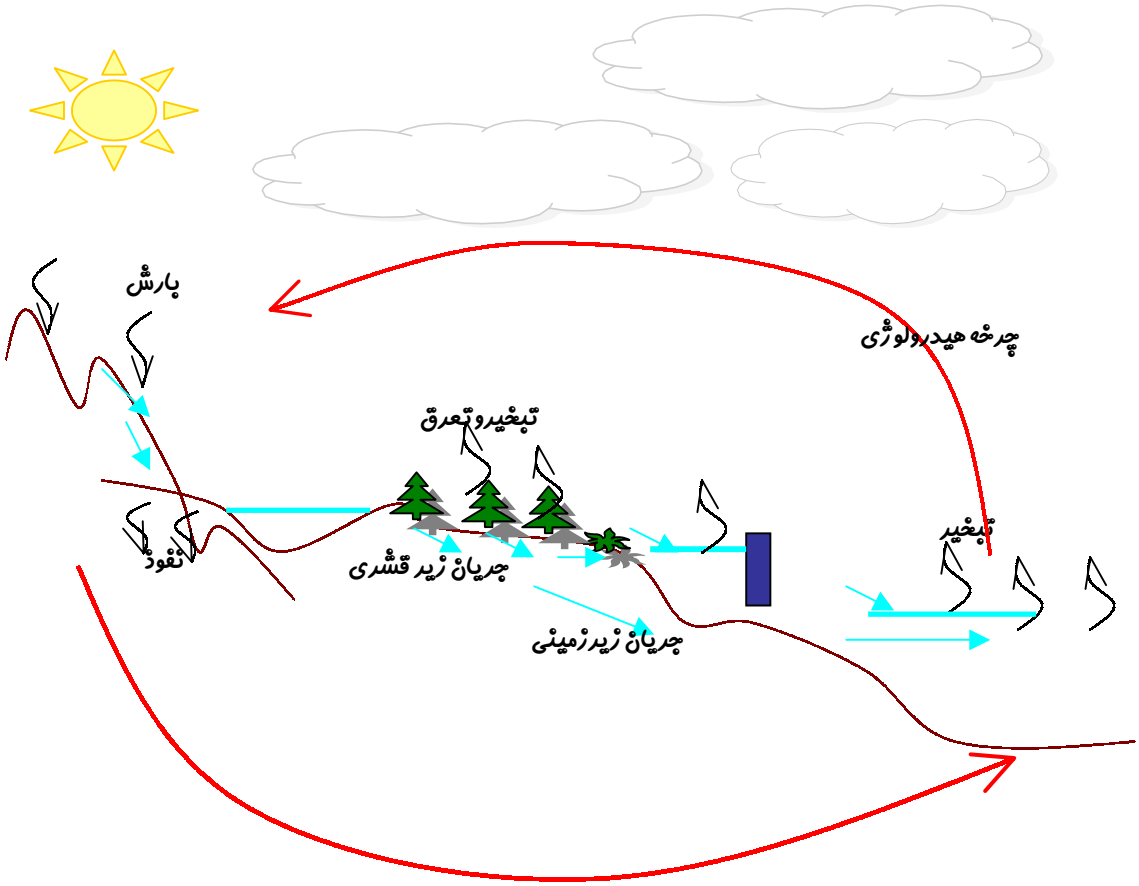
سبحانه وتعالی



ان الله جمیل یحب الجمال

ما مصمم هستیم تا کلیه آموخته هایمان را دراختیار دانشجویان و پژوهشگران ایرانی قرار دهیم ومیدانیم باانجام این عمل ، درسازندگی هایی که درآتی به دست توانمند شما عزیزان بوجود خواهدآمد شریک خواهیم بود .

سربلندی شما ، سربلندی ایران است وسربلندی ایران آرزوی ماست

هیدرولوژی آبهای سطحی

هیدرولوژی یا آب شناسی علم مطالعه کردن آن در کره زمین است ودرمورد پیدایش ، چرخش وتوزیع آب درطبیعت ، خصوصیات فیزیکی وشیمیایی آب ، واکنشهای آب درمحیط و ارتباط آب با موجودات زنده بحث می کند .

هیدرومتئورولوژی :کاربردهواشناسی درمسائل هیدرولوژی را مورد بررسی قرار میدهد . این فن یک شاخه تخصصی از هیدرولوژی می باشد .

لیمنولوژی :علم مطالعه آبهای داخل خشکی میباشد مانند دریاچه ها ، برکه ها ، رودخانه ها و غیره و درخصوص خصوصیات فیزیکی ، شیمیایی ، موجودات زنده در آب ها و . . . بحث می کند .

کریولوژی (یخ شناسی) :علمی است که در آن خصوصیات مختلف آب در حالت جامد (یخ ، برف ، تگرگ) بررسی میشود .

ژئوهیدرولوژی :علم مطالعه آبهای زیرزمینی است .

پوتامولوژی (رودخانه شناسی):علم مطالعه مسائل مربوط به جریان آب رودخانه ها است .

هیدروگرافی (موج شناسی) :علم مطالعه شرایط وخصوصیات فیزیکی آب در حالات مختلف است . کاربرد این علم بیشتر در خصوص مسائل کشتیرانی بوده مانند بررسی جزرومد ، بررسی نوسانات سطح آب و غیره .

هیدرومتری :علم اندازه گیری آب و مسائل مربوط به آن میباشد . عمق ، دبی ، سرعت جریان و . . . از مواردی است که در هیدرومتری کنترل میگردد .

اقیانوس سنجی :خصوصیات فیزیکی ، شیمیایی ، بیولوژیکی و دیگر ویژگیهای اقیانوسها و دریاهای آزاد را مورد مطالعه قرار میدهد .

یکی از پارامترهای بسیار مهم در هیدرولوژی مبحث سیکل هیدرولوژی می باشد .سیکل هیدرولوژی یا چرخش آب در طبیعت به مفهوم حرکت آب یا چرخش آب در کره زمین میباشد . بطور کلی سیکل هیدرولوژی در سه لایه اتمسفر ، هیدروسفر و لیتوسفرصورت میگیرد .

اتمسفر یک توده گازی شکل است که در اطراف کره زمین قرار دارد .

هیدروسفر پوشش آبی است که روی سطح زمین را پوشانده است .

لیتوسفر توده سنگی است که در زیر هیدروسفر قرار دارد .

سیکل هیدرولوژی در اندازه ایی به ضخامت ۱۶ کیلومتر ارزشمند است که مقدار ۱۵ کیلومتر آن در اتمسفر و یک کیلومتر آن در لیتوسفر میباشد . آبهای قرار گرفته در بیش از ۱۵ کیلومتر دراتمسفر و بیش از یک کیلومتر در لیتوسفر از دسترس ما خارج است ودر چرخه هیدرولوژی قرار نمی گیرد . تمام آبها درحالت تبخیر به بخار تبدیل میشوندو توسط گیاهان نیز عمل تعرق صورت گرفته وآب موجود دراین فعالیت تعرق نیز به بخار تبدیل میگردد .

درصورت وقوع ۴ مورد زیر ، بارش انجام میگیرد :

۱- وجود ذرات بخار
۲- وجود ذرات هیدروسکپی
۳- وجودسرمای لازم
۴- رسیدن قطرات تشکیل شده باران به سطح زمین

مقداری از آب در زمین نفوذ میکندو مقداری دیگر در سطح زمین جاری میگرددو نهایتا وارد اقیانوسها میشوند . اندازه گیری نفوذ آب و جاری شدن آن برسطح زمین اهمیت ویژه ای دارد برای رسیدن به این مهم ، مطالعه اجزای سیکل هیدرولوژی ضروری میباشد .

اجزای سیکل هیدرولوژی :

۱) نزولات جوی P ۲) تبخیر E ۳) تعرق T ۴) روان آب R ۵) جریان آب زیرزمینی G و ۶) نفوذ I (نفوذ نهایتا به آبهای زیرزمینی ختم میگردد لذا برای سیکل هیدرولوژی مورد بررسی قرار نمی گیرد همچنین از آنجاکه تبخیر و تعرق همواره با یکدیگر محاسبه میشود لذا از ET جهت بیان آن استفاده میگردد) .

یکی از کاربردهای اجزای هیدرولوژی در توازن هیدرولوژی ویا بیلان آبی میباشد . وظیفه بیلان آبی بررسی مقدار آب خارج شده و وارده به سیکل هیدرولوژی میباشد و با این بررسی تغییرات ذخیره را بدست می آوریم . در $I-O=\Delta S$ این فرمول I مقدار آب وارده و O مقدار آب خارج شده میباشد و حاصل آن نیز تغییرات ذخیره است که میتواند مثبت ویا منفی باشد . چون پارامتر زمان در بیلان آبی دخالت دارد لذا سیستم مورد بررسی یک سیستم ناپایدار است . جهت نشان دادن پارامتر زمان به فرمول فوق از فرمول $I-O=\frac{ds}{dt}$ استفاده میکنیم .

مسئله : سطح یک دریاچه ۳۰۰ ایکر (arce) است . در طول یک ماه جریانی معادل $15\ ft^3/s$ به آن وارد و جریانی برابر $13\ ft^3/s$ از آن خارج میگردد . کاهش حجم آب دریاچه در طول این مدت 16 arce-ft بوده است .

چنانچه میزان بارندگی در ماه ۱/۳ اینچ گزارش گردد تلفات ناشی از تبخیراز سطح دریاچه را حساب کنید .

از نفوذ آب در کف دریاچه صرف نظر گردد .

هر ایکر برابر با ۴۳۵۶۰ فوت مربع میباشد $\begin{matrix}1arce & 43560\ ft^2\\ 300 & ?\end{matrix} \Rightarrow 13068000\ ft^2$ $I-O=\Delta S$

ابتدا مقدار I را بدست می آوریم . $I=\frac{15*(30*24*3600)}{13068000}*12=35.7\,in+1.3in=37in$

(مقدار ۱/۳ اینچ نیز بارندگی گزارش شده است به همین جهت در فرمول بالا حاصل بدست آمده با ۱/۳ جمع شده است).

حال مقدار O را بدست می آوریم . $I=\frac{13*(30*24*3600)}{13068000}*12=30.94\,in$

در مسئله کاهش حجم تا 16arce-ft گزارش شده است . این گزارش مربوط به ΔS میباشد . 16arce-ft معرف حجم است لذا اگر برمقدار سطح تقسیم گردد ، مقدار کاهش آب با واحد ft بدست می آید (جهت تبدیل فوت به اینچ کافیست حاصل را در عدد ۱۲ ضرب کنیم) . $\frac{16}{300}*12=0.64\,in$

با مشخص شدن کلیه مجهولات میتوانیم تبخیر را محاسبه کنیم . (توجه گردد که تبخیر در قسمت خروجی فرمول جای میگیرد) .

$37-(30.94+E)=0.64 \quad \Rightarrow E=5.42\,in \quad \rightarrow 5.42*2.54=13.77\,cm$

درصورت وقوع ۴ مورد زیر ، بارش انجام میگیرد :

۱ - وجود ذرات بخار (وجود رطوبت در اتمسفر)

۲ - وجود ذرات هیدروسکپی (برای آنکه رطوبت به دور آنها جمع گردد)

۳ - وجودسرمای لازم (هوابه نحوی سرد گردد تا شرایط لازم برای میعان رطوبت فراهم گردد)

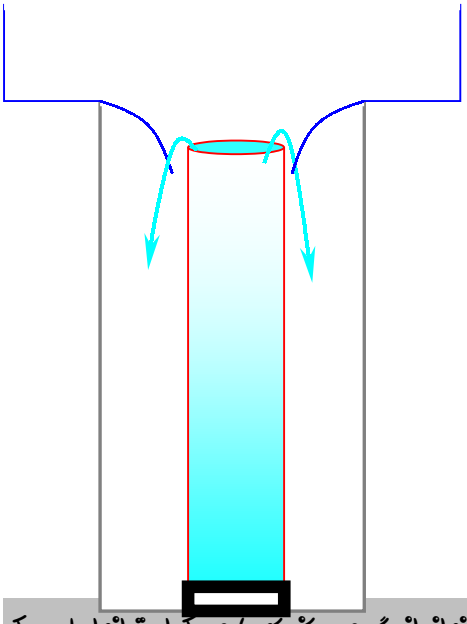
۴ - رسیدن قطرات تشکیل شده باران به سطح زمین

اندازه گیری باران : منظور از اندازه گیری باران تعیین مقدار ارتفاع آب حاصل از نزولات جوی در سطح زمین است . به عبارت دیگر چنانچه آب ناشی از نزولات جوی در روی زمین تجمع پیدا کند بدون آنکه تبخیر شده و یا در زمین نفوذ نماید ، ارتفاعی را بوجود می آورد که به آن مقدار بارندگی گفته میشود .

وسایل لازم برای اندازه گیری باران (انواع باران سنجها):

الف) باران سنج ساده (غیر ثبات) ب) باران سنج ثبات

الف) باران سنج ساده :

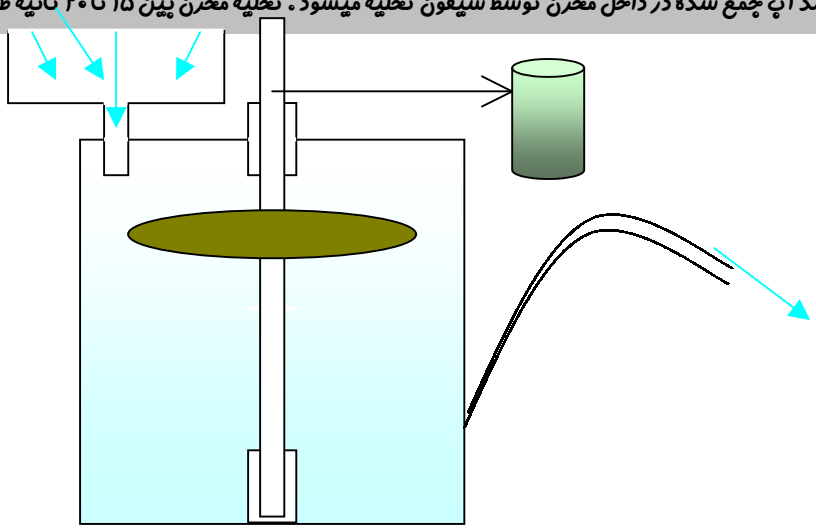


a) روزانه معمولی - باران سنج روزانه معمولی باران را بطور روزانه اندازه گیری میکند که حاوی یک استوانه اصلی و یک استوانه میانی است . این باران سنج از یک قیف گیرنده که آب را داخل استوانه هدایت میکند تشکیل شده است . قیف و استوانه کلا در داخل محفظه استوانه ای شکل بزرگتری قرار دارد تا درصورت پرشدن استوانه داخلی آب در داخل آن ریخته شود . آبی که در داخل استوانه داخلی جمع میشود با خط کش اندازه گیری شده و درجه بندی خط کش به گونه ای است که میتوان ارتفاع باران را با دقت ۰/۲ میلیمتر اندازه گیری کرد .

b) باران سنج ذخیره ای - برای استفاده در نقاط دور دست که امکان اندازه گیری روزانه باران در آنها وجود ندارد بکار برده میشود . اجزای تشکیل دهنده این باران سنجها نیز مشابه باران سنجهای روزانه است . اکثر آنها از لوله های بلند فولادی به قطر ۳۰ cm تشکیل شده اندکه دهانه آن در ارتفاعی بالاتر از ارتفاع برف گیر منطقه قرار میگیرد . در داخل لوله مقداری محلول ضدیخ ریخته میشود تا درصورت وارد شدن برف در آن ذوب گردد . حجم محلول ضدیخ نباید از $\frac{1}{3}$ ظرفیت استوانه تجاوز نماید . برای جلوگیری از تبخیر آب نیز مقداری روغن در داخل استوانه ریخته میشود . اندازه گیری ارتفاع بارندگی در باران سنج های ذخیره ای فصلی و یا سالانه است چون این باران سنج ها معمولا در نقاط دوردست و کوهستانی نصب میشود . زمان قرائت باران سنج و یا به اصطلاح شمارش آنها در اواخر شهریور یا اوایل مهرصورت میگیرد تا اگر چند روزی در بازدید دستگاه ها تاخیری بوجود آمد این اطمینان تا اندازه ای وجود داشته باشد که بارندگی وجود نداشته و لذا تمام باران سنج ها ، بارندگی سالانه را اندازه گیری می نماید .

ب) باران سنجهای ثبات یا باران نگار : وسیله ای است که مقدار بارندگی را نسبت به زمان اندازه گیری می کند. سه نوع معمولی اینگونه باران نگارها که در ایستگاه های هواشناسی بکار برده می شوند عبارتند از :

- باران نگار وزنی - آب باران در داخل سطلی که روی کفه ترازویی قرار گرفته است جمع میشود . فشار حاصل از وزن ظرف باعث حرکت اهرم مجهز به قلم رسام کشته و قلم رسام نیز روی صفحه کاغذی که دور استوانه دواری پیچیده شده است ، علامت گذاری میکند .
- باران نگار سیفونی - این باران نگارها از یک قیف گیرنده به قطر mm۲۸۷ که آب باران را به داخل استوانه ای هدایت میکند تشکیل شده است . در داخل استوانه جسم شناوری تعبیه شده است که با بالا و پایین رفتن خود ، خطوطی را از طریق اهرم مجهز به قلم رسام روی کاغذی که حول استوانه دوار پیچیده شده است رسم میکنند. هنگامی که سطح آب در استوانه به حد معینی برسد آب جمع شده در داخل مخزن توسط سیفون تخلیه میشود . تخلیه مخزن بین ۱۵ تا ۲۰ ثانیه طول میکشد .



- باران نگار ترازویی - باران توسط یک قیف گیرنده به داخل یکی از کفه های ترازو که در زیر قیف تعبیه شده است هدایت میشود . پس از پرشدن کفه ترازو ، تعادل بهم ریخته و آب موجود در آن به داخل ظرف دیگری تخلیه شده و در این زمان کفه دیگر متصل به اهرم در زیر قیف قرار گرفته و وظیفه جمع آوری باران را به عهده میگیرد .

خصوصیات فیزیکی برف : اگر نزولات جوی علاوه بر باران بصورت تگرگ یا دانه های ریز برف باشد ، اندازه گیری آنها به وسیله باران سنجها امکان پذیر است ولی چنانچه مقداری برف روی دهانه قیف باران سنج جمع شده باشد باید آن را ذوب نمود و به آب داخل باران سنج افزود . میزان ذوب برف تابع پیچیده ای از خصوصیات فیزیکی برف و مقدار انرژی حرارتی موجود است . در صورتی که باران بصورت تگرگ و یا برف باشد مقدار ارتفاع آب حاصل از ذوب برف بصورت زیر برآورد میگردد $M=45.72\ K\ D$ که M ارتفاع آب حاصل از ذوب برف برحسب mm در روز و K ضریب ثابتی است که مقدار آن ۰،۰۶ میباشد . D نیز درجه - روز است .

توضیح درجه - روز : هر پدیده ای در یک درجه حرارت بخصوصی شروع به فعالیت میکند . دما وقتی بالای صفر باشد ذوب برف آغاز میگردد . مقدار متوسط درجه حرارت قرائت شده در روز که رقم آن بالا تر از صفر باشد را تهیه و میانگین آن را درجه - روز میگویند .

از عوامل دیگری که در ذوب برف موثر است ریزش باران های گرم بر روی آن است . گروه مهندسی ارتش آمریکا برای محاسبه ذوب برف دراثر ریز باران فرمول زیررا پیشنهاد کرده است $M = (0.3 + 0.012R)T + 1$ که M ارتفاع آب حاصل از ذوب برف برحسب mm درروز و R ارتفاع باران برحسب mm و T نیز متوسط درجه حرارت برحسب سانتیگراد است .

سوال :برروی یک حوزه آبریز به مساحت ۳۵ کیلومترمربع پوشش برف وجود دارد . اگر متوسط درجه حرارت در یک روز ۶،۵ سانتیگراد باشد و مقدار بارندگی ۹ mm باشد متوسط دبی حاصله از ذوب برف در اثرباران در طول روز چقدرخواهد شد ؟

پاسخ : $M = (0.3 + (0.012 * R)6.5 + 1 = 3.652\ mm \quad V = 35000 * 3.652 = 127820$

$$Q = \frac{V}{t} \quad \Rightarrow Q = \frac{127820}{24 * 3600} = 1.48\, m^3$$

محل نصب ایستگاههای باران سنج :انتخاب محل برای نصب باران سنج کارساده ای نیست مقدار بارانی که توسط باران سنج اندازه گیری میشودباید بتواند نمایشگر بارندگی در سطح وسیعی از مناطق همجوار خود باشد . در این رابطه دور بودن محل باران سنج از ساختمانها و یادرخت های بلند ، چه در زمان نصب و چه پیش بینی آن برای گسترشهای آینده مهم است . محل باران سنج باید طوری باشد که اگر از دهانه آن خطی به بلندترین نقطه ساختمان یا دیواره های مجاور وصل گردد زاویه ایی کوچکتر از ۳۰ درجه را تشکیل دهد .

تعداد ایستگاهها در یک شبکه باران سنج :درصورتی که برای اولین بار در یک منطقه به نصب باران سنج اقدام شود بهتر است از توسیه سازمان جهانی هواشناسی استفاده شود . براین اساس مناطق مختلف به سه گروه تقسیم میشوند

الف) در مناطق مسطح با آب و هوای معتدل ، یک ایستگاه در هر ۶۰۰ تا ۹۰۰ کیلومترمربع

ب) در مناطق کوهستانی با آب و هوای معتدل ، یک ایستگاه در هر ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومترمربع

ج) در مناطق کویری یک ایستگاه در هر ۵۰۰ تا ۱۰۰۰۰ کیلومترمربع

مطابق توسیه سازمان هواشناسی ۱۰ ٪ دستگاههای نصب شده در هر حوزه باید باران نگار باشد تا بتواند شدت بارندگی را ثبت نماید . از لحاظ رابطه بین وسعت منطقه و تعداد ایستگاهها میتوان از جدول راهنمای زیر استفاده نمود .

مساحت حوزه km^2	تا ۷۵	۷۵ تا ۱۵۰	۱۵۰ تا ۳۰۰	۳۰۰ تا ۵۵۰	۵۵۰ تا ۸۰۰	۸۰۰ تا ۱۲۰۰
حداقل تعداد ایستگاهها	۱	۲	۳	۴	۵	۶

درصورتی که در حوزه مورد نظر قبلا تعدادی ایستگاه باران سنج نصب شده باشد از تجزیه و تحلیل آماری داده های آنها نیز می توان مشخص نمود که آیا تعداد ایستگاههای موجود کافی است یا خیر و یا اینکه بسته به درجه دقت مورد نظر تعداد مطلوب ایستگاه اندازه گیری باران چقدر است $N = \left(\frac{C_v}{E}\right)^2$

در این فرمول N تعداد ایستگاه باران سنج لازم و C_v پریب تغییرات بارندگی منطقه براساس ایستگاههای موجود و E درصد اشتباه مجاز در تخمین میانگین بارندگی منطقه است .

$$C_v = \frac{100S}{\overline{P}} \quad و \quad S = \sqrt{\frac{n}{n-1}\left[\overline{P}^2 - (\overline{P})^2\right]}$$

در فرمول بالا S انحراف معیار و $\overline{P}$ متوسط بارندگی ایستگاههای موجود است

مثال :در یک حوزه آبریز رودخانه ای تعداد ۴ ایستگاه اندازه گیری موجود است که متوسط بارندگی سالانه در این ایستگاهها بترتیب عبارتند از ۸۰۰ و ۶۲۰ و ۴۰۰ و ۵۴۰ میلیمتر . اگر بخواهیم با حداکثر ۱۰٪ اشتباه مجاز میانگین بارندگی را در این حوزه تخمین بزنیم چه تعداد ایستگاه اضافه دیگر باید تاسیس نمود ؟

$$N = \left(\frac{C_v}{E}\right)^2 \qquad C_v = \frac{100S}{\overline{P}} \quad و \quad S = \sqrt{\frac{n}{n-1}\left[\overline{P}^2 - (\overline{P})^2\right]}$$

توضیح درمورد $\overline{P}^2 - (\overline{P})^2$:

$\overline{P}^2$ بدان معنا است که هر متوسط بارندگی اعلام شده را به توان ۲ رسانده و مجموع آنها را تقسیم بر تعداد کل بارندگی ها نماییم

$(\overline{P})^2$ یعنی مجموع متوسط بارندگی سالانه تقسیم بر تعداد آنها و سپس رساندن به توان ۲

$$S = \sqrt{\frac{n}{n-1}\left[\overline{P}^2 - (\overline{P})^2\right]} \Rightarrow S = \sqrt{\frac{4}{4-1}\left[\left(\frac{540^2 + 400^2 + 620^2 + 800^2}{4}\right) - 590^2\right]}$$

$$\Rightarrow S = 166.933 \quad و \quad C_v = \frac{100(166.933)}{590} = 28.30 \quad و \quad N = \left(\frac{28.3}{10}\right)^2 = 8 \rightarrow 8 - 4 = 4$$

درنتیجه ۴ ایستگاه دیگر مورد نیاز است .

تعیین متوسط بارندگی در سطح یک حوزه : چون اطلاعات وآمار بارندگی حاصله از ایستگاههای مختلف ، نمونه گیری نقطه ای محسوب میشود لازم است برای تعیین متوسط بارندگی روی حوزه ای با n ایستگاه از روشهای زیر استفاده نماییم

روش اول : روش میانگین ریاضی : $\overline{P} = \frac{P1 + P2 + \ldots Pn}{n}$

این روش در جاهایی استفاده میشود که منطقه کوهستانی نبوده و تقریبا مسطح باشدوباران سنجها به فواصل نسبتا مساوی از یکدیگر قرارداشته باشند .در این روش ایستگاههایی که در خارج از منطقه حوزه قرار دارند مورد استفاده قرار نمی گیرند . علاوه بر آن بدلیل وجودپستی و بلندی وتغییرات مکانی بارندگی نتایج حاصله از این روش چندان رضایت بخش نیست . این روش ، روش بسیار ساده ای است .

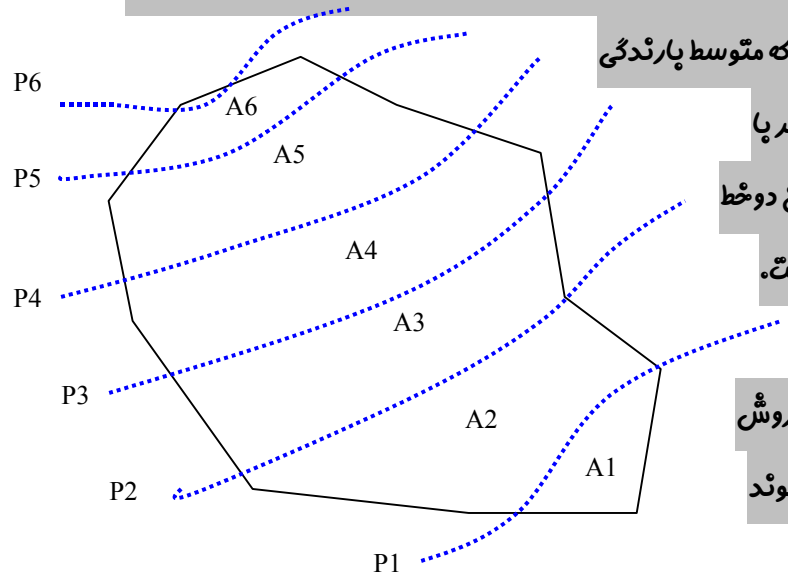
روش دوم : روش تیسن : (جزو روشهای میانگین وزنی است)وزنی که به هرایستگاه داده میشود مساحت تحت پوشش ایستگاه میباشد . در این روش کلیه ایستگاه های داخل منطقه و در صورت وجود ایستگاه های مجاورنیز میتوانند مورد استفاده قرار بگیرند . ابتدا ایستگاههای همجوار به هم متصل میشوند تا تعدادی مثلث ایجاد گردد . با رسم عمودمنصفهای اضلاع ، مثلثهای چند ضلعی (پلی گونهایی) حاصل میشود که هر ایستگاه در داخل یکی از این پلی گونها قرار دارد. اگر مساحت مربوط به هرپلی گون بترتیب A1 و A2و . . . An باشند و مقدار بارندگی در ایستگاههای داخل پلی گون p1 و p2 . . . وpn باشند در این صورت متوسط بارندگی منطقه از رابطه زیر بدست می آید $\overline{P} = \frac{P1A1 + P2A2 + \ldots PnAn}{A1 + A2 + \ldots An}$

یکی از مزایای این روش آن است که با ایستگاههای مجاور حوزه نیزمرتبط است . روش تیسن یکی از روشهای محاسبه بارندگی متوسط دریک حوزه میباشد و چون تغییرات بارندگی بین دو ایستگاه خطی فرض می شود درنتیجه نمی تواند درمناطق کوهستانی دقت زیادی داشته باشد لذا فقط در مناطقی که کوهستانی نیست مورد استفاده قرار می گیرد .

روش سوم : روش ایزوهیتال : (روش خطوط هم بارش) در این روش مقدار متوسط بارش یک حوزه را براساس مقدار بارندگی ایستگاههای مختلف بادرنظرگرفتن خطوط هم بارش محاسبه می نمایند . این روش ازمناسب ترین و دقیق ترین روشهای اندازه گیری مقدار متوسط بارش است . در این روش عوامل مهمی که در مقدار بارش به نحوی موثرهستند درنظر گرفته شده است . برای محاسبه مقدار متوسط بارش با استفاده از روش ایزو هیتال باید عملیات زیر صورت گیرد:

- ایستگاههای اندازه گیری بارش را بر روی نقشه پیاده می نمایند .
- خطوط هم بارش را با توجه به مقادیر بارش در ایستگاههای مورد نظر وفواصل ایستگاها رسم می نمایند .
- سطوح بین هر دو خط هم بارش بوسیله پلانیمتر یا هرروش دیگری تعیین میگردد .
- متوسط بارش در سطوح بین خطوط هم بارش را از متوسط حسابی بارش در روی خطوط هم بارش مجاور که سطح مورد نظررا دربرگرفته است بدست آورده و درسطح مربوطه ضرب مینمایند .

این روش بهترین روش در مناطق کوهستانی است و ایستگاههای هم جوار نیز مورد استفاده قرار می گیرند



باید توجه داشته باشیم که متوسط بارندگی بین دو خط هم بارش برابر با مجموع مقدار بارش همان دوخط مورد نظر تقسیم بردواست. عدد بدست آمده در فرمول مربوط به محاسبه روش ایزوهیتال قرار داده میشوند

سوال :عمق بارش در ۴ ایستگاه ۲۰ و ۲۵ و ۲۲ و ۱۵ Cm میباشد اگر مساحتهای متعلق به هر بارش ۰،۳ و ۰،۴ و ۰،۱ و ۰،۲ باشد عمق متوسط بارندگی را بدست آورید .

پاسخ :

$$\overline{P} = \frac{P1A1 + P2A2 + \ldots PnAn}{A1 + A2 + \ldots An} = \frac{(20*0.3) + (25*0.4) + (22*0.1) + (15*0.2)}{0.3 + 0.4 + 0.1 + 0.2} = 21.2Cm$$

سوال : مساحت بین خطوط هم باران در حوزه ای که کل مساحت آن ۲۲۰۰ هکتار میباشد بشرح زیر است

فاصله (cm)	۰ تا ۵	۵ تا ۱۰	۱۰ تا ۱۵	۱۵ تا ۲۰

مساحت (هکتار)	۱۱۲۰	۶۸۰	۳۹۲	۸	

پاسخ : $\overline{P} = \frac{P1A1 + P2A2 + ...PnAn}{A1 + A2 + ...An}$

$$\overline{P} = \frac{((\frac{0+5}{2})*1120) + ((\frac{5+10}{2})*680) + ((\frac{10+15}{2})*392) + ((\frac{15+20}{2})*8)}{2200} = 5.88\,cm$$

یعنی مقدارمتوسط ۵،۸۸ سانتیمتر بارش در ۲۲۰۰ هکتار وجود داشته است .

مشخصات بارش :نزولات جوی از مجموعه بارشهای مجزا تشکیل میشوند . درپرخی از مطالعات هیدرولوژی ، نزولات ، بدون توجه به تعداد بارشها مورد تجزیه و تحلیل قرار می گیرندبه عنوان مثال درمحاسبات بارندگی سالانه آنچه حائزاهمیت است مقدار کل ارتفاع بارندگی در طول سال است و نه تعداد یا مشخصات بارشهای تشکیل دهنده آن . ولی در مطالعات پیش بینی سیل ، بارشها بطور جداگانه ویا ترتیب آنها مورد بررسی قرار میگیرد .

- **تداوم یا زمان بارندگی** : فاصله زمانی بین شروع و خاتمه بارندگی را زمان بارندگی یا مدت بارش میگویند . مدت بارش یک متغیر تصادفی پیوسته است و میتواند هر عدد بزرگتر از صفر را به خود اختصاص دهد بارشها را میتوان براساس مدت طبقه بندی کرد . بارشهایی که تداوم آنها ۶ ساعت باشد را بارشهای کوتاه مدت و بارشهایی که تداوم آنها بین ۶ تا ۲۴ ساعت باشد را بارندگیهای متوسط و بارندگی هایی که مدت بارندگی آنها بیش از ۲۴ ساعت باشد را بارشهای دراز مدت میگویند . مدت بارندگی را با حرف t نمایش میدهند و واحد آن دقیقه و یا ساعت است .
- **مقدار بارندگی** : ارتفاع آب حاصل از بارندگی را در طول مدت بارش مقدار بارندگی گویند . (ضخامت بارندگی) و برحسب mm یا cm یا in یا m بیان میگردد .
- **شدت بارندگی** : عبارتست از مقدار بارندگی در واحد زمان . $i = \frac{P}{t}$. باران نگار میتواند شدت بارندگی را نشان دهد و معمولا برحسب mm/h یا mm/min یا in/h بیان میگردد .
- **فراوانی وقوع و دوره برگشت** : منظور از فراوانی وقوع یک باران با مدت مشخص این است که در یک دوره زمانی معین چندبار میتوان انتظار داشت که بارانی با همین مقدار و یا بیشتر رخ دهد . فراوانی وقوع رابا Fنمایش میدهند. دوره بازگشت تعدادسالهایی است که بین وقوع دو بارندگی مشابه وجود دارد و با حرف T نشان داده میشود .مثال : اگر F=5 باشد ، چنددرصد احتمال وقوع باران مشابه وجود دارد ؟ پاسخ : $F = \frac{1}{T} \Rightarrow F = \frac{1}{5} = 0.2$ در نتیجه ۲۰٪ احتمال وقوع بارش مشابه وجود دارد .
- **سطح بارش** : به مساحتی گفته میشود که بارندگی در آن به ارتفاع یکسان صورت گرفته باشد . عمق بارش در رگبارها بصورت خطی ، با افزایش سطح کاهش می یابد .

رابطه ای بین پنج مورد عنوان شده در فوق وجود دارد که به گونه های زیر قابل طرح میباشند .

- رابطه بین ارتفاع ، سطح و مدت بارش (منحنی های DAD)

بطور کلی هرچه مدت بارندگی طولانی تر شود ، سطح وسیع تری را در برمیگیرد وبارانهای کوتاه مدت معمولا در سطح کوچکتری می بارد . همچنین مقدار بارندگی تابع مستقیمی از مدت بارندگی است و با افزایش مدت ، مقدار بارندگی بطور تجمعی افزایش می یابد . منحنی DAD از رابطه بین مقدار ، مساحت و تداوم بارندگی بدست می آید .

- منحنی های شدت ، مدت و فراوانی : (IDF) : عبارتند از تغییرات شدت بارندگی در مقابل مدت زمان تداوم بارش برای هر دوره بازگشت نشان میدهد. هرچه دوره بازگشت زیادتر باشد باید انتظار بارانهای شدیدتری را داشت به ازای یک دوره معین ، هرچه دوره یک بازگشت افزایش یابد ، شدت بارانهایی که دوره های بازگشت ممکن است اتفاق افتد بیشتر میباشد . هرچه مدت بارندگی بیشتر شود ، شدت بارندگی آن کم است . درفرمول فوق a , b و c پارامترهای ثابتند .
- حداکثر بارش محتمل (PMP) :عبارتست از بزرگترین بارش بازمان تداوم معین که بطور فیزیکی امکان باریدن روی حوزه موردنظر رادارد چنین بارشی سیلابی را به نام حداکثر سیلاب (PMF) تولید میکند که هیچ سیلی بزرگتر از آن امکان جاری شدن روی حوزه تحت مطالعه را ندارد . برای محاسبه PMP از روش آماری زیر استفاده میشود :

$PMP = \overline{P} + K\delta$ که $\overline{P}$ برابر احتمال بارندگی و K برابر ضریبی ثابت (۱۵) و δ برابر انحراف معیار (مقدار بارشهای Max سالانه) .

تلفات در حوزه ها :بحث این قسمت در خصوص تبخیر ، تعرق و نفوذ میباشد .

تبخیر : تبخیر پدیده ای است که در نتیجه آن آب از حالت مایع به گاز یا بخار تبدیل میشود . از مهمترین عواملی که در مقدار تبخیر موثر هستند عبارتست از :

- گرما : با افزایش گرما ، فشار بخار آب بالا رفته و این امر بعلت افزایش انرژی جنبشی میباشد و درنتیجه باعث افزایش تبخیر میگردد .
- باد : در صورتی که هوای بالای سطح آب حرکت داشته باشد مولکولهای آب موجود در جو را با خود میبرد و محیطی ایجاد میکند که ظرفیت پذیرش مولکولهای آب بیشتری را دارد در نتیجه هرچه سرعت جابجایی هوا یا سرعت باد بیشتر باشد انتقال مولکولهای آب از سطح آب به جو سریعتر اتفاق می افتد ولذا بایستی با افزایش سرعت باد مقدار تبخیر نیز افزایش یابد .
- فشار جو : هرچه ارتفاع از سطح دریا افزایش یابد موجب کاهش فشار جو میگردد و باعث میگردد تا مولکولهای آب با سرعت زیادتری از سطح آزاد آب فرار نموده و به جو انتقال یابد .
- مواد محلول : هرچه چگالی آب بیشتر باشد مقدار تبخیردرشرایط یکسان کاهش می یابد .
- جنس سطح تبخیر : مقدار تبخیر با توجه به جنس سطح تبخیر مانند سطح آبهای آزاد سطح خاک و سطح شاخه و برگ متفاوت است .

اندازه گیری مقدار تبخیر

(بکمک تشت تبخیر) مقدار تبخیر را همانند بارش ، برحسب ارتفاع در واحد سطح اندازه گیری مینمایند برای اندازه گیری تبخیر روابط مختلفی وجود دارد اما عملی ترین راه حل ، استفاده از تشت تبخیر است که در دو نوع انگلیسی و آمریکایی مورد استفاده قرار میگیرد . هر تشت تبخیر ضریب متعلق به خود را داراست که شرایط تشت را با محیط سازگار میکند

$ET_0 = KET_p$

که در آن ET_0 مقدار تبخیر و تعرق ، K ضریب تشت و ET_p مقدار تبخیر و تعرق از روی تشت است .

تعرق : منظور از تعرق برآیندی است که موجب انتقال آب توسط گیاهان به جو میشود . در این حالت آب از سطح برگها و ساقه های جوان بصورت بخار به هوای مجاور راه می یابند. نتیجه عمل تعرق ، مشابه تبخیر است و تفاوت آن از نظر مهندسی فقط در وضعیت و جسم سطح تبخیر میباشد که در تبخیر از سطح آزاد ودر تعرق از سطح برگ گیاهان و درختان اتفاق می افتد . عواملی که در مقدار تبخیر و تعرق موثرند عبارتند از :

- عوامل گیاهی (نوع گیاه)
- عوامل آب و هوایی مانند درجه حرارت ، سرعت باد و زاویه اشعه خورشیدی .
- عوامل مربوط به خاک مثل جنس خاک و میزان نگهداشت رطوبت .

تبخیر و تعرق : منظور از تبخیر و تعرق ، پتانسیل بالقوه ای است که موجب تبخیر و تعرق میگردد ودر بسیاری از طرح های اجرایی هیدرولوژیستها به محاسبه مقدار آبی که از حوزه آبریز بصورت تبخیروتعرق از دست میدهند علاقه مند هستند . روشهایی که مقدار تبخیر و تعرق را تعیین میکند عبارتند از :

- تانک لایسیمتر برای محاسبه تبخیر و تعرق .
- استفاده از اختلاف بین جریانهای ورودی و خروجی به حوزه های آبریز .
- روشهای نظری براساس فیزیک انتقال بخار یا انرژی حرارتی .
- روش روز – درجه .
- استفاده از قطعات کوچک آزمایشگاهی صحرایی .

روشهای نظری برای تعیین تبخیر و تعرق :

- روش پن من
- روش بلانی کریدل
- روش تورنت وایت
- روش هیدرو مدول (برای مثال برای یک زمین با مساحت ۲۰۰ هکتار میبایست دبی طراحی میبایست متناسب با نیاز آبی گیاه ، میزان آبشویی زمین و میزان تبخیر و تعرق ممکن باشد با استفاده از روش هیدرو مدول میتوان میزان تبخیر و تعرق را محاسبه نمود .)

نفوذ : نفوذ جزئی از اجزای سیکل هیدرولوژی است و جزء تلفات در حوزه ها محسوب میگردد . نفوذ ، جریان یا حرکت آب از سطح زمین به داخل آن است . هنگام باران مقداری از آب ، برروی شاخه و برگهای درختان قرار گرفته و بخشی از آن در مسیررودخانه ها و یا در سطح خاک شروع به نفوذ مینماید . تنها عامل نفوذ در این شرایط ، نیروی ثقل میباشد . نفوذ در اوایل بارندگی زیاد و تدریجا کاهش می یابد . حرکت آب در خاک تحت تاثیر عواملی قرار دارد مانند بافت خاک ، ارتفاع خاک ، ارتفاع آب روی خاک و .

عوامل موثر در مقدار نفوذ :

- تاثیر کیفیت سطح ، در مقدار نفوذ (بافت خاک و ساختمان خاک)

- تاثیر فرونشت (پرکولیشن) : در اوایل بارندگی نفوذ در حد ماکزیمم و تا رسیدن خاک به حالت اشباع ، نفوذ ادامه داشته ولی کاهش می یابد از آن پس به ازای هر قطره آب که وارد خاک میشود ، یک قطره از محدوده اشباع خارج میگردد . سرعت حرکت ورودی و خروجی از یک نمونه اشباع در میزان نفوذ تاثیرگزار است . آبی که به درون زمین نفوذ میکند ابتدا خلل فرج بزرگ و سپس کوچک را پر کرده تا خاک به حالت کاملا اشباع در آید در این حالت ظرفیت نگهداری خاک ، از نقطه نظر مقدار آب ، تکمیل میگردد از این هنگام به بعد مقدار نفوذ یا جریان آب از سطح خاک به داخل آن ، به سمت تخلیه آب از منطقه اشباع خاک بستگی دارد به عبارت دیگر هرچه سریعتر آب اشباع لایه خاک به اعماق زمین فرورود سرعت نفوذ هم در سطح پیشتر است .
- تاثیر خصوصیات سیال در مقدار نفوذ : آب نسبتا خالص باران که به سطح زمین میرسد و مستقیما در خاک نفوذ میکند با آبی که پس از برخورد به خاک با ذرات بسیار ریزکلوئیدی مخلوط شده متفاوت است و درنتیجه از نظر نفوذپذیری با یکدیگر متفاوت هستند .
- تاثیرارتفاع آب برمقدار نفوذ : مقدار نفوذ درهرزآبهایی که با قشر نازکی از آب در سطح خاک جریان دارد ، با سیلآبهای بزرگ با ارتفاع زیاد و یا مقدار نفوذ در مخازن آبی پشت سد که ارتفاع آب قابل توجه است متفاوت میباشد .

تعاریف و اصطلاحات :

ظرفیت نفوذ : f_p : حداکثر نفوذی است که در یک خاک معین و تحت شرایط مشخصی اتفاق می افتد .

نفوذ اولیه : f_0 : میزان نفوذ در شروع بارندگی را نفوذ ابتدایی میگویند .

نفوذ نهایی : f_c : (نرخ ثابت نفوذ) : در حالت فرونشت (اشباع کامل) نفوذ ثابت خواهیم داشت . نفوذ نهایی ازمرحله ای است که شدت نفوذ به حد ثابت میرسد .

روشهای تعین مقدار نفوذ :برای تعیین مقدار نفوذ دو روش اساسی وجود دارد الف - روش نظری ب - روش آزمایشگاهی

روشهای نظری جهت تعیین مقدار نفوذ :

آزمایش هورتون : آقای هورتون با توجه به وضعیت نفوذ در طول بارندگی ، یک نمودار را بدست آورد که جهت محور افقی آن نمایندہ زمان برحسب ساعت و جهت عمودی نمودار نمایندہ مقدار نفوذ برحسب میلی متر برساعت است و معادله $f_p = f_0 + (f_0 - f_c)e^{-Kt}$ را بدست آورد . با این معادله میتوان مقدار نفوذ را در هر زمان از بارندگی بدست آورد . K نیز ضریب تجربی بوده و به خاک حوزه آبخیز بستگی دارد . t زمان آغاز بارش و f_0 نفوذ اولیه و f_c نفوذ نهایی و f_p ظرفیت نفوذ میباشد .

روشهای آزمایشگاهی جهت تعیین مقدار نفوذ :روش اندازه گیری در این حالت با استفاده از هیدروگرافهای بارندگی امکانپذیر است .شاخصهای نفوذ : این شاخصها عبارتند از مقدار متوسط نفوذ در یک طول بارش شدید .

دومعیار اساسی برای نفوذ وجود دارد

( ) ϕ (شاخص نفوذ) این شاخص برابر است با مقدار بارندگی منهای مقدار روان آب تقسیم بر زمان ($\phi = \frac{p-Q}{t}$ جنس شاخص نفوذ از جنس سرعت است).

۲))) ω که پارامترهای s و Q و p و t در آن دخالت دارد $\omega = \frac{p - Q - s}{t}$ که در آن s مقدار آبی است که بر روی شاخه و برگها قرار گرفته است و Q نیز برحسب واحد طول است یعنی مقدار آبی که روی زمین جاری است .

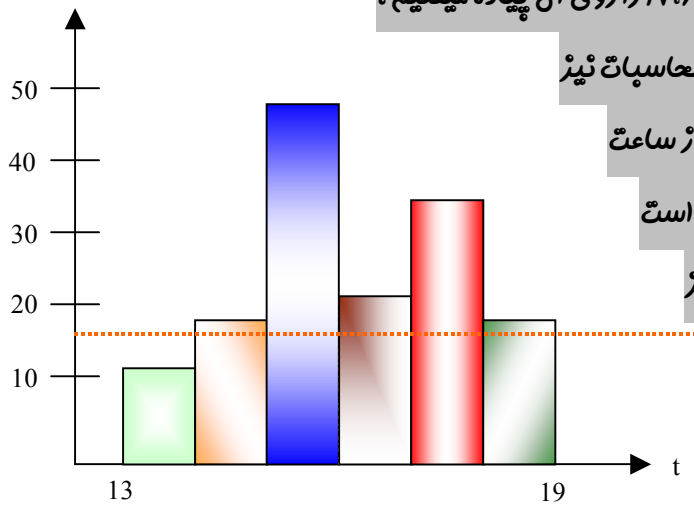
مسئله : در حوزه آبریزی به وسعت ۳۸۸،۱۸ کیلومتر مربع سیل آب سطحی اندازه گیری شده است . ارتفاع سیل آب در حوزه ۴۵،۴۷ میلی متر میباشد . توزیع سرعت نسبت به زمان مطابق اعداد زیر داده شده است . شاخص ϕ را برای این رگبار بدست آورید .

T (برحسب ساعت)	۱۳ الی ۱۴	۱۴ الی ۱۵	۱۵ الی ۱۶	۱۶ الی ۱۷	۱۷ الی ۱۸	۱۸ الی ۱۹
P (م م)	۱۲،۹۵	۱۹،۰۵	۴۶،۷۴	۲۰،۳۲	۳۳،۰۲	۱۹،۰۵

$$P_t = \sum P \Rightarrow P_t = 12.95 + 19.05 + 46.74 + 20.32 + 33.02 + 19.05 = 151.13$$

$$\phi = \frac{p - Q}{t} = \frac{151.13 - 45.47}{6} = 17.61\ mm/h$$

حال نمودار را ترسیم کرده و خط ۱۷،۶۱ را روی آن پیاده میکنیم .



همانگونه که مشاهده میشود و از محاسبات نیز پیدا میباشد مقدار بارندگی اول از ساعت ۱۳ الی ۱۴ تماما در خاک نفوذ کرده است و الباقی ساعات ، مقدار بارندگی از مقدار متوسط بارندگی بیشتر است . ابتدا مجموع این اضافه بارش را نسبت به میانگین محاسبه شده را بدست می آوریم . نمودار اول را به جهت اینکه کمتر از مقدار میانگین است را در نظر نمیگیریم در نتیجه

$$(19.05 - 17.61) + (46.74 - 17.61) + (20.32 - 17.61) + (33.02 - 17.61) + (19.05 - 17.61) = 50.13$$

مشاهده میشود که دقدار روان آب بدست آمده از مقدار داده شده در مسئله بیشتر است . این بدان معنا است که با یستی مقدار میانگین بارش از ۱۷،۶۱ به رقمی دیگر تغییر نماید دو را برای بدست آوردن این رقم وجود دارد

راه اول : $\phi_2 = \frac{(151.13 - 12.95) - 45.47}{5} = 18.54$

راه دوم : $\phi_2 = \frac{17.61 - 12.95}{5} + 17.61 = 18.54$

یعنی میانگین بارش را با یستی رقم ۱۸،۵۴ در نظر بگیریم و حالا اگر این رقم را مجددا از مقادیر بارش کسر نماییم به رقم روان آب داده شده در مسئله خواهیم رسید .

$$(19.05 - 18.54) + (46.74 - 18.54) + (20.32 - 18.54) + (33.02 - 18.54) + (19.05 - 118.54) = 45.48$$

حوزه های آبریز : خصوصیات هیدرو گرافی حوزه های آبریز :

حوزه آبریز به مساحتی از یک منطقه اطلاق میشود که روانآب حاصله از بارندگی هایی که روی آن میبارد تماما بطور طبیعی به نقطه واحدی به نام نقطه تمرکز هدایت میشوند . اگر نقطه تمرکز در داخل حوزه قرار گرفته باشد یعنی حوزه محیط کاملا مسدودی را تشکیل داده باشد آن حوزه را حوزه بسته و اگر نقطه تمرکز در انتهای حوزه قرار گرفته باشد بنحوی که روان آب بتواند از حوزه خارج شود ، آن حوزه را حوزه باز مینامند . در پروژه های مهندسی همواره حوزه های باز مد نظر هستند .

خط فرضی که حوزه های مختلف را از یکدیگر جدا میسازد ، به خط تقسیم آب معروف میباشند . شکل خط ترسیم آب فقط به توپوگرافی حوزه بستگی دارد و ازپهم پیوستن خط الرسها، ارتفاعات بدست می آید.

توجه : هر حوزه آبریزی دربرگیرنده یک رودخانه میباشد . بالای رودخانه را بالا دست و پایین رودخانه را پایین دست رودخانه گویند . وظیفه رودخانه ها در حوزه ها ، تخلیه روان آبها میباشد . به این رودخانه ها شبکه رودخانه های حوزه گفته میشود در نتیجه شبکه رودخانه حوزه عبارتست از مجموعه آبراهه هایی که در سطح حوزه عمل تخلیه روان آبها را بعهده دارد .

برخی از آبراهه ها بصورت رودخانه های دائم فصلی و یا مسیلها در سطح یک حوزه موجود میباشند . مسیل به آبراهه هایی گفته میشود که فقط در هنگام بارندگی ممکن است در آنها آب جاری گردد . در رودخانه های دایم بیش از ۹۰% اوقات سال آب جاری است از طرف دیگر در رودخانه های فصلی بیش از ۵۰% ایام سال خشک است . قسمت اعظم آبراهه ها را خشک رودها یا مسیل ها تشکیل میدهند . هرچه شبکه رودخانه های حوزه تکامل یافته تر باشد تخلیه روانآب از آن حوزه بهتر انجام میشود .

در هیدرولوژی شاخصهای متداول برای سنجش درجه تکامل شبکه رودخانه های حوزه عبارتند از

- ✓ تراکم شبکه آبراهه ها (دانسیته)
- ✓ درجه رودخانه اصلی در نقطه تمرکز
- ✓ نسبت انشعاب رودخانه های حوزه

تراکم شبکه آبراهه ها : اگرمجموع طول تمام رودخانه ها و آبراه های حوزه اندازه گیری و برمساحت حوزه تقسیم شوند ، عدد بدست آمده دانسیته یا تراکم شبکه رودخانه های حوزه میباشد . $u = \frac{\sum_{i=1}^{n} Li}{A}$ که L طول تمام رودخانه است .

درجه رودخانه درنقطه تمرکز : تراکم شبکه رودخانه معیاری است که فقط طول رودخانه ها را مشخص میکند ولی از طرز شبکه بندی و اتصال شاخه های مختلف اطلاع بدست نمی دهد . برای اطلاع از نحوه ارتباط انشعاب مختلف از روش رده بندی رودخانه ها استفاده میشود . اولین انشعابات رودخانه را شاخه رده یک میگویند از اتصال دو یا چند شاخه درجه یک رودخانه ، رده شماره ۲ بوجود می آید . زمانی رده ۳ تشکیل میگردد که حداقل یک رودخانه رده ۲ دیگر به آن بپیوندد .

نسبت انشعاب یا ضریب انشعابات : برای مشخص کردن تاثیر انشعابات شبکه رودخانه بر هیدرو گراف سیل از نسبت انشعاب استفاده میشود و نسبت انشعابات نیز از فرمول $BR = (\frac{n_1}{n_2} + \frac{n_2}{n_3} + ...)\frac{1}{i-1}$ که در آن n ها تعداد شاخه هایی هستند که رده آنها به ترتیب ۱ و ۲ و ۳ . . . باشد برحسب تعریف نسبت انشعاب از فرمول فوق محاسبه میگردد . به مثال زیر توجه کنید

شماره رده انشعاب	۱	۲	۳	۴	۵
تعداد انشعابات	۱۵۰	۴۶	۱۲	۵	۱

$$BR = (\frac{n_1}{n_2} + \frac{n_2}{n_3} + ...)\frac{1}{i-1} = (\frac{50}{46} + \frac{46}{12} + \frac{12}{5} + \frac{5}{1})\frac{1}{5-1} = 3.62$$

نسبت انشعابات در حوزه ها معمولا بین ۳ تا ۵ میباشد هرچه این نسبت کوچکتر باشد نشان دهنده این است که هیدرو گراف سیل در مقایسه با حوزه‌های دیگر دارای نقطه های اوج بالاتر خواهد بود . اگر نسبت انشعاب زیاد باشد نشان دهنده کشیده بودن حوزه است و اگر کمتر از ۳ باشد حوزه پهن میباشد . وقتی BR زیاد باشد ، زمان پیشتری لازم است تا آب از حوزه خارج شود ولی وقتی BR کمتر از ۳ باشد آبها سریعا از حوزه تمرکز خارج میشود درنتیجه BR کم یعنی سیل خیز بودن منطقه .

یک حوزه آبریز به ۳ قسمت تقسیم میشود :- رودخانه جوان رودخانه کامل و رودخانه مسن

رودخانه های جوان دارای شیب تند و مقطع آنها به شکل V بوده و فرسایش در این رودخانه ها نسبتا زیاد است .

در رودخانه های کامل پیشترین انرژی صرف انتقال مواد رسوبی میشودو میزان فرسایش در آنها کمتر از رودخانه ها جوان است و مقطع این رودخانه ها بشکل U میباشد .

رودخانه های مسن شیب کمی داشته و مقطع آنها حالت ذوزنقه دارد . رسوب گذاری از خصوصیات اصلی این رودخانه ها میباشد .

خصوصیات حوزه ها در باره روانآب :عوامل بسیار زیادی وجود دارند که برعملکرد حوزه های آبریز موثرند که عبارتند از

- خصوصیات هندسی حوزه از قبیل سطح ، محیط ، شکل ، طول آبراهه ، تراکم شبکه رودخانه ها و غیره .
- خصوصیات خاکهای حوزه از قبیل تیپ خاکها ، دانه بندی ، ذرات خاک ، بافت و ساختمان خاک ، قابلیت فرسایش ، نفوذپذیری و غیره .
- پوشش گیاهی از قبیل تیپ گیاهان حوزه ، تعویض پوشش گیاهی ، برگ آب ، تعرق و غیره .
- آب شناسی مانند نگهداشتن سطحی ، آبهای زیرزمینی ، سیل آبها ، هیدرو گرافهای سالانه و غیره .
- زمین شناسی از قبیل ساختمان سنگها ، درزو شکافها ، نوع سنگها ، گسلها و غیره .
- آب و هوا از قبیل درجه حرارت ، مقدار و نوع بارندگی ها و فراوانی و قوع آنها .
- بار رسوب از قبیل فرسایش ، انتقال ، رسوبگذاری و غیره .
- عوامل انسانی از قبیل عملیات کشاورزی ، دامداری ، احداث جاده ها ، تاسیسات و غیره .

خصوصیات ژئومتری حوزه های آبریز :این خصوصیات به مجموعه پارامترهای فیزیکی گفته میشود که مقادیر آنها برای هر حوزه نسبتا ثابت است (مانند مساحت) و نشان دهنده وضع ظاهری حوزه است . این پارامترها از این جهت حائز اهمیت است که بین آنها و روانآب حوزه ها رابطه ای را نشان میدهد ودر مورد حوزه های که در آنها آمار اندازه دبی وجود ندارد میتوان از روابط موجود استفاده نمود و مقدار روانآب یا شدت سیل آبها را تخمین زد که شامل : (مساحت حوزه ، محیط حوزه ، طول آبراهه اصلی ، شکل حوزه ، ارتفاع و پستی بلندیهای حوزه ، نیمرخ طولی آبراهه اصلی و شیب حوزه و مستطیل معادل)

- مساحت حوزه : بارزترین مشخصه یک حوزه مساحت آن است . دبی سیلابها و حجم روانآبهای یک حوزه بطور مستقیم به مساحت حوزه بستگی دارد . حوزه های آبریز از نظر مساحت به دو دسته تقسیم میشوند :: الف) حوزه های کوچک با مساحتی کمتر از ۳۰ الی ۴۰ کیلومتر مربع و ب) حوزه هایی که مساحت آنها بیش از ۴۰ کیلومتر مربع است .
- محیط حوزه : به طول خط فرضی تقسیم آن محیط حوزه گفته میشود که حوزه را از حوزه مجاور جدا میکند .برای محاسبه محیط از کرو متر یا طول سنج و یا منحنی سنج استفاده میشود .
- طول آبراهه اصلی : آبراهه اصلی به رودخانه ای گفته میشود که در خط القعر حوزه جریان داشته و روانآب زیرحوزه های مختلف در آن میریزند .
- شکل حوزه : حوزه های آبریز با توجه به وضعیت توپوگرافی آنها دارای اشکال گوناگون میباشد . حوزه ها از نظر شکل به ۳ گروه عمده تقسیم بندی می شوند ۱- حوزه های کشیده ۲- حوزه های پهن ۳- حوزه های بادبزنی . برای آنکه بتوانیم حوزه ها را ازنظر شکل مقایسه کنیم از ضرایب و شاخصهای مربوط به شکل استفاده میکنیم . این دو شاخص عبارتند از : الف) ضریب شکل ب) ضریب فشردگی (گراویدیوس)

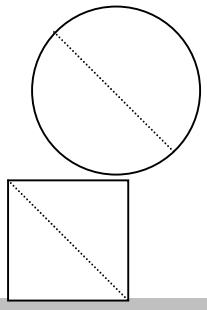
ضریب شکل حوزه عبارتست از نسبت مساحت حوزه به مجذور طول حوزه $F = \frac{A}{L^2}$ و اگر مستطیلی باشد

$$F = \frac{B * L}{L^2} \Rightarrow F = \frac{B}{L}$$

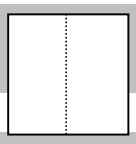
درحوزه های آبریز کشیده که طول آن از عرض حوزه بیشتر میباشد ، ضریب شکل کمتر از یک بوده و تخلیه سیل آب کندتر صورت میگیرد .

مثال : مطلوب است محاسبه ضریب شکل در اشکال زیر

$$F = \frac{A}{L^2} = \frac{\pi D^2 / 4}{D^2} \Rightarrow F = \frac{\pi}{4} = 0.79$$



$$F = \frac{A}{L^2} = \frac{1}{2} = 0.5$$



$$F = \frac{A}{L^2} = \frac{L^2}{L^2} = 1$$

ضریب فشردگی از فرمول $C = \frac{0.28\,P}{\sqrt{A}}$ که p محیط حوزه و A مساحت حوزه است . اگر حوزه دایره کامل باشد ضریب فشردگی آن برابر یک است درغیر اینصورت تعداد این ضرایب بزرگتر از یک خواهد بود . در چنین حوزه کشیده ای تخلیه سیلاب کندتر صورت خواهد گرفت .

ارتفاع حوزه و پستی و بلندی ها :ارتفاع حوزه و پستی و بلندی ها نشان دهنده موقعیت اقلیمی آن حوزه است . در حوزه های مناطق مرتفع نه تنها بارندگی بیش از حوزه های پست است بلکه در قله ارتفاعات غالبا نزولات جوی بصورت برف میباشد که هیدرولوژی آن متفاوت با رگبارها است .برحسب تعریف ارتفاع متوسط حوزه ، رقومی است که ۵۰٪ اراضی حوزه ارتفاعشان بالا تر از حد مورد نظر و ۵۰٪ مساحت حوزه ارتفاعی پایینتر از آن حد باشد .

برای توصیف پستی و بلندی در حوزه های آبریز از نقشه های توپوگرافی استفاده میشود که معمولا با مقیاسهای مناسب دراختیار قرار میگیرند. توزیع ارتفاعات در حوزه ها با دو نمودار به نامهای منحنی هیپسومتری و منحنی آلتیمتری مشخص میگردد.

روش بدست آوردن ارتفاع حوزه با منحنی هیپسومتری: (یعنی بدست آوردن ارتفاع متوسط حوزه). برای این منظور نیاز به مساحت بین خطوط تراز داریم. اعداد بدست آمده را روی نمودار هیپسومتری که متوسط ارتفاع حوزه را نشان میدهد را ترسیم میکنیم اگر کل مساحت حوزه را ۱۰۰% در نظر بگیریم از محدوده ۵۰% خط فرضی ترسیم شده در محور افقی، یک خط به سمت منحنی بدست آمده ترسیم نموده و از محل تقاطع بوجود آمده به سمت محور عمودی که پایانگر ارتفاع میباشد خط را ادامه میدهیم و محل تلاقی آخرین خط ترسیم شده با محور عمودی، نمایانگر ارتفاع متوسط است. فرض گردد که جدول زیر حاصل بررسی یک محدوده مورد نظر است

EL	۱۱۵۰	۱۲۵۰	۱۳۵۰	۱۴۵۰	۱۵۵۰	۱۶۵۰	۱۷۵۰	۱۸۱۰
مساحت بین دو خط تراز km^2	۲۲	۵۰	۱۵	۳۳	۳۱	۱۲	۱۹	
مساحتی از حوزه که بالاتر ازرقوم قرار دارد KM^2	۱۸۲	۱۶۰	۱۱۰	۹۵	۶۲	۳۱	۱۹	۰

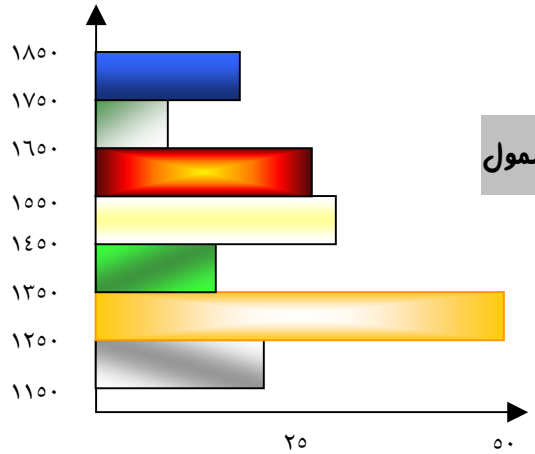
با استفاده از فرمول هیستومتری نیز میتوان به محاسبه ای دقیق دست یافت

$$\overline{H} = \frac{\sum a * H}{A} = \frac{22 * \frac{1150+1250}{2} + 50 * \frac{1250+1350}{2} + \dots}{182} = 1460$$

H متوسط ارتفاع بین دوخط تراز و a مساحت بین دوخط تراز حوزه و A مساحت کل است.

منحنی آلتیومتری:

با مشخص کردن توزیع ارتفاعات حوزه، رسم نمودار آلتیومتری مهم است. اگر روی محور عرضها، ارتفاع و روی محور طولها مساحتی از حوزه که بین دو ارتفاع مورد نظر واقع شده است را بصورت هیستوگرام ترسیم کنیم شکل بدست آمده را نمودار آلتیومتری حوزه می گویند. از روی این نمودارمیتوان فهمید که بیشترین سطح حوزه دارای چه ارتفاعی است.



در این نمودار مشخص است که در حد فاصل بین ۱۲۵۰ تا ۱۳۵۰ مقدار ۵۰ کیلومترمربع حوزه را مشمول شده است و مقدار ۳۳ کیلومتر مربع از حوزه، حد فاصل دو خط تراز بین ۱۴۵۰ تا ۱۵۵۰ است.

نیمرخ طولی آبراهه اصلی و شیب حوزه :نیمرخ طولی رودخانه اصلی حوزه میتواند اطلاعات مفیدی در مورد سرعت حرکت آب، قدرت فرسایشی رودخانه وزمان تمرکز حوزه بدست بدهد. پروفیل رودخانه از ۳ قسمت مجزا تشکیل شده است، قسمت سراب (بالادست)، قسمت میانی و قسمت پایاب (پایین دست). در پروفیل طولی رودخانه، شیب متوسط اهمیت زیادی دارد و جهت بدست آوردن شیب متوسط نیاز به شیب افقی و عمودی است.

طول افقی شبکه، طول هرشبکه افقی ضربدر تعداد خطوط شبکه افقی است و همچنین طول عمودی شبکه، طول هرشبکه عمودی ضربدر تعداد خطوط شبکه عمودی است.

مثال : نقشه یک حوزه آبریز با خطوط تراز ۵۰ متری، شبکه بندی شده است. مجموع طول خطوط افقی شبکه که در داخل حوزه قرار میگیرد ۸۵۹۰۰ متر و طول خطوط قائم ۷۰۱۰۰ متر است. تعداد تقاطع خطوط افقی شبکه با منحنی تراز ۸۳ عدد و تعداد تلاقی خطوط عمودی با منحنی های تراز ۱۰۱ عدد است. شیب متوسط حوزه را بدست آورید. پاسخ :

برای شیب افقی حوزه داریم : $\frac{8350}{85900} = 0.0483 = 4.83\%$ برای شیب عمودی حوزه داریم :

$\frac{101*50}{70100} = 0.072 = 7.2\%$ درنتیجه شیب متوسط برابر است با $\frac{0.048+0.072}{2} = 0.06 = 6\%$

مستطیل معادل :اگربخواهیم حوزه ها را با یکدیگرمقایسه نمائیم، یک از راههای آن، تبدیل آنها به شکل مستطیل است. مستطیل معادل تنمایش دهنده حوزه آبریزی است که محیط آن بشکل مستطیل تغییر شکل یابد ولی سطح حوزه، ضریب گرادینیوس و منحنی هیپسومتری آن مانند حوزه اصلی باشد. جهت بدست آوردن طول و عرض این مستطیل از فرمول $B = \frac{c\sqrt{A} \pm \sqrt{c^2 A - 1.2544A}}{1.12}$ بدست می آید. در فرمول فوق C ضریب فشردگی یا گرادی نیوس و A مساحت حوزه است. همچنین $c = \frac{0.28P}{\sqrt{A}}$ که p همان محیط است.

مسئله : مساحت یک حوزه آبریز ۳۵ کیلومتر مربع و محیط آن ۳۰ کیلومتر مربع است. عرض مستطیل معادل آن چقدر است ؟

پاسخ : $c = \frac{0.28P}{\sqrt{A}} = \frac{0.28*30}{\sqrt{35}} = 1.42$

$B = \frac{c\sqrt{A} \pm \sqrt{c^2 A - 1.2544A}}{1.12} = \frac{1.42\sqrt{35} \mp \sqrt{1.42^2 * 35 - 1.2544 * 35}}{1.12} = \frac{12.1}{2.9}$

درنتیجه عرض مستطیل معادل ۲،۹ و طول آن ۱۲،۱ خواهد شد.

زمان تمرکز :از مهمترین پارامترهای فیزیکی حوزه است و عبارت است از مدت زمانی که دورترین قطره آب، نسبت به نقطه تمرکز لازم دارد تا مسیر را طی کند و به نقطه تمرکز برسد. اگر شدت باران دریک زمان خاص ثابت باشد آنگاه نمودارموجوددرمنابع علمی بدست می آید و زمان تمرکز در آن، بالاترین قوس نمودار است.

اگر فرض شود بارانی باشدت یکنواخت و برای مدت بسیار طولانی روی حوزه ای ببارد و شدت بارندگی نیز زیادتر از ظرفیت نفوذ باشد بلافاصله پس از بارندگی جریان رواناب از نقطه تمرکز شروع میشود. بتدریج با گذشت زمان دبی جریان خروجی از حوزه افزایش می یابد زیرا رواناب دیگر نقاط حوزه نیز در دبی خروجی مشارکت مینماید. سرانجام بعد از مدتی دبی به حداکثرخود

میرسدو از آن به بعد تغییری در دبی رخ نمیدهد . از شروع رواناب تا زمانی که دبی به مقدار ثابت خود برسد مدتی طول میکشد که آن زمان را زمان تمرکز مینامند . این مفهوم زمان تمرکز پیشتر برای حوزه های کوچک صدق میکند .

حال اگر حوزه بزرگ باشد شکل هیدروگراف آن بشکل زیر است و از سه قسمت ۱—بازوی بالارونده ۲—نقطه اوج و ۳—بازوی پایین رونده تشکیل شده است که ممکن است شدت آن ثابت و یا متفاوت باشد . کل زمان پایه هیدروگراف را با t_b نشان میدهند . فاصله زمانی بین مرکز بارندگی تا نقطه اوج هیدروگراف را زمان تاخیرحوزه میگویند و با t نشان میدهند . نقطه عطف ، نقطه ای است که در همان نقطه از شیب ، شیب تغییر کند . فاصله زمانی بین انتهای بارندگی تا نقطه عطف روی بازوی پایین رونده را زمان تمرکز در حوزه های بزرگ میگویند و آن را با t_c نشان میدهند .

حالات مختلف موجود بین زمان تمرکز وزمان بارندگی :اگر زمان بارندگی بزرگتراز زمان تمرکز باشد ، چون با افزایش مدت ، از شدت بارندگی کاسته میشود لذا دبی سیل نیز کاهش می یابد و برعکس اگر مدت باران از زمان تمرکز کوچکتر باشد ، قبل از آنکه دورترین قطره آب خودرا به نقطه تمرکز برساند ، باران قطع میشود و شدت سیل تقلیل می یابد.

روش سازمان حفاظت خاک آمریکا یا SCS (برای محاسبه زمان تمرکز) :اساس این کار برحسب زمان تاخیر است . درفرمول زیر t برابر زمان تاخیر و t_c برابر زمان تمرکز برحسب ساعت و y برابر شیب رودخانه برحسب درصد و L طول رودخانه اصلی برحسب فوت و S برضریب نگهداشت سطحی و CN نیز شماره منحنی حوزه که بخصوصیات فیزیکی حوزه بستگی دارد و از روی جدول بدست می آید .

$$t = \frac{L^{0.8}(S+1)^{0.7}}{1900\, y^{0.5}} \quad , \quad S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad , \quad t_c = \frac{5}{3}t$$

مسئله : دریک حوزه آبریز CN برابر ۷۰ و طول رودخانه اصلی ۶۴۰۰ft و شیب ۴% است . زمان تمرکز را حساب کنید .

پاسخ : $S = \frac{1000}{CN} - 10 = 4.286$ که S ضریب نگهداشت میباشد .

زمان تاخیر برحسب ساعت بدینگونه محاسبه میگردد : $t = \frac{6400^{0.8}(4.286+1)^{0.7}}{1900 * 4^{0.5}} = 0.94\,h$

لذا برای محاسبه زمان تمرکز داریم : $t_c = \frac{5}{3} * 0.94 = 1.56\,h$

هیدرو متری :بخش اعظم دانش هیدرولوژی درباره مورفولوژی و رفتار رودخانه ها برنتایج حاصله از اندازه گیری های مستقیم آب استوار است . بسیاری از فرمولهایی که در طراحی سیستمهای آبی کاربرد ه میشود ، از روی داده های تجربی و اندازه گیری های صحرایی بدست آمده اند . از جمله اندازه گیری هایی که تحت عنوان هیدرومتری یا آب سنجی صورت میگیرد و در تجزیه و تحلیلهای هیدرومتری از آنها استفاده میشوند عبارتند از ۱) اندازه گیری سطح آب ۲) اندازه گیری عمق آب ۳) اندازه گیری سرعت آب و ۴) اندازه گیری دبی آب .

۱- اندازه گیری سطح آب :

یکی از ساده ترین روشهای اندازه گیری سطح آب نصب خط کش یا اشل در حاشیه رودخانه ها است . درصورتی که شرایط محلی ایجاب کند ، نصب یک خط کش در حاشیه رودخانه کفایت خواهد کرد درغیر اینصورت تعدادی خط کش در ارتفاعات مختلف نصب

میشود . برای اندازه گیری سطح آب معمولا روزانه ۲ بار اشل را قرائت میکنند . در هنگام وقوع سیل ، فاصله اندازه گیری ها کوتاه تر میگردد درحاشیه رودخانه نقطه ثابتی (BM) درنظرگرفته میشود .

سیستم هشدار دهنده :وسایل دیگری که در اندازه گیری سطح آب بکار برده میشود عمق یاب است . عمق یاب در مواردی بکار برده میشود که بتوان آن را در هر نوبت اندازه گیری در محل مشخصی مانند پلها نصب نمود .

عمق یاب ازیک وزنه و کابل سیمی مدرج تشکیل شده است . در هنگام برخورد وزنه با آب جریان الکتریسیته که نیروی آن از یک باطری تامین میگردد برقرار شده و چراغ کنترل روشن میشود . روشن شدن چراغ نشانه برخورد کابل به سطح آب است و از روی آن میتوان تراز آب را محاسبه نمود .

لیمنوگراف :در مواردی که اندازه گیری روزانه سطح آب بدلیل کمبود نیروی انسانی ممکن نباشد از دستگاههای ثبات اندازه گیری سطح آب (لیمنوگراف) استفاده میشود در این حالت چاهکی در کنار رودخانه حفر و آب از اطراف دیواره چاهک وارد چاهک میگرددو سطح آب توسط لیمنوگراف اندازه گیری میشود . لیمنو گراف از قرقره ایی تشکیل شده است که روی آن طناب یا کابلی قرار گرفته است . یک سر طناب به جسم شناور و داخل چاهک ، و سر دیگر آن به یک قرقره متصل است وقتی جسم شناور به علت بالا و پایین رفتن سطح آب متعاقبا بالا و پایین میرود ، قرقره به چرخش در آمده و توسط یک بازوی رسام که به آن متصل ایت ، روی یک کاغذ مخصوص شروع به ثبت حرکت سطح اب مینماید . این کاغذ به یک استوانه در حال چرخش متصل است . چرخش استوانه توسط یک ساعت تنظیم میگردد . از روی خطوط ترسیم شده بر روی این کاغذ میتوان سطح آب را اندازه گیری نمود .

۲ - اندازه گیری عمق آب :ساده ترین وسیله برای اندازه گیری عمق آب استفاده از میله های مدرج است . به دسته های میله های اندازه گیری صفحه هایی متصل است تا از فرورفتن آن درداخل خاک و ایجاداشتباه دراندازه گیری جلوگیری گردد . استفاده از میله ، منوط به آن است که عمق آب کم باشد . در هنگام سیلابی بودن رودخانه و یا در مواردی که عمق آب زیاد باشد از کابلهایی که وزنه سنگینی به آن متصل است ، استفاده میشود . استفاده از کابل معایبی را بهمراه دارد از جمله آنکه موقع برخورد وزنه با کف رودخانه قابل تشخیص نیست و نمیتوان مشخص نمود که آیا کابل در جهت قائم قرار گرفته است یا خیر .

روش دیگر اندازه گیری عمق آب رودخانه ، استفاده از ابزارهای صوتی است . در این مورد از خاصیت سرعت عبور امواج سطحی داخل آب و برخورد آن به کف رودخانه و سپس برگشت آن استفاده میشود . برای این منظور در هیدرولوژی از وسیله ای بنام اکوسانتر استفاده میشود. طرز کار اکوسانتر براین اساس است که فاصله زمانی از ایجاد یک صدا تا زمان برگشت انعکاس همان صدا از رودخانه اندازه گیری میشود .

اندازه گیری سرعت آب : اندازه گیری سرعت با جسم شناور : بدی معنا که جسمی را در داخل آب می اندازیم و سرعت حرکت آن را بین دو نقطه مشخص از مسیر آب اندازه گیری میکنیم . این روش ساده ای برای اندازه گیری سرعت آب است . دو نقطه از مسیر آب بطول ۲۰ تا ۳۰ متر که نسبتا مستقیم و عاری از غلف و گیاهان آبی باشند را انتخاب نموده و جسمی که بتواند بصورت شناور در سطح آب قرار گیرد در داخل منطقه مورد آزمایش انداخته میشود .

$$V = \frac{L}{t} \Rightarrow V_m = KV \quad , \quad K = 0.8$$

- اندازه گیری سرعت با سرعت سنج : سرعت سنج یا مولینه یا پروانه آبی معمولی ترین وسیله اندازه گیری سرعت آب در هیدرو متری است . اساس کار سرعت سنجها ، پروانه ای است که در مقابل جریان آب قرار میگیرند و در اثر سرعت آب به چرخش در می آیند . سرعت چرخش پروانه به سرعت آب بستگی دارد . تعداد دور پروانه از روشن و خاموش شدن چراغ و یا بوقهایی که در اثر قطع و وصل شدن زدن میشود اندازه گیری میگردد . بعضی از سرعت سنجها به کنتور یا شمارشگر مجهز است که تعداد دور پروانه ها را دقیقا اندازه گیری میکند . $V = a + bN$. در این فرمول a و b پارامترهای ثابتی هستند که در کاتالوگهای مربوط به هر دستگاه مشخص است و N نیز تعداد دور در دقیقه پروانه میباشد .

اندازه گیری دبی : اندازه گیری سرعت متوسط به چند طریق امکان پذیر است $Q = A.V$

- روش یک نقطه ای : معمولا در این مورد ، سرعت آب در ۰/۶ عمق از سطح آب تعیین میگردد .
- روش دو نقطه ای : این روش در شرایطی کاربرد دارد که در آن عمق آب از ۷۰ سانتیمتر بیشتر باشد . یکی در عمق ۰/۲ و دیگری در عمق ۰/۸ از سطح آب $\overline{V} = \frac{V_{0.2} + V_{0.8}}{2}$
- روش سه نقطه ای : در این روش در سه نقطه از رودخانه اقدام به اندازه گیری سرعت مینمایم . $\overline{V} = \frac{V_{0.15} + V_{0.5} + V_{0.85}}{3}$
- و در روش ۵ نقطه ای : $V = \frac{1}{10}(V_s + 3V_{0.2} + 2V_{0.6} + 3V_{0.8} + V_b)$ در این فرمول V_s سرعت آب در نزدیکی سطح آب و V_b نیز سرعت آب در نزدیکی کف رودخانه است .

محاسبه دبی در رودخانه ها : الف) روش ریاضی : در این روش از روش محاسبه ذوزنقه استفاده میکنیم یعنی سطح مقطع مورد نظر را به تعدادی ذوزنقه با عرضهای مشخص تقسیم میکنیم .

$$Q_i \rightarrow i+1 = \left[\frac{(\overline{V}_i + \overline{V}_i + 1}{2} * \frac{d_i + d_i + 1}{2}\right] b_{i \rightarrow i+1}$$

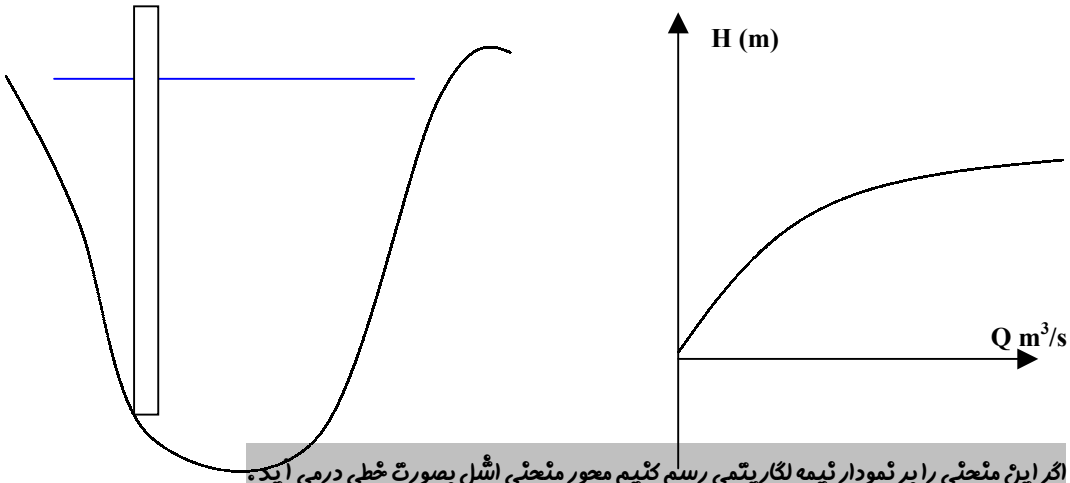
ب) محاسبه دبی با استفاده از مواد شیمیایی : اگر ماده با غلظت C_0 و با دبی q بطور دائم و تدریجی وارد آب رودخانه ای شود ، با فرض اینکه کاملا با آب رودخانه مخلوط شود ، غلظت این ماده در نقطه ای در پایین دست C_1 خواهد شد در اینصورت خواهیم داشت $Q = q\frac{C_0 - C_1}{C_1 - C_2}$ که C_2 غلظت شیمیایی رودخانه میباشد .

توجه : در ابتدا باید مطمئن شویم که ماده شیمیایی مورد استفاده ، با آب رودخانه مخلوط شده باشد و زمانی که با سرنگ ماده شیمیایی را وارد رودخانه میکنیم باید دبی رودخانه را اندازه گیری نمایم .

مثال : یک ماده شیمیایی با غلظت ۳۰ گرم در لیتر با دبی ۱۰ سانتیمتر مکعب بر ثانیه را داخل رودخانه ای که حاوی ماده مزبور نمیباشد را تزریق میکنیم . در پایین دست غلظت برابر $0.08\ ppm$ $(\frac{mgr}{lit})$ برآورد شده است . دبی رودخانه را بدست آورید .

پاسخ : $Q = (10 * 10^{-6})\frac{30 - (0.08 * 10^{-3})}{0.08 * 10^{-3} - 0} = 6\,m^3/S$

ج)) محاسبه دبی از روی قرائت اشل : (منحنی دبی اشل) اگر در یک نقطه از مسیر رودخانه اشل یا خط کش اندازه گیری سطح آب تعبیه شده باشد ، علاوه بر اندازه گیری سطح آب میتوان دبی رودخانه را نیز با توجه به سطح مقطع رودخانه بدست آورد. میتوان با قرائت اشل ، رابطه ای بین این قرائت با سط آب و دبی بدست آورد .

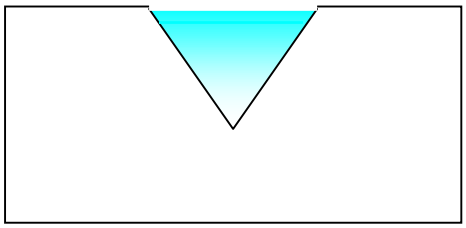


اگر این منحنی را بر نمودار نیمه لگاریتمی رسم کنیم محور منحنی اشل بصورت خطی درمی آید.

اندازه گیری دبی در آبراهه های کوچک :در دبی های کوچک اندازه گیری به روشهایی که تا بحال گفته شد امکان پذیر نیست . در این شرایط معمولا از وسایل ساده اندازه گیری آب استفاده میشود که عبارتند از سرریز - روزنه ها - پاراشل فروم . به جهت اهمیت سرریزها در هیدرولیک ، بیشتر مورد بحث قرار میگیرند .

سرریزها :صفحات فلزی هستند که بشکلهای مختلف برش داده شده و بطور قائم جلوی جریان آب قرار داده میشوند بگونه ای که بتواند از روی قسمتهای برش داده شده ، آب عبور کند .

از اینگونه سرریز ها فقط میتوان تا



دبی ۳۰ لیتر بر ثانیه استفاده نمود

$$Q = \frac{8}{15} C\sqrt{2g} H \, tag \, \alpha / 2$$

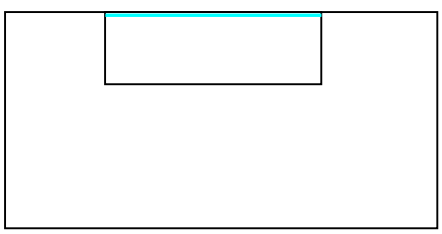
که در آن α زاویه راس و H ارتفاع آب

روی تاج و C نیز ضریب سرریز است .

سرریز مستطیلی ساده :در صورتیکه طول تاج سرریز هم عرض کانال باشد ، سرریز بدون فشردگی بوده ولذا داریم $Q = 0.084LH$ که Q برحسب لیتر بر ثانیه و L برحسب متر که طول تاج است و H برحسب Cm است که ارتفاع آب روی تاج میباشد .

سرریز مستطیلی با فشردگی جانبی :

$$Q = 0.0184(L - 0.2H)H^{3/2}$$



روانآب سطحی :هرگاه شدت بارندگی از ظرفیت نفوذ خاک بیشتر باشد بخشی از آب حاصل از بارندگی در سطح زمین باقی می ماند. این آب پس از پر کردن گودالهای سطح زمین و در امتداد شیب براه افتاده و از طریق رودخانه اصلی از حوزه خارج میگردد . این بخش از بارندگی که میتوان مقدار آنرا از رودخانه محاسبه کرد روانآب سطحی می گویند . روانآب سطحی با توجه به خصوصیات فیزیکی حوزه مسبتا ثابت است و بین بارندگی و روانآب رابطه مستقیمی وجود دارد .

محاسبه روانآبهای سطحی :سازمان حفاظت خاک آمریکا فرمول ذیل را برای محاسبه روانآب ارائه کرده است $Q=\frac{(P-0.2S)^2}{P+0.8S}$ که P ارتفاع بارندگی به اینچ و Q نیز ارتفاع روانآب برحسب اینچ میباشد .

تنها مجهول ما در فرمول های فوق ، مقدار S میباشد . مقدار S را میتوانیم با استفاده از فرمول (کرونامبر $CN=\frac{1000}{10+S}$) بدست آورد در نتیجه $S=\frac{1000}{CN}-10$

(اگر S=0 گردد یعنی روان آب وجود دارد و اگر S= Max گردد یعنی روان آب وجود ندارد. برای صفر شدن S کافیست CN عدد ۱۰۰ باشد) .

مسئله :مقدار CN در یک حوزه معادل ۶۹ برآورد شده است . چنانچه ارتفاع بارندگی ۷۵ م م باشد ، ارتفاع رونآب را محاسبه کرده و اگر مساحت ۲۰ کیلومتر مربع باشد ، حجم روانآب چقدر است .

$$P=75mm=7.5\,Cm=3in \quad ,Q=\frac{(3-0.2*4.49)^2}{3+0.8*4.49}=0.67in=17mm$$

$$V=(17*10^{-3})(20*10^{6})=340000\,m^3$$

فرمولهای استدلالی برای محاسبه روان آب :ساده ترین روش برای تخمین روانآب و یا شدت جریان سطحی استفاده از فرمولهای استدلالی است ، این روش در مواقع تخمین روانآب بصورت درصدی از بارندگی است . در $Q=CP\Rightarrow C=\frac{Q}{P}$ این فرمول Q ارتفاع روانآب و C ضریب روانآب و P ارتفاع بارندگی است .ضریب C با استفاده از جدولهایی که حاوی اطلاعات نوع پوشش سطح زمین و شیب است را میتوان بدست آورد .

روش دوم جهت تخمین دبی روانآب :چنانچه باران با شدت I روی حوزه ببارد و مساحت حوزه معادل A باشد ، اگر شدت بارندگی ثابت و مدت بارندگی از زمان تمرکز حوزه بیشتر و یا مساوی آن باشد حداکثر دبی روانآب از رابطه $Q=CiA$ بدست می آید که C ضریب حوزه و I شدت بارندگی و A مساحت حوزه است .

اگر شدت بارندگی برحسب Cm/h و A سطح حوزه برحسب هکتار باشد با استفاده از فرمول $Q=\frac{1}{36}CiA$ میتوان دبی را محاسبه نمود. در این فرمول دبی برحسب m^3/S است .

اگر A برحسب Km^3 و i برحسب mm/h باشد آنگاه $Q=0.278\,CiA$ در این فرمول دبی برحسب m^3/S است .

مسئله :از یک حوزه آبریز که خاک آن از نوع شنی لومی است بعنوان مرتع استفاده میگردد . باران با شدت ۱۵۰ م م بر هکتار به مدت ۱/۵ ساعت روی این حوزه میبارد . ارتفاع روانآب و دبی آنرا وقتی که شیب زمین ۷% و مساحت حوزه ۲۵ کیلومترمربع باشد را بدست آورید .

پاسخ : با توجه به مشخصات داده شده از مضعیت ظاهری زمین و مراجعه به جدول مربوطه ، مقدار ضریب روانآب ۰/۱۶ خواهد بود

$$Q = C.P \quad , \quad P = (1.5h * 10\,m/h) \Rightarrow Q = 0.16(1.5*15) = 3.6\,mm$$
$$Q = 0.272 * 0.16(15)(2.5) = 1.67\,m^3/S$$

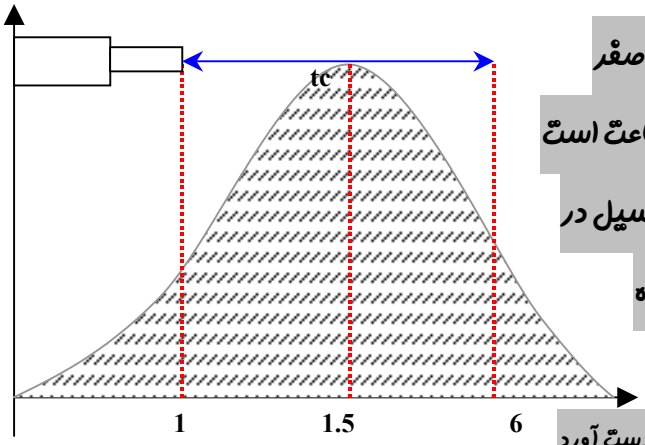
نمودارهای هیدروگراف : هیدرو گراف نموداری است که تغییرات دبی را نسبت به زمان نشان میدهد . از روی نمودار هیدروگراف میتوان شروع و خاتمه سیل را فهمید و اطلاعات ذیل بدست می آید :

- نقطه شروع و پایان سیل را نسبت به شروع بارندگی مشخص میگردد .
- دبی اوج و زمان وقوع آن از روی هیدرو گراف قابل تشخیص است .
- شکل بازوی بالا رونده و پایین رونده هیدروگراف مشخص کننده چگونگی افزایش و فروکش کردن سیل است .
- حجم سیلاب را می توان از روی سطح زیر منحنی هیدروگراف محاسبه کرد .
- تداوم سیل برابر زمان پایه ای هیدروگراف است .

توجه : نباید انتشار داشت که هیدروگراف شکل منظمی داشته باشد زیرا عدم یکنواختی باران و سطح حوزه بی نظمی زیادی در منحنی بوجود می آورد .

مسئله : در یک نقطه از رودخانه دبی سیل در زمانهای مختلف اندازه گیری شده و ارقام زیر بدست آمده است . این سیل ناشی از باران یک ساعته ای است که شدت بارندگی در نیم ساعت اول و در نیم ساعت دوم ۱۵ سانتیمتر است مشخصات سیل را بدست آورید . مساحت حوزه ۲۵ کیلومتر مربع است .

t	۰	۰/۵	۱	۱/۵	۲	۲/۵	۳	۳/۵	۴	۴/۵	۵	۵/۵	۰
Q	۰	۳	۸	۲۳	۱۸	۱۰	۱۰	۷	۵	۳	۲	۱	۰



زمان شروع بارندگی صفر و زمان خاتمه آن ۱ ساعت است زمان به اوج رسیدن سیل در ۱/۵ ساعت نشان داده شده است

زمان تمرکز را هم میتوان بدست آورد

تجزیه هیدروگراف : منظور از تجزیه یا مجزا کردن هیدروگراف ، جداکردن جریان پایه از هیدروگراف است . معمولا قبل از وقوع سیل مقداری آب در رودخانه جریان دارد که در اندازه گیری نباید آن را بحساب دبی سیل آورد بنابراین ضروری است که دبی پایه از دبی سیل جدا گردد .

سه روش برای اینکار وجود دارد . روش اول : از نقطه ای که هیدروگراف شروع به افزایش میکند خط مستقیم و افقی رسم گردد تا مولفه پایین رونده هیدروگراف را قطع نماید بخشی از هیدروگراف که دربالای این خط قرار میگیرد ، هیدروگراف سیل است و بخشی که در پایین این خط قرار میگیرد دبی پایه محسوب میشود .

روش دوم : در این روش دبی پایه با همان شیبی که قبلا داشته است ادامه می یابد تا مولفه پایین رونده را قطع نماید . بخشی از منحنی که در بالای خط قرار میگیرد به عنوان هیدروگراف سیل محسوب میگردد .

روش سوم : در این روش ابتدا دبی باید با همان شیبی که قبل از شروع سیل داشته است بطور مستقیم ادامه یابد تا خط عمودیی را که از نقطه اوج هیدروگراف اخراج شده است در نقطه O قطع کند . از نقطه اوج یک خط افقی اخراج گردد و در روی آن طولی معادل $D = 1.25K^{0.2}$ را جدا مینماییم . K مساحت حوزه برحسب کیلومتر مربع است .

حال از نقطه انتهایی این خط عمودی اخراج مینماییم تا مولفه هیدروگراف را در بازوی پایین رونده قطع نماید

منحنی فروکش دبی پایه :شکل بازوی پایین رونده هیدروگرافها مستقل از بارندگی است و بخصوصیات زمین شناسی حوزه بستگی دارد . معمولا هیدرو گرافها از نقطه مشخص بنام نقطه عطف که روی مولفه پایین رونده قرارگرفته است تغییرجهت میدهدو از آن نقطه ببعد دبی با روند خاصی تقلیل مییابد این بخش از منحنی هیدروگراف را منحنی فروکش پایه میگویند .

$Q = Q_0 C^{-at}$ که در آن Q دبی و Q_0 دبی پایه درنقطه فروکش ، a مقداری ثابت که به حوزه بستگی دارد و t مدت زمان از شروع فروکش .

مسئله : اگر مختصات دونقطه از منحنی فروکش بشرح زیر باشد گذرحجمی جریان رودخانه پس از ۲ ماه را بدست آورید.

$$\begin{cases} t = 0 \\ Q = 50\,m^3/s \end{cases} \quad \begin{cases} t = 20\,day \\ Q = 30\,m^3/s \end{cases}, \qquad 30 = 50\,e^{-a*20} \Rightarrow a = \frac{1}{t}\ln\frac{Q}{Q_0}$$

$$\Rightarrow a = -\frac{1}{20}\ln\frac{30}{50} = 0255 \;,\; Q = 50 * e^{-(0.255*60)} = 10.8 m^3/s$$

پاسخ :

تحلیل هیدرو گراف :بخش مهمی از عملیات هیدرولوژی را بخود اختصاص میدهد . هیدرو گراف نموداری است که در آن رفتار حوزه در مقابل بارندگی بخوبی تصویر میشود . لذا میتوان از آن برای مجسم کردن سیلهای آتی استفاده نمود .

هیدرو گراف واحد :هیدروگراف واحدرا اولین بار در سال ۱۹۳۲ توسط یک مهندس آمریکایی بنام شرمن پیشنهاد گردید . برحسب تعریف ، هیدروگراف واحد T ساعته ، حوزه هیدروگرافی است که اگر حجم رواناب آنرا بسطح حوزه تقسیم کنیم ارتفاعی معادل یک واحد را تشکیل میدهد . بنابراین هیدروگراف واحد هیدروگرافی است که رواناب حاصل از آن یک واحد است . مختصات هریک از هیدروگراف واحد مقدار دبی را برحسب m^3/s به ازای یک سانتیمتر و یا یک میلیمتر رواناب نشان میدهد .

برای استخراج هیدروگراف واحد باید اعمال زیر انجام گردد .

- هیدروگراف سیلی را که بارندگی آن از نظر زمانی مشخص است انتخاب کنیم .
- حجم رواناب از روی هیدروگراف محاسبه شود .
- ارتفاع رواناب از تقسیم حجم رواناب برسطح حوزه بدست آید .
- ارتفاع رواناب بره۱ تقسیم گردد تا ضریب K بدست آید .
- عرضهای هیدروگراف سپس بر K تقسیم گردند تا هیدروگراف واحد محاسبه شود .

مسئله : بارانی به مدت ۲ ساعت روی حوزه ای که مساحت آن $50\,Km^2$ است باریده و ارتفاع بارندگی در این مدت ۱۲۸ م م بوده است . دبی رواناب یا هیدروگراف ناشی از این بارندگی نیز اندازه گیری شده و مطابق جدول زیر میباشد هیدروگراف واحد سیل را برای این حوزه بدست آورید ..

t (hr)	Q (m^3/s)	$\overline{Q}$ (m^3/s)	حجم m^3	Q دبی هیدروگراف واحد	ابعاد هیدروگراف سیل
0	0	(0+5)/2=2.5	45000		
5	5	8.75	157500	5/8.25=0.6	0.6*4=2.4
10	12.5	23.7	426600	1.52	1.52*4=6.08
15	34.9	41.5	747000	4.23	16.96
20	48.1	45.2	813600	5.83	23.32
25	42.3	36.9	664200	5.13	20.52
30	31.5	26.15	470700	3.82	15.28
35	20.8	17.05	306900	2.52	10.08
40	13.3	10.8	194400	1.61	6.44
45	8.3	6.55	117900	1.01	4.04
50	4.8	3.9	70200	0.58	2.32
55	3	1.5	27000	0.36	1.44
60	0				
			۴۰۴)۰۰۰		

(توضیح در خصوص اعداد بدست آمده در جدول شماره ۴ = چون اختلاف ساعات اندازه گیری ۵ ساعت است لذا ۱۸۰۰۰= ۳۶۰۰ × ۵ ثانیه خواهد شد وئ رقم ۱۸۰۰۰ در اعداد بدست آمده در جدول شماره ۳ ضرب میگردد)

(توضیح در خصوص اعداد بدست آمده در جدول شماره ۵ = مجموع کل اعداد بدست آمده در جدول شماره ۴ را بر مقدار مساحت حوزه تقسیم میکنیم که نتیجه آن ۰/۰۸۲۵ متر میشود و پس از تبدیل به م م خواهیم داشت ۸۲/۵ . حال جهت بدست آوردن K باید ۸۲/۵ را بر ۱۰ تقسیم نمود درنتیجه (K=8.25 m m

توضیح در خصوص اعداد بدست آمده در جدول شماره ۶ = فرض بر این گرفته شده است که در حوزه ای ۲ ساعت هیدروگراف واحد آن مطابق جدول فوق باشد و میخواهیم هیدروگراف ناشی از بارشی به ارتفاع ۶۲ م م را محاسبه کنیم . با یک تناسب میتوانیم این عمل را انجام دهیم 128 82.5 / 62 ? که پاسخ ۴۰ م م خواهد شد . با تقسیم آن بر ۱۰ مقدار K بدست می آید = ۴ باضرب عدد ۴ در هیدروگراف واحد جدول ، هیدروگراف مورد نظر بدست می آید .

هیدروگرافهای واحد مصنوعی :در اکثر موارد بجز در پاره ای از حوزه های کوچک آمار اندازه گیری باران و دبی وجود ندارد تا بتوان براساس آنها هیدروگراف های واحد را استخراج نمود به همین دلیل روشهایی توسط هیدرولوژیستها مختلف ارائه شده است که هرچند دقت زیادی ندارد ولی با استفاده از آنها قادر خواهیم بود برای حوزه هایی که فقط اطلاعات فیزیکی از آنها در دست است ،

هیدروگرافهای واحد مورد نظر را بسازیم در اینجا به ۳ روش معمول که در هیدرولوژی کاربرد زیادی دارد اکتفا شده است که عبارتند از :روش اشنایدر روش SCS روش هیدروگراف مثلثی

روش هیدروگراف مثلثی :در پروژه های کوچک و بخصوص در عملیات حفاظت آب و خاک برای محاسبه دبی اوج از روش ساده هیدروگراف مثلثی استفاده میشود در این روش فرض میگردد که اگر بارانی با شدت I به مدت D در حوزه ای ببارد هیدرو گرافی بوجود خواهد آمد .

حال نیاز است که مختصات نقاط برای مثلث را بدست آوریم . میدانیم که زمان پایه برابر است با tp*2.67 که tp همان نقطه اوج میباشد لذا داریم $Q_p = \frac{2.08\,AQ}{tp}$, $tp = \frac{D}{2} + 0.6t_c$ که در آن Q ارتفاع رواناب برحسب Cm و A مساحت حوزه برحسب کیلومتر مربع و Q_p برابر دبی اوج برحسب مترمکعب بر ثانیه است .

مسئله :با استفاده از روش هیدروگراف واحد مثلثی حساب کنید دبی اوج سیلاب حاصله از باران ۰/۶ ساعته را بر حوزه ای به مساحت ۱۰ هکتار . ارتفاع رواناب حاصل از این بارندگی ۱۰ م م و زمان تمرکز ۰/۵ ساعت است

$$t_p = \frac{0.6}{2} + (0.6 * 0.5) = 0.6 \qquad \frac{1}{100} \quad , \quad \frac{10000}{?} \qquad 10000m^2 = 1km^2$$

در نتیجه $Qp = \frac{2.08 * 1 * 1}{0.6 * 3600} = 3.5\ m^3/s$

آمار و اطلاعات در هیدرو لوژی :هرگونه طرح و برنامه ریزی که در حوزه های آبریز صورت گیرد باید براساس تجزیه و تحلیل داده ها و اطلاعات مربوط به هیدرولوژی آن حوزه باشد . داده های هیدرولوچیکی که اصطلاحا به آنها متغیرهای هیدرولوژیکی نیز گفته میشود ، به مجموعه اطلاعاتی اطلاق میشود که به نحوی برسیکل هیدرولوژی موثراند . متغیرهای هیدرولوژیکی رامیتوان در ۴ گروه دسته بندی کرد .

الف- متغیرهای اقلیمی (رطوبت ، نم و . . .)

ب- متغیرهای هیدرولیکی (سرعت ، تغییرات سطح آب ، دبی و . . . .)

ج- متغیرهای مربوط به خاک ، پوشش گیاهی و زمین شناسی

د- متغیرهای مربوط به فیزیوگرافی حوزه (نسبت انشعاب ، شیب حوزه ، زمان تمرکز ، طول آبراهه و . . .)

در هر یک از موارد فوق عوامل یا متغیرهای مختلفی اندازه گیری و ثبت میشوند . با تجزیه و تحلیل داده های این متغیرها که در گذشته اتفاق افتاده و اندازه گیری شده اند میتوان به نتایجی رسید که اگر آن را برای آینده تامیم دهیم تصمیم گیری و یا پیش بینی رفتار حوزه را ساده خواهد کرد .

سری های هیدرولوژیکی :برای هرگونه تجزیه و تحلیل آماری وجودمجموعه ای از متغیرهای هیدرولوژی که بصورت تصادفی اندازه گیری و ثبت شده باشندضروری است . به این مجموعه آماری سریهای هیدرولوژیکی گفته میشود. این سری ها سه گونه هستند :الف) سری های کامل ب) سری های جزعی ج) سری های حداقل و حداکثر

درسری های کامل داده ها مستقل از مقدار و زمان وقوع ثبت میشودبا توجه به اینکه حجم داده ها در این سری ها بسیار زیاد است و محاسبات را مشکل میسازد میتوان حد مشخصی را برای متغیر مورد نظر انتخاب کردو بعد ارقامی را که بالا تر از آن حد میباشند درسری گنجانید به این سری های آماری ، سری های جزعی گفته میشود .

در بعضی موارد نیز بالاترین و یا پایین ترین مقداری که در یک دوره زمانی مشخص رخ میدهد مورد تجزیه و تحلیل قرار میگیرند . به این نوع سری ها ، سری های حد انتهایی یا حداکثر و یا حداقل گفته میشود .

تحلیل فراوانی ها :فراوانی وقوع : فراوانی وقوع یا تعداد دفعاتی است که یک پارامترمشخص درمدت زمان معین اتفاق می افتد .

دوره برگشت : دوره برگشت در واقع عکس فراوانی وقوع است و آن تعداد سالهایی است که بین وقوع دوحادثه مشابه وجود دارد

تحلیل ریسک در هیدرولوژی :انتخاب دوره برگشت با توجه به تجزیه و تحلیلهای اقتصادی صورت میگیرد .

اگر یک پروژه براساس واقعه ایی با دوربرگشت T ساله طراحی شود و عمرمفید آن پروژه نیز n سال باشد ، احتمال اینکه واقعه مذکور حداقل یک باردر عمرپروژه رخ دهد از فرمول زیر قابل محاسبه است $P = 1 - (1 - \frac{1}{T})^n$

باتشکراز استادبزرگوارجمندجناب آقای دکترمسجدی که تمام توان خودرابرای آموزش ما بکار برده است .

اعضا' سایت ماکزیمم تکنیک به خود میبالند که دانشجوی اساتید برجسته ایران بوده و هستند .

فرزین نجفی پور

پایان