BAB II

STUDI PUSTAKA

2.1 Waduk

Waduk adalah bangunan untuk menampung air pada waktu terjadi surplus disumber air agar dapat dipakai sewaktu-waktu terjadi kekurangan air, sehingga fungsi utama waduk adalah untuk mengatur sumber air. Salah satu sumber air tawar yang menunjang kehidupan semua makhluk hidup dan kegiatan sosial ekonomi manusia.

Ketesediaan sumber daya air, mempunyai peran yang sangat mendasar untuk menunjang pengembangan ekonomi wilayah. Sumber daya air yang terbatas disuatu wilayah mempunyai implikasi kepada kegiatan pembangunan yang terbatas dan pada akhirnya kegiatan ekonomipun terbatas sehingga kemakmuran rakyat makin lama tercapai. Air waduk digunakan untuk berbagai pemanfaatan antara lain sumber baku air minum, air irigasi, pembangkit listrik, dan sebagainya.

Waduk dibuat dengan cara membendung aliran sungai di bagian jalur yang menyempit yang dibagian kanan kirinya diapit oleh dataran tinggi sebagai pondasi awal penentu ketinggian waduk. Sungai tersebut kelak menjadi sumber utama penyuplai air waduk.

2.2 Aspek Hidrologi

2.2.1 Sumber Pasokan Air

Sungai yang akan menjadi sumber air Waduk Gagah Jurit adalah Sungai Cibuyut dan anak sungainya antara lain Sungai Cikadal. Air Sungai ini berasal dari Gunung Sawal.

Pola alirannya berbentuk radial yang sering ditemui di daerah lereng gunung api atau daerah dengan topografi berbentuk kubah.

Untuk keperluan pengolahan data hidrologi digunakan Stasiun pengamatan hujan yang terdekat di lokasi ini yakni Stasiun Kawali, Stasiun Panjalu dan Stasiun Ciamis yang sudah terkumpul mulai tahun 1975 - 2007. Sedangkan pencatatan iklim terdekat terdapat di Stasiun Iklim Tasikmalaya.

2.2.2 Hubungan Fungsi Hidrologi Dengan Tutupan Lahan Oleh Pohon

Tutupan lahan oleh pohon (tutupan pohon) dengan segala bentuknya dapat mempengaruhi aliran air. Tutupan pohon tersebut dapat berupa hutan alami, atau sebagai permudaan alam (*natural regeneration*), pohon yang dibudidayakan, pohon sebagai tanaman pagar, atau pohon monokultur (misalnya hutan tanaman industri). Pengaruh tutupan pohon terhadap aliran air adalah dalam bentuk:

a. *Intersepsi air hujan.*

Selama kejadian hujan, tajuk pohon dapat mengintersepsi dan menyimpan sejumlah air hujan dalam bentuk lapisan tipis (*waaterfilm*) pada permukaan daun dan batang yang selanjutnya akan mengalami evaporasi sebelum jatuh

ketanah. Banyaknya air yang dapat diintersepsi dan dievaporasi tergantung pada indeks luas daun, karakteristik permukaan daun, dan karakteristik hujan. Intersepsi merupakan komponen penting jika jumlah curah hujan rendah, tetapi dapat diabaikan jika curah hujan tinggi, peran intersepsi pohon penting dalam kaitannya dengan pengurangan banjir.

b. *Daya pukul Air Hujan*

Vegetasi dan lapisan seresah melindungi permukaan tanah dari pukulan langsung tetesan air hujan yang dapat menghancurkan agregat tanah, sehingga terjadi pemadatan tanah. Hancuran partikel tanah akan menyebabkan penyumbatan pori tanah makro sehingga menghambat infiltrasi air tanah, akibatnya limpasan permukaan akan meningkat. Peran lapisan seresah dalam melindungi tanah sangat dipengaruhi oleh ketahanannya terhadap pelapukan. Seresah berkualitas tinggi (mengandung hara, terutama N tinggi) akan mudah melapuk sehingga fungsi penutupan permukaan tanah tidak bertahan lama.

c. *Infiltrasi Air*

Proses infiltasi tergantung pada struktur tanah pada lapisan permukaan dan berbagai lapisan dalam profil tanah. Struktur tanah juga dipengaruhi oleh aktivitas biota yang sumber energinya tergantung kepada bahan organik (seresah dipermukaan, eksudasi organik oleh akar, dan akar-akar yang mati).

d. *Drainase Lansekap*

Besarnya drainase suatu lansekap (bentang Lahan) dipengaruhi oleh beberapa faktor antara lain kekasaran permukaan tanah, relief permukaan

tanah yang memungkinkan air tinggal dipermukaan tanah lebih lama sehingga mendorong terjadinya infiltrasi, tipe saluran yang terbentuk akibat saluran yang terbentuk akibat aliran permukaan yang dapat memicu terjadinya '*aliran cepat tanah*' (*Quick Flow*).

2.3 Hujan Rata-Rata Pada Suatu Daerah

Curah hujan yang diperlukan untuk penyusunan suatu rancangan pemanfaatan air dan rancangan pengendalian banjir adalah curah hujan rata-rata yang terkait bukan curah hujan pada suatu titik tertentu. Curah curah hujan ini disebut curah hujan wilayah / daerah dan dinyatakan data satuan mm. Cara perhitungan curah hujan daerah dan pengaruh curah hujan di beberapa titik dapat dihitung dengan beberapa cara, diantaranya :

a. Metode rata-rata aljabar (*mean arithmetic method*)

Metode hitungan dengan rata-rata aljabar (*mean arithmetic method*) ini merupakan cara yang paling sederhana dan memberikan hasil yang tidak teliti. Hal tersebut diantaranya karena setiap stasiun dianggap mempunyai bobot yang sama. Hal ini hanya dapat digunakan kalau hujan yang terjadi dalam DAS homogeny dan variasi tahunannya tidak terlalu besar. Keadaan hujan di Indonesia (daerah tropic pada umumnya) sangat bersifat 'setempat', dengan variasi ruang (*spatial variation*) yang sangat besar.

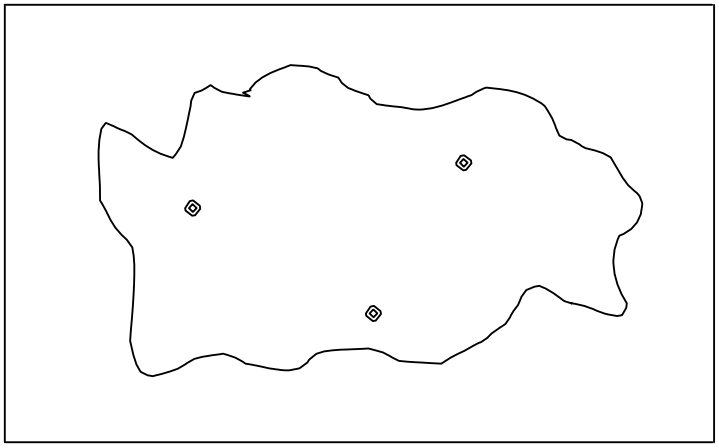
$$R = \frac{1}{N}(R_1 + R_2 + \cdots + R_n)$$

Keterangan :

R = Curah hujan Daerah

$R_1+R_2+\cdots+R_n$ = Curah Hujan Ditiap Titik Pengamatan

N = Jumlah Titik Pengamatan



Gambar 2.1. Hitungan hujan dengan metode rata-rata aljabar

b. Metode *Poligon Thiessen*

Hitungan dengan *Poligon Thiessen* dilakukan seperti sketsa pada gambar II.2. Metode ini memberikan bobot tertentu untuk setiap stasiun hujan dengan pengertian bahwa setiap stasiun hujan dianggap mewakili hujan dalam suatu daerah dengan luas tertentu, dan luas tersebut merupakan faktor koreksi (*weighing factor*) bagi hujan di stasiun yang bersangkutan. Luas masing- masing daerah tersebut diperoleh dengan cara berikut :

1. Semua stasiun yang terdapat di dalam (atau di luar) DAS dihubungkan dengan garis, sehingga terbentuk jaringan segitiga-segitiga. (Hendaknya dihindari terbentuknya segitiga dengan sudut sangat tumpul).

2. Pada masing-masing segitiga ditarik garis sumbunya, dan semua garis sumbu tersebut membentuk poligon.
3. Luas daerah yang hujannya dianggap mewakili oleh salah satu stasiun yang bersangkutan adalah daerah yang dibatasi oleh garis-garis poligon tersebut (atau dengan batas DAS).
4. Luas relatif daerah ini dengan luas DAS merupakan faktor koreksinya.

Untuk lebih jelasnya dapat dilihat pada persamaan di bawah ini :

R = W1.R1+W2.R2+…..+Wn.Rn

$$W_1, W_2, \ldots W_n = \frac{A_1}{A}\frac{A_2}{A}\frac{A_n}{A}$$

Dengan

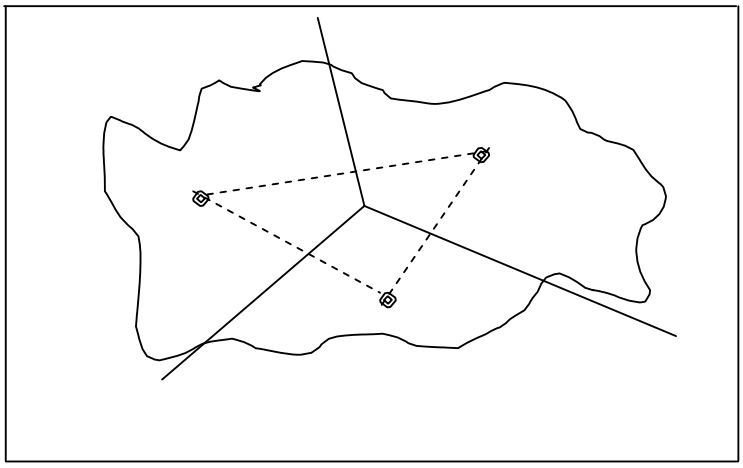
R = Hujan rata-rata DAS, dalam mm

A1,A2,…..An = Luas masing-masing poligon, dalam km2

R*1*,R*2*... Rn = Curah hujan di tiap stasiun pengamatan, dalam mm

N = Jumlah stasiun pengamatan.

W1,W2,.….Wn = faktor pembobot *Thiessen* untuk masing-masing stasiun.



Gambar 2.2. Hitungan hujan dengan metode *Poligon Thiessen*

Metode *Thiessen* memberikan hasil yang lebih teliti dari pada cara aljabar rata-rata. Kelemahan metode ini adalah penentuan titik pengamatan dan pemilihan ketinggian akan mempengaruhi ketelitian hasil yang didapat. Demikian pula apabila ada salah satu stasiun tidak berfungsi, misalnya rusak atau data tidak benar, maka poligon harus diubah.

c. Metode *Isohyet*

Metode ini dilakukan dengan membuat garis isohyet yaitu garis yang menghubungkan tempat-tempat yang mempunyai kedalaman hujan sama pada saat yang bersamaan. Cara membuat garis isohyet adalah dengan cara interpolasi data antar stasiun.

Pada prinsipnya, cara ini mengikuti sedekat mungkin kenyataan di alam, dengan mencari bobot yang sesuai untuk suatu nilai tebal hujan. Tidak jarang pula, luas untuk hitungan bobot adalah luas antara dua garis kontur dan nilai hujan yang mewakili luas antara dua kontur adalah nilai rerata aljabar antara dua kontur tersebut.

$$R = 1.R1+W2.R2+\ldots..+Wn.Rn$$

dimana :

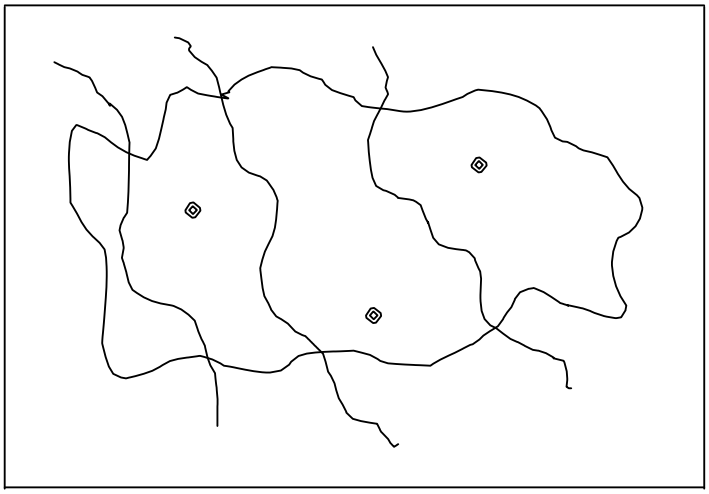
R = Hujan rata-rata DAS, dalam mm

R1,R2... Rn = Hujan rata-rata antara dua buah isohyet, dalam mm

W1,W2,..Wn = Perbandingan luas DAS antara dua isohyet dan luas total DAS.

Kelemahan utama cara isohyet ini adalah pembuatan garis kontur yang sangat dipengaruhi oleh si pembuat kontur, sehingga bersifat subyektif.

Dengan data yang sama, tiga orang yang berbeda dapat melukis garis kontur yang berbeda dan menghasilkan nilai rerata hujan daerah yang berbeda pula.



Gambar 2.3. Hitungan hujan dengan metode Isohyet

2.4 Analisa Frekuensi

Dalam penentuan distribusi frekuensi ada beberapa persyaratan yang perlu dipenuhi, yaitu mengenai nilai parameter-parameter statistiknya. Parameter tersebut antara lain : koefisien variasi, koefisien asimetri (*skewness*) dan koefisien kurtosis. Analisis frekuensi harus dilakukan secara bertahap dan sesuai dengan urutan kerja yang telah ada karena hasil dari masing masing perhitungan tergantung dan saling mempengaruhi terhadap hasil perhitungan sebelumnya. Berikut adalah penerapan dari langkah-langkah analisis frekuensi setelah persiapan data dilakukan.

Standar deviasi (S) :

$$S = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \left(\frac{X_i - \bar{X}}{n-1} \right)^2}$$

dengan :

S = standar deviasi

X = curah hujan rancangan pada periode tertentu

$\bar{X}$ = curah hujan harian maksimum rata-rata

n = Jumlah data

- Koefisien variasi (Cv) :

$$C_v = \frac{S}{X}$$

Dengan :

C_V = Koefisien Variasi

- Koefisien Asimetris / *Skewness* (Cs) :

$$C_S = \frac{n}{(n-1)(n-2).S^3} . \sum (X - \bar{X})^3$$

Dengan :

C_S = Koefisien Asimetris / *Skewness*

- Koefisien Kurtosis (Ck) :

$$C_S = \frac{n}{(n-1)(n-2)(n-3).S^4} . \sum (X - \bar{X})^4$$

Dengan :

Ck = Koefisien Kurtosis

2.5 Analisa Hujan Rancangan

Perhitungan hujan rancangan dapat dikerjakan dengan berbagai metode distribusi, yaitu metode normal, log normal, Gumbel, maupun log Pearson Type III.

a. Distribusi Normal

Fungsi kerapatan kemungkinan (*probability density function*) distribusi ini adalah sebagai berikut :

$$P'(X) = \frac{1}{S\sqrt{2\pi}} e^{\frac{-(\bar{X}-X)^2}{2X^2}}$$

Dengan :

P’ = Fungsi Kerapatan Kemungkinan

S = Deviasi Standar

$\bar{X}$ = Nilai Rata-Rata

X = Variabel Alat

Sifat khas lain dari jenis distribusi ini adalah nilai koefisien skewness hampir sama dengan nol (Cs ≈ 0) dan nilai koefisien kurtosis mendekati tiga (Ck ≈ 3).

b. Distribusi Log Normal

Fungsi kerapatan kemungkinan (*probability densiy function*) distribusi ini adalah sebagai berikut :

$$\mathrm{P}'(\mathrm{X}) = \frac{1}{X^{S_n 2\sqrt{2X}}} . e^{(-0{,}5(\ln \bar{X} - X_n/S_n)^2)}$$

dengan :

$$Xn = 0{,}5. \ln\left[\frac{\bar{X}^4}{\bar{X}^2 + S^2}\right]$$

$$Sn = \ln\left[\frac{S^2 + \bar{X}^2}{\bar{X}^2}\right]$$

Besarnya skewness (Cs) = Cv^3 + 3. Cv

Besarnya Kurtosis (Ck) = Cv^8 +6.Cv^6 + 15. Cv^4 + 16. Cv^2 +3

dengan :

P’ = fungsi kerapatan kemungkinan

S = deviasi standar

$\overline{X}$ = nilai rata-rata

X = variabel alat

c. Distribusi Log Pearson Type III

Untuk menghitung banjir perencanaan dalam praktek, *The Hydrology Committee of The Water Resources Council USA,* menganjurkan pertama kali mentransformasi data ke nilai-nilai logaritmanya, kemudian menghitung parameter-parameter statistiknya, karena informasi tersebut, maka cara ini disebut Log Pearson Type III.

Garis besar analisis ini sebagai berikut :

1. Mengubah data debit banjir tahunan sebanyak n buah.

   XI .X2 .....Xn menjadi log XI .log X2 .....Log Xn.

2. Menghitung harga rata-rata dengan rumus :

$$\log \bar{X} = \frac{\sum \log X_i}{n}$$

3. Menghitung harga standart deviaasi dengan rumus :

$$S = \sqrt{\frac{\sum(\log X_i - \log \bar{X})^2}{n-1}}$$

dengan :

S = Standart deviasi

4. Menghitung koefisien asimetri dengan rumus :

$$C_S = \frac{\sum(\log X_i \log \bar{X})^2}{(n-1)(n-2)S^2}$$

dengan :

Cs = koefisien asimetris

5. Menghitung logaritma debit dengan waktu balik yang dikehendaki dengan rumus sebagai berikut :

$$\log q = \log \bar{X} + G.s$$

dengan :

G = Koefisien pearson

q = Hujan rancangan

s = Standar Deviasi

6. Mencari anti log q untuk mendapatkan nilai yang diharapkan terjadi pada tingkat peluang atau periode tertentu sesuai dengan nilai Cs nya.

d. Metode Gumbel

Fungsi kerapatan kemungkinan (*probability densiy function*) distribusi ini adalah sebagai berikut :

$$P'(X) = e^{-e^{-A(X-B)}}$$

dengan :

A = 1,281/S

B = $\overline{X}$ – 0,45.S

Nilai Cs = 1,1396 dan Ck = 5,4003

P’ = fungsi kerapatan kemungkinan

S = deviasi standar

$\overline{X}$ = nilai rata-rata

X = variabel alat

2.6 Banjir Rancangan

Perkiraan debit banjir dapat dilakukan dengan :

- Menggunakan hidrograf satuan
- Menggunakan rumus empiris

a. Perhitungan Debit banjir Menggunakan Hidrograf Satuan

Pada Sungai-sungai yang tidak ada atau sedikit sekali dilakukan observasi hidrograf banjirnya, maka perlu ditentukan karakteristik atau parameter daerah pengaliran tersebut terlebih dahulu, misalnya waktu untuk mencapai puncak hidrograf, lebar dasar, luas DAS, kemiringan dasar sungai, panjang alur terpanjang *(Length of the longestt channel)* Koefisen pengaliran *(run of coefficient)* dan sebagainya. korelasi tersebut biasanya digunakan hidrograf-hidrograf sintetik yang telah dikembangkan di negara lain seperti Metode Nakayasu, Metode Snyder Alexejev, Metode Gama l, dan lain sebagainya.

Adapun parameter-parameter tersebut harus sesuai dahulu dengan karateristik daerah pengaliran yang ditinjau. Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Nakayasu. Nakayasu berbangsa Jepang membuat rumus hidrograf satuan satuan sintetik dari penyelidikan sebagai berikut :

$$Qp = \frac{ARo}{3{,}6(0{,}3Tp+T0{,}3)}$$

dengan :

Qp = debit puncak banjir (m^3/dt)

Ro = hujan satuan (mm)

A = luas daerah pengaliran sungai (km2)

Tp = tenggang waktu dari permulaan hujan sampai puncak (jam)

$T_{0,3}$ = waktu yang diperlukan oleh penurunan debit sampai menjadi 30 % dari puncak (jam).

Bagian lengkung/kurva naik (*rising limb*) hidrograf satuan mempunyai persamaan sebagai berikut :

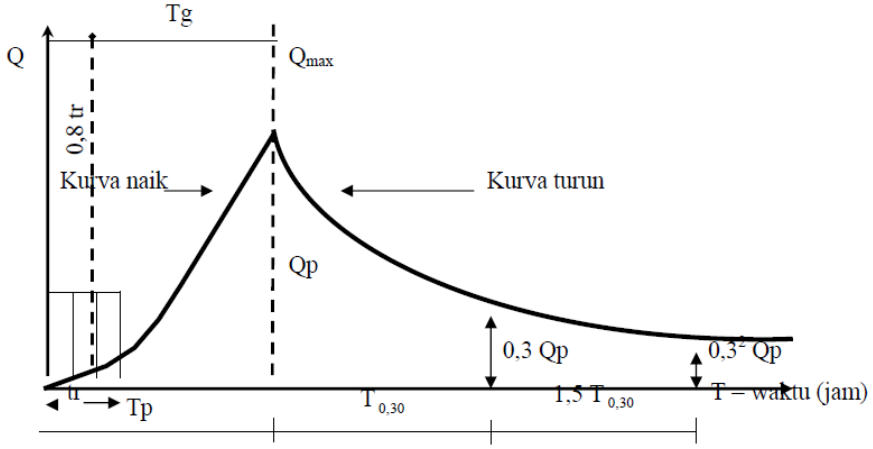
$$Qa = Qp\left[\frac{t}{Tp}\right]^{2,4}$$

Qa = Limpasan setelah mencapai debit puncak (m^3/dt)

T = Waktu (jam)

Qp = Debit puncak banjir (m^3/dt)

Tp = Tenggang waktu dari permulaan hujan sampai puncak (jam)



Gambar 2.4. Sketsa Hidrograf Nakayasu

Bagian lengkung/kurva turun (*decreasing limb)* mempunyai persamaan sebagai berikut :

Kurva turun 1

$Qd_1 > 0{,}3.Qp$

$Qd_1 = Qp\ 0{,}3^{(t-T_p)/T_{0,3}}$

dengan :

Qd_1 = Kurva turun 1

Kurva turun 2

$0{,}3^2\ Qp > Qd_2 > 0{,}3^2.Qp$

$Qd_2 = Qp.\ 0{,}3^{(t-T_p+0{,}5.T_{0,3})/(1{,}5.T_{0,3})}$

dengan :

Qd_2 = Kurva turun 2

Kurva turun 3

$0{,}3^2\ Qp > Qd_3$

$Qd_3 = Qp.\ 0{,}3^{(t-T_p+1{,}5.T_{0,3})/(2.T_{0,3})}$

dengan :

Qd_2 = Kurva turun 3

Waktu konsentrasi (*time log)* dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut :

- Untuk L > 15 km

  $Tg = 0{,}21\ L^{0,7}$

- Untuk L < 15 km

  $Tg = 0{,}4 + 0{,}058\ L$

dengan : L = panjang alur sungai (km); tg = waktu konsentrasi (jam).

Tenggang waktu dinyatakan dengan persamaan

$Tp = tg + 0{,}8\ tr$

waktu effektif (*Effectif time*) dihitung dengan persamaan

Tr = 0,5 tg sampai tg

waktu yang diperlukan oleh penurunan debit dari debit puncak sampai menjadi 30% dari debit puncak dapat dihitung dengan persamaan :

T0,3 = α. tg

$$\alpha = \frac{0{,}47(A.L)^{0{,}25}}{Tg}$$

dengan : α = Koefisien pengaliran

Menurut Wanielista, M.P dalam bukunya yang berjudul Hidrologi Water Quantity and Qualility Control, Unit Hidrograf Satuan adalah :

$$\frac{Volume}{Luas\ DPS} = 1$$

Apabila hasil yang diperoleh belum 1 maka harus dikalikan dengan hasil yang diperoleh dari pembagian antara volume (Q) dengan luas DPS (L) yang ada. Dari hasil tersebut volume yang didapat baru dapat digunakan untuk mencari Hidrograf

Banjir Rancangan yang di gunakan.

Intensitas hujan untuk satuan dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut :

Rt = $\frac{Ro}{T}(T/t)^{2/3}$

dengan : T = lamanya hujan dalam lokasi.

Ro = hujan satuan (mm)

Rt = intensitas hujan satuan untuk jam ke-n (mm)

Distribusi hujan satuan dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut :

Hujan ke (t) = t.Rt-(t-1)$R_{(t-1)}$

dimana : t = waktu jam ke-n

Hujan efektif dapat ditentukan dengan persamaan sebagai berikut :

R efektif = α. $R_{Rancangan}$

dimana : α = Koefisien pengaliran

$R_{rancangan}$ = Hujan rancangan (mm)

Maka hujan efektif jam ke-n dinyatakan sebagai berikut :

R_{jam} ke-n = $R_{efektif}$. D

dimana : D = Distribusi (%)

$R_{\text{jam ke-n}}$ = Hujan efektif jam ke-n (mm)

Sedangkan koefisien pengaliran dapat ditentukan dengan rumus-rumus yang tercantum pada **Tabel II.1** berikut ini :

Tabel 2.1 Rumus-rumus koefisien pengaliran

No	Daerah	Kondisi Sungai	Curah	Rumus Koefisien Pengaliran
1	Hulu	-	-	$\alpha = 1\text{-}15{,}7/Rt^{3/4}$
2	Tengah	Sungai biasa	-	$\alpha = 1\text{-}5{,}65/Rt^{1/2}$
3	Tengah	Sungai di zona lava	Rt>200mm	$\alpha = 1\text{-}7{,}207/Rt^{1/3}$
4	Tengah	-	Rt<200mm	$\alpha = 1\text{-}3{,}14/Rt^{1/3}$
5	Hilir	-	-	$\alpha = 1\text{-}3{,}60/Rt^{1/2}$

b. Perhitungan Debit Banjir Menggunakan Metode Empiris

Digunakan bila terdapat data hidrologi yang cukup banyak variabel yang mempengaruhi debit, sedang rumus-rumus empiris umumnya merupakan korelasi beberapa variabel, maka dengan sendirinya tidak mungkin diperoleh hasil yang dapat dipercaya. Tapi ini dapat memperkirakan harga yang kasar secara cepat.

Adapun rumus empiris yang kami kemukakan disini antara lain : Metode Haspers, Rasional Mononobe, dan Metode Melchior.

1. Metode Haspers

Rumus umum dari debit debit rancangan adalah

$Q_T = \alpha . \beta . q_T . A$

Dimana :

QT = Debit banjir maksimum (m^3/dt)

α = Koefisien pengaliran

β = Koefisien reduksi

q_T = Intensitas hujan untuk periode ulang tertentu (mm)

A = Luas Daerah Pengaliran (km^2)

Persamaan intensitas hujan untuk periode ulang tertentu adalah :

$$q_T = \frac{r_T}{3{,}6.t}$$

dimana :

r_T = Curah hujan efektif periode ulang tertentu (mm)

t = Waktu konsentrasi (jam)

α = koefisien pengaliran

persamaan curah hujan efektif periode ulang tertentu dapat ditulis sebagai

berikut :

$$rT = 0{,}707 . RT . \sqrt{t+1}$$

dimana :

r_T = Hujan rancangan untuk periode ulang tertentu (mm).

Koefisien reduksi dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut :

$$\frac{1}{\beta} = 1 + \frac{t+3,7.10^{-0,4.t}}{t^2+15} . \frac{A^{0,75}}{12}$$

dimana :

β = Koefisien reduksi

Koefisien pengaliran (*run off)* dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut:

$$\propto = \frac{1+0,012.A^{0,7}}{1+0,075.A^{0,7}}$$

Adapun waktu konsentrasi (time concentration) dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut :

$T = 0,1 . L^{0,8.}So^{-0,3}$

dimana :

L = Panjang sungai dari ujung hulu sampai titik pengamatan (km)

So = Kemiringan dasar sungai.

2. Metode Rasional Manonobe

Rumus ini adalah rumus yang tertua dan terkenal diantara rumus- rumus empiris. Rumus ini banyak digunakan untuk sungai-sungai biasa dengan daerah pengaliran yang luas. Bentuk umum rumus rasional ini adalah sebagai berikut :

$$Q = \frac{1}{3,6} . \alpha . r . A$$

dimana :

Q = Debit banjir maksimum (m^3/dt)

α = koefisien pengaliran

r = Intensitas hujan rata-rata selama waktu tiba dari banjir (mm/jam)

A = Luas DPS(km^2)

Intensitas hujan rancangan menurut Mononobe dinyatakan dengan

$$r_T = \frac{R_t}{24}\left[\frac{24}{t}\right]^{2/3}$$

dimana :

r_T = Hujan Rancangan untuk periode ulang tertentu(mm)

Waktu konsentrasi dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut :

$$t = \frac{L}{V}$$

Dimana :

V = Kecepatan rambat banjir ke tempat titik pengamatan (km/jam)

L = panjang sungai dari ujung hulu sampai titik pengamatan

Adapun kecepatan rambat banjir dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut :

$$V = 72\left(\frac{\Delta H}{L}\right)^{0,6}$$

dimana :

ΔH = Perbedaan elevasi dengan titik terjauh DPS

Adapun mengenai koefisien pengaliran (α) dapat ditentukan harganya berdasarkan tabel dari Dr. Manonobe sebagaimana berikut ini.

Tabel 2.2. Nilai Koefisien Pengaliran (oleh Dr. Mononobe)

No	Kondisi Daerah Pengaliran dan Sungai	Harga α
1	Daerah bergunung dan curam	0,75 – 0,90
2	Daerah pegunungan tertier	0,70 – 0,80
3	Sungai dengan tanah dan hutan dibagian atas dan bawahnya	0,50 – 0,75
4	Tanah dataran yang ditanami	0,45 – 0,60
5	Sawah waktu dialiri	0,70 – 0,80
6	Sungai bergunung	0,75 – 0,85
7	Sungai dataran	0,45 – 0,75

3. Metode Melchior

Besarnya debit banjir maksimum dinyatakan dengan persamaan sebagaiberikut :

$$Qmax = \alpha_T \cdot \beta \cdot r_T \cdot A$$

dimana :

Qmax = Debit banjir maksimum (m^3/dt)

α_T = Koefisien pengaliran untuk masing-masing periode ulang tertentu

r_T = Intensitas hujan rancangan (mm)

A = Luas DPS/ *Catchment area* (km^2)

Koefisien reduksi dinyatakan dengan persaman sebagai berikut :

$$A = \frac{1970}{\beta - 0.12} - 3960 + 1720.\beta$$

Waktu konsentrasi dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut :

$$t = \frac{100.L}{60.V}$$

dimana :

V = Kecepatan rambat banjir ke tempat titik pengamatan (km/jam)

L = Panjang sungai dari ujung hulu sampai titik pengamatan (km)

Koefisien aliran (α) berkisar antara 0,42 – 0,62 dan Melchior menganjurkan untuk memakai α = 0,52.

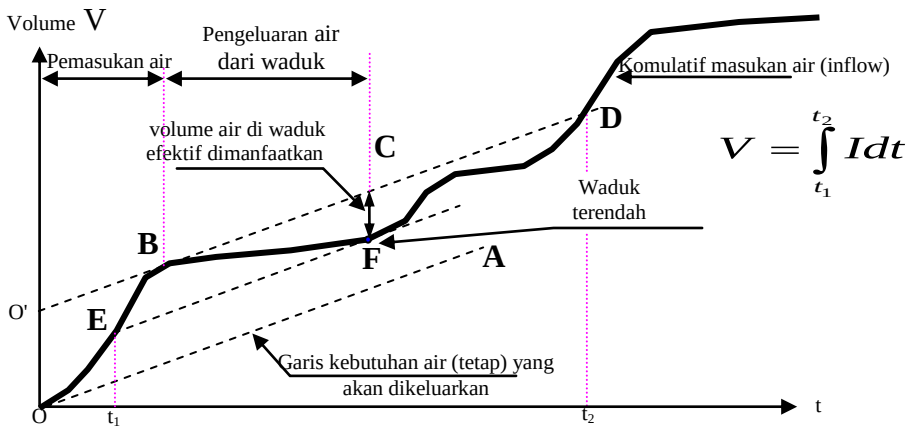
2.7 Analisa Debit Andalan

Waduk berhubungan erat dengan kondisi alam terutama iklim maka akan tergantung dari ketersediaan air di sungai yang berasal dari keberadaan air hujan yang jatuh dalam DAS sungai tersebut. Curah hujan yang akan dihitung disini bisa merupakan curah hujan tahunan (series) atau curah hujan andalan (80% untuk irigasi, 90% untuk DMI atau 95% untuk PLTA, mungkin juga untuk DMI) yang tergantung dari kebutuhan perencanaan.

Debit sungai diperlukan dalam perhitungan selanjutnya ialah ¼ bulanan, ½ bulanan, 1/3 bulanan atau 1 bulanan yang kemudian akan diolah dalam kurva ketersediaan air dalam bentuk kurva masa komulatif dan minimum dalam satu tahun (satu sklus) tetapi yang paling baik dari beberapa siklus.

Seperti yang sudah diuraikan diatas bahwa untuk perhitungan kebutuhan volume waduk perlu volume komulatif ketersediaan air di sungai yang merupakan integral dari air masuk (inflow) dalam kurun waktu dt atau persamaan :

$$V = \int_{t_1}^{t_2} I dt$$



Gambar 2.5 Kurva masa atau diagram Rippl

Kebutuhan pemakaian air yang berasal dari waduk tergantung dari jenis pemakaiannya yaitu: PLTA, DMI, Irigasi dan maintenace flow. Apabila kebutuhan tersebut bisa dianggap konstan maka komulatif kebutuhan setiap kurun waktu tertentu (½bulanan, ¼ bulanan atau 1 bulanan) akan berbentuk garis lurus yaitu garis OA (gambar 5.16).

Titik B adalah titik puncak musim hujan, yang dimulai dari titik OEB, BF adalah titik penurunan hujan atau musim kemarau sampai titik F. apabila garis kebutuhan air (OA) dipindahkan ke titik puncak B, dan BCD menjadi garis sejajar dengan garis pemanfaatan atau garis arah pemanfaatan air. Titik B adalah awal pemanfaatan dan B adalah titik puncak pengisian waduk pada musim hujan, titik F adalah titik dimana waduk kosong (air minimum). FD adalah garis pengisian air ke waduk karena hujan mulai naik lagi, CF adalah volume air hujan yang bisa ditampung diwaduk yang efektif untuk dimanfaatkan bagi pengguna air di hilir waduk.

t2-t1 adalah waktu satu siklus pengisian dan pemakaian air di waduk sampai air terisi penuh lagi. Uraian grafis ini bisa dilakukan dengan angka numerik

sehingga besaran CF bisa dengan jelas berbentuk numerik.

Sebelum melakukan analisa menggunakan kurva massa terlebih dahulu melakukan analisa neraca air dengan menggunakan metode F.J. Moch, penjelasan tentang metode ini sebagai berikut :

$Q = (D_{ro} + B_f) F$

$D_r = Ws - 1$

$B_f = 1 - Vn$

$Ws = R - Et$

Dimana :

Q = Debit andalan (m^3/dtk)

D_{ro} = *Direct run off* (m^3/dtk/km^2)

B_f = *Base flow* (m^3/dtk/km^2)

Ws = *Water surplus* (mm)

I = Infiltrasi (mm)

Vn = Storage volume (mm)

R = Curah hujan (mm)

Et = Evapotranspirasi Penmann modifikasi (mm)

F = Catchment area (km^2)

2.8 Volume Waduk

Waduk yang berada di sungai berlembah mempunyai daya tampung air tersendiri yang tergantung dari kondisi topografi daerah waduk tersebut . Tampungan waduk berada di alam, biasanya ada dalam badan sungainya sendiri dan mempunyai kom yang cukup besar volumenya bahkan areal genangannya juga bisa besar, termasuk ketinggian yang tersedia dialam yang bisa dimanfaatkan untuk tampungan air bisa cukup tinggi.

Makin besar areal genangan dan makin tinggi genangan yang bisa dimanfaatkan maka makin besar kapasitas daya tampung waduk tersebut. Hubungan antara ketinggian, luas genangan dan volume tampungan bisa didapat dari topografi hasil pengukuran lapangan di daerah kom waduk tersebut.

Volume tampungan dihitung berdasarkan luas genangan rata-rata dikalikan beda tinggi antara kedua level atau persamaan volume tampungan ialah :

$$V_n = \frac{L_{g(n)} + L_{g(n-1)}}{2}\left(El_{g(n)} - El_{g(n-1)}\right)$$

dimana:

V_n = Volume tampungan pada layer ke n

$L_{g(n)}$ = Luas genangan pada level ke n

$L_{g(n-1)}$ = Luas genangan pada level ke n-1

$El_{g(n-1)}$ = elevasi pada level ke n-1

$El_{g(n)}$ = elevasi pada level ke n

Luas komulatif volume waduk adalah: $\sum_{n=1}^{n} V_n$