلیل دادهایی مثل دمای سالانه که ضریب چولگی آن صفر و یا نردیک به صفر است پکار می‌رود.

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left[\frac{x-\mu}{\sigma}\right]^2} \Rightarrow x \in R \quad (2-9)$$



- ### ۳. لوگ نرمال ۲ پارامتری

- ۴۔ لوگ نرمال ۳ پارامتری

۵. گامای ۲ پارامتری

- ## ۶. گامای ۳ پارامتری (پا پیرسون تیپ ۳)

- ## ۷. لوگ گامای ۳ پارامتری (یا لوگ پیرسون تیپ ۳)

۸. گامبل نوع اول

- .۹ سوم نوع گامبل

۱۰. گالتون

۱۱. لوحستک

- ۱۲۔ لوگ لوچستیک

باران یا دبی با دوره بازگشت مختلف در انتخاب باران طراحی و یا سیلاب طراحی بکار می رود. انتخاب دوره بازگشت با توجه به تجزیه و تحلیل های اقتصادی در پژوهه ها صورت می گیرد. برای بعضی از پژوهه ها از سیلاب طراحی به صورت زیر استفاده می شود:

۱. برای سدهای بزرگ سیلاب طراحی معادل حداقل سیلاب محتمل

۲. برای سدهای خاک، سیلاب طراحی، معادل دبی، با دوره بازگشت ۱۰۰۰ سال

۳. برای سدهای بتنی و سنگ چین و ملات سیلاپ طراحی معادل دبی با دوره بازگشت ۵۰۰ سال

$T=500$

$T=100$

۴. برای سدهای کوتاه سیلاپ طراحی معادل دبی با دوره بازگشت ۱۰۰ سال

$T=20$

برای سدهای کوچک سیلاپ طراحی معادل دبی با دوره بازگشت ۲۰ سال

۱۰-۱۲- تحلیل فراوانی وقوع رویدادهای هیدرولوژیکی

۱۰-۱۲-۱- آزمون های اولیه داده های هیدرولوژی

قبل از استفاده از داده های هواشناسی و هیدرولوژی بایستی بررسی ها و آزمون های متعددی روی آنها صورت گیرد که در فصل تجزیه و

تحلیل بارش به آنها اشاره شده است. آزمون های مرسوم در هیدرولوژی عبارتند از:

۱. آزمون همگنی داده ها

۲. بازسازی و تطویل داده ها و انتخاب دوره شاخص آماری

۳. آزمون کفايت داده ها

۴. آزمون تصادفی بودن داده ها

۵. آزمون داده های پرت

۶. آزمون ایستایی داده ها

۷. آزمون گرایش (Trend) داده ها

۱۰-۱۲-۲- تحلیل فراوانی داده ها با برآشش با توزیع های احتمالاتی

برای هر یک از موارد بالا از احتمال وقوع و یا عکس آن یعنی دور، بازگشت (به سال) استفاده می شود. برای این کار از یک سری زمانی مثلاً سری زمانی بارش متوسط سالانه (یا هر یک از موارد بالا) استفاده می شود.

آنالیز فراوانی توسط روش های تجربی یا تحلیلی بدست می آید. ساده ترین تکنیک تجربی، تشکیل یکسری زمانی از مقدار بارش به ترتیب نزولی است. مثلاً اگر تعداد n سال آماری باشد بزرگترین عدد ترتیب $m=1$ و کوچکترین عدد ترتیب $m=n$ را خواهد داشت. روش های مختلفی برای محاسبه احتمال تجربی هر یک از اعداد وجود دارد که یکی از مرسوم ترین آنها رابطه ویبول به صورت زیر می باشد.

$$P = \frac{m}{n+1} \quad \text{و} \quad T = \frac{n+1}{m} \quad (۲۲-۴)$$

مثالاً اگر تعداد داده ها (سالهای آماری) ۳۰ سال باشد

$$P_{\max} = \frac{1}{30+1} = \frac{1}{31} = 0.032$$

احتمال بزرگترین عدد

$$P_{\min} = \frac{30}{30+1} = \frac{30}{31} = 0.968$$

و احتمال وقوع کوچکترین عدد

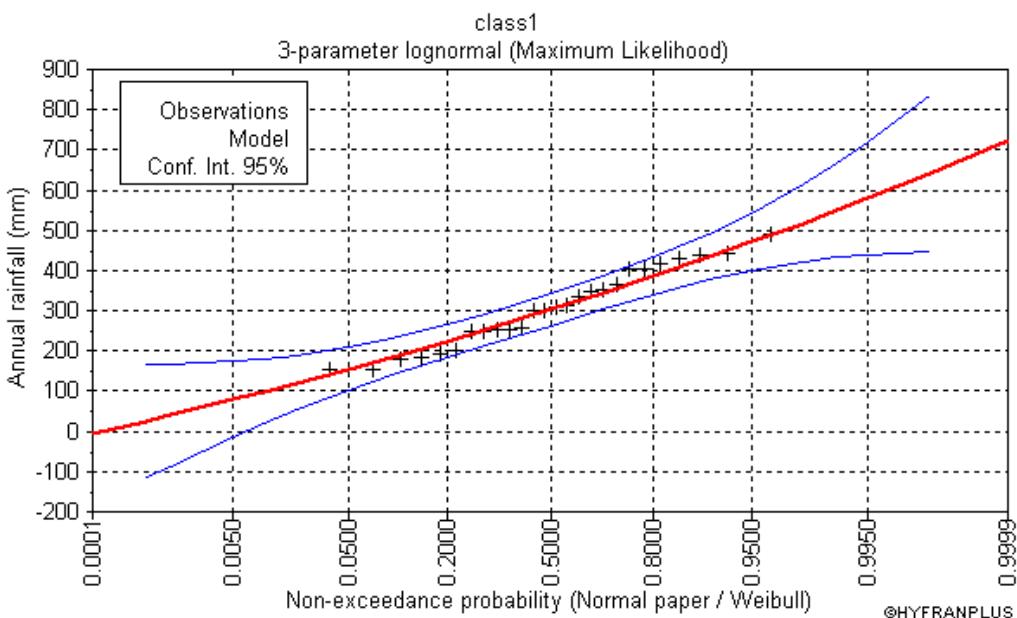
توزیع های آماری زیادی وجود دارد که از جمله توزیع نرمال، توزیع گوگ نرمال، توزیع گمبول، توزیع گوگ گمبول، توزیع گامای سه پارامتری یا توزیع پیرسون نوع سوم، توزیع لوگ پیرسون نوع سوم رامی توان نام برد. (توضیح بیشتر این مبحث در فصل دوازدهم مربوط به

هیدرولوژی آماری آمده است). هر یک از این توزیع‌ها دارای کاغذ احتمال مربوط می‌باشد. بعد از تعیین توزیع احتمال تجربی، برای سری داده‌های بارش، در کاغذ احتمالی مختلف رسم می‌شود و هر کدام که بهترین برازش با خط مستقیم را داشت، آن توزیع برای داده مربوطه مناسب است. در این صورت با استفاده از توزیع مناسب می‌توان، مقادیر بزرگتر از مقدار معین را برای احتمال یا دور، بازگشت مشخصی از روی آن استخراج نمود. نمونه کاغذ احتمال نرمال لگاریتمی مطابق شکل(۴-۶) می‌باشد.

مثال ۴-۴: اطلاعات بارندگی سالیانه در ایستگاهی مطابق جدول ۲-۴ می‌باشد. فراوانی وقوع بارشها با دور بازگشت‌های ۲، ۵، ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰ ساله آنرا با فرض انطباق با توزیع لوگ نرمال بدست آورید.

جدول ۲-۴ الف: اطلاعات بارندگی سالیانه در ایستگاه مثال ۳-۴

دوره بازگشت (سال)	احتمال تجربی ویبول	ترتیب (m)	بارش مرتب شد	بازش سالانه میلی‌متر	سال آبی
27.00	0.037	1	490.2	333.4	۴۱-۴۲
13.50	0.074	2	441.4	252	۴۲-۴۴
9.00	0.111	3	438.8	404.2	۴۳-۴۴
6.75	0.148	4	431.2	404.2	۴۴-۴۵
5.40	0.185	5	415.6	299.6	۴۵-۴۶
4.50	0.222	6	404.2	366.6	۴۶-۴۷
3.86	0.259	7	404.2	154.6	۴۷-۴۳
3.38	0.296	8	366.6	347	۴۸-۴۷
3.00	0.333	9	353.8	253.4	۴۹-۵۰
2.70	0.370	10	347	183.2	۵۰-۵۱
2.45	0.407	11	333.4	179.4	۵۱-۵۲
2.25	0.444	12	313.8	255.4	۵۲-۵۴
2.08	0.481	13	308.4	153.4	۵۳-۵۴
1.93	0.519	14	300.8	353.8	۵۴-۵۵
1.80	0.556	15	299.6	193.6	۵۵-۵۶
1.69	0.593	16	255.4	300.8	۵۶-۵۷
1.59	0.630	17	253.4	441.4	۵۷-۵۳
1.50	0.667	18	252	415.6	۵۸-۵۷
1.42	0.704	19	250.2	201.8	۵۹-۶۰
1.35	0.741	20	249.6	438.8	۶۰-۶۱
1.29	0.778	21	201.8	313.8	۶۱-۶۲
1.23	0.815	22	193.6	490.2	۶۲-۶۴
1.17	0.852	23	183.2	250.2	۶۳-۶۴
1.13	0.889	24	179.4	249.6	۶۴-۶۵
1.08	0.926	25	154.6	431.2	۶۵-۶۶
1.04	0.963	26	153.4	308.4	۶۶-۶۷

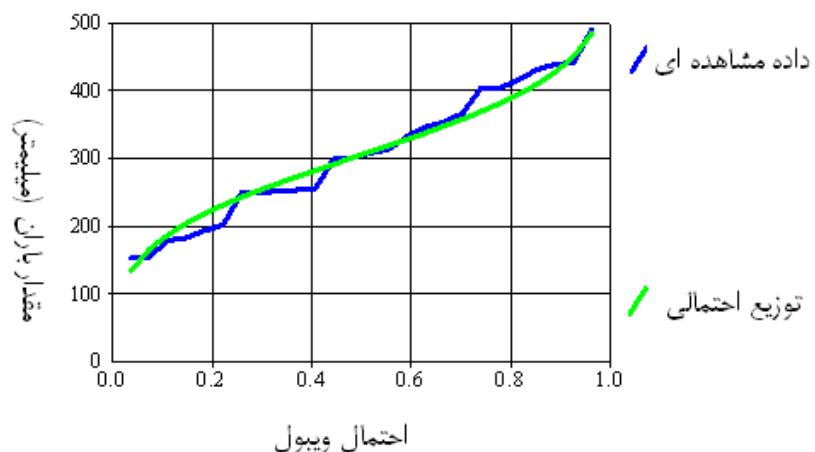


شکل(۳-۴الف) برآورد داده های مثال ۳-۴ با احتمال توزیع لوگ نرمال در نرم افزار HyfranPlus

جدول ۲-۴ ب: بارندگی سالیانه با دوره های بازگشت مختلف در ایستگاه مثال ۳-۴

4-parameter lognormal (Maximum Likelihood)						
Number of observations 26						
$q = F(X)$: non-exceedance probability						
D	T	Barandgi Saliyaneh mm	Standard deviation	Confidence interval (95%)		
100	0.99	549.3	59.231	433.18	665.42	
50	0.98	517.9	48.716	422.4	613.4	
20	0.95	472.1	36.408	400.72	543.47	
10	0.9	432.7	28.881	376.06	489.29	
5	0.8	386.5	23.588	340.25	432.73	
2	0.5	302.8	20.339	262.9	342.64	

توزیع لوگ نرمال سه پارامتری



شکل(۳—۴ب) برآش داده های مثال ۳-۴ با احتمال توزیع لوگ نرمال در نرم افزار SMADA

از روی منحنی شکل بالا مقدار بارش های با دور بازگشت های ۲، ۵، ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰ ساله به شرح زیر استخراج می شوند:

مقدار بارش سالانه با دور بازگشت ۳۰۵ میلی متر	۲ سال برابر است با
مقدار بارش سالانه با دور بازگشت ۳۸۸ میلی متر	۵ سال برابر است با
مقدار بارش سالانه با دور بازگشت ۴۳۳ میلی متر	۱۰ سال برابر است با
مقدار بارش سالانه با دور بازگشت ۴۸۱ میلی متر	۲۵ سال برابر است با
مقدار بارش سالانه با دور بازگشت ۵۱۲ میلی متر	۵۰ سال برابر است با
مقدار بارش سالانه با دور بازگشت ۵۴۰ میلی متر	۱۰۰ سال برابر است با

۱۱-۱۲- تحلیل خطر یا ریسک

ریسک یا احتمال رخداد یکبار حادثه در طول n سال به صورت زیر بیان می شود.

$$R = 1 - (1 - P)^n$$

که در آن:

P احتمال وقوع یا شанс وقوع حادثه

n طول عمر یا طی n سال

احتمال اینکه در طی n سال، K مرتبه یک حادثه رخ بدهد برابر است با:

$$R_k = \frac{n!}{K!(n-K)!} (1-P)^{n-k} \times P^k$$

ریسک با توجه به احتمال وقوع (P) یا دوره بازگشت (T) و عمر یا طول دوره (n) محاسبه می شود.

به طور کلی ریسک مجاز براساس عمر اقتصادی تعیین می شود و برای انتخاب آن جداول استانداردی برای هر کشوری وجود دارد.

۱۲-۱۲- آشنایی با نمودارها و جداول مورد استفاده در هیدرولوژی

۱-۱۲-۱۲- جداول تبدیل احاد

۲-۱۲-۱۲- جداول ضریب فراوانی توزیع های آماری

۴-۱۲-۱۲- جداول ویژگی های فیزیکی و شمیایی آب

۴-۱۲-۱۲- کاغذ های احتمالاتی

۵-۱۲-۱۲- کاغذ های نیم و تمام لگاریتمی

ضریب فراوانی (k) در توزیع نومال

احتمال تجاوز (درصد)	دوره بازگشت (سال)	ضریب فراوانی (K)	احتمال تجاوز (درصد)	دوره بازگشت (سال)	ضریب فراوانی (K)
۰/۰۱	۱۰۰۰۰	۲/۷۱۹	۵۰	۲/۰۰	۰/۰۰۰
۰/۰۵	۲۰۰۰	۲/۲۹۱	۰۵	۱/۸۲	-۰/۱۲۶
۰/۱۰	۱۰۰۰	۲/۰۹۰	۵۰	۱/۶۷	-۰/۲۰۳
۰/۱۵	۲۰۰	۲/۰۷۴	۵۰	۱/۵۴	-۰/۳۸۵
۱/۰۰	۱۰۰	۲/۳۲۶	۷۰	۱/۴۳	-۰/۵۲۴
۱/۱۰۰	۵۰	۲/۰۰۴	۷۰	۱/۳۳	-۰/۶۷۴
۱/۲۰۰	۲۰	۱/۷۰۱	۸۰	۱/۲۵	-۰/۸۴۲
۱/۳۰۰	۱۰	۱/۶۴۰	۸۰	۱/۱۸	-۱/۰۳۶
۱/۴۰۰	۵	۱/۲۸۲	۹۰	۱/۱۱	-۱/۲۸۲
۱/۵۰۰	۲/۵۷	۱/۰۳۶	۹۰	۱/۰۵	-۱/۸۷۰
۱/۶۰۰	۰/۱۰۰	۰/۸۴۲	۹۵	۱/۰۴	-۱/۷۰۱
۱/۷۰۰	۰/۷۰۰	۰/۶۷۴	۹۷/۰	۱/۰۳	-۱/۹۶۰
۱/۸۰۰	۰/۳۳۳	۰/۵۲۴	۹۹	۱/۰۱	-۱/۳۲۶
۱/۹۰۰	۰/۱۸۷	۰/۳۸۵	۹۹/۵	۱/۰۰۰	-۱/۰۷۴
۲/۰۰۰	۰/۰۵۰	۰/۲۰۳	۹۹/۹	۱/۰۰۱	-۱/۰۹۰
۲/۱۰۰	۰/۰۲۲	۰/۱۲۶	۹۹/۹۵	۱/۰۰۰	-۱/۲۹۱
۲/۲۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۹۹/۹۹	۱/۰۰۰	-۱/۷۱۹

ضریب فراوانی در توزیع لوگ نرمال سه متغیره

دوره بازگشت به سال								ضریب چولگی C_s	
احتمال تجاوز									
۱۰۰	۹۰۰	۸۰	۷۵	۶۰	۵	۲			
۰/۰۰۵	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۵۰		-۰/۱	
۰/۰۰۷	۰/۰۱۲	۰/۰۲۰	۰/۰۳۶	۰/۱۷۰	۰/۳۷۰	۰/۷۴۴		-۰/۲	
۰/۰۰۸	۰/۰۱۸	۰/۰۲۵	۰/۰۴۰	۰/۲۸۰	۰/۴۰۰	۰/۸۵۰		-۰/۳	
۰/۰۰۹	۰/۰۲۰	۰/۰۲۹	۰/۰۴۳	۰/۳۰۰	۰/۴۰۳	۰/۸۵۳		-۰/۴	
۰/۰۱	۰/۰۲۲	۰/۰۳۲	۰/۰۴۶	۰/۳۲۱	۰/۴۰۵	۰/۸۵۵		-۰/۵	
۰/۰۱۱	۰/۰۲۴	۰/۰۳۴	۰/۰۴۸	۰/۳۴۶	۰/۴۰۶	۰/۸۵۶		-۰/۶	
۰/۰۱۲	۰/۰۲۶	۰/۰۳۶	۰/۰۵۰	۰/۳۷۰	۰/۴۰۷	۰/۸۵۷		-۰/۷	
۰/۰۱۳	۰/۰۲۸	۰/۰۳۸	۰/۰۵۲	۰/۴۰۰	۰/۴۰۸	۰/۸۵۸		-۰/۸	
۰/۰۱۴	۰/۰۳۰	۰/۰۴۰	۰/۰۵۴	۰/۴۲۰	۰/۴۰۹	۰/۸۵۹		-۰/۹	
۰/۰۱۵	۰/۰۳۲	۰/۰۴۲	۰/۰۵۶	۰/۴۴۰	۰/۴۱۰	۰/۸۶۰		-۱/۰	
۰/۰۱۶	۰/۰۳۴	۰/۰۴۴	۰/۰۵۸	۰/۴۶۰	۰/۴۱۱	۰/۸۶۱		-۱/۱	
۰/۰۱۷	۰/۰۳۶	۰/۰۴۶	۰/۰۶۰	۰/۴۸۰	۰/۴۱۲	۰/۸۶۲		-۱/۲	
۰/۰۱۸	۰/۰۳۸	۰/۰۴۸	۰/۰۶۲	۰/۵۰۰	۰/۴۱۳	۰/۸۶۳		-۱/۳	
۰/۰۱۹	۰/۰۴۰	۰/۰۵۰	۰/۰۶۴	۰/۵۲۰	۰/۴۱۴	۰/۸۶۴		-۱/۴	
۰/۰۲۰	۰/۰۴۲	۰/۰۵۲	۰/۰۶۶	۰/۵۴۰	۰/۴۱۵	۰/۸۶۵		-۱/۵	
۰/۰۲۱	۰/۰۴۴	۰/۰۵۴	۰/۰۶۸	۰/۵۶۰	۰/۴۱۶	۰/۸۶۶		-۱/۶	
۰/۰۲۲	۰/۰۴۶	۰/۰۵۶	۰/۰۷۰	۰/۵۸۰	۰/۴۱۷	۰/۸۶۷		-۱/۷	
۰/۰۲۳	۰/۰۴۸	۰/۰۵۸	۰/۰۷۲	۰/۶۰۰	۰/۴۱۸	۰/۸۶۸		-۱/۸	
۰/۰۲۴	۰/۰۵۰	۰/۰۶۰	۰/۰۷۴	۰/۶۲۰	۰/۴۱۹	۰/۸۶۹		-۱/۹	
۰/۰۲۵	۰/۰۵۲	۰/۰۶۲	۰/۰۷۶	۰/۶۴۰	۰/۴۲۰	۰/۸۷۰		-۱/۰	
۰/۰۲۶	۰/۰۵۴	۰/۰۶۴	۰/۰۷۸	۰/۶۶۰	۰/۴۲۱	۰/۸۷۱		-۱/۱	
۰/۰۲۷	۰/۰۵۶	۰/۰۶۶	۰/۰۸۰	۰/۶۸۰	۰/۴۲۲	۰/۸۷۲		-۱/۲	
۰/۰۲۸	۰/۰۵۸	۰/۰۶۸	۰/۰۸۲	۰/۷۰۰	۰/۴۲۳	۰/۸۷۳		-۱/۳	
۰/۰۲۹	۰/۰۶۰	۰/۰۷۰	۰/۰۸۴	۰/۷۲۰	۰/۴۲۴	۰/۸۷۴		-۱/۴	
۰/۰۳۰	۰/۰۶۲	۰/۰۷۲	۰/۰۸۶	۰/۷۴۰	۰/۴۲۵	۰/۸۷۵		-۱/۵	
۰/۰۳۱	۰/۰۶۴	۰/۰۷۴	۰/۰۸۸	۰/۷۶۰	۰/۴۲۶	۰/۸۷۶		-۱/۶	
۰/۰۳۲	۰/۰۶۶	۰/۰۷۶	۰/۰۹۰	۰/۷۸۰	۰/۴۲۷	۰/۸۷۷		-۱/۷	
۰/۰۳۳	۰/۰۶۸	۰/۰۷۸	۰/۰۹۲	۰/۸۰۰	۰/۴۲۸	۰/۸۷۸		-۱/۸	
۰/۰۳۴	۰/۰۷۰	۰/۰۸۰	۰/۰۹۴	۰/۸۲۰	۰/۴۲۹	۰/۸۷۹		-۱/۹	
۰/۰۳۵	۰/۰۷۲	۰/۰۸۲	۰/۰۹۶	۰/۸۴۰	۰/۴۳۰	۰/۸۷۰		-۱/۰	
۰/۰۳۶	۰/۰۷۴	۰/۰۸۴	۰/۰۹۸	۰/۸۶۰	۰/۴۳۱	۰/۸۷۱		-۱/۱	
۰/۰۳۷	۰/۰۷۶	۰/۰۸۶	۰/۰۹۰	۰/۸۸۰	۰/۴۳۲	۰/۸۷۲		-۱/۲	
۰/۰۳۸	۰/۰۷۸	۰/۰۸۸	۰/۰۹۲	۰/۹۰۰	۰/۴۳۳	۰/۸۷۳		-۱/۳	
۰/۰۳۹	۰/۰۸۰	۰/۰۹۰	۰/۰۹۴	۰/۹۲۰	۰/۴۳۴	۰/۸۷۴		-۱/۴	
۰/۰۴۰	۰/۰۸۲	۰/۰۹۲	۰/۰۹۶	۰/۹۴۰	۰/۴۳۵	۰/۸۷۵		-۱/۵	
۰/۰۴۱	۰/۰۸۴	۰/۰۹۴	۰/۰۹۸	۰/۹۶۰	۰/۴۳۶	۰/۸۷۶		-۱/۶	
۰/۰۴۲	۰/۰۸۶	۰/۰۹۶	۰/۰۹۰	۰/۹۸۰	۰/۴۳۷	۰/۸۷۷		-۱/۷	
۰/۰۴۳	۰/۰۸۸	۰/۰۹۸	۰/۰۹۲	۰/۱۰۰	۰/۴۳۸	۰/۸۷۸		-۱/۸	
۰/۰۴۴	۰/۰۹۰	۰/۰۱۰	۰/۰۹۴	۰/۱۰۲	۰/۴۳۹	۰/۸۷۹		-۱/۹	
۰/۰۴۵	۰/۰۹۲	۰/۰۱۲	۰/۰۹۶	۰/۱۰۴	۰/۴۴۰	۰/۸۷۴		-۱/۰	

ضریب فراوانی در توزیع پرسون نوع سوم برای ضریب چولگی مشتب

دوره بازگشت به سال								ضریب چولگی
۱۰۰	۱۰۰	۵۰	۲۰	۱۰	۵	۲	احتمال تجاوز	
۰/۰۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۵۰	C _s	
T,9V0	T,0D1	T,1D2	T,2V8	1,1A0	0,420	-0,396	T, ¹	
T,909	T,012	T,124	T,277	1,190	0,440	-0,390	T, ¹	
T,84V	T,8V7	T,114	T,275	1,210	0,460	-0,384	T, ¹	
T,V8T	T,932	T,093	T,272	1,224	0,479	-0,376	T, ¹	
T,V1A	T,889	T,071	T,265	1,228	0,499	-0,368	T, ¹	
T,80T	T,8FD	T,048	T,262	1,250	0,518	-0,360	T, ¹	
T,58T	T,800	T,023	T,255	1,262	0,537	-0,351	T, ¹	
T,010	T,VDT	T,99V	T,278	1,274	0,555	-0,341	T, ¹	
T,444	T,V0D	T,9V0	T,270	1,284	0,574	-0,330	T, ¹	
T,7VT	T,80F	T,9FT	T,270	1,294	0,592	-0,319	T, ¹	
T,29A	T,F0D	T,912	T,219	1,302	0,609	-0,307	T, ¹	
T,22T	T,5DT	T,881	T,207	1,310	0,627	-0,294	T, ¹	
T,1FV	T,F99	T,8FA	T,192	1,318	0,643	-0,282	T, ¹	
T,069	T,FFF	T,810	T,119	1,322	0,660	-0,268	T, ¹	
T,990	T,TAA	T,VAD	T,162	1,329	0,675	-0,257	T, ¹	
T,910	T,TT0	T,VFT	T,146	1,333	0,690	-0,240	T, ¹	
T,8TA	T,7V1	T,V03	T,128	1,337	0,700	-0,225	T, ¹	
T,VFD	T,711	T,868	T,108	1,339	0,719	-0,210	T, ¹	
T,681	T,7F9	T,824	T,0AV	1,371	0,732	-0,190	T, ¹	
T,5DV	T,0AV	T,5AD	T,065	1,371	0,740	-0,180	T, ¹	
T,489	T,022	T,0FT	T,047	1,374	0,758	-0,164	T, ¹	
T,401	T,9DV	T,89A	T,018	1,379	0,769	-0,148	T, ¹	
T,212	T,891	T,8D3	T,093	1,379	0,780	-0,132	T, ¹	
T,222	T,ATF	T,7FV	T,058	1,379	0,790	-0,116	T, ¹	
T,122	T,VDD	T,7D9	T,079	1,378	0,800	-0,109	T, ¹	
T,041	T,8AF	T,711	T,010	1,377	0,808	-0,101	T, ¹	
T,949	T,810	T,7F1	T,080	1,378	0,816	-0,106	T, ¹	
T,80S	T,0FF	T,711	T,079	1,379	0,824	-0,100	T, ¹	
T,V8T	T,7VT	T,109	T,01A	1,379	0,830	-0,093	T, ¹	
T,8V0	T,800	T,10V	T,VAD	1,392	0,838	-0,091	T, ¹	
T,DVS	T,77F	T,0F	T,V01	1,377	0,847	0	T, ¹	

ضریب فراوانی در توزیع پیرسون نوع سوم برای ضریب چولگی منفی

دوره یازگشت به سال								ضریب چولگی	
۱۰۰	۹۰۰	۸۰	۷۵	۶۰	۵	۲			
احتمال تجاوز									
۰,۰۰۵	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۱۰	۰,۲۰	۰,۵۰	C _s		
۱,۴۸۲	۱,۲۵۲	۱,۰۰۰	۱,۷۱۶	۱,۲۷۰	۰,۸۴۶	۰,۰۹۷	-۰,۱		
۱,۳۸۸	۱,۱۷۸	۱,۹۴۰	۱,۶۸۰	۱,۲۰۸	۰,۸۰۰	۰,۰۳۳	-۰,۲		
۱,۲۹۴	۱,۱۰۴	۱,۸۹۰	۱,۶۴۳	۱,۲۴۰	۰,۷۸۷	۰,۰۵۰	-۰,۳		
۱,۱۰۱	۱,۰۲۹	۱,۷۷۷	۱,۶۰۶	۱,۲۳۱	۰,۷۰۵	۰,۰۶۶	-۰,۴		
۱,۰۰۸	۱,۰۰۰	۱,۷۷۷	۱,۵۶۷	۱,۲۱۶	۰,۶۰۵	۰,۰۸۳	-۰,۵		
۱,۰۰۶	۱,۰۰۰	۱,۷۷۰	۱,۵۲۸	۱,۲۰۰	۰,۶۰۵	۰,۰۹۹	-۰,۶		
۱,۹۲۶	۱,۸۰۶	۱,۷۷۷	۱,۴۸۸	۱,۱۸۷	۰,۷۰۷	۰,۱۱۶	-۰,۷		
۱,۸۲۰	۱,۷۲۲	۱,۶۰۶	۱,۴۴۸	۱,۱۶۶	۰,۷۰۵	۰,۱۲۲	-۰,۸		
۱,۷۷۹	۱,۶۸۰	۱,۵۴۹	۱,۴۰۷	۱,۱۴۷	۰,۷۰۴	۰,۱۴۸	-۰,۹		
۱,۶۶۴	۱,۵۸۸	۱,۴۹۲	۱,۳۶۶	۱,۱۷۸	۰,۷۰۲	۰,۱۵۴	-۱,۰		
۱,۵۸۱	۱,۵۱۸	۱,۴۳۵	۱,۳۲۴	۱,۱۱۷	۰,۷۰۱	۰,۱۸۰	-۱,۱		
۱,۵۰۱	۱,۴۷۹	۱,۳۷۹	۱,۲۸۷	۱,۰۸۵	۰,۷۰۰	۰,۱۹۵	-۱,۲		
۱,۴۲۲	۱,۳۸۷	۱,۳۲۴	۱,۲۴۰	۱,۰۰۴	۰,۷۰۰	۰,۲۱۰	-۱,۳		
۱,۳۵۱	۱,۳۱۸	۱,۲۷۰	۱,۱۹۸	۱,۰۴۱	۰,۷۰۰	۰,۲۲۵	-۱,۴		
۱,۲۸۲	۱,۲۵۵	۱,۲۱۷	۱,۱۰۷	۱,۰۱۸	۰,۷۰۰	۰,۲۴۰	-۱,۵		
۱,۲۱۶	۱,۱۹۷	۱,۱۶۶	۱,۱۱۶	۰,۹۹۷	۰,۷۱۷	۰,۲۵۴	-۱,۶		
۱,۱۵۵	۱,۱۴۰	۱,۱۱۶	۱,۰۷۰	۰,۹۷۰	۰,۷۱۸	۰,۲۷۸	-۱,۷		
۱,۰۹۸	۱,۰۸۷	۱,۰۶۹	۱,۰۳۰	۰,۹۴۰	۰,۷۱۹	۰,۲۹۷	-۱,۸		
۱,۰۴۴	۱,۰۴۰	۱,۰۲۲	۰,۹۹۸	۰,۹۷۰	۰,۷۱۸	۰,۲۹۷	-۱,۹		
۰,۹۴۰	۰,۹۴۰	۰,۹۲۰	۰,۹۰۹	۰,۷۹۰	۰,۷۱۷	۰,۳۱۹	-۲,۰		
۰,۹۴۹	۰,۹۴۴	۰,۹۲۹	۰,۹۲۲	۰,۷۸۹	۰,۷۱۵	۰,۳۱۹	-۲,۱		
۰,۹۰۸	۰,۹۰۳	۰,۹۰۰	۰,۸۸۸	۰,۷۴۴	۰,۷۰۲	۰,۳۳۰	-۲,۲		
۰,۸۶۹	۰,۸۶۷	۰,۸۵۷	۰,۸۰۰	۰,۷۱۹	۰,۷۰۹	۰,۳۴۱	-۲,۳		
۰,۸۳۳	۰,۸۳۳	۰,۸۱۰	۰,۷۲۲	۰,۷۰۰	۰,۷۰۵	۰,۳۵۱	-۲,۴		
۰,۷۸۰	۰,۷۸۹	۰,۷۸۰	۰,۷۸۳	۰,۷۷۱	۰,۷۱۱	۰,۳۶۰	-۲,۵		
۰,۷۸۹	۰,۷۸۹	۰,۷۸۷	۰,۷۸۴	۰,۷۷۴	۰,۷۱۶	۰,۳۶۸	-۲,۶		
۰,۷۴۱	۰,۷۴۰	۰,۷۴۰	۰,۷۳۸	۰,۷۲۴	۰,۶۸۱	۰,۳۷۶	-۲,۷		
۰,۷۱۷	۰,۷۱۷	۰,۷۱۴	۰,۷۱۲	۰,۷۰۷	۰,۶۶۶	۰,۳۸۴	-۲,۸		
۰,۶۹۰	۰,۶۹۰	۰,۶۸۹	۰,۶۸۳	۰,۶۸۱	۰,۶۵۱	۰,۳۹۰	-۲,۹		
۰,۶۶۷	۰,۶۶۷	۰,۶۶۷	۰,۶۶۶	۰,۶۶۰	۰,۶۲۴	۰,۳۹۶	-۳,۰		

ضریب فراوانی و متغیر کوچک شده در توزیع گمبول نوع یک برای تعداد داده های زیاد

دوره بازگشت (سال) T	درصد احتمال تجاوز از مقداری مشخص	متغیر کوچک شده Y_T	فراوانی K
۱/۰۱	۹۹	-۱/۷۳	-۱/۶۱
۱/۰۵	۹۵	-۱/۱۲	-۱/۳۰
۱/۱۱	۹۰	-۰/۸۳	-۱/۱۱
۱/۲۵	۸۰	-۰/۴۸	-۰/۱۸
۲	۵۰	۰/۳۶۷	-۰/۱۱
۲/۳۳	۴۳	۰/۵۷۹	۰/۰۰
۵	۲۰	۱/۰۰	۰/۷۱
۱۰	۱۰	۲/۲۵	۱/۳۰
۲۰	۵	۲/۹۷	۱/۸۶
۴۰	۲	۳/۴۰۰	۲/۰۴
۵۰	۱	۳/۹۰۲	۲/۰۹
۱۰۰	۰/۵	۴/۶۰۰	۳/۱۳
۲۰۰	۰/۲۵	۵/۲۹۶	۳/۶۷
۴۰۰	۰/۱۲	۶/۰۰	۴/۲۲
۵۰۰	۰/۱	۶/۲۲	۴/۳۹
۱۰۰۰	۰/۱	۶/۹۲	۴/۹۲

جدول بالا بر اساس روابط زیر بدست آمد است.

$$k = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left[0.57721 + \ln(\ln \frac{T}{T-1}) \right]$$

$$y_t = -(0.83405 + 2.30259 \log \log \frac{T}{T-1})$$

ضریب تناوب در توزیع گمبل نوع یک برای داده های کم

تعداد داده ها	۰	۱۰	۲۰	۳۰	۴۰	۵۰	۷۰	۱۰۰	۱۴۰۰
۱۰	۰,۹۶۷	۱,۷۰۳	۲,۱۱۷	۲,۴۱۰	۲,۶۳۲	۳,۳۲۱	۳,۷۲۱	۴,۰۰۴	۶,۲۸۰
۲۰	۰,۹۱۹	۱,۶۲۵	۲,۰۲۳	۲,۳۰۲	۲,۵۱۷	۳,۱۷۹	۳,۵۶۳	۳,۸۳۶	۶,۰۰۲
۳۰	۰,۸۸۸	۱,۵۷۵	۱,۹۶۳	۲,۲۲۵	۲,۴۴۴	۳,۰۸۸	۳,۴۶۳	۳,۷۲۹	۵,۸۴۲
۴۰	۰,۸۶۹	۱,۵۲۱	۱,۹۲۲	۲,۱۸۸	۲,۳۹۳	۳,۰۲۶	۳,۳۹۳	۳,۶۰۳	۵,۷۲۷
۵۰	۰,۸۵۱	۱,۵۱۶	۱,۸۹۱	۲,۱۰۲	۲,۳۵۴	۲,۹۷۹	۳,۲۴۱	۳,۵۹۸	۵,۷۳۸
۶۰	۰,۸۳۸	۱,۴۹۵	۱,۸۶۶	۲,۱۲۶	۲,۳۲۶	۲,۹۴۳	۳,۳۰۱	۳,۵۰۴	۵,۰۷۴
۷۰	۰,۸۲۹	۱,۴۷۸	۱,۸۴۷	۲,۱۰۴	۲,۳۰۳	۲,۹۱۳	۳,۲۶۸	۳,۵۲۰	۵,۰۲۳
۸۰	۰,۸۲۰	۱,۴۶۶	۱,۸۳۱	۲,۰۸۶	۲,۲۸۳	۲,۸۸۹	۳,۲۲۱	۳,۴۹۱	۵,۰۷۸
۹۰	۰,۸۱۳	۱,۴۰۰	۱,۸۱۸	۲,۰۷۱	۲,۲۶۷	۲,۸۶۹	۳,۲۱۹	۳,۴۶۷	۵,۰۰۲
۹۵	۰,۸۰۷	۱,۴۴۶	۱,۸۰۶	۲,۰۵۹	۲,۲۵۳	۲,۸۵۲	۳,۲۰۰	۳,۴۴۹۰	۵,۰۴۰
۹۷	۰,۸۰۱	۱,۴۳۷	۱,۷۹۶	۲,۰۴۸	۲,۲۴۱	۲,۸۳۷	۳,۱۸۳	۳,۴۲۹	۵,۰۳۹۳
۹۸	۰,۷۹۷	۱,۴۳۰	۱,۷۸۸	۲,۰۳۸	۲,۲۳۰	۲,۸۲۴	۳,۱۶۹	۳,۴۱۳	۵,۰۳۰۹
۹۹	۰,۷۹۲	۱,۴۲۳	۱,۷۸۰	۲,۰۲۹	۲,۲۲۰	۲,۸۱۲	۳,۱۵۵	۳,۴۰۰	۵,۰۳۴۸
۱۰۰	۰,۷۸۸	۱,۴۱۷	۱,۷۷۳	۲,۰۲۰	۲,۲۱۲	۲,۸۰۲	۳,۱۴۰	۳,۳۸۷	۵,۰۳۳۰
۱۰۵	۰,۷۸۰	۱,۴۱۳	۱,۷۸۷	۲,۰۱۳	۲,۲۰۵	۲,۷۹۳	۳,۱۳۰	۳,۳۷۹	۵,۰۳۱۳
۱۱۰	۰,۷۸۲	۱,۴۰۹	۱,۷۸۲	۲,۰۰۷	۲,۱۹۸	۲,۷۸۵	۳,۱۲۰	۳,۳۶۷	۵,۰۲۹۷
۱۱۵	۰,۷۸۰	۱,۴۰۰	۱,۷۸۷	۲,۰۰۲	۲,۱۹۳	۲,۷۷۷	۳,۱۱۶	۳,۳۵۷	۵,۰۲۸۳
۱۲۰	۰,۷۷۹	۱,۴۰۱	۱,۷۸۲	۱,۹۹۸	۲,۱۸۷	۲,۷۷۰	۳,۱۰۹	۳,۳۴۹	۵,۰۲۶۱
۱۴۰	۰,۷۷۹	۱,۳۰۵	۱,۶۳۵	۱,۸۶۹	۲,۰۴۴	۲,۵۹۲	۲,۹۱۱	۳,۱۳۷	۴,۹۴۶

