

## BAB II

### LANDASAN TEORI

#### 2.1. Melengkapi Data Hujan yang Hilang

Data yang ideal adalah data yang untuk dan sesuai dengan apa yang dibutuhkan. Tetapi dalam praktek sangat sering dijumpai data yang tidak lengkap hal ini dapat disebabkan beberapa hal, antara lain (Martha dan Adidarma, - )

1. Kerusakan alat
2. Kelalaian petugas
3. Penggantian alat
4. Bencana (pengrusakan) dan lain sebagainya

Untuk melengkapi data hujan, pada tahun 1958 Linsley, Kohler, dan Paulhus menyarankan satu metode yang disebut “*Normal Ratio Method*” sebagai berikut:

$$P_x = \frac{1}{3} \left[ \frac{N_x}{N_A} \cdot P_A + \frac{N_x}{N_B} \cdot P_B + \frac{N_x}{N_C} \cdot P_C \right] \quad (2-1)$$

keterangan :

$P_x$  = hujan yang diperkirakan pada stasiun X

$N_x$  = hujan tahunan pada stasiun X

$N_A, N_B, N_C$  = hujan tahunan yang relevan dengan  $N_x$  pada stasiun A,B,C

$P_A, P_B, P_C$  = hujan pada saat yang sama dengan hujan yang di pertanya  
kan pada stasiun A,B,C.

#### 2.2. Metode Polygon Thiessen

Salah satu cara untuk memperoleh besaran hujan suatu DAS adalah dengan menggunakan metode Polygon Thiessen. cara ini mengandaikan bobot tertentu

kepada masing-masing stasiun hujan, sebagai fungsi jarak antar stasiun (Sri Harto, 1993).

Cara hitungan dengan Polygon Thiessen dilakukan dengan urutan berikut:

1. Semua stasiun hujan dihubungkan dengan garis lurus, sehingga terbentuk beberapa segitiga.
2. Dalam masing-masing segitiga ditarik garis sumbu di masing-masing sisinya.
3. Polygon Thiessen adalah luasan yang dibatasi oleh masing-masing garis sumbu atau yang dibatasi oleh garis sumbu dan batas DAS.

Hujan DAS dapat diperoleh dengan menggunakan persamaan berikut:

$$H_d = \sum \alpha H_i \quad (2-2)$$

$$\alpha = L_i/L \quad (2-3)$$

keterangan:

$H_d$  = Hujan rata-rata DAS (mm)

$H_i$  = Hujan masing-masing stasiun (mm)

$\alpha$  = koefisien thiessen

$L$  = luas DAS (km<sup>2</sup>)

$L_i$  = luuas masing-masing poligon (km<sup>2</sup>)

### 2.3. Analisis Frekuensi

Subarkah (1978) menyebutkan tujuan analisis frekuensi adalah untuk memperkirakan besaran *variate-variate* (hujan atau banjir) dengan kala ulang tertentu. Analisis frekuensi dilakukan dengan menghitung parameter statistik,

pemilihan jenis distribusi, dan pengujian jenis distribusi (Uji Chi-kuadrat dan uji Smirnov-Kolmogorov).

### 2.3.1. Parameter Statistik

Parameter dalam analisis statistik data terdiri dari Mean (harga tengah), Simpangan Baku, Koefisien Kurtosis, Koefisien Asimetri (*Skewness*), dan Koefisien Variansi. Analisis parameter statistik dilakukan untuk memperkirakan jenis distribusi yang sesuai.

#### 1. Mean atau harga tengah

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

#### 2. Simpangan baku

$$S = \left[ \frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \quad (2-5)$$

#### 3. Koefisien Kurtosis

$$C_k = \left\{ \frac{n(n+1)}{(n-1)(n-2)(n-3)} \sum_{i=1}^n \left( \frac{X_i - \bar{X}}{S} \right)^4 \right\} - \frac{3(n-1)^2}{(n-2)(n-3)} \quad (2-6)$$

#### 4. Koefisien Asimetri (*Skewness*)

$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)S^3} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3 \quad (2-7)$$

#### 5. Koefisien Variansi

$$C_v = \frac{S}{\bar{X}} \quad (2-8)$$

### 2.3.2. Distribusi Normal

Subarkah (1978) menuliskan distribusi frekuensi normal menggunakan persamaan menurut Gauss, yaitu:

$$y = \frac{1}{s\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x^2}{2s^2}} \quad (2-9)$$

keterangan:

S = Standar devisisasi

Ciri distribusi normal adalah  $C_s = 0$ ,  $C_k = 3$

### 2.3.3. Distribusi Log Normal

Sifat distribusi Log Normal adalah  $C_s = 3C_v$  dan  $C_s > 0$

Persamaan garis teoritik probabilitas:

$$X = \bar{X} + K_T \cdot S \quad (2-10)$$

keterangan:

$X_T$  = besaran (debit atau hujan) dengan kala ulang T tahun

$K_T$  = faktor frekuensi untuk kala ulang T tahun

S = simpangan baku

$\bar{X}$  = besaran rata-rata

### 2.3.4. Distribusi Gumbel

Sifat distribusi Gumbel adalah  $C_s = 1,396$  dan  $C_k = 5,4002$

Persamaan garis teoritik probabilitas:

$$X_T = \bar{X} + S/\sigma_n(Y - Y_n) \quad (2-11)$$

keterangan:

Y = *reduced variate*

$Y_n$  = *mean dan reduced variate*

$\sigma_n$  = simpanan baku *reduced variate*

n = banyak data

### 2.3.5. Distribusi Log Person III

Sifat distribusi Log Person III adalah jika tidak menunjukkan sifat-sifat seperti ketiga distribusi di atas dan garis teoritik probabilitasnya berupa garis lengkung.

Persamaan garis teoritik probabilitas:

$$X = \bar{X} + K_T \cdot S \quad (2-12)$$

keterangan:

$X_T$  = besaran (debit atau hujan) dengan kala ulang T tahun

$K_T$  = faktor frekuensi untuk kala ulang T tahun

$S$  = simpangan baku

$\bar{X}$  = besaran rata-rata

### 2.3.6. Uji Chi-kuadrat

Uji Chi Kuadrat digunakan untuk menguji simpangan secara vertikal apakah distribusi frekuensi pengamatan dapat diterima oleh distribusi teoritis.

Persamaan yang digunakan adalah sebagai berikut :

$$(X^2)_{hit} = \frac{\sum_{i=1}^K (EF - OF)^2}{EF}, EF = \frac{n}{K} \quad (2-13)$$

Jumlah kelas distribusi dihitung dengan persamaan sbb :

$$K = 1 + 3,22 \log n$$

keterangan:

OF = nilai yang diamati (*observed frequency*)

EF = nilai yang diharapkan (*expected frequency*)

K = jumlah kelas distribusi

$n$  = banyaknya data

Agar distribusi frekuensi yang dipilih dapat diterima, maka harga  $X^2 < X^2_{Cr}$ , harga  $X^2_{Cr}$  dapat diperoleh dengan menentukan taraf signifikansi  $\alpha$  dengan derajat kebebasannya (*level significant*) yang sering diambil 5%.

Derajat kebebasan dihitung dengan persamaan:

$$DK = K - 3 \quad (2-14)$$

keterangan:

$DK$  = derajat kebebasan;

$K$  = banyaknya kelas;

Disarankan agar banyaknya kelas tidak kurang dari 5 dan frekuensi absolut tiap kelas juga tidak kurang dari 5.

### 2.3.7. Uji Smirnov-Kolmogorov

Untuk menentukan besarnya penyimpangan data maka dibuat batas kepercayaan dari hasil perhitungan XT dengan uji Smirnov-Kolmogorov. Uji Smirnov-Kolmogorov sering juga disebut juga uji kecocokan *non* parametik, karena pengujiannya tidak menggunakan fungsi distribusi tertentu. Prosedur pelaksanaan uji Smirnov – Kolmogorov adalah sebagai berikut:

1. Urutkan data (dari besar ke kecil atau sebaliknya) dan tentukan besarnya probabilitas dari masing-masing data tersebut,
2. Urutkan nilai masing-masing probabilitas teoritis dari hasil penggambaran data (persamaan distribusinya),
3. Dari kedua nilai probabilitas tersebut, tentukan selisih antar peluang pengamatan dengan peluang teoritis ( $\Delta_{maks}$ ),

4. Apabila  $\Delta_{maks} < \Delta_{cr}$ , maka pemilihan metode frekuensi tersebut dapat diterapkan untuk data yang ada.

#### 2.4. Metode Mononobe

Metode Mononobe digunakan untuk menentukan intensitas hujan jam-jaman dari curah hujan harian maksimum. Metode Mononobe dikembangkan oleh Dr. Mononobe (Hendri, 2015). Adapun rumus yang digunakan adalah:

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left( \frac{24}{t} \right)^{2/3} \quad (2-15)$$

keterangan:

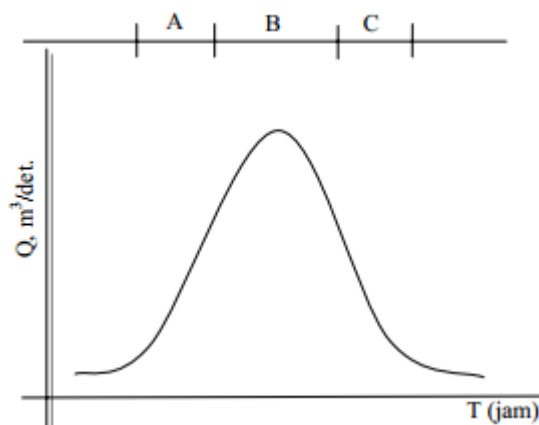
- I = intensitas curah hujan (mm/jam),  
 $R_{24}$  = curah hujan maksimum dalam 24 jam (mm),  
 t = lamanya curah hujan (jam).

#### 2.5. Hyetograph Rencana

*Hyetograph* adalah histogram kedalaman hujan atau intensitas hujan dengan pertambahan waktu sebagai absis dan kedalaman hujan atau intensitas hujan sebagai ordinat. Dalam perhitungan banjir rancangan, diperlukan masukan berupa hujan rancangan yang didistribusikan ke dalam kedalaman hujan jam-jaman. Untuk dapat mengubah hujan rancangan ke dalam besaran hujan jam-jaman perlu didapatkan terlebih dahulu suatu pola distribusi hujan jam-jaman. Apabila yang tersedia adalah data hujan harian, untuk mendapatkan kedalaman hujan jam-jaman dari hujan rancangan dapat menggunakan model distribusi hujan. Salah satu model distribusi hujan yang dikembangkan untuk mengalihragamkan hujan harian ke hujan jam-jaman menggunakan *Alternating Block Method* (ABM).

*Alternating Block Method* adalah cara sederhana untuk membuat *hyetograph* rencana dari kurva IDF. *Hyetograph* rencana yang dihasilkan oleh metode ini adalah hujan yang terjadi dalam  $n$  rangkaian interval waktu yang berurutan dengan durasi  $\Delta t = 1$  jam selama waktu  $T_d = n \times \Delta t$ , dalam hal ini durasi hujan = 4 jam. Untuk periode ulang tertentu, intensitas hujan diperoleh dari kurva IDF pada setiap durasi waktu  $\Delta t$ ,  $2 \Delta t$ ,  $3 \Delta t$ , dan  $4 \Delta t$ . Kedalaman hujan diperoleh dari perkalian antara intensitas hujan dan durasi waktu tersebut. Perbedaan antara nilai kedalaman hujan yang berurutan merupakan pertambahan hujan dalam interval waktu  $\Delta t$ . Pertambahan hujan tersebut (blok-blok), diurutkan kembali ke dalam rangkaian waktu dengan intensitas hujan maksimum berada pada tengah-tengah durasi hujan  $T_d$  dan blok-blok sisanya disusun dalam urutan menurun secara bolak-balik pada kanan dan kiri dari blok tengah. Dengan demikian telah terbentuk *hyetograph* rencana. (Bambang Triatmodjo, 2006).

## 2.6. Metode HSS Gamma 1



**Gambar 2.1** Hidograf satuan  
(sumber: Andiese, 2012)



Hidrograf satuan sintetis Gama I dikembangkan oleh Sri Harto (1993) berdasar perilaku hidrlogis 30 DAS di Pulau Jawa. Meskipun diturunkan dari data DAS di Pulau Jawa, ternyata hidrograf satuan sintetis Gama I berfungsi baik untuk berbagai daerah lain di Indonesia.

Satuan hidrograf sintetis Gama I dibentuk oleh tiga komponen dasar, yaitu waktu naik ( $TR$ ), debit puncak ( $Q_p$ ), waktu dasar ( $TB$ ) (Pratomo dkk, 2014). HSS Gama I dapat diuraikan sebagai berikut:

#### 2.6.1. Waktu puncak ( $T_p$ )

Waktu puncak ( $T_p$ ) yang sangat dipengaruhi oleh panjang sungai utama ( $L$ ), waktu sumber ( $SF$ ) dan faktor simetri ( $SIM$ ) (Andiese, 2012).

$$T_p = 0.43 \left( \frac{L}{100.SF} \right)^3 + 1.0665 SIM + 1.2775 \quad (2-16)$$

keterangan:

$T_r$  = waktu puncak (jam)

$L$  = panjang sungai (km)

$SF$  = faktor sumber

$SIM$  = faktor simetri

#### 2.6.2. Waktu Dasar ( $TB$ )

Waktu dasar merupakan fungsi waktu puncak ( $T_p$ ), landai sungai rata-rata ( $S$ ), frekwensi sumber ( $SN$ ) dan luas DAS sebelah hulu ( $RUA$ ) (Andiese, 2012).

$$TB = 27.4132 T_r^{0.1457} S^{-0.0986} SN^{0.7344} RUA^{0.2574} \quad (2-17)$$

keterangan:

$TB$  = waktu dasar (jam)

- $T_p$  = waktu puncak (jam)  
 $S$  = landai sungai rata-rata  
 $SN$  = frekuensi sumber  
 $RUA$  = luas relatif DAS sebelah hulu

#### 2.6.3. Debit Puncak Banjir (QP)

Debit puncak (QP) sangat dipengaruhi oleh faktor luas DAS (A), waktu puncak ( $T_p$ ), kerapatan jaringan kuras (D), faktor sumber (SF), dan jumlah pertemuan sungai (JN) (Andiese, 2012).

$$QP = 0.1836 A^{0.5886} T_p^{-0.4008} JN^{0.2381} \quad (2-18)$$

keterangan:

- $QP$  = sebit puncak ( $m^3/detik$ )  
 $JN$  = jumlah pertemuan  
 $T_p$  = waktu puncak (jam)  
 $A$  = luas DAS ( $km^2$ )

#### 2.6.4. Koefisien Resesi/ Tampung (K)

Koefisien tampung sangat dipengaruhi oleh luas DAS (A), landai sungai rata-rata (S), waktu sumber (SF), kerapatan jaringan keras (D) (Andiese, 2012).

$$K = 0.5617 A^{0.1798} S^{-0.1446} SF^{-1.0897} D^{0.0452} \quad (2-19)$$

keterangan:

- $K$  = koefisien tampung (jam)  
 $A$  = luas DAS ( $km^2$ )  
 $S$  = landai sungai rata-rata

SF = faktor sumber

D = kerapatan jaringan kurus

#### 2.6.5. Aliran Dasar (QB)

Berdasarkan konsep yang digunakan dalam pengalihragaman hujan menjadi debit pada hidograf satuan sintetik gama I, maka aliran dasar (base flow) disajikan sebagai berikut (Sri Harto, 1993):

$$QB = 0,4715 A^{0,6444} D^{0,943} \quad (2-20)$$

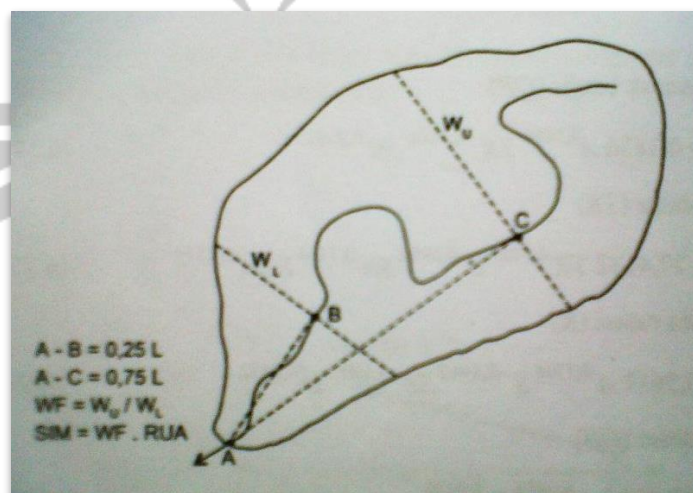
keterangan:

QB = aliran dasar (m<sup>3</sup>/detik)

A = luas DAS (km<sup>2</sup>)

D = kerapatan jaringan kurus (km.km<sup>2</sup>)

SF : faktor sumber, perbandingan antara jumlah panjang sungai tingkat satu dengan jumlah panjang sungai semua tingkat = X/Y



**Gambar 2.2** Sketsa Penetapan WF  
(sumber: Triadmodjo 2006)

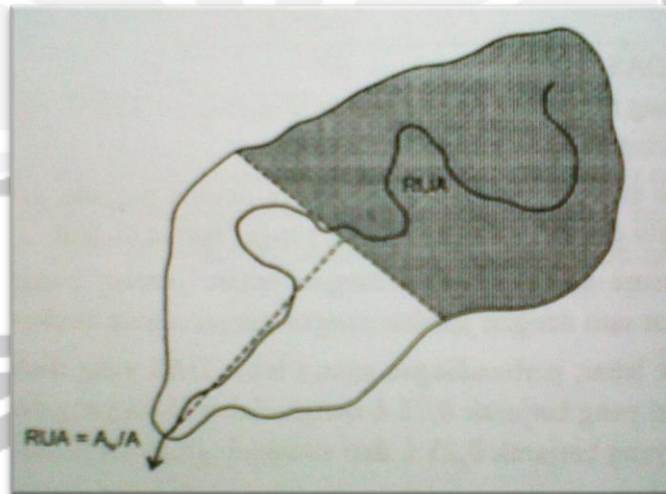
SN : frekuensi sumber, perbandingan antara jumlah pangsa sungai tingkat satu dengan jumlah pangsa sungai semua tingkat

$WF$  : faktor lebar, perbandingan antara lebar DAS yang diukur di titik sungai yang berjarak  $0,75 L$  dengan lebar DAS yang diukur di sungai yang berjarak  $0,25 L$  dari stasiun hidrometri. ( $W_u/W_l$ )

$JN$  : jumlah pertemuan sungai

$SIM$  : faktor simetri, hasil kali antara faktor lebar ( $WF$ ) dengan luas DAS sebelah hulu ( $RUA$ ) =  $WF \times RUA$

$RUA$  : luas DAS sebelah hulu, perbandingan antara luas DAS yang diukur di hulu garis yang ditarik tegak lurus garis hubung antara stasiun hidrometri dengan titik yang paling dekat dengan titik berat DAS, melalui titik tersebut  $A_u/A$



**Gambar 2.3** Sketsa Penetapan RUA  
(sumber: Triatmodjo 2006)

$D$  : kerapatan jaringan kuras, = panjang sungai semua tingkat/ $A$

$S$  :  $\Delta H/L$

keterangan :

$WF$  = Faktor lebar, tidak berdimensi

WU = Lebar DAS yang diukur dititik sungai yang berjarak 0,75 panjang sungai dari stasiun hidrometri, (km)

WL = Lebar DAS yang diukur dititik sungai yang berjarak 0,25 panjang sungai dari stasiun hidrometri, (km)

RUA = Luas relatif DAS sebelah hulu, (tidak berdimensi)

AU = Luas DAS sebelah hulu, (km<sup>2</sup>)

X = Jumlah panjang sungai tingkat I, (km)

Y = Jumlah panjang sungai semua tingkat, (km)

A = Luas DAS (km<sup>2</sup>)

### **2.7. Metode HSS Nakayasu**

Hidrograf satuan sintetis Nakayasu dikembangkan berdasarkan beberapa sungai di Jepang (Soemarto, 1987). Penggunaan metode ini memerlukan beberapa karakteristik parameter daerah alirannya, seperti :

1. Tenggang waktu dari permukaan hujan sampai puncak hidrograf (*time of peak*),
2. Tenggang waktu dari titik berat hujan sampai titik berat hidrograf (*time lag*),
3. Tenggang waktu hidrograf (*time base of hydrograph*),
4. Luas daerah aliran sungai,
5. Panjang alur sungai utama terpanjang (*length of the longest channel*).

I Wayan Sutapa (2005) mengatakan penggunaan HSS Nakayasu telah berulang kali diterapkan di Jawa Timur terutama pada DTA kali Brantas dan hingga saat ini hasilnya cukup memuaskan.

Bentuk persamaan HSS Nakayasu adalah :

$$Q_p = \frac{CA \cdot R_o}{3,6(0,3T_p + T_{0,3})} \quad (2-21)$$

keterangan :

$Q_p$  = debit puncak banjir ( $m^3/dt$ )

$R_o$  = hujan satuan (mm)

$T_p$  = tenggang waktu dari permulaan hujan sampai puncak banjir (jam)

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

$A$  = luas daerah pengaliran sampai outlet ( $km^2$ )

$C$  = koefisien pengaliran

Untuk menentukan  $T_p$  dan  $T_{0,3}$  digunakan pendekatan rumus sebagai berikut:

$$T_p = t_g + 0,8 t_r \quad (2-22)$$

$$T_{0,3} = \alpha t_g \quad (2-23)$$

$$T_r = 0,5 t_g \text{ sampai } t_g \quad (2-24)$$

$t_g$  adalah *time lag* yaitu waktu antara hujan sampai debit puncak banjir (jam).

$t_g$  dihitung dengan ketentuan sebagai berikut :

1. Sungai dengan panjang alur  $L > 15$  km :  $t_g = 0,4 + 0,058 L$
2. Sungai dengan panjang alur  $L < 15$  km :  $t_g = 0,21 L^{0,7}$

Perhitungan  $T_{0,3}$  menggunakan ketentuan:

$\alpha$  = parameter hidograf

$\alpha = 2$  (pada daerah pengaliran biasa)

$\alpha = 1,5$  (pada bagian naik hidrograf lambat, dan turun cepat)

$\alpha = 3$  (pada bagian naik hidrograf cepat, dan turun lambat)

2.7.1. Pada kurva naik :  $0 < t < T_p$

$$Q_a = (t/T_p)^{2.4} \quad (2-25)$$

dimana  $Q_a$  adalah limpasan sebelum mencapai debit puncak ( $m^3/dt$ )

2.7.2. Pada kurva turun (*decreasing limb*)

1. Selang nilai :  $0 \leq t \leq (T_p + T_{0.3})$

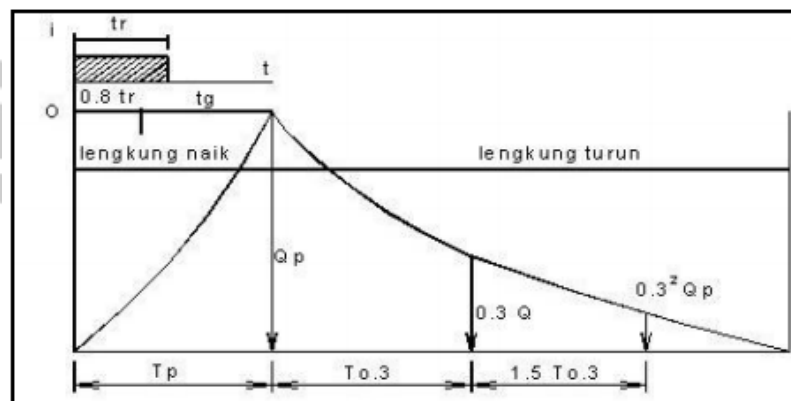
$$Q_{d1} = Q_p \cdot 0.3^{\frac{(t-T_p)}{T_{0.3}}} \quad (2-26)$$

2. Selang nilai :  $(T_p + T_{0.3}) \leq t \leq (T_p + T_{0.3} + 1.5 T_{0.3})$

$$Q_{d2} = Q_p \cdot 0.3^{\frac{(t-T_p+0.5T_{0.3})}{1.5T_{0.3}}} \quad (2-27)$$

3. Selang nilai :  $t > (T_p + T_{0.3} + 1.5 T_{0.3})$

$$Q_{d3} = Q_p \cdot 0.3^{\frac{(t-T_p+1.5T_{0.3})}{2T_{0.3}}} \quad (2-28)$$



**Gambar 2.4** Hidrograf satuan sintetik Nakayasu  
(sumber: Arif Bachrul Ulum dkk, 2012)

## 2.8. Metode HSS ITB-1

Untuk menganalisis hidograph satuan sintetik dengan metoda perlu diketahui parameter fisik dan non fisik. Dari karakteristik fisik DAS dapat dihitung tiga elemen penting yaitu waktu puncak dan waktu dasar, debit puncak, dan bentuk hydrograph satuan itu sendiri (Natakusumah dkk, 2011)

### 2.8.1. Waktu Puncak ( $T_p$ ) dan Waktu Dasar ( $T_b$ )

HSS ITB-1 menggunakan rumus *time lag* menurut Snyder namun dengan penyederhanaan harga  $L_c = 0,5.L$ , sehingga:

$$T_L = C_t(1,5L)^{0,3} \quad (2-29)$$

keterangan:

$T_L$  = *time lag* (jam)

$C_t$  = koefisien untuk proses kalibrasi

$L$  = panjang sungai terpanjang (km)

Jika rumus *time lag* menggunakan rumus Snyder dan jika  $T_r$  adalah durasi hujan satuan maka nilai waktu puncak adalah

$$T_p = T_L + 0,5T_r \quad (2-30)$$

Secara teoritis  $T_b$  dapat berharga tak terhingga (sama dengan cara Nakayasu), namun prakteknya  $T_b$  dapat dibatasi sampai lengkung turun mendekati nol, atau dapat juga menggunakan harga berikut (Pratomo dkk, 2014):

$$T_b = (10s/d 20) * T_p \quad (2-31)$$

Durasi hujan satuan umumnya diambil  $T_r = 1$  jam, namun dapat dipilih durasi lainnya asalkan dinyatakan dalam satuan jam (misal 0.5 jam ,



10 menit = 1/6 jam). Koefisien  $C_t$  diperlukan dalam proses kalibrasi harga  $T_p$ . Harga standar koefisien  $C_t$  adalah 1.0, namun jika saat proses kalibrasi dijumpai  $T_p$  perhitungan lebih kecil dari  $T_p$  pengamatan, harga diambil  $C_t > 1.0$  sehingga harga  $T_p$  akan membesar, sebaliknya jika  $T_p$  perhitungan lebih besar dari  $T_p$  pengamatan, harga diambil  $C_t < 1.0$  agar harga  $T_p$  akan mengecil. Proses ini diulang agar  $T_p$  perhitungan mendekati  $T_p$  pengamatan (Natakusumah dkk, 2011).

### 2.8.2. Bentuk Dasar Hidograf Satuan

HSS ITB-1 memiliki persamaan lengkung naik dan turun seluruhnya yang dinyatakan dengan persamaan:

$$Q(t) = \exp\{2-t-(1/t)\}^{\alpha C_p} \quad (2-32)$$

keterangan:

$$\alpha = 1,5 \text{ (Time Lag menggunakan rumus Snyder)}$$

$$C_p = 1$$

### 2.8.3. Debit Puncak

Debit puncak metode HSS ITB-1 dapat ditentukan dengan persamaan berikut:

$$Q_p = \frac{R}{3.6 T_p} \frac{A_{DAS}}{A_{HSS}} \quad (2-33)$$

keterangan:

$$Q_p = \text{debit puncak hidograf satuan (m}^3/\text{s)}$$

$$R = \text{curah hujan satuan (1mm)}$$

$$T_p = \text{waktu puncak (jam)}$$

$$A_{DAS} = \text{luas DAS (km}^2\text{)}$$

AHSS = luas HSS tak berdimensi yang dihitung secara eksak atau numerik

## 2.9. Metode HSS Limantara

Pembuatan model debit puncak didasarkan pada pemakaian 5 karakteristik DAS, yaitu luas DAS (A), panjang sungai utama (L), panjang sungai diukur sampai titik terdekat titik berat DAS (Lc), kemiringan dasar sungai (S), dan koefisien kekasaran (n) (Pratomo dkk, 2014). Dari kriteria tersebut, maka dirumuskan besaran debit puncak :

$$Q_p = 0,042 \cdot A^{0,451} L^{0,497} L_c^{0,356} S^{-0,131} n^{0,168} \quad (2-34)$$

keterangan:

$Q_p$  = debit puncak ( $m^3/detik/mm$ )

A = luas DAS ( $km^2$ )

Lc = panjang sungai dari outlet sampai titik terdekat dengan titik berat DAS (km)

n = koefisien kekasaran DAS

0,042 = koefisien konversi satuan ( $m^{0,25}/detik$ )

Koefisien kekasaran DAS (n) dalam hal ini diperkirakan berkisar antara 0,035 dan 0,070. Jika DAS secara keseluruhan berupa hutan, maka koefisien kekasaran DAS:  $n = 0,070$ . Sebaliknya jika tidak ada hutan sama sekali, maka koefisien kekasaran DAS:  $n = 0,035$  (Lily Montarcih L, 2009)

Pembuatan model kurva hidograf satuan sintetik:

1. Pembuatan model kurva naik

$$Q_n = Q_p \cdot [(t/T_p)]^{1,107} \quad (2-35)$$

keterangan:

$Q_n$  = debit pada persamaan kurva naik ( $m^3/dt/mm$ )

$Q_p$  = debit puncak hidograf satuan ( $m^3/dt/mm$ )

$T$  = waktu hidograf (jam)

$T_p$  = waktu puncak

2. Pembuatan model kurva turun

$$Q_t = Q_p \cdot e^{0,175(T_p-t)} \quad (2-36)$$

keterangan:

$Q_t$  = debit pada persamaan kurva turun ( $m^3/dt/mm$ )

$Q_p$  = debit puncak hidograf satuan ( $m^3/dt/mm$ )

$t$  = waktu hidograf (jam)

$T_p$  = waktu puncak

### 2.10. PLTMH

PLTMH merupakan pembangkit tenaga listrik mikro hidro yang memanfaatkan debit air sebagai sumber tenaga pembangkit listrik. Prinsip dari PLTMH adalah memanfaatkan beda ketinggian dan jumlah debit air per detik yang ada pada aliran saluran irigrasi, sungai, atau air terjun. Aliran air ini akan memutar poros turbin sehingga menghasilkan energi mekanik. Energi ini selanjutnya menggerakkan generator dan menghasilkan listrik (Damastuti, 1997). Potensi daya mikrohidro dapat dihitung dengan persamaan:

$$P = 9,8 \times Q \times H_n \times \eta \quad (2-37)$$

keterangan:

$P$  = Daya (kW)

$Q$  = debit aliran ( $m^3/s$ )

$H_n$  = *Head net* (m)

$\eta$  = efisiensi

