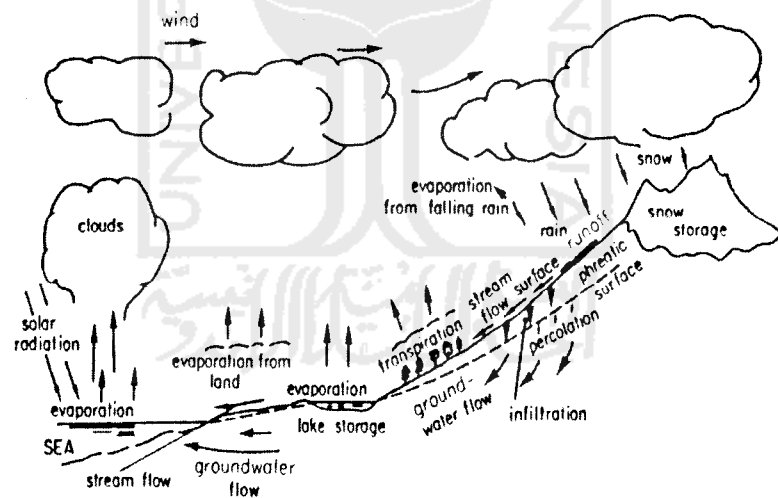


BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Siklus Hidrologi

Daur atau siklus hidrologi adalah gerakan air laut ke udara, yang kemudian jatuh ke permukaan lagi sebagai hujan atau bentuk presipitasi lain, dan akhirnya mengalir kelaut kembali (CD.Soemarto, 1986). Bila dilihat keseimbangan air secara menyeluruh (global), maka siklus hidrologi dapat ditunjukkan dalam ilustrasi pada Gambar. 2.1.



Gambar. 2.1 Siklus Hidrologi (E.M. Wilson, 1983)

Gambar 2.1 menunjukkan bahwa “air” baik itu berupa gas/uap, cair maupun padat menjalani sirkulasi didalam suatu sistem siklus yang dikendalikan radiasi matahari.

Matahari merupakan sumber tenaga bagi alam, dengan tenaga matahari seluruh permukaan bumi akan terjadi penguapan, baik dari muka tanah, pepohonan dan permukaan air. Penguapan yang terjadi dari permukaan air dikenal dengan transpirasi (*transpiration*). Uap air akibat evaporasi dan transpirasi terbawa oleh udara panas naik ke atmosfer dan terkumpul menjadi awan, dan suatu saat terjadi kondensasi uap air. Uap air yang panas akan mengembang karena molekul udara bergerak saling menjauhi satu sama lain akibat panas. Volume udara yang panas mengandung lebih sedikit molekul udara, sehingga berat volume udara lebih ringan dan naik ke atas. Udara tersebut membawa juga uap air naik tinggi ke atas atmosfer. Udara yang naik ke atmosfer menjadi dingin disebabkan proses *adiabatic expansion*, yaitu suatu proses pengembangan tanpa terjadi kehilangan maupun perubahan panas. Udara yang naik ke atas tersebut akan menjadi dingin akibat tekanan atmosfer yang semakin tinggi semakin berkurang, sehingga suatu ketika terjadi kondensasi dari uap air di udara tersebut menjadi butiran-butiran air yang sangat kecil. Jika butiran-butiran air di udara tersebut terkumpul menjadi butiran air yang lebih besar, maka butiran air tersebut akan jatuh ke bumi menjadi hujan. Air hujan yang jatuh ke bumi tersebut ada yang tertahan oleh tumbuhan dan sebagian lagi jatuh ke permukaan bumi. 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 tumbuhan, 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 atau pada danau. Namun pada prinsipnya air tersebut jika memungkinkan akan terus mengalir ke tempat yang lebih rendah dan terkumpul di sungai-sungai dan akhirnya menuju ke laut. Muka air tanah juga berubah-ubah,

karena air dalam tanah dapat juga muncul lagi ke permukaan tanah sebagai mata air, demikianlah siklus hidrologi tersebut akan terulang kembali (Sri Harto BR,1985).

2.2 Hujan

Memperhatikan kembali daur hidrologi yang telah dijelaskan di atas, maka diketahui bahwa air yang ada di bumi, langsung maupun tidak langsung berasal dari air hujan. Semua bentuk air yang jatuh ke permukaan bumi disebut hujan. Hujan merupakan suatu proses pembentukan yang panjang, agar terjadi proses pembentukan hujan, maka ada dua syarat yang harus dipenuhi, yaitu :

1. tersedia udara lembab,
2. tersedia sarana, keadaan yang dapat mengangkat udara tersebut keatas sehingga terjadi kondensasi.

Udara lembab biasanya terjadi karena adanya gerakan udara mendatar, terutama sekali yang berasal dari atas lautan, yang dapat mencapai ketinggian ribuan kilometer dan akhirnya terbentuk awan. Terjadinya pembentukan awan tidak selalu memungkinkan terjadinya hujan, paling tidak diperlukan waktu agar awan tersebut tumbuh menjadi awan-hujan. Pertumbuhan partikel-partikel awan dari ukuran 1-100 mikron ($1 \text{ mikron} = 10^3 \text{ mm}$) menjadi partikel hujan dengan ukuran lebih dari 1000 mikron (1 mm) memerlukan waktu paling tidak 30 menit sejak pembentukan awan. Akan tetapi proses tersebut tidak selalu terjadi, karena sangat tergantung dari keadaan atmosfer, partikel awan tersebut dapat teruapkan kembali. Stabilitas udara sangat berpengaruh terhadap pembentukan awan tersebut (Sri Harto BR, 1985).

Menurut kejadiannya hujan dapat diklasifikasikan menjadi 3 jenis, yaitu hujan konvektif, hujan siklonik, dan hujan orografik.

1. Hujan konvektif akan terjadi bila terdapat ketidak seimbangan udara karena panas setempat, sehingga udara bergerak ke atas dan berlaku proses *adiabatic* (Proses pengembangan tanpa terjadi kehilangan panas). Hujan jenis konvektif

biasanya berupa hujan dengan intensitas tinggi, didaerah yang relatif sempit, dan terjadi dalam waktu singkat.

2. Hujan siklonik akan terjadi apabila udara bergerak di atas lapisan udara yang lebih padat dan lebih dingin. Hujan siklonik biasanya berintensitas sedang, mencakup daerah yang luas dan berlangsung lama.
3. Hujan orografik terjadi karena udara bergerak ke atas akibat adanya pegunungan. Akibatnya terjadi dua daerah yang disebut daerah hujan dan daerah bayangan hujan. Sifat hujan orografik dipengaruhi oleh karakteristik pegunungan yang bersangkutan.

Sifat hujan ditetapkan berdasarkan persentase nilai perbandingan antara jumlah curah hujan selama periode musim kemarau dengan jumlah curah hujan rata-ratanya pada periode yang sama untuk setiap daerah. Menurut sifatnya ada tiga jenis 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 dibawah normal lebih rendah dari batas bawah nilai normalnya. Sebagai contoh : apabila sifat hujan dalam prakiraan musim di suatu daerah diprakirakan normal, tidak berarti bahwa setiap bulan periode musim tersebut intensitas hujan akan terus menerus normal, namun pada bulan-bulan tertentu curah hujannya dapat diatas normal atau dibawah normal. Akan tetapi secara kumulatif curah hujan selama periode musim kemarau tersebut adalah normal. Menurut intensitasnya hujan dibagi pula menjadi 5 jenis pula, yaitu hujan sangat ringan, hujan ringan, hujan normal, hujan lebat, dan hujan sangat lebat. Pembagian jenis hujan menurut intensitasnya dapat dilihat pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Derajat dan intensitas hujan

Derajat Curah Hujan	Intensitas Hujan/l (mm/jam)
Hujan sangat ringan	<1
Hujan ringan	1-5
Hujan normal	5-10
hujan lebat	10-20
hujan sangat lebat	>20

Sumber : Suyono, 1983.

Sifat hujan sangat ringan adalah apabila hujan yang terjadi kurang dari 1 mm/jam, hujan ringan apabila hujan yang terjadi adalah antara 1-5 mm/jam, sedangkan hujan normal dan hujan lebat apabila banyaknya hujan yang terjadi adalah masing-masing antara 5-10 mm/jam dan 10-20 mm/jam, dan disebut hujan sangat lebat apabila hujan yang terjadi adalah melebihi 20 mm/jam.

2.2.1 Pengukuran Hujan

Pengukuran curah hujan dilakukan dengan alat ukur curah hujan. Ada dua jenis alat ukur, yaitu jenis biasa dan jenis otomatis, seperti dijelaskan sebagai berikut.

1. Penakar Hujan Biasa (*Manual Raingauge*)

Alat ukur biasa berbentuk tabung dengan diameter 8", didalamnya terdapat sebuah tabung pengukur berdiameter 1,5". Alat ukur ditempatkan ditempat terbuka yang tidak dipengaruhi pohon-pohon dan gedung-gedung. Bagian atas alat dipasang 20 cm lebih tinggi dari permukaan tanah yang disekelilingnya ditanami rumput. Ketelitian pembacaan adalah sampai 1/10 mm. pembacaan harus dilakukan 1 kali sehari, biasanya pada pukul 09.00 dan hasil pembacaan dicatat sebagai curah hujan terdahulu (kemarin). Curah hujan yang kurang dari 0,1 mm harus dicatat 0,00 mm, sedangkan bila keadaan tidak ada hujan dicatat dengan membubuhkan garis (0). Kekurangan dari alat pengukur hujan biasa adalah tidak dapat mencatat saat mulai dan berakhirnya hujan, sehingga tidak

dapat mengetahui lama waktu hujan dan intensitasnya. Pada alat ukur hujan biasa pencatatan dilakukan setiap hari pada pukul 07.00, sehingga data yang didapat selama 24 jam dengan arah hujan yang lebih pendek.

2. Penakar Hujan Otomatik (*Otomatic Raingauge*)

Alat ukur hujan otomatis dibagi menjadi dua, yaitu jenis sifon dan jenis penampung bergerak. Pada jenis sifon, air hujan tertampung didalam sebuah silinder berpelampung yang dapat terangkat oleh air hujan yang masuk. Curah hujan dicatat pada suatu sistem pencatatan dengan sebuah pena yang digerakkan oleh pelampung itu. Lebar kertas itu sesuai dengan curah hujan 20 mm. Jika pena pencatat itu mencapai batas atas 20 mm (berarti pelampung dalam silinder itu naik 20 mm), maka air hujan didalam silinder itu akan terbangun melalui sifon dan pena akan turun ke bawah sampai titik 0 mm.

Pada alat ukur jenis penampung bergerak, penampung terdiri dari dua bagian yang sama, yang dapat bergerak atau berputar pada sumbu horizontal yang terpasang ditengah-tengah. Air hujan yang masuk ditampung oleh penampung yang satu. Jika air hujan didalam penampung itu mencapai jumlah tertentu, maka penampung itu bergerak sehingga air hujan berikutnya ditampung oleh penampung yang lain. Jika hujan berlangsung terus, maka penampung-penampung itu akan berganti-ganti menampung air hujan yang masuk. Pena pencatat yang dapat digerakkan oleh listrik melalui kabel akan mencatat setiap kali terjadi perputaran penampung. Alat jenis otomatis juga dapat digunakan sebagai alat ukur hujan tanpa kabel (hanya menggunakan sinyal listrik) atau alat ukur hujan untuk jangka waktu yang lama yang sering digunakan untuk pengamatan hujan didaerah pegunungan (seperti untuk peramalan banjir dan pemanfaatan lain yang lain)

Dengan alat ukur hujan otomatis, maka kejadian dan intensitas dicatat otomatis secara grafis pada gulungan kertas yang berputar, dan dapat mengetahui

saat permulaan dan saat akhir hujan serta besarnya hujan tiap saat. Pada alat ukur hujan otomatis dapat ditetapkan data curah hujan yang lebih pendek (sesuai dengan kehendak).

2.2.2 Intensitas Hujan

Intensitas adalah banyaknya hujan (h) selama durasi tertentu (t), sesuai persamaan berikut :

$$I = \frac{h}{t} \quad (2.1)$$

Dengan I adalah intensitas hujan (mm/jam), h adalah tinggi hujan (mm), dan t adalah waktu (detik).

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. Dalam perancangan penentuan intensitas hujan dasar pengukuran kadang-kadang sulit didapat atau justru tidak ada data atau bisa terjadi data yang ada dalam durasi yang panjang, oleh karena itu untuk mencari intensitas hujan pada durasi pendek dapat digunakan rumus empirik dari Talbot, Sherman, Ishiguro, dan Mononobe seperti dalam persamaan berikut (Suyono Sosrodarsono dan Kensaku Takeda, 1983).

1. Talbot

Menurut Talbot (1881), untuk menghitung besarnya intensitas hujan dapat digunakan persamaan empirik seperti berikut :

$$I = \frac{a}{(t + b)} \quad (2.2)$$

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

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

$$a = \frac{\sum (I.t) \sum I^2 - \sum I^2.t \sum I}{n \sum I^2 - (\sum I)^2} \quad (2.3)$$

$$b = \frac{\sum I \sum (I.t) - \sum I^2.t}{n \sum I^2 - (\sum I)^2} \quad (2.4)$$

2. Sherman

Menurut Sherman (1905), untuk menghitung besarnya intensitas hujan dapat digunakan persamaan empirik seperti berikut :

$$I = \frac{a}{t^b} \quad (2.5)$$

Dengan I adalah intensitas hujan (mm/jam), T waktu (durasi) hujan (menit), dan a,b adalah konstanta

Rumus ini cocok untuk t , 2 jam. Kontantanya dapat dihitung dengan rumus :

$$\text{Log } a = \frac{\sum \log I \sum (\log t)^2 - \sum \log t . \log I \sum \log t}{n \sum (\log t)^2 - (\sum \log t)^2} \quad (2.6)$$

$$b = \frac{\sum \log I \sum (\log t) - n \sum \log t . \log I}{n \sum (\log t)^2 - (\sum \log t)^2} \quad (2.7)$$

3. Ishiguro

Menurut Ishiguro, untuk menghitung besarnya intensitas hujan dapat digunakan persamaan empirik seperti berikut :

$$I = \frac{a}{\sqrt{t} + b} \quad (2.8)$$

Dengan I adalah Intensitas hujan (mm/jam), t adalah waktu (durasi) hujan (menit), dan a,b adalah konstanta

Rumus ini digunakan untuk waktu t yang pendek. Konstantanya dapat dihitung dengan rumus :

$$a = \frac{\sum (I \cdot \sqrt{t}) \sum I^2 - \sum (I^2 \cdot \sqrt{t}) \sum I}{n \sum I^2 - (\sum I)^2} \quad (2.9)$$

$$b = \frac{\sum (I \cdot \sqrt{t}) \sum I - \sum (I^2 \cdot \sqrt{t})}{n \sum I^2 - (\sum I)^2} \quad (2.10)$$

4. Mononobe

Menurut DR. Mononobe (1980), untuk dapat menghitung intensitas curah hujan dapat menggunakan rumus yang sering dipakai di Jepang. Persamaan tersebut adalah sebagai berikut:

$$I = \frac{Rr_{24}}{24} \left(\frac{24}{t_c} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.11)$$

Dengan I adalah Intensitas curah hujan (mm/jam), t_c adalah Waktu konsentrasi, dan Rr_{24} adalah curah hujan maksimum selama 24 jam (mm)

Waktu konsentrasi dihitung dengan menggunakan rumus Kirpich

$$\text{Rumus: } t_c = 0.01947L^{0.77} S^{-0.385} \quad (2.12)$$

Dengan t_c adalah Waktu konsentrasi (jam), L (m) adalah Panjang aliran sungai (Km), dan S (m) adalah Beda tinggi.

2.2.3 Hujan Rancangan

Hujan rancangan adalah nilai hujan yang disamai atau dilampaui pada kala ulang T tahun tertentu, nilai hujan tersebut terekam pada durasi tertentu, seperti durasi 24 jam atau sesuai dengan waktu konsentrasi. Untuk dapat menganalisis hujan rancangan tersebut harus diketahui nilai hujan maksimal tahunan. Data yang diperoleh pada stasiun penakar hujan hanya mendapat data curah hujan di suatu titik tertentu (*point rainfall*) dan daerah sekitar yang tidak begitu luas. Untuk dapat mewakili daerah yang luas maka data hujan tersebut harus diubah menjadi hujan area rerata atau hujan kawasan (*areal rainfall*). Pada prinsipnya ada 3 cara yang banyak digunakan untuk memperhitungkan hujan rata-rata (*areal rainfall*) dari hujan titik

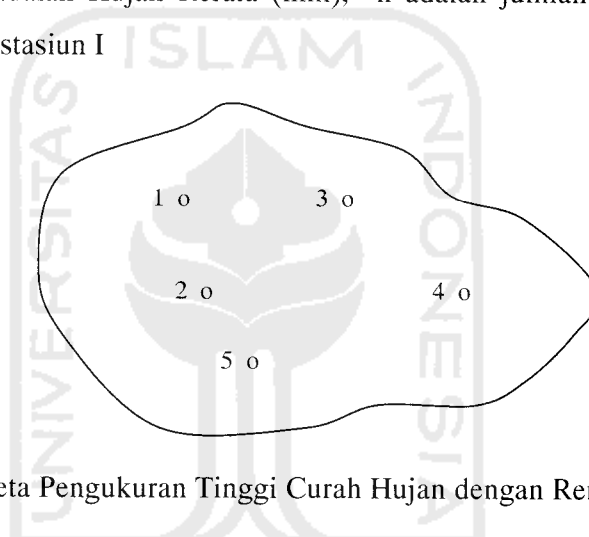
(*point rainfall*), yaitu cara Rerata Aljabar, Rerata Thyessen, dan Rerata Isoheit.

1. Rerata Aljabar

Pada prinsipnya hitungan dilakukan dengan membagi rata pengukuran pada semua stasiun hujan dengan jumlah stasiun dalam daerah aliran sungai yang bersangkutan (Sri Harto, 1985), sesuai dengan peramaan berikut :

$$\bar{R} = 1/n \sum R_i \quad (2.13)$$

Dengan \bar{R} adalah Hujan Rerata (mm), n adalah jumlah stasiun, dan R_i adalah hujan titik di stasiun I



Gambar. 2.2 Peta Pengukuran Tinggi Curah Hujan dengan Rerata Aljabar

2. Rerata Thyessen (*Thyessen Mean*)

Pada cara rerata thyessen setiap hujan dianggap mewakili hujan dalam suatu daerah dengan luas tertentu, dan luas tersebut merupakan faktor koreksi bagi hujan di stasiun yang bersangkutan. Luas masing-masing daerah tersebut diperoleh dengan cara sebagai berikut :

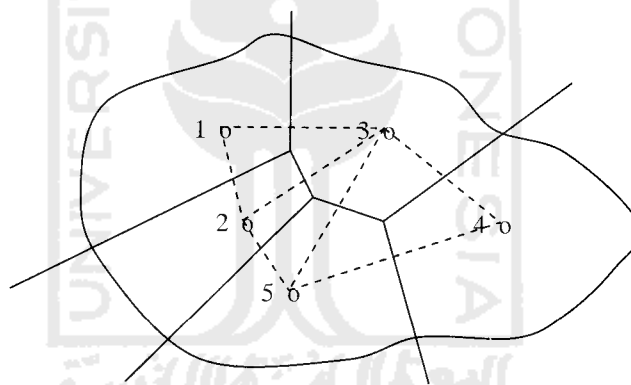
- a. Semua stasiun yang terdapat di dalam atau diluar DAS dihubungkan dengan garis sambung.
- b. Pada masing-masing garis sambung dibuat garis berat antar stasiun.
- c. Dibuat polygon untuk untuk masing-masing stasiun hujan.
- d. Dihitung luas setiap polygon yang diwakili.

Cara Thyessen cukup baik dibanding cara rerata aljabar. Kekurangan cara rerata thyessen diantaranya adalah pengaruh intensitas tidak nampak demikian pula apabila salah satu stasiun yang tidak berfungsi (rusak) maka harusnya dirubah gambar poligonnya, sesuai persamaan :

$$\bar{R} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n W_i . R_i \quad (2.14)$$

$$W_i = \frac{A^i}{A} \quad (2.15)$$

Dengan \bar{R} adalah Hujan Rerata (mm), R_i adalah Hujan titik di stasiun I, A_i adalah Luas polygon thiessen stasiun I, A adalah Luas daerah total, dan W_i adalah luas daerah pada stasiun



Gambar. 2.3 Luas daerah pengaruh Metode Poligon Thiessen

3. Rerata Isohyet (Isohyetal Mean)

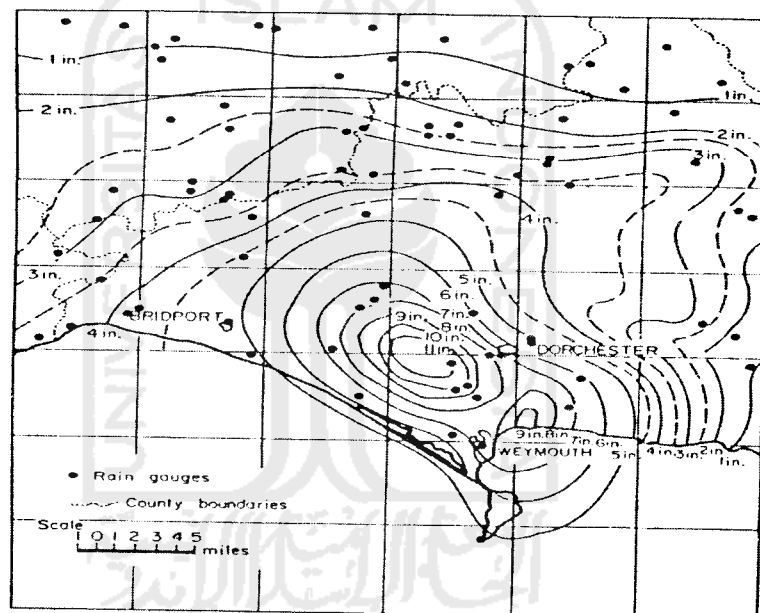
Isohyet merupakan garis yang menghubungkan titik-titik dengan tinggi hujan yang sama pada saat yang bersamaan. Pada cara isohyet pengaruh nilai kontur hujan telah dimasukkan. Cara Isohyet diyakini paling teliti, namun kesulitan terletak pada setiap kali harus menggambarkan garis isohyet, sesuai persamaan :

$$\bar{R} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n W_i . R_i \quad (2.16)$$

$$W = \frac{A_1}{A_{total}} \quad (2.17)$$

$$R = \frac{(R_1 + R_2)}{2} \quad (2.18)$$

Dengan \bar{R} adalah hujan rerata (mm), W adalah luas daerah Isohyet, A_1 adalah luas antar Isohyet, R_1 adalah hujan Isohyet 1, R_2 adalah hujan Isohyet 2, R adalah hujan antar Isohyet dan A_{tot} adalah luas total daerah.



Gambar. 2.4 Peta Isoheit

2.2.4 Parameter Statistik

Parameter statistik yang meliputi data hujan rata-rata, Standar Deviasi, Koefisien Variasi, Koefisien Kemencengan, dan Koefisien Kurtosis. Dibawah ini persamaan parameter statistik yang digunakan dalam analisis frekuensi hujan.

a. Hujan Rerata Data (\bar{X})

Dari kumpulan data yang dianalisa diurutkan dari harga terbesar sampai terkecil atau sebaliknya. Nilai rata-rata penyimpangan mutlak dari rata-rata hitung untuk semua nilai variant sesuai persamaan :

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum Xi \quad (2.19)$$

Dengan \bar{X} adalah hujan rata-rata data, n adalah jumlah data, dan Xi adalah nilai hujan variant ke-i

b. Standar Deviasi (S)

Nilai S akan besar apabila penyebaran data sangat besar terhadap nilai rata-rata, akan tetapi nilai S akan kecil apabila penyebaran data sangat kecil terhadap nilai rata-rata. Standar deviasi dapat dihitung sesuai persamaan :

$$S = \sqrt{\frac{\sum (Xi - \bar{X})^2}{(n-1)}} \quad (2.20)$$

Dengan \bar{X} adalah hujan rata-rata data, n adalah jumlah data, Xi adalah nilai hujan variate ke-I, dan S adalah Standar Deviasi

c. Koefisien Variasi (Cv)

Nilai perbandingan antara deviasi standar dengan nilai rata-rata hitung dari suatu distribusi disebut dengan Koefisien Variasi. Koefisien variasi dapat dihitung sesuai persamaan :

$$Cv = \frac{S}{\bar{X}} \quad (2.21)$$

Dengan Cv adalah koefisien variasi, S adalah standar deviasi, dan \bar{X} adalah hujan rata-rata.

d. Koefisien A Simetri (Cs)

Suatu nilai yang menunjukkan derajat ketidaksimetrisan (*asymmetry*) dari suatu bentuk distribusi disebut dengan kmencengan. Pengukuran kemencengan adalah mengukur seberapa besar suatu kurva frekuensi dari

suatu distribusi tidak simetri atau menceng. Umumnya ukuran kemencengan (*coefficient of skewness*) dan dapat dihitung sesuai persamaan :

$$C_s = \frac{n \sum (X_i - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)S^3} \quad (2.22)$$

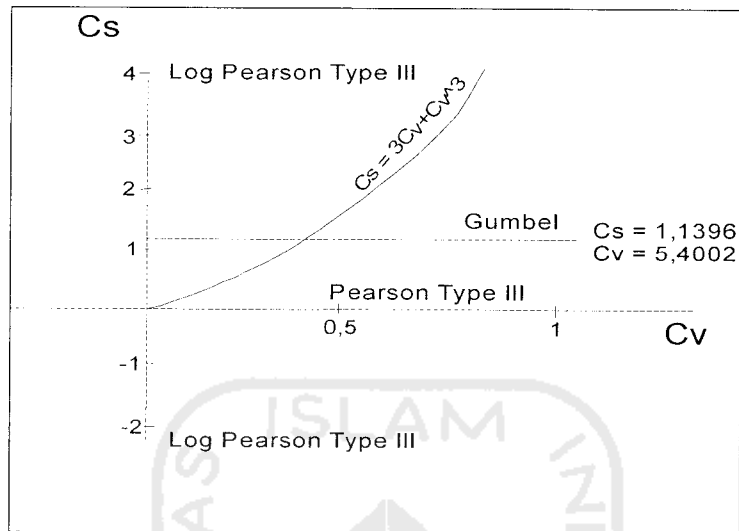
Dengan C_s adalah koefisien kemencengan, \bar{X} adalah hujan rata-rata data, n adalah jumlah data, X_i adalah nilai hujan variate ke- i , dan S adalah standar deviasi.

e. Koefisien Kurtosis (C_k)

Pengukuran kurtosis dimaksudkan untuk mengukur keruncingan dari bentuk kurva distribusi, yang umumnya dibandingkan dengan distribusi normal. Koefisien kurtosis digunakan untuk menentukan keruncingan kurva distribusi, dan dapat dihitung sesuai persamaan :

$$C_k = \frac{n^2 \sum (X_i - \bar{X})^4}{(n-1)(n-2)(n-3)S^4} \quad (2.23)$$

Dengan C_k adalah koefisien kurtosis, \bar{X} adalah hujan rata-rata, n adalah jumlah data, X_i adalah nilai hujan variate ke- i , dan S adalah standar deviasi. Pada gambar 2.5 diberikan kurva C_v dan C_s sebagai arahan untuk memilih sebaran yang sesuai.



Gambar 2.5 Kurva Cv dan Cs untuk menentukan Pemilihan Sebaran
(G.W. Kite, 1988)

2.2.5 Nilai Faktor Frekuensi

Nilai faktor frekuensi (K_T) dipengaruhi oleh jenis sebaran (parameter statistik) dan kala ulang (T). Jenis sebaran yang sering dipakai adalah sebaran Gumbel's bila $C_s = 1,14$ dan $C_k = 5,40$, sebaran Normal bila $C_s = 0$, sebaran Normal Dua Parameter (LN2P) bila $C_s = 3C_v + C_v^3$. Sebagai arahan untuk memilih jenis sebaran yang sesuai diberikan pada Tabel 2.2.

Tabel 2.2 Pemilihan Sebaran

Sebaran	Syarat
Normal	$C_s \approx 0$
Gumbel Type I	$C_s = 1,1396$ $C_k = 5,4002$
Log Normal 2 Parameter	$C_s/C_v \approx 3$
Log Pearson III	Yang tidak termasuk sebaran di atas

Sumber : Sri Harto, 1980

Dibawah ini adalah persamaan untuk menghitung k_T sesuai dengan jenis sebarannya.

a. Sebaran Normal

Sebaran normal banyak digunakan dalam analisis hidrologi, misal dalam analisis frekuensi curah hujan, analisis statistik dan debit rata-rata tahunan. Sesuai persamaan :

$$k_T = Z \quad (2.24)$$

Z = Standar Normal Deviasi

Nilai Z (*Standar Normal Deviate*) tergantung dari besarnya kala ulang (T), Z dibaca pada Lampiran 4.

b. Sebaran LN2P

Sebaran LN2P mempunyai persamaan :

$$k_T = \frac{e^{\frac{[\ln(1+Cv^2)]^{\frac{1}{2}} Z - \frac{1}{2}[\ln(Cv^2)]}{Cv}} - 1}{Cv} \quad (2.25)$$

c. Sebaran Log Pearson Tipe III

Banyak digunakan dalam analisis hidrologi, terutama dalam analisis data maksimum (banjir) dan minimum (debit minimum) yang tidak termasuk dalam jenis sebaran diataa, sesuai dengan persamaan :

$$k_T = Z + (Z^2-1)(Cs_2/6) + 1/3(Z^3-6Z)(Cs_2/6)^2 - (Z^2-1)(Cs_2/6)^3 + Z(Cs_2/6)^4 + 1/3(Cs_2/6)^5 \quad (2.26)$$

Dengan C_{s2} adalah Koefisien Kemencengan dari Logaritma Data.

d. Sebaran Extreme Value Type I (Gumbel's)

Umumnya digunakan untuk analisis data maksimumn missal untuk analisis frekuensi banjir. Mempunyai koefisien kemencengan $C_s = 1,1396$. Peluang kumulatif dari distribusi ekstrem tipe I adalah :

$$k_T = -(6/\pi)^{1/2} [0,5772 + \ln \{ \ln(T/(T-1)) \}] \quad (2.27)$$

Dengan T adalah Kala ulang tahun (*return period*)

2.3 Banjir Rancangan

Banjir rancangan adalah besarnya debit banjir yang ditetapkan sebagai dasar penentuan kapasitas dan penetapan dimensi bangunan hidrolis, sedemikian sehingga kerusakan yang dapat ditimbulkan baik langsung maupun tidak langsung oleh banjir tidak boleh terjadi selama besaran banjir tidak terlampaui. Beberapa metode/cara menetapkan debit banjir rancangan sesuai dengan ketersediaan data, tingkat ketelitian dan hasil akhir yang diinginkan (Sri Harto, 1993).

Pada penelitian yang dilakukan untuk menghitung besarnya banjir rancangan digunakan metode rasional, karena cara ini cukup baik digunakan pada daerah-daerah yang sempit (daerah perkotaan). Pada dasarnya metode rasional dapat digunakan untuk daerah tangkapan yang cukup besar, akan tetapi semakin besar daerah yang dihitung dengan metode ini maka harus ada koreksi untuk hujan rencana.

Untuk keperluan perencanaan teknis pengendalian banjir yang bersifat fisik diperlukan besaran debit banjir tertentu yang dikendalikan, yang pada umumnya dinyatakan dalam bentuk periode ulang (frekuensi) kemungkinan terjadinya (dalam tahun). Besaran debit banjir tersebut biasanya disebut debit banjir rencana dalam satuan meter kubik per detik (m^3/dt).

Besarnya dan frekuensi banjir pada suatu kawasan dikendalikan oleh faktor-faktor penyebabnya seperti intensitas hujan, durasi banjir, serta luas DAS, dan faktor lingkungan yaitu faktor-faktor yang mempengaruhi laju infiltrasi dan waktu konsentrasi. Dalam praktek penentuan debit banjir rancangan perlu mempertimbangkan beberapa hal, yaitu :

- a. biaya pelaksanaan dan pemeliharaan bangunan air,
- b. umur ekonomi bangunan,
- c. besarnya kerugian yang ditimbulkan oleh banjir.

Analisis debit banjir rancangan dapat dilakukan dengan beberapa metode, yaitu : metode empirik, metode rasional, dan metode hidrograf satuan, masing-masing cara dapat dijelaskan sebagai berikut :

1. Metode Empirik

Analisis debit didasarkan pada data banjir tinggi yang terjadi pada masa lalu untuk beberapa DAS kemudian diwujudkan dalam kurva atau persamaan regresi sederhana.

Persamaan Regresi :

$$Q = n \cdot A^m \quad (2.28)$$

Dengan Q adalah debit (m^3/dt), n,m adalah konstanta regresi, dan A adalah luas daerah (km^2).

2. Metode Rasional

Metode rasional adalah suatu cara perhitungan debit yang mempunyai korelasi langsung dengan koefisien limpasan, intensitas curah hujan, dan luas daerah aliran. Bila diamati curah hujan yang jatuh dalam suatu wilayah tangkapan (DAS), maka hujan ini akan menimbulkan aliran sebesar : luas DAS dikalikan dengan intensitas hujan. Akan tetapi tidak selalu hujan yang jatuh menjadi limpasan, ada sebagian yang hilang maupun infiltrasi, sehingga persamaan untuk metode rasional adalah sebagai berikut :

$$Q_p = C \cdot i_{t,T} \cdot A \quad (2.29)$$

Dengan A adalah Luas DAS (Km^2), $i_{t,T}$ adalah intensitas hujan T tahun (jam), C adalah koefisien aliran, dan Q_p adalah debit puncak (m^3/dt).

3. Metode Hidrograf Satuan

Untuk mendapatkan suatu banjir rencana dari hujan dapat dipakai cara dengan mentransformasikan hidrograf hujan menjadi hidrograf aliran sungai, untuk itu dipakai hidrograf satuan. Teori mengenai hidrograf satuan ada batas-batasnya. Kalau tingkatan pengalirannya meningkat, kecepatan air di permukaan tanah dan di sungai meningkat dan pucak hidrograf menjadi lebih tajam. Sebaliknya, hambatan

tanah-tanah ledok dan hambatan pengaliran air di permukaan tanah juga meningkat dan mempunyai efek pengurangan pada hidrograf. Hidrograf satuan tidak dapat dipakai untuk daerah aliran yang lebih besar dari kira-kira 5200 km², karena efek dari *valley storage* dan variasi hujannya pada hidrograf satuan menjadi terlalu besar.

2.4 Penanggulangan Banjir

Persoalan banjir yang terjadi pada umumnya ditimbulkan oleh dua jenis penyebab, yang satu sama lain saling mengait. Pertama adalah akibat adanya tindakan atau perbuatan manusia baik yang bermukim pada dataran banjir maupun pada bagian hulu sungai, dan yang kedua adalah akibat adanya peristiwa alam dan keadaan alam tanpa campur tangan manusia. Untuk masing-masing sungai mempunyai jenis-jenis penyebab yang khusus. Dengan demikian jenis-jenis tindakan yang dilakukan untuk mengatasi juga bersifat khusus.

Tindakan-tindakan untuk mengurangi kerugian-kerugian akibat banjir adalah merupakan tindakan-tindakan dalam rangka mengurangi kerugian yang ditimbulkan oleh banjir. Tindakan tersebut dapat dibagi menjadi dua jenis, yaitu tindakan yang bersifat fisik (*structural measures*), dan tindakan yang bersifat non fisik (*non structural measures*).

1. Tindakan yang bersifat fisik (*structural measures*) atau tindakan-tindakan secara konvensional (*convensional measure*) atau *corrective measures* karena bersifat mengendalikan atau memperbaiki kondisi alam. Kegiatan pengendalian banjir (*flood control*) yang dilaksanakan lebih banyak bersifat fisik, yaitu dengan membangun waduk-waduk, penampung banjir sementara, tanggul, sudetan atau bay-pass (*flood way*), perbaikan alur sungai, dan pengendalian erosi. Dua parameter pokok yang dikendalikan secara fisik adalah elevasi muka air sungai dan debit air sungai.

2. Tindakan-tindakan yang bersifat non fisik (*non structural measures*) atau tindakan-tindakan *non conventional* atau *preventative measures* karena bersifat mencegah terjadinya kerugian akibat bencana. Tindakan yang bersifat non fisik tidak bertujuan atau mengusahakan agar peristiwa banjir dapat berkurang atau tidak terjadi sama sekali, namun berusaha mengatur lahan baik mengenai penggunaan dan pengembangannya, serta tata cara bermukim dan melakukan tindakan pada dataran banjir sedemikian rupa sehingga resiko atau bahaya yang ditimbulkan oleh banjir dapat berkurang dan kerugian yang ditimbulkan dapat ditekan serendah-rendahnya.

2.5 Hidrolika Banjir

Hidrolika banjir adalah persamaan hidrolika yang digunakan untuk menghitung besaran aliran banjir yang terjadi pada suatu DAS, sehingga dapat ditaksir berapa besarnya kerugian yang diakibatkan oleh limpasan banjir rancangan. Dalam perhitungan hidrolika banjir data-data yang diperlukan yaitu debit banjir kala ulang 50 th, 100 th, 200 th, 500 th dan data dimensi talud sungai yang didapat dari hasil pengambilan data lapangan.

2.5.1 Debit

Debit (*discharge*) atau besarnya aliran sungai (*stream flow*) adalah volume air yang mengalir melalui suatu penampang melintang sungai per satuan waktu dan diberi notasi Q , dinyatakan dalam satuan meter kubik per detik (m^3/dt). Pada dasarnya pengukuran debit adalah pengukuran luas penampang basah, kecepatan, dan tinggi muka air, sesuai dengan persamaan :

$$Q = A \cdot V \quad (2.30)$$

Dengan Q adalah debit (m^3/dt), A adalah luas bagian penampang basah (m^2), dan V adalah kecepatan aliran rata-rata pada luas bagian penampang basah (m/dt).

2.5.2 Kapasitas Tampang Sungai

Prinsip pelaksanaan pengukuran atau penghitungan kapasitas tampang sungai adalah mengukur luas penampang basah, kecepatan aliran dan kedalaman sungai tersebut. Kapasitas aliran tampang sungai tergantung pada luas tampang basah dan kecepatan aliran. Secara parsial, luas tampang basah (P) tergantung pada tinggi muka air, sedangkan kecepatan tergantung pada kekasaran dinding dan kemiringan memanjang sungai penggal tersebut. Kecepatan aliran dapat dihitung dengan persamaan kecepatan Manning sebagai berikut :

$$V = 1/n \cdot R^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad (2.31)$$

Dengan n adalah angka kekasaran manning, R adalah jari-jari hidraulis (m), dan I adalah intensitas hujan. Angka kekasaran Manning (n) dihitung dengan menggunakan persamaan sebagai berikut :

$$n = \sum \frac{(n_i \cdot x P_i)}{P_{total}} \quad (2.32)$$

Dengan n adalah angka kekasaran manning, dan P adalah luas penampang basah. Angka kekasaran manning diambil berdasarkan kondisi lapisan permukaan saluran, semakin kasar permukaan saluran maka akan semakin besar pula angka kekasaran manning, seperti terlihat pada Tabel. 2.5.

Tabel 2.5. Manning Roughness Coefficient

Material	Typical Manning roughness coefficient
<i>Concrete</i>	0,012
<i>Gravel bottom with sides</i>	
concrete	0,020
mortared stones	0,023
riprap	0,033
<i>Natural stream channels</i>	
Clean, straight stream	0,030
Clean, winding stream	0,040
Winding with weeds and pools	0,050
With heavy brush and timber	0,100
<i>Flood Plain</i>	
Pasture	0,035
Field crops	0,040
Light brush and weeds	0,050
Dense brush	0,070
Dense trees	0,100

Sumber : Chow, V.T, 1988

2.6 Penelitian Terdahulu

Penelitian yang pernah dilakukan sebelumnya sangat penting untuk diungkapkan atau dipahami, sebab dapat dipakai sebagai informasi dan sebagai bahan acuan yang sangat berguna. Adapun penelitian yang pernah dilaksanakan adalah sebagai berikut :

1. Penelitian yang dilakukan oleh Rina Oktariza dan Laili Verawati (2003) dengan judul Debit Banjir Kiriman Pada Kodya Jojakarta Dari Daerah Aliran Sungai Kali Code. Dari hasil analisis dan pembahasan dapat diambil beberapa kesimpulan:
 1. Besarnya debit banjir kiriman yang diterima oleh Kodya Jojakarta akibat hulu daerah sungai (DAS) Kali Code sebesar 83,4921 m³/dt, debit ini merupakan debit 24 tahunan yang artinya peluang terjadi banjir dengan debit yang sama yaitu 8,3 % setiap tahunnya.

2. Debit banjir yang diterima oleh Kodya Jogjakarta hingga siklus 200 tahun pada titik dilakukannya pengamatan masih cukup aman hal ini dapat dilihat dari tinggi muka air masih lebih rendah dari pada tinggi tanggul, sedangkan debit maksimum yang mampu ditampung yaitu sebesar $157 \text{ m}^3/\text{dt}$.
 3. Pembangunan di utara Jogjakarta apabila tidak mengindahkan dampaknya terhadap lingkungan dengan semakin mempersempit daerah resapan hujan, maka dapat dipastikan dimasa yang akan datang Kodya Jogjakarta akan menerima debit banjir yang lebih besar dan dapat menimbulkan kerugian yang sangat besar.
1. Penelitian yang dilakukan oleh Fahmi Putra Hamijaya dan M. Muslem Patrio (2006) dengan judul Studi Penampang dan Debit Banjir Sungai Code Jojakarta. Dari hasil analisis dan pembahasan dapat diambil beberapa kesimpulan:
 1. Debit maksimum kala ulang 5, 10, 25, 50, 100 dan 200 tahun sungai Code dengan menggunakan metode POT yaitu sebesar 54,7275; 66,6991; 80,3810; 100,4762; 118,8612; 139,8116 m^3/dt .
 2. a. Pada tampang 1 (satu) berlokasi di daerah Jagalan, besarnya debit maksimum sungai Code yang dapat ditampung adalah $89,6802 \text{ m}^3/\text{dt}$, dengan menurut perhitungan dengan metode POT pada daerah ini untuk kala ulang 50 tahun sudah tidak mampu menampung air yaitu sebesar $100,4762 \text{ m}^3/\text{dt}$.
b. Pada tampang 2 (dua) berlokasi di daerah Terban, Dusun Belimbing Sari, besarnya debit maksimum sungai Code yang dapat ditampung adalah $36,0409 \text{ m}^3/\text{dt}$ menurut perhitungan dengan metode POT pada daerah ini untuk kala ulang 5 tahun sudah tidak mampu menampung air yaitu sebesar $54,7572 \text{ m}^3/\text{dt}$.
c. Pada tampang 3 (tiga) berlokasi di daerah Sekip Jl. Sendowo Blok E dan besarnya debit maksimum sungai Code yang dapat ditampung adalah $107,9421 \text{ m}^3/\text{dt}$ menurut perhitungan dengan metode POT pada daerah ini

untuk kala ulang 100 tahun sudah tidak mampu menampung air yaitu sebesar 118,8612 m³/dt.

