

## BAB III

### LANDASAN TEORI

#### 3.1 Pendahuluan

Siklus hidrologi menggambarkan suatu rantai fenomena alam yang menghubungkan erosi, sedimentasi dan limpasan. Bagian dari siklus hidrologi yang disebut hujan, kondisi tanah dan vegetasi mempunyai peranan penting dalam proses erosi, sedimentasi dan limpasan (E.M Wilson, 1993).

Matahari merupakan sumber tenaga bagi alam, dengan tenaga tersebut, seluruh permukaan di bumi akan terjadi penguapan, baik dari muka tanah, permukaan pohon-pohonan dan permukaan air. Penguapan yang terjadi dari permukaan air dikenal dengan penguapan (*free water evaporation*), sedangkan penguapan yang terjadi dari permukaan pohon-pohonan dikenal dengan transpirasi (*transpiration*). Uap air akibat evaporasi dan transpirasi ini terbawa oleh udara panas naik ke atmosfer dimana uap air tersebut terkumpul menjadi awan. Oleh karena suhu udara di atmosfer makin rendah pada tempat yang makin tinggi, maka suatu saat terjadilah kondensasi uap air, uap air yang panas akan mengembang karena molekul udara bergerak saling menjauhi satu sama lain akibat panas tersebut. Suatu volume udara yang panas dengan demikian mengandung lebih sedikit molekul udara dari sebelumnya, sehingga berat volume udara ini lebih ringan dan naik ke atas. Udara tersebut membawa juga uap air naik tinggi ke atas ke dalam atmosfer. Udara yang naik ke dalam atmosfer ini menjadi dingin disebabkan proses *adiabatic expansion* yaitu suatu proses ekspansi dimana tidak terjadi kehilangan maupun perubahan panas. Udara yang naik ke atas tersebut akan menjadi dingin karena

tekanan atmosfer makin tinggi makin berkurang, sehingga suatu ketika terjadi kondensasi dari uap air di udara tersebut atau menjadi butiran-butiran air yang sangat kecil, jika butiran-butiran air yang sangat kecil tersebut terkumpul menjadi butiran air yang lebih besar, maka mereka akan jatuh ke bumi menjadi hujan. Air hujan yang jatuh ke bumi tersebut sebagian ditahan oleh tumbuhan dan sebagian lagi jatuh ke bumi, pada permukaan air atau permukaan tanah. Air yang jatuh ke permukaan tanah sebagian meresap ke dalam tanah dan sebagian mengalir di permukaan tanah ke tempat-tempat yang lebih rendah. Air yang meresap ke dalam tanah sebagian tertahan pada daerah di dalam tanah yang dipengaruhi oleh akar tetumbuhan dan sebagian merembes terus ke dalam tanah dan menyatu dengan air tanah. Air yang mengalir di permukaan tanah pada umumnya akan mengalir masuk ke sungai dan akhirnya mengalir ke laut. Dalam perjalanannya, air permukaan tersebut mungkin sebagian tertahan pada cekungan tanah yang dasarnya relatif tidak rembes air sehingga menjadi kubangan air atau tempat penampungan air sementara ataupun pada danau-danau. Namun pada prinsipnya air tersebut jika memungkinkan akan terus mengalir ke tempat yang lebih rendah dan terkumpul di sungai-sungai dan akhirnya ke laut. Muka air tanah juga selalu berubah-ubah, karena air dalam tanah dapat juga muncul lagi ke permukaan tanah sebagai mata air, demikianlah siklus hidrologi tersebut akan terulang kembali (Iman Subarkah, 1980).

Proporsi jumlah air yang mengalir dari masing-masing cara sangat berlainan tergantung dari karakteristik hujannya atau sifat-sifat daerah pengaliran. Pada suatu lokasi sungai yang direncanakan perlu direncanakan analisis perkiraan limpasan sungai yang dihasilkan oleh hujan yang turun di daerah pengaliran yang disebut analisa limpasan (Suyono Sosrodarsono, 1976). Limpasan sungai terbagi sebagai berikut:

1. Limpasan permukaan, merupakan air hujan yang mengalir di atas permukaan tanah dan masuk ke sungai sebagian besar limpasan permukaan terjadi pada waktu hujan dan menjadi bagian utama limpasan banjir.
2. Limpasan air tanah, merupakan komponen yang meresap jauh ke tanah dan mengalir ke sungai atau laut sebagai air tanah.
3. Limpasan sungai, merupakan air hujan yang langsung turun di atas permukaan daerah sungai dan biasanya termasuk juga limpasan permukaan.

Siklus hidrologi tidak terlepas dari air limpasan (run off) sebagai salah satu bagiannya. air limpasan ini adalah tahapan lanjutan setelah hujan terjadi. Perlu kita ketahui bahwa hujan yang turun akan diteruskan menjadi run off, infiltrasi, evaporasi, transpirasi, dan evapotranspirasi. Dari hal tersebut terlihat ada hubungan yang erat antara hujan dengan air limpasan, makin besar hujan yang terjadi maka makin besar pula air limpasan yang mengalir.

Secara konvensional pengukuran curah hujan dengan alat yang dinamakan alat pengukur curah hujan dipasang di tempat yang terbuka untuk menampung air hujan, tidak terhalang oleh pepohonan maupun bangunan. Pada alat pengukur curah hujan terdapat ukuran-ukuran, sehingga setiap kali hujan dapat dicatat berapa tinggi air hujan yang terkumpul. Jika catatan ini setiap kali dikumpulkan maka dalam satu tahun didapatkan tinggi air yang dinyatakan dalam mm/th. Hujan yang tercatat dari stasiun-stasiun pengukur curah hujan biasanya menghasilkan curah hujan jaman, harian, tahunan, dan jumlah rata-rata tahunan dari hujan yang tercatat oleh alat yang membaca kejadian hujan tersebut.

Sifat hujan ditetapkan berdasarkan presentasi nilai perbandingan antara jumlah curah hujan selama periode musim kemarau dengan jumlah curah hujan rata-ratanya pada periode yang sama untuk setiap daerah. Ada tiga kategori sifat hujan, yaitu:

1. Di atas normal (A), jika nilai perbandingannya  $>115\%$
2. Normal (N), jika nilai perbandingannya antara  $85\%-115\%$
3. Di bawah normal (B), jika nilai perbandingannya  $< 85\%$

Sifat hujan normal artinya akumulasi curah hujan yang terjadi di suatu daerah prakiraan musim selama musim kemarau berada di sekitar nilai rata-rata selama 30 tahun, di atas normal lebih tinggi dari batas atas nilai normalnya dan di bawah normal lebih rendah dari batas bawah nilai normalnya. Sebagai contoh: apabila sifat hujan dalam prakiraan musim di suatu daerah diperkirakan normal, tidak berarti bahwa setiap bulan periode musim tersebut intensitas hujan akan terus menerus normal, namun pada bulan-bulan tertentu curah hujannya dapat di atas normal atau di bawah normal. Akan tetapi secara kumulatif curah hujan selama periode musim kemarau tersebut adalah normal.

### 3.2 Pengukuran Curah Hujan

Besaran hujan dapat dihitung dengan alat pengukur hujan yang ditempatkan stasiun-stasiun hujan. Untuk memperoleh besaran hujan yang dapat dianggap sebagai kedalaman hujan yang sebenarnya terjadi di sepanjang daerah aliran sungai, maka diperlukan jumlah stasiun hujan yang dipasang sehingga mewakili besaran hujan di DAS tersebut. Dalam hal ini ketelitian pengukuran hujan sangatlah menentukan, adapun faktor-faktor yang mempengaruhinya adalah jumlah stasiun dan pola penyebaran stasiun hujan.

Dalam analisis hidrologi seorang hidrolog dihadapkan pada dua masalah pokok, yaitu:

1. Ketetapan tentang jumlah stasiun hujan dan stasiun hidrometri (stasiun pengamatan) yang akan digunakan dalam analisis, termasuk di dalamnya pola penyebaran stasiun dalam DAS yang bersangkutan.
2. Ketelitian yang dapat dicapai oleh suatu jaringan pengamatan dengan kerapatan tertentu.

### 3.3 Uji Nilai Ekstrim

Data hujan yang diperoleh kemungkinan mempunyai nilai yang terlalu tinggi atau terlalu rendah. Kejadian seperti ini mungkin disebabkan oleh gangguan di lapangan. Untuk mendapatkan data yang baik penyaringan dilakukan terhadap nilai-nilai jumlah hujan yang diperoleh. Jumlah hujan yang jauh dari nilai rerata tidak digunakan untuk keperluan analisis.

Kaidah Grubbs dan Becks sebagaimana yang diberikan oleh Daud (2001) digunakan untuk penyaringan data. Nilai batas tertinggi dihitung dengan menggunakan persamaan:

$$x_H = \exp(\bar{x} + K_N s) \quad \dots \dots (3.1)$$

Nilai batas terendah ditentukan dengan menggunakan persamaan:

$$x_H = \exp(\bar{x} - K_N s) \quad \dots \dots (3.2)$$

di mana  $\bar{x}$  dan  $s$  rerata hujan dan standar deviasi.  $K_N$  adalah nilai statistik Grubbs dan Becks yang didapat dari persamaan berikut:

$$K_N = -3.6220 + 6.28446N^{1/4} - 2.49835N^{1/2} + 0.49143N^{3/4} - 0.037911N \dots \dots (3.3)$$

di mana  $N$  adalah jumlah data yang diuji.

**3.4 Analisis Data Hujan**

Analisis data curah hujan dimaksudkan untuk mendapatkan besaran curah hujan dan intensitas yang diperlukan dalam perhitungan debit banjir rencana. Data curah hujan yang dipakai untuk perhitungan debit banjir adalah hujan yang terjadi pada daerah aliran sungai pada waktu yang sama.

**3.4.1 Curah Hujan Daerah Aliran Sungai**

Data hujan yang diperoleh pada stasiun penakar hujan hanya mendapat data curah hujan di suatu titik tertentu (*point rain fall*) dan daerah sekitar yang tidak begitu luas. Untuk dapat mewakili daerah yang luas maka data hujan tersebut harus dirubah menjadi hujan area rerata atau hujan kawasan. Untuk menentukan besar hujan area rerata pada daerah aliran sungai dapat dipakai beberapa cara yaitu:

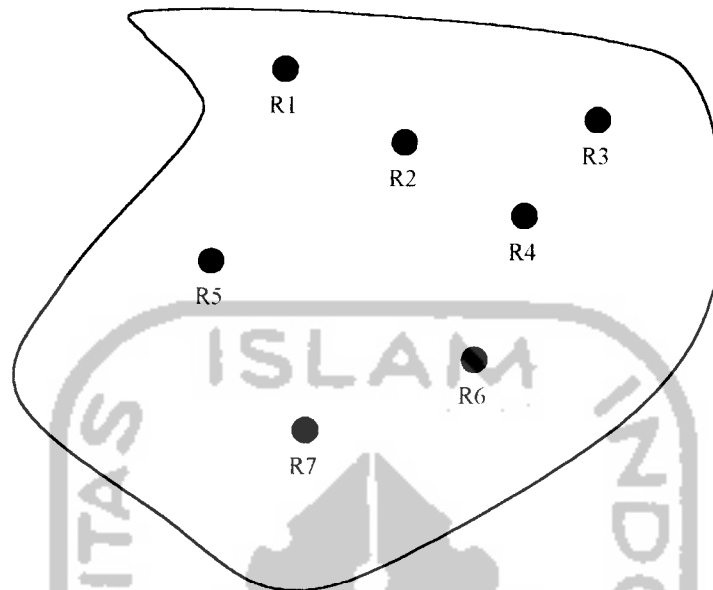
**3.4.1.1 Rerata Aljabar**

Pada prinsipnya hitungan dilakukan dengan menjumlahkan curah hujan dari beberapa stasiun hujan yang dipilih selama periode tertentu dan membaginya dengan jumlah stasiunnya (Suyono,1976). Hal tersebut dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$\bar{R} = \frac{1}{n} \sum Ri \dots \dots (3.4)$$

dimana:  $\bar{R}$  adalah hujan rerata,  $n$  adalah jumlah stasiun,  $Ri$  adalah hujan titik di stasiun  $i$ .

Gambar



Gambar 3.1 Pengukuran Tinggi Curah Hujan dengan Rerata Aljabar

#### 3.4.1.2 Rerata Thyessen (*Thyessen Mean*)

Pada cara rerata ini 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 (Suyono, 1976). Luas masing-masing daerah tersebut diperoleh dengan cara sebagai berikut:

- Semua stasiun yang terdapat di dalam atau di luar DAS dihubungkan dengan garis dan akan membentuk jaring-jaring segitiga.
- Pada masing-masing segitiga ditarik garis sambungan membuat garis berat antar stasiun dan semua garis sumbu tersebut membentuk polygon.
- Mengukur luas setiap polygon yang mewakili.

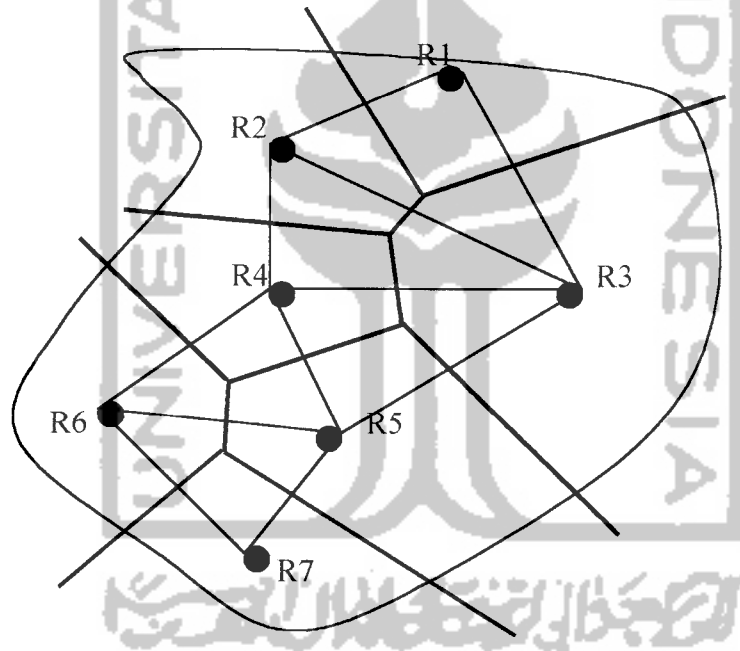
Cara ini cukup baik dibandingkan rerata Aljabar. Kekurangan rerata Thyessen diantaranya adalah pengaruh topografi tidak nampak demikian pula apabila salah satu

stasiun yang tidak berfungsi (rusak) maka gambar poligonnya harus dirubah. Oleh karena itu rumus di atas pun akan berubah menjadi sebagai berikut (Suyono, 1976):

$$\bar{R} = \sum W_i.R_i \quad \dots \dots (3.5)$$

$$W_i = \frac{A_i}{A} \quad \dots \dots (3.6)$$

dimana:  $\bar{R}$  adalah hujan rerata dalam mm,  $R_i$  adalah hujan titik di stasiun I,  $A_i$  adalah luas polygon Thyessen stasiun I,  $A$  adalah luas daerah total, dan  $W_i$  adalah luas daerah pada stasiun.



Gambar 3.2 Pengukuran tinggi curah hujan dengan cara Polygon Thyessen

**3.4.1.3 Rerata Isoheit (*Isohyetal Mean*)**

Isoheit merupakan garis yang menghubungkan titik-titik tinggi hujan yang sama pada saat bersamaan. Pada cara ini pengaruh nilai kontur dimasukkan. Kesulitan dari cara ini adalah kesulitan dalam setiap kali harus menggambarkan garis Isoheit (Suyono, 1976). Hal tersebut dapat dirumuskan sebagai berikut:

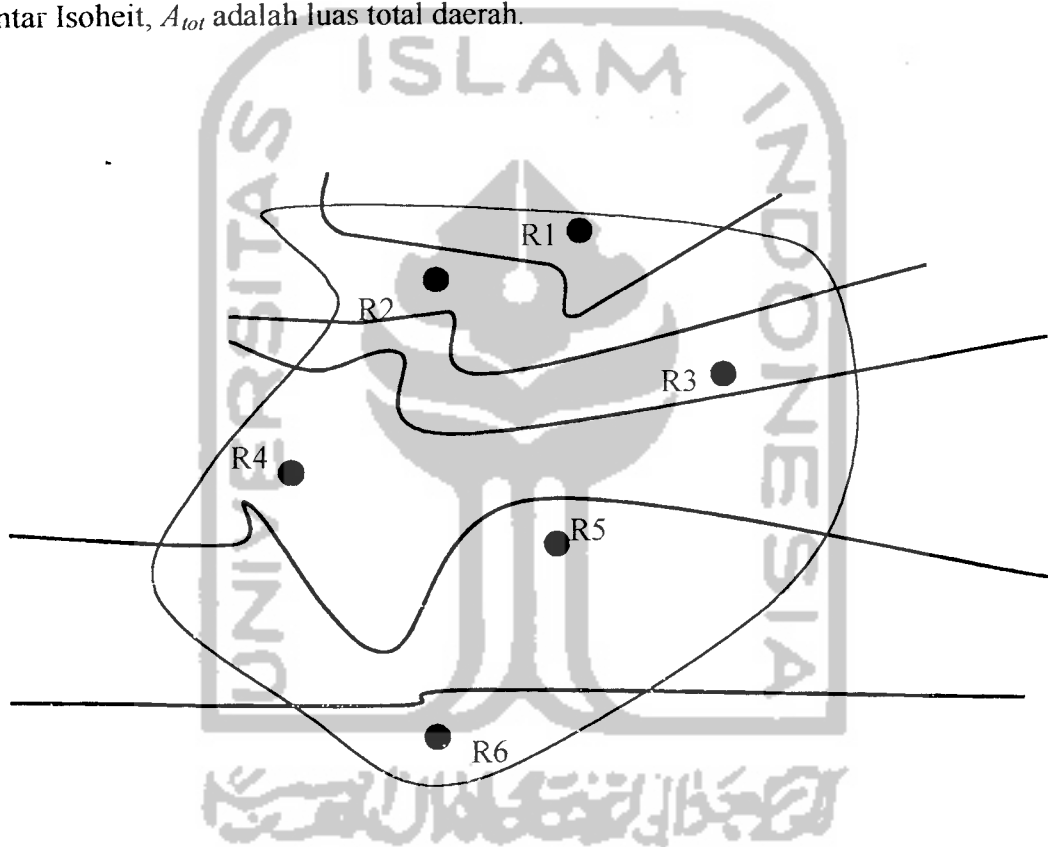
$$\bar{R} = \sum W.R \quad \dots \dots (3.7)$$



$$W = \frac{A1}{A_{tot}} \quad \dots \dots (3.8)$$

$$R = \frac{(R1 + R2)}{2} \quad \dots \dots (3.9)$$

dimana:  $\bar{R}$  adalah hujan rerata (mm),  $W$  adalah luas daerah Isoheit,  $A1$  adalah luas antara Isoheit,  $R1$  adalah hujan Isoheit 1,  $R2$  adalah hujan Isoheit 2,  $R$  adalah hujan antar Isoheit,  $A_{tot}$  adalah luas total daerah.



Gambar 3.3 Pengukuran tinggi curah hujan dengan cara Isoheit

### 3.4.2 Intensitas Hujan

Intensitas merupakan banyaknya air hujan yang jatuh di permukaan bumi tersebar merata dalam durasi waktu tertentu. Besarnya intensitas hujan berbeda-beda tergantung dari lamanya hujan dan frekuensi kejadiannya. Semakin pendek durasi

hujan semakin besar intensitasnya. Satuan intensitas adalah mm/jam atau cm/hari.

Rumus-rumus yang digunakan untuk menghitung intensitas hujan diantaranya:

**3.4.2.1 Thalbot (1881)**

Rumus (Thalbot dalam Suyono,1976) yaitu:

$$I = \frac{a}{t + b} \dots \dots (3.10)$$

dimana: *I* adalah intensitas hujan (mm/jam), *t* adalah waktu (durasi) curah hujan (menit),*a* dan *b* adalah konstanta.

Rumus di atas digunakan untuk waktu (t) yang pendek. Konstanta dari rumus di atas dapat dicari dengan menggunakan rumus:

$$a = \frac{[It][I^2] - [I^2t][I]}{N[I^2] - [I][I]} \dots \dots (3.11)$$

$$b = \frac{[I][It] - N[I^2t]}{N[I^2] - [I][I]} \dots \dots (3.12)$$

**3.4.2.2 Sherman (1905)**

Rumus (Sherman dalam Suyono,1976) yaitu:

$$I = \frac{a}{t^k} \dots \dots (3.13)$$

dimana: *I* adalah intensitas hujan (mm/jam), *t* adalah waktu (durasi) curah hujan (menit),*a* dan *b* adalah konstanta.

Rumus ini cocok untuk *t* < 2 jam. Konstantanya dapat dihitung dengan rumus:

$$\log a = \frac{[\log I][(\log t)^2] - [\log t \log I][\log t]}{N[(\log t)^2] - [\log t][\log t]} \dots \dots (3.14)$$

$$k = \frac{[\log I][\log t] - N[\log t \log I]}{N[(\log t)^2] - [\log t][\log t]} \dots \dots (3.15)$$

### 3.4.2.3 Ishiguro (1953)

Rumus (Ishiguro dalam Suyono,1976) yaitu:

$$I = \frac{a}{\sqrt{t+b}} \quad \dots \dots (3.16)$$

dimana:  $I$  adalah intensitas hujan (mm/jam),  $t$  adalah waktu (durasi) curah hujan (menit),  $a$  dan  $b$  adalah konstanta.

Rumus di atas digunakan untuk waktu ( $t$ ) yang pendek. Konstanta dari rumus di atas dapat dicari dengan menggunakan rumus:

$$a = \frac{I\sqrt{t}[I^2] - [I^2]\sqrt{t}[I^2]}{N[I^2] - [I][I]} \quad \dots \dots (3.17)$$

$$b = \frac{[I][I\sqrt{t}] - [I\sqrt{t}]N}{N[I^2] - [I][I]} \quad \dots \dots (3.18)$$

### 3.4.2.4 Mononobo (1980)

Menurut DR.Mononobo, untuk dapat menghitung intensitas curah hujan dapat menggunakan rumus yang sering dipakai di Jepang. Persamaan rumus tersebut adalah:

Rumus (Mononobo dalam Suyono,1976) yaitu:

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left( \frac{24}{t} \right)^m \quad \dots \dots (3.19)$$

dimana:  $R_{24}$  adalah curah hujan maksimum dalam 24 jam (mm),  $t$  adalah lama hujan dalam satu hari (menit),  $m$  adalah koefisien.

## 3.5 Air Limpasan Permukaan

Jumlah air limpasan pada suatu daerah akan sangat dipengaruhi oleh luas daerah aliran yang tergantung pada keadaan geologi tanah atau batuan termasuk kelengasan tanah di daerah tersebut dan topografi dari daerah aliran, perkembangan tata guna lahan pada suatu kawasan akan mempengaruhi daya resap tanah pada kawasan tersebut.

### 3.6 Analisis Debit Banjir

Untuk menentukan besar debit rencana ada beberapa metoda yang digunakan, diantaranya adalah metode rasional dan metode hidrograf satuan. Metoda rasional digunakan untuk daerah aliran dengan luas sampai 500 ha, sedangkan hidrograf satuan digunakan umumnya batas luas sampai 5000 km<sup>2</sup>.

Untuk daerah pengaliran yang lebih besar dari 5000 km<sup>2</sup> maka harus dibutuhkan berjenis-jenis hidrograf satuan yang berhubungan dengan keadaan curah hujannya (Iman Subarkah, 1980). Rumus dasar yaitu:

$$Q = C_s \cdot \beta \cdot C \cdot I \cdot A \quad \dots \dots (3.20)$$

dimana:  $Q$  adalah debit puncak banjir (m<sup>3</sup>/dtk),  $C_s$  adalah koefisien nilai tampungan,  $\beta$  adalah koefisien penyebaran hujan,  $C$  adalah koefisien limpasan,  $I$  adalah intensitas hujan (mm/dtk),  $A$  adalah luas daerah pengaliran sungai (m<sup>2</sup>)

Selain itu untuk menghitung debit maksimum ( $Q_{maks}$ ), maka dipakai rumus-rumus sebagai berikut (Iman Subarkah, 1980):

$$Q_{max} = \frac{1}{3,6} \cdot R_m \cdot f \cdot A (m^3 / dtk) \quad \dots \dots (3.21)$$

dimana:  $R_m$  adalah intensitas curah hujan maksimum selama banjir (mm),  $f$  adalah koefisien run off,  $A$  adalah luas daerah pengaliran (km<sup>2</sup>).

$$R_m = R_o \left( \frac{t}{T} \right)^{2,3} (mm) \quad \dots \dots (3.22)$$

dimana:  $R_o$  adalah curah hujan rata-rata (mm),  $t$  adalah lamanya hujan (jam),  $T$  adalah waktu konsentrasi (jam).

$$R_o = \frac{R_{24}}{t} (mm / jam) \quad \dots \dots (3.23)$$

dimana:  $R_{24}$  adalah curah hujan selama satu hari (daily rain fall) (mm).

$$T = \frac{L}{W} (\text{jam}) \quad \dots \dots (3.24)$$

dimana:  $L$  adalah panjang sungai (km),  $W$  adalah kecepatan banjir (km/jam).

$$W = 72 \left( \frac{H}{L} \right)^{0.6} (\text{km/jam}) \quad \dots \dots (3.25)$$

dimana:  $H$  adalah beda tinggi sungai hulu dan hilir (km)

Rumus Burkli-Ziegler (Iman Subarkah, 1980):

$$Q = C.I.A \left( \frac{S}{A} \right)^{0.25} \text{ cfs} \quad \dots \dots (3.26)$$

dimana:  $I$  adalah intensitas hujan rata-rata dalam inch/jam selama selang waktu hujan paling deras,  $S$  adalah kemiringan permukaan tanah rata-rata.

Untuk perencanaan gorong-gorong, rumus rasional dimodifikasi untuk memperhitungkan waktu konsentrasi air ditempat gorong-gorong, yaitu lama waktu bagi aliran maksimum untuk mencapai lubang gorong-gorong (Iman Subarkah, 1980).

Rumus yaitu:

$$Q = \frac{C.I.A}{f} \cdot \text{cfs} \quad \dots \dots (3.27)$$

dimana:  $f$  adalah kemiringan permukaan (3,0 untuk kemiringan permukaan <0,5%, 2,5 untuk kemiringan permukaan 0,5-1%, 2,0 untuk kemiringan permukaan >1%),  $\text{cfs}$  (*cubic feet per second*).

Di indonesia, khususnya dipulau jawa, mengenai keadaan hujan telah diadakan pengamatan-pengamatan oleh A.P.Melchior, J. Boerema, F.H Van Kooten, J.P. Der Weduwen pada sekitar akhir abad yang lalu sampai permulaan abad XX ini, untuk menentukan hubungan antara hujan dan banjir didalam sungai. Untuk menentukan debit

maksimum sebagai dasar dipakai rumus Pascher, yang didasarkan juga pada rumus rasional (Iman Subarkah,1980).

$$Q = C \cdot \beta \cdot R \cdot A (m^3 / dtk) \quad \dots \dots (3.28)$$

dimana:  $C$  adalah angka pengaliran tak berdimensi,  $R$  adalah curah hujan terpusat maksimum (point rainfall) didaerah aliran, yang dinyatakan dengan  $m^3/dtk/km^2$ .

Pada saluran-saluran pengairan, yang airnya mungkin meluap, dibuatkan peluap untuk mencegah tergenangnya sawah-sawah atau tanah-tanah disekitarnya dan rusaknya bangunan-bangunan dan tanggul saluran (Iman Subarkah,1979). Ukuran peluap ditentukan dengan rumus:

$$Q = m \cdot f \cdot \sqrt{2g \cdot h} \quad \dots \dots (3.29)$$

dimana:  $f$  adalah luas irisan basah tembok pilar dalam ( $m^2$ ) diukur siku-siku pada arus,  $g$  adalah percepatan gaya berat dalam ( $m/dtk^2$ ),  $m$  adalah nilai ambang dan dinding.

### 3.6.1 Rumus luas daerah aliran

Rumus (E.M. Wilson 1993) yaitu:

$$Q = C \times A^n \quad \dots \dots (3.30)$$

dimana:  $Q$  adalah Debit banjir dalam  $m^3/dtk$  ( $ft^3/dt$ ),  $A$  adalah Luas daerah aliran dalam  $km^2$  ( $mil^2$ ),  $n$  adalah Indek (0.5–1,25),  $C$  adalah Koefisien yang tergantung pada iklim, daerah aliran, dan satuan–satuan.

Rumus ini bersifat empiris yang diturunkan dari hasil penelitian banjir pada daerah–daerah aliran tertentu, sebagai contoh turunan paling awal dari rumus diatas ditemukan oleh Dickens di India (E.M. Wilson 1993).

$$Q = 825 \times a^{0,75} \quad \dots \dots (3.31)$$

Dimana:  $a$  adalah Luas daerah aliran dalam  $\text{mil}^2$

Akan tetapi karena rumus ini tidak mempertimbangkan kelembaban tanah, curah hujan, kemiringan tanah, ketinggian, dan sebagainya, maka jelas bahwa nilainya sangat kecil dalam pemakaian secara umum, meskipun rumus-rumus tersebut sering digunakan untuk memperoleh suatu perkiraan pendahuluan dengan cepat mengenai “banjir maksimum” (E.M.Wilson 1993).

Morgan mengusulkan untuk banjir bencana besar di Skotlandia dan Wales

$$Q = 3000 \times M^{0,5} \quad \dots \dots (3.32)$$

Dimana:  $Q$  adalah Debit banjir dalam  $\text{ft}^3/\text{dt}$ ,  $M$  adalah Luas daerah aliran dalam  $\text{mil}^2$

Ditambah pengalamannya tentang periode ulang  $T$  (dalam tahun), Morgan memberikan persamaan (E.M.Wilson 1993).

$$\text{Banjir rencana} = \text{Banjir bencana besar} \times (T / 500)^{\frac{1}{3}} \quad \dots \dots (3.33)$$

Rumus yang serupa dari tipe yang sama ditemukan oleh Fuller dan dipakai secara luas di Amerika Serikat (E.M.Wilson 1993).

$$Q_{av} = C \times A^{0,8} \quad \dots \dots (3.34)$$

Dimana:  $A$  adalah Luas daerah aliran dalam  $\text{mil}^2$ ,  $C$  adalah Koefisien yang biasanya diambil sebesar 75,  $Q_{av}$  adalah Nilai rata-rata dari debit banjir tahunan dalam  $\text{ft}^3/\text{dt}$ .

Nilai  $Q_{av}$  kemudian disubstitusikan kedalam rumus:

$$Q_m = Q_{av} (1 + 0,8 \times \log T) \quad \dots \dots (3.35)$$

Dimana:  $T$  adalah periode ulang dalam tahun,  $Q_m$  adalah banjir maksimum tahunan yang “paling mungkin”

### 3.6.2 Rumus parameter daerah aliran

Didasari oleh perkiraan aliran maksimum untuk 80 daerah aliran di Inggris yang dibuat dengan metode hidrograf satuan dan selanjutnya dihubungkan dengan karakteristik daerah aliran (E.M.Wilson 1993).

$$EMF = 0,835 \times AREA^{0,878} \times RSMD^{0,724} \times SOIL^{0,533} \times (1 + URBAN)^{1,308} \times S1085^{0,162} \dots \dots (3.36)$$

dimana: *AREA* adalah Luas daerah (km<sup>2</sup>), *RSMD* adalah Hujan 1 hari efektif dengan periode ulang 5 tahun dikurangi deficit kelembaban tanah, *SOIL* adalah Indeks tanah, *URBAN* adalah Bagian perkotaan dari daerah aliran, *S1085* adalah Kemiringan aliran (m/km) yang diukur antara dua titik yang terletak pada jarak 10% dan 85% dari panjang aliran.

Rumus-rumus seperti di atas mungkin mudah digunakan dan berguna untuk perkiraan pendahuluan, tetapi penggunaannya terbatas karena rumus tersebut berlaku hanya pada wilayah-wilayah kejadian asalnya.

### 3.7 Lapisan Kedap Air

Persentase lapisan kedap air di identikkan sama dengan koefisien limpasan (C). Koefisien limpasan yaitu perbandingan antara limpasan hujan di permukaan dengan curah hujan yang jatuh. Nilai koefisien limpasan ini berhubungan langsung dengan lapisan penutup permukaan tanah. Yaitu: jenis tanah, topografi, kekasaran permukaan, tumbuh-tumbuhan dan guna tanah (Iman Subarkah,1979). Untuk mencari nilai C, digunakan rumus di bawah:

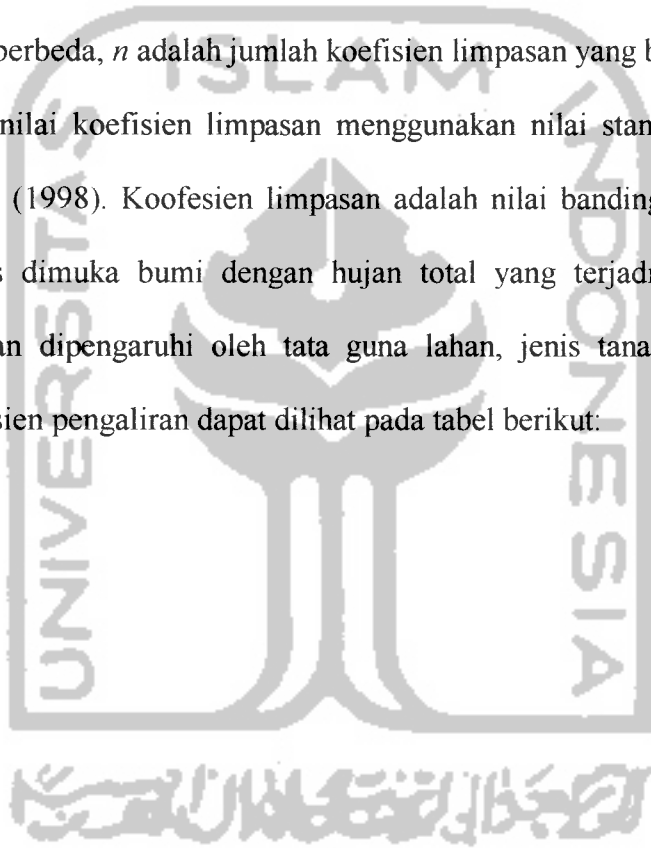


Rumus yaitu:

$$C = \frac{\sum_{j=1}^n C_j A_j}{\sum_{j=1}^n A_j} \quad \dots \dots (3.37)$$

dimana:  $C_j$  adalah koefisien limpasan dalam sub-keluasan,  $A_j$  adalah keluasan koefisien limpasan yang berbeda,  $n$  adalah jumlah koefisien limpasan yang berbeda.

Besar nilai koefisien limpasan menggunakan nilai standar yang dikeluarkan oleh Mc. Quen (1998). Koefisien limpasan adalah nilai banding antara bagian hujan yang melimpas dimuka bumi dengan hujan total yang terjadi. Besarnya koefisien pengaliran hujan dipengaruhi oleh tata guna lahan, jenis tanah dan kondisi tanah. Besarnya koefisien pengaliran dapat dilihat pada tabel berikut:



**Tabel 3.1 Nilai Koefisien Limpasan untuk berbagai kawasan**

| <b>Jenis Kawasan Tangkapan</b>           | <b>Koefisien Limpasan</b> |
|--|---------------------------|
| <b>1. Halaman rumput</b>                 |                           |
| Tanah berpasir, datar (2%)               | 0.05 – 0.10               |
| Tanah berpasir, rata – rata (2%-7%)      | 0.10 – 0.15               |
| Tanah berpasir, curam (7%)               | 0.15 – 0.20               |
| Tanah berat, datar (2%)                  | 0.13 – 0.17               |
| Tanah berat, rata – rata (2% - 7%)       | 0.18 – 0.22               |
| Tanah berat, curam (7%)                  | 0.25 – 0.35               |
| <b>2. Kawasan perdagangan</b>            |                           |
| Kawasan kota                             | 0.70 – 0.95               |
| Kawasan pinggiran                        | 0.50 – 0.70               |
| <b>3. Kawasan pemukiman</b>              |                           |
| Kawasan keluarga tunggal                 | 0.30 – 0.50               |
| Multi satuan, terpisah                   | 0.40 – 0.60               |
| Multi satuan berhamparan                 | 0.60 – 0.75               |
| Pinggiran kota                           | 0.25 – 0.40               |
| Kawasan tempat tinggal rumah susun       | 0.50 – 0.70               |
| <b>4. Perindustrian</b>                  |                           |
| Industri ringan                          | 0.50 – 0.80               |
| Industri berat                           | 0.60 – 0.90               |
| <b>5. Taman – taman dan kuburan</b>      | 0.10 – 0.25               |
| Taman permainan                          | 0.20 – 0.35               |
| <b>6. Kawasan halaman rel kereta api</b> | 0.20 – 0.40               |
| <b>7. Kawasan yang belum diperbaiki</b>  | 0.10 – 0.30               |
| <b>8. Jalan – jalan</b>                  |                           |
| Beraspal                                 | 0.70 – 0.95               |
| Beton                                    | 0.80 – 0.95               |
| Batu bata                                | 0.70 – 0.85               |
| <b>9. Jalan raya</b>                     | 0.75 – 0.85               |
| <b>10. Atap</b>                          | 0.75 – 0.95               |
| <b>11. Kawasan pedalaman</b>             |                           |
| Tanah berpasir dan berkerikil            |                           |
| - Diolah dan ditanami                    | 0.20                      |
| - Padang rumput                          | 0.15                      |
| - Hutan kayu                             | 0.10                      |
| Tanah lempung dan lumpur                 |                           |
| - Diolah dan ditanami                    | 0.40                      |
| - Padang rumput                          | 0.35                      |
| - Hutan kayu                             | 0.30                      |
| Tanah lempung bersih                     |                           |
| - Diolah dan ditanami                    | 0.50                      |
| - Padang rumput                          | 0.45                      |
| - Hutan kayu                             | 0.40                      |

Sumber, Dunne dan Leopold, 1978, hlm 300

### 3.8 Koefisien Penyebaran Curah Hujan ( $\beta$ )

Koefisien penyebaran hujan merupakan nilai yang digunakan untuk mengoreksi pengaruh penyebaran hujan yang tidak merata pada suatu daerah pengaliran. Nilai besaran ini tergantung dari kondisi dan luas pengaliran. angka penyebaran  $\beta$  apabila luas areal kurang dari 1 km<sup>2</sup> maka  $\beta = 1$ , dan bila luas arealnya lebih dari 1 km<sup>2</sup> maka untuk mendapatkan  $\beta$  menggunakan rumus Haspers (Iman Subarkah,1980).

Rumus yang digunakan:

$$\frac{1}{\beta} = \frac{1 + 3.7 \cdot 10^{-0.4tc} F^{0.75}}{to^2 + 15} \quad \dots \dots (3.38)$$

dimana:  $\beta$  adalah Koefisien penyebaran curah hujan,  $to$  adalah Waktu konsentrasi (menit),  $F$  adalah Luas areal (km<sup>2</sup>).

Untuk daerah yang luas koefisien penyebaran hujan dapat dilihat pada tabel berikut:

**Tabel 3.2** Koefisien Penyebaran Hujan

| Luas daerah pengaliran (Km <sup>2</sup> ) | Koefisien penyebaran hujan ( $\beta$ ) |
|---|--|
| ≤ 4                                       | 1                                      |
| 5   | 0.995                                  |
| 10  | 0.980                                  |
| 15  | 0.955                                  |
| 20  | 0.920                                  |
| 25  | 0.875                                  |
| 30  | 0.820                                  |
| 50  | 0.5000                                 |

Sumber: Kensaku Takeda, 1987

### 3.9 Faktor Tampunguan

Hujan yang jatuh berkemungkinan sebagian hilang dengan adanya cekungan atau tahanan permukaan (Suripin, 2003). Rumus rasional faktor tampungan (Storage Coefficient)

$$\left| C_s = \frac{2tc}{2tc + tcc} \right| \quad \dots \dots (3.39)$$

dimana:  $C_s$  adalah Faktor tumpang,  $tc$  adalah waktu konsentrasi,  $tcc$  adalah waktu aliran keluar.

Waktu aliran keluar dihitung dengan:

$$tcc = \frac{Lc}{Vc} \quad \dots \dots (3.40)$$

dimana:  $Lc$  adalah Panjang perata saluran,  $Vc$  adalah Kecepatan aliran.

Kecepatan aliran dihitung dengan persamaan Manning (Suripin, 2003).

$$Vc = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} \quad \dots \dots (3.41)$$

dimana:  $R$  adalah Jari-jari hidraulis,  $n$  adalah kekasaran manning,  $S$  adalah Kemiringan tanah.

Jari-jari hidraulis dihitung dengan rumus (Suripin, 2003).

$$R = \frac{A}{P} \quad \dots \dots (3.42)$$

dimana:  $A$  adalah Luas tumpang basah,  $P$  adalah Keliling basah.

### 3.10 Waktu Konsentrasi

Untuk mendapatkan koefisien penyebaran curah hujan data lain yang diperlukan adalah lamanya waktu konsentrasi (Suripin, 2003). Lamanya waktu konsentrasi menggunakan rumus California haigway sebagai berikut ini.

$$tc = \left[ \frac{0.87L^3}{H} \right]^{0.385} \quad \dots \dots (3.43)$$

dimana:  $tc$  adalah Waktu konsentrasi (jam),  $L$  adalah Panjang aliran permukaan (km),  $H$  adalah Selisih elevasi terendah dengan elevasi tertinggi (m).

Rumus untuk durasi hujan terencana  $D$  dalam jam (E.M. Wilson, 1993).

$$D = t_c + \frac{L}{d} x^5 \sqrt{\left(\frac{a^2}{h}\right)} \quad \dots \dots (3.44)$$

Dimana:  $L$  adalah Jarak terjauh dari sisi daerah aliran ke titik keluar (outfall),

$d$  adalah Diameter suatu lingkaran yang luasnya sama dengan luas daerah aliran ( $L/d$  berarti suatu koefisien lingkaran tak berdimensi),  $a$  adalah Luas daerah aliran ( $m^2$ ),

$h$  adalah Kemiringan saluran (dalam persen) pada seluruh panjangnya,  $t_c$  adalah Waktu konsentrasi (jam).

### 3.11 Analisis Frekuensi

#### 3.11.1 Seri Kejadian

Pendekatan selanjutnya adalah dengan menggunakan metode-metode statistik untuk memperbanyak data yang tersedia dan berdasarkan data tersebut meramalkan kemungkinan frekuensi terjadinya kejadian kejadian sesungguhnya. Dengan tersedianya catatan-catatan yang memadai, metode-metode statistik akan menunjukkan bahwa banjir dalam jumlah yang tertentu pada dasarnya dapat diperkirakan dalam bilangan tahun, misalnya setiap 10 tahun, setiap 100 tahun, dan seterusnya. Penting untuk disadari bahwa untuk peluasan massa peramalan ini hanya berlaku sesuai dengan data yang digunakan. Perluasan ini bisa diragukan apakah setiap metode peramalan untuk 100 tahunan dapat memberikan hasil yang cukup baik bila peramalan tersebut didasarkan pada (misalkan) masa pencatatan 30 tahun. Lebih baik jika metode ini digunakan untuk meramalkan “banjir 1000 tahunan“ dan perkiraan-perkiraan (estimasi) sejenis.

Prihal hal lain yang perlu diperhatikan adalah sifat dari kejadian-kejadian acak (random event) yang tidak bersiklus. Banjir 100-tahun (yaitu banjir yang rata-rata sekali dalam 100 tahun) bisa terjadi tahun depan, atau tidak akan terjadi selama 200 tahun, atau terjadi lebih dari satu kali dalam 100 tahun berikutnya. ketepatan perhitungan nilai banjir 100 tahun tergantung pada berapa lama pencatatan dilakukan, dan untuk debit banjir, adalah suatu hal yang menguntungkan jika mempunyai catatan lebih dari 30 tahun. Sekalipun demikian, ini mengingatkan bahwa analisis frekuensi sangat penting dalam interprestasinya dan penaksiran kejadian-kejadian seperti debit banjir dan resiko-resiko terjadinya banjir dalam periode waktu yang spesifik. Kesatuan dari pengamatan-pengamatan tidak seri (rangkaiannya) berdiri sendiri yang dilakukan secara rutin, terus menerus disebut seri penuh (full series).

### 3.11.2 Peluang (probability) Kejadian N-tahun

Istilah interval berulang kembali (recurrence interval) atau sering juga disebut periode ulang (return period), rata-rata berlalu antara dua kejadian banjir yang sama atau melebihi suatu elevasi tertentu. Dengan kata lain kejadian N-tahun, yaitu kejadian yang diperkirakan disamai atau melebihi rata-rata setiap N-tahun, mempunyai periode ulang  $T_r$  dari N-tahun. Tidak ada implikasi bahwa kejadian N-tahun terjadi secara siklus, akan tetapi kejadian tersebut mempunyai suatu peluang (probability) untuk terjadi dalam periode tertentu yang ditinjau.

Misalkan  $P(X \leq x)$  menyatakan peluang bahwa  $x$  tidak akan disamai atau dilebihi dalam suatu periode tertentu yang ditinjau. Maka  $P(X \leq x)^n$  akan menyatakan peluang bahwa tidak akan disamai atau dilebihi  $n$  periode tersebut diatas. (E.M.Wilson 1993)

Untuk rangkaian yang berdiri sendiri dan dari aturan peluang berganda.

$$\begin{aligned} P(X \leq x)_n &= [P(X \leq x)]^n \\ &= [1 - P(X \geq x)]^n \end{aligned} \quad \dots \dots (3.45)$$

Oleh karna itu

$$P(X \leq x)_n = 1 - [1 - P(X \geq x)]^n \quad \dots \dots (3.46)$$

Sekarang

$$Tr = \frac{1}{P(X \geq x)} \quad \dots \dots (3.47)$$

Maka

$$P(X \geq x)_n = 1 - \left[1 - \frac{1}{Tr}\right]^n \quad \dots \dots (3.48)$$

### 3.11.3 Menentukan Besarnya Kejadian N-tahun dengan Penggambaran

Setelah suatu rangkaian kejadian (misalnya banjir maksimum) ditabelkan, kemudian angka-angka tersebut disusun menurut peringkat  $m$ , mulai dengan  $m=1$  untuk nilai tertinggi  $m=2$  untuk nilai tertinggi berikutnya dan seterusnya hingga nilai terkecil. Periode ulang  $Tr$  sekarang dapat dihitung dengan menggunakan salah satu dari sejumlah rumus yang telah ditinjau ulang oleh Cunnane (E.M. Wilson 1993).

Yang paling sering digunakan pada masa lalu adalah rumus Weibull.

$$Tr = \frac{n+1}{m} \quad \dots \dots (3.49)$$

dimana:  $m$  adalah Peringkat kejadian,  $n$  adalah jumlah kejadian.

rumus ini jarang digunakan karena hasilnya kurang tepat terhadap kejadian terbesar dalam suatu rangkaian pendek. Rumus lain yang sering digunakan adalah rumus California dan Hanzen

$$Tr = \frac{n}{m}$$

$$Tr = \frac{2n}{2n-1} \quad \dots \dots (3.50)$$

Dalam rumus ini terdapat keberatan–keberatan tertentu, salah satu yang paling memadai, yang dikemukakan oleh Gringorten, adalah

$$Tr = \frac{(n+0.12)}{(m-0.44)} \quad \dots \dots (3.51)$$

sebagai jalan tengah yang sederhana, Cunnane menyerahkan rumus.

$$Tr = \frac{n+0.2}{m-0.4} \quad \dots \dots (3.52)$$

Peluang P dari kejadian N-tahun dengan periode ulang  $Tr$  adalah

$$P = \frac{100}{Tr} \% \quad \dots \dots (3.53)$$

sehingga rangkaian–rangkaian tersebut diurutkan menurut peringkatnya, berbagai kejadian dapat digambarkan pada grafik yang menghubungkan variabel Q dan  $Tr$ , maupun P.

Sering diasumsikan bahwa seri–seri tersebut adalah terdistribusi secara normal. Dimana dalam kasus ini titik–titik yang digambar diatas kertas peluang normal akan terletak pada suatu garis lurus. Tetapi ini jarang terjadi pada seri banjir dan kurva–kurva dangkal lebih sering terjadi. Sehingga peramalan menjadi lebih sulit. Untuk mengatasi kesulitan ini variasi Q kadang–kadang digambarkan secara logaritmis, yang memerlukan peluang logaritma normal, atau kertas log-normal.

Para peneliti lain telah mengusulkan metode–metode yang mengasumsikan distribusi–distribusi frekuensi lainnya. Gumbell menggunakan “ Teori nilai ekstrim” (Extrime-value theory, EV1) untuk menunjukkan bahwa dalam suatu seri nilai ekstrim



$X_1, X_2, \dots, X_n$  dimana sampel-sampel yang dipilih mempunyai ukuran yang sama dan  $X$  adalah suatu variabel yang terdistribusi secara eksponensial (misalnya debit maksimum yang diamati dalam suatu pembacaan alat ukur tahunan) maka peluang komulatif  $P'$  dimana setiap nilai  $n$  akan kurang dari nilai tertentu  $X$  (dengan periode ulang  $T$ ) akan mendekati nilai

$$P' = e^{-e^y} \quad \dots \dots (5.54)$$

Dengan  $e$  adalah basis logaritma natural

dan

$$y = -\ln\left[-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right] \quad \dots \dots (3.55)$$

ini berarti bahwa  $P'$  adalah “peluang tanpa kejadian” dari suatu kejadian  $X$  dalam  $T$  tahun atau

$$T = \frac{1}{1 - P'} \quad \dots \dots (3.56)$$

Argumentasi ini mengacu pada metode Gumbel. Kejadian  $X$  dengan periode ulang  $T$  tahun, sekarang ditetapkan sebagai  $Q_T$ , dan

$$Q_T = Q_{av} + \sigma(0.78y - 0.45) \quad \dots \dots (3.57)$$

dimana:  $Q_{av}$  adalah Rata-rata dari semua nilai “banjir tahunan”  $Q_m$ ,  $\sigma$  adalah Deviasi standar dari seri.

Maka

$$\sigma = \sqrt{\left[ \frac{n}{n-1} \left( \frac{\sum Q_m^2}{n} - Q_{av}^2 \right) \right]} \quad \dots \dots (3.58)$$

dimana:  $n$  adalah jumlah tahun pencatatan=jumlah nilai  $Q_m$ ,  $\sum Q_m^2$  adalah jumlah kuadrat dari nilai  $n$  dari  $Q_m$ .

### 3.11.4 Menentukan Besarnya Kejadian N-tahun dengan Perhitungan

Guna menentukan debit spesipik yang disertai dengan peluang terjadinya  $r$  tertentu dalam suatu seri tahunan yang terdistribusi secara normal, kita perlu menghitung (E.M.Wilson 1993)

$$Q_r = Q_{av} + K\sigma \quad \dots\dots(3.59)$$

dimana:  $\sigma$  adalah deviasi standart, K adalah adalah faktor-faktor yang terdapat dalam tabel 3.1

Tabel 3.3 Nilai nilai distribusi normal

| Peluang dilampui (%) | K     | Peluang dilampui (%) | K      |
|----------------------|-------|----------------------|--------|
| 0.1                  | 3.09  | 50                   | 0.00   |
| 0.5                  | 2.58  | 55                   | -0.13  |
| 1                    | 2.33  | 60                   | -0.25  |
| 2.5                  | 1.96  | 65                   | -0.385 |
| 5                    | 1.645 | 70                   | -0.52  |
| 10                   | 1.28  | 75                   | -0.67  |
| 15                   | 1.04  | 80                   | -0.84  |
| 20                   | 0.84  | 85                   | -1.04  |
| 25                   | 0.67  | 90                   | -1.28  |
| 30                   | 0.52  | 95                   | -1.645 |
| 35                   | 0.385 | 97.5                 | -1.96  |
| 40                   | 0.25  | 99.0                 | -2.33  |
| 45                   | 0.13  | 99.5                 | -2.58  |
| 50                   | 0.00  | 99.9                 | -3.09  |

Sumber: Bonnier, 1980

### 3.11.5 Periode ulang Nilai Maksimum Gumbel

Data statistik hujan dalam hidrologi terdiri dari banyak yang mungkin mencapai ribuan. Pengujian menunjukkan bahwa tidak pernah diperoleh suatu data hujan yang terbaik bagi suatu data tertentu. Gumbel menciptakan suatu rumus untuk mencari nilai-nilai hujan maksimum asimtotik yang pertama (*extreme value I/EV I*) yang biasa disebut dengan hujan jenis I Gumbel.

Linsley et al.(1986) dan Chow et al. (1988) mengatakan bahwa hujan jenis I Gumbel telah digunakan secara meluas dalam bidang hidrologi. Gumbel jenis I telah

menunjukkan keunggulannya bagi perkiraan analisis kekerapan banjir di Britain (Natural Environment Research Council, 1975). Begitu juga untuk analisis intensitas hujan umumnya dimodelkan dengan rumus ini.

Persamaan umum untuk menghitung analisis frekuensi diwakili oleh:

$$X_{TR} = \bar{X} + K.S_X \quad \dots \dots (3.60)$$

dimana:  $X_{TR}$  = jumlah hujan unyuk periode ulang  $T_R$ ,  $\bar{X}$  = jumlah hujan maksimum rata-rata selama tahun pengamatan,  $S_X$  = Standar deviasi,  $K$  = faktor frekuensi.

Nilai maksimum Gumbel adalah fungsi sebaran kemungkinan yang berbentuk sebaran eksponen ganda dengan bentuk persamaan yaitu:

$$F(x) = \exp\left[-\exp\left(-\frac{x-u}{\alpha}\right)\right] \text{ untuk } -\infty \leq x \leq \infty \quad \dots \dots (3.61)$$

Parameter  $\alpha$  dan  $u$  dihitung menggunakan persamaan:

$$\alpha = \frac{\sqrt{6}}{\pi} s \quad \dots \dots (3.62)$$

$$u = \bar{x} - 0.5772\alpha \quad \dots \dots (3.63)$$

dimana  $u$  adalah macam dari sebaran, parameter  $y$  (reduced variate) ditentukan sebagai:

$$y = \frac{x-u}{\alpha} \quad \dots \dots (3.64)$$

Persamaan (3.64) ini di gantikan kedalam persamaan (3.61) sehingga dihasilkan:

$$F(x) = \exp[-\exp(1-y)] \quad \dots \dots (3.65)$$

Penyelesaian untuk  $y$ :

$$y = -\ln\left[\ln\left(\frac{1}{F(x)}\right)\right] \quad \dots \dots (3.66)$$

Karena,  $p=1/T_r$ , maka:

$$\begin{aligned}\frac{1}{T} &= P(x \geq x_T) \\ &= 1 - P(x < x_T) \\ &= 1 - F(x_T)\end{aligned}$$

Maka di dapatkan:

$$F(x_T) = \frac{T-1}{T}$$

Persamaan ini dimasukkan kedalam persamaan (3.66), yang menghasilkan:

$$y_T = -\ln \left[ \ln \left( \frac{T}{T-1} \right) \right] \quad \dots \dots (3.67)$$

Dari persamaan (3.60) dapat dibuat persamaan berbentuk hubungan  $x_T$  dengan  $y_T$  yang merupakan bentuk sebaran dari nilai maksimum Gumbel, yaitu:

$$x_T = u + \alpha y_T \quad \dots \dots (3.68)$$

### 3.11.6 Metode Melchior

Menurut Melchior, koefisien di Pulau Jawa berkisar antara 0,42; 0,52 dan 0,62, tergantung pada kemiringan tanah, vegetasi, keadaan tanah, temperatur, angin, penguapan dan lama hujan yang bersangkutan. Untuk perhitungan debit banjir Melchior menganjurkan koefisien aliran = 0,52.

Koefisien reduksi ( $\beta$ ) adalah perbandingan antara hujan rata-rata dan hujan maksimum yang terjadi disuatu DAS pada waktu yang sama, dan dapat dihitung dengan rumus (Soewarno,1991):

$$F = \frac{1970}{\beta - 0,12} - 3960 + 1720\beta \quad \dots \dots (3.69)$$

Waktu konsentrasi dihitung dengan rumus :

$$t_c = \frac{10L}{36V} \quad \dots \dots (3.70)$$

$$V = 1,31.(Q.i^2)^{0,20} \quad \dots \dots (3.71)$$

$$i = \frac{h}{0,9L} \quad \dots \dots (3.72)$$

dimana:  $T_c$  adalah Waktu konsentrasi (jam),  $L$  adalah panjang sungai (km),  $V$  adalah Kecepatan aliran rata-rata (m/det),  $h$  adalah beda tinggi sungai antara mulut DAS dan 0,9  $L$  kearah hulu,  $F$  adalah luas elips yang mengelilingi DAS, sumbu panjang tidak lebih 1,5 kali sumbu pendek ( $\text{km}^2$ ),  $q$  adalah curah hujan maksimum ( $\text{m}^3/\text{det}/\text{km}^2$ ).

### 3.11.7 Metode Mononobo

Rumus ini banyak digunakan untuk daerah aliran sungai yang relatif sempit, dan sampai saat ini termasuk rumus yang cukup tua (Sudjarwadi,1997). Bentuk umum rumus Mononobo ini adalah

$$Q = \frac{1}{36} . C . I . A \quad \dots \dots (3.73)$$

dimana :  $Q$  adalah debit banjir ( $\text{m}^3/\text{det}$ ),  $C$  adalah Koefisien limpasan,  $I$  adalah intensitas hujan dengan kala ulang  $T$  (mm/jam),  $A$  adalah luas daerah aliran ( $\text{km}^2$ ).

Besarnya koefisien limpasan ( $C$ ), tergantung pada faktor daerah aliran sungai seperti jenis tanah, kemiringan, keadaan vegetasi dan lain sebagainya.

Intensitas hujan ( $I$ ) selama waktu konsentrasi dihitung dengan rumus (Sudjarwadi,1997):

$$I = \frac{R_{24}}{24} . \left( \frac{24}{t} \right)^2 \quad (\text{mm/jam}) \quad \dots \dots (3.74)$$

Waktu yang dibutuhkan oleh partikel air hujan jatuh dari titik terjauh hujan jatuh sampai pada titik pengamatan banjir disebut dengan waktu konsentrasi ( $t_c$ ), dihitung dengan rumus (Sudjarwadi, 1997):

$$t = \frac{L}{V} \text{ (jam)} \quad \dots \dots (3.75)$$

dimana : L adalah panjang sungai, V adalah kecepatan perambatan banjir (km/jam)

Kecepatan aliran

$$V = 72.(i)^{0.6} \text{ (km/jam)} \quad \dots \dots (3.76)$$

dimana : H adalah neda tinggi antara ujung sungai dengan daerah yang ditinjau (km).

