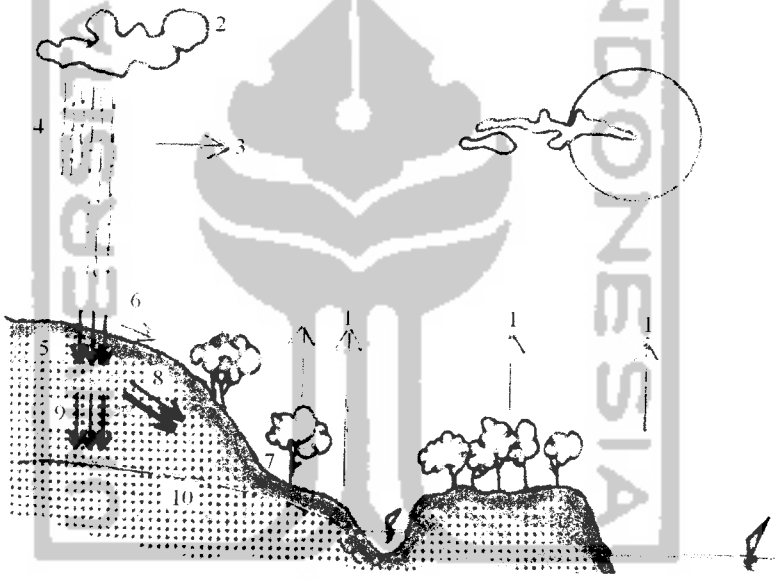
BAB II
TINJAUAN PUSTAKA

2.1 SIKLUS HIDROLOGI

Siklus hidrologi merupakan konsep dasar tentang keseimbangan air secara global dan juga menunjukkan semua hal yang berhubungan dengan air. Sri Harto BR (1993), menjelaskan bahwa siklus hidrologi dapat dimulai darimana saja, akan tetapi untuk kemudahan biasanya dimulai dari penguapan. Skema siklus hidrologi dapat dilihat pada Gambar 2.1 di bawah ini.



Gambar 2.1 Siklus Hidrologi

Keterangan:

1. penguapan (*evaporation, transpiration, evapotranspiration*),
2. awan hujan (*rain cloud*),
3. penguapan kembali,
4. hujan (*precipitation, rainfall*),
5. infiltrasi (*infiltration*),
6. aliran limpasan (*overland flow*),

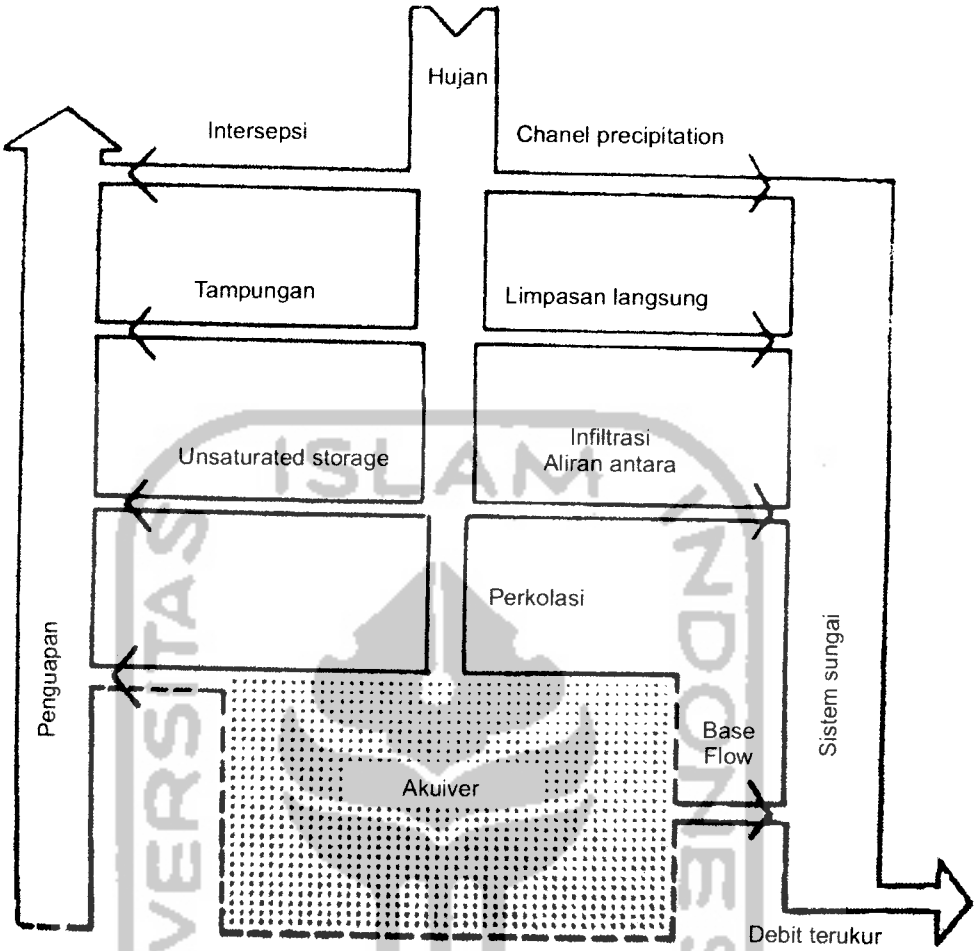
7. aliran permukaan (*surface run-off*)
8. aliran antara (*subsurface flow, interflow*),
9. perkolasi (*percolation*),
10. aliran air tanah (*groundwater flow*).

Matahari merupakan sumber tenaga bagi alam. Akibat panas yang bersumber dari matahari, maka terjadi penguapan (evaporasi), baik dari permukaan air laut, air sungai maupun penguapan dari permukaan tanaman (tranpirasi) dan dari permukaan tanah. Uap air pada ketinggian tertentu akan berubah menjadi awan yang kemudian dengan beberapa penyebab akan dirubah menjadi awan penyebab hujan. Apabila kondisi alam memungkinkan, akan terjadi presipitasi yang dapat berupa salju atau hujan. Sebagian kecil air akibat presipitasi akan diuapkan kembali sebelum sampai ke tanah dan yang selebihnya merupakan hujan. Air yang jatuh di permukaan tanah, sebagian akan mengalir sebagai *overland flow* yang kemudian menjadi *surface runoff*, sedang yang lain akan meresap ke dalam tanah (infiltrasi).

Apabila kondisi tanah memungkinkan, sebagian air infiltrasi akan mengalir horizontal sebagai *interflow*, sebagian akan tinggal dalam massa tanah sebagai *moisture content* dan sisanya mengalir vertikal (perkolasi) yang akan mencapai air tanah. Air yang tidak meresap atau menguap tiba kembali di laut lewat alur sungai. Air tanah bergerak lebih perlahan, mungkin muncul kembali ke dalam alur air atau sungai di dekat garis pantai dan merembas ke dalam laut, dan seluruh daur merupakan satu siklus yang menerus dan tidak terputus meskipun tidak mengikuti siklus yang lengkap. Memperhatikan uraian tersebut, sebenarnya aliran air yang terukur di sungai terdiri dari empat unsur penting, yaitu:

1. air yang berasal langsung dari air hujan (*channel rainfall*)
2. limpasan permukaan,
3. aliran antara, dan
4. aliran air tanah.

Siklus hidrologi yang disajikan dalam Gambar 2.1 dapat lebih jelas secara diagramatik seperti terlihat dalam Gambar 2.2 di bawah ini.



Gambar 2.2 Diagram Siklus Hidrologi (Sri Harto Br, 1993)

Masing-masing komponen dalam proses pengalihragaman hujan menjadi debit dalam diagram tersebut dapat diperlakukan dengan berbagai cara. Setiap unsur dapat dilihat secara terpisah sebagai suatu keluaran dari satu subsistem DAS tersebut, yang tidak lain merupakan karakter tanggapan (*response*) subsistem DAS tersebut terhadap suatu masukan tertentu.

2.2 HUJAN

Sebagai akibat terjadinya penguapan, maka akan terbentuk awan penyebab hujan. Hujan baru akan terjadi apabila berat butir-butir air hujan (di awan) lebih besar dari gaya tekan udara ke atas. Air hujan sebelum mencapai permukaan tanah sebagian akan menguap kembali menjadi awan. Air hujan yang sampai ke

permukaan tanah yang disebut hujan (Sri Harto, 1993). Air hujan yang sampai ke permukaan tanah yang dapat diukur. Jumlah hujan selalu dinyatakan dengan dalamnya hujan (mm).

Menurut kejadiannya, hujan dapat diklasifikasikan menjadi tiga jenis, yaitu hujan konvektif, hujan siklon dan hujan orografik.

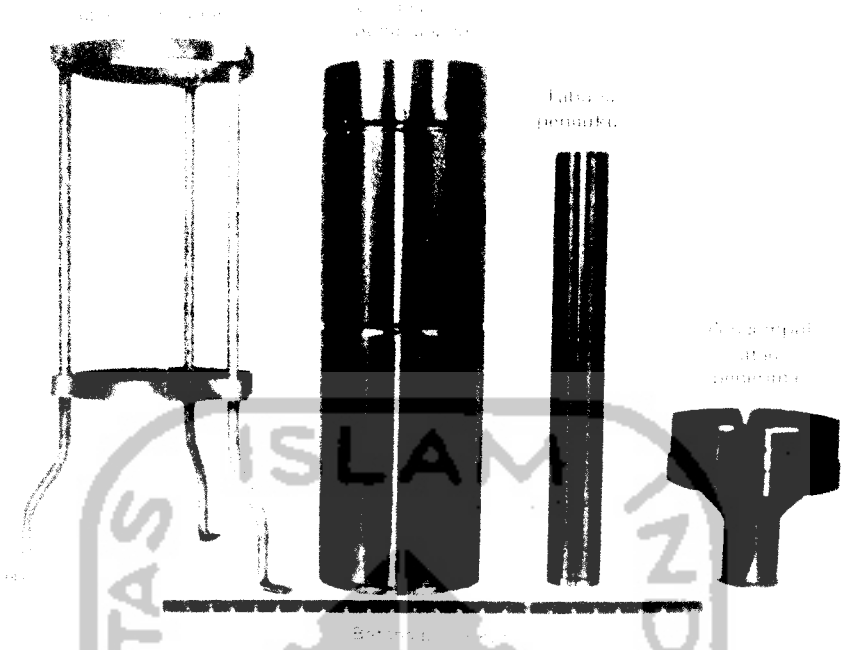
1. Hujan konvektif akan terjadi bila terdapat ketidakseimbangan udara karena panas setempat sehingga udara bergerak ke atas dan berlaku proses adiabatis. Hujan jenis ini biasanya merupakan hujan dengan intensitas tinggi, di daerah yang relatif sempit dan terjadi dalam waktu singkat.
2. Hujan siklon akan terjadi bila udara bergerak ke atas akibat adanya udara panas yang bergerak di atas lapisan udara yang lebih padat dan lebih dingin. Hujan siklon biasanya berintensitas sedang, mencangkup 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.

2.2.1 Pengukuran Hujan

Untuk melakukan pengukuran hujan, diperlukan alat ukur hujan (*raingauge*). Dalam pemakaiannya terdapat dua jenis alat ukur hujan, yaitu:

1. Alat ukur hujan biasa (*Manual Raingauge*)

Alat ukur curah hujan biasa berbentuk tabung dengan diameter 8", di dalamnya terdapat sebuah tabung pengukur berdiameter 1,5" (lihat Gambar 2.3). Air hujan lewat melalui pengumpul dan masuk ke dalam suatu tabung-ukur silindris di dalam kaleng pelimpah (*overflow can*). Tabung ukur tersebut mempunyai luas penampang sebesar 1/10 luas penampang pengumpul, sehingga curah hujan setinggi 0,1 inchi hujan akan mengisi tabung setinggi 1 inchi. Dengan menggunakan suatu tongkat ukur yang bertanda sepersepuluh inchi, curah hujan bisa diukur sampai 0,01 inchi (0,25 mm).

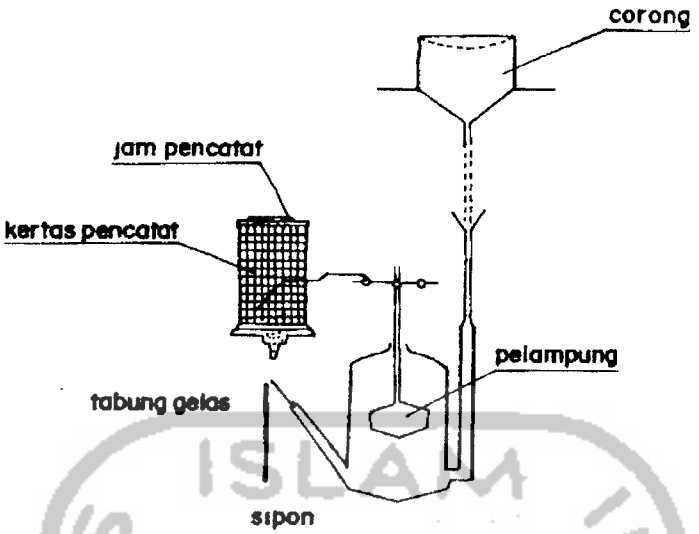


Gambar 2.3 Alat Ukur Hujan Biasa

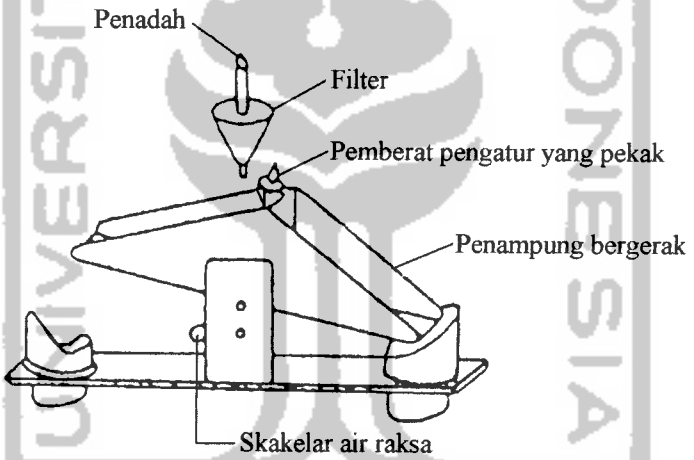
Alat ukur hujan biasa ditempatkan di tempat terbuka yang tidak dipngaruhi oleh pohon-pohon dan gedung-gedung. Ketelitian pembacaan adalah sampai 1/10 mm. Pembacaan harus dilakukan satu kali sehari, biasanya pada pukul 09.00 dan hasil pembacaan dicatat sebagai curah hujan terdahulu (kemarin). Curah hujan yang kurang dari 0,1 mm harus dicatat 0,00 mm. Apabila keadaan tidak ada hujan, dicatat dengan membubuhkan garis (-). Kekurangan dari alat ini tidak dapat mencatat saat mulai dan berakhirnya hujan, sehingga tidak dapat mengetahui lama wahtu hujan dan intensitasnya. Biasanya pengukuran hujan dilakukan selama 24 jam (harian). Namun untuk kepentingan tertentu sering juga pengukuran dilakukan berdasarkan periode jam-jaman (Sri Harto, 1993).

2. Alat ukur hujan otomatis (*Automatic Raingauge*)

Alat ukur hujan otomatis dibagi menjadi dua, yaitu jenis sifon dan jenis penampung bergerak. Sketsa kedua alat ukur tersebut dapat dilihat pada Gambar 2.4a 2.4b di bawah ini.



Gambar 2.4a Alat Ukur Hujan Otomatis Jenis Sifon



Gambar 2.4b Alat Ukur Hujan Otomatis Jenis Penampung Bergerak

Pada jenis sifon, air hujan tertampung di dalam sebuah silinder berpelampung yang dapat terangkat oleh air hujan yang masuk. Hujan dicatat pada suatu sistem pencatatan dengan sebuah pena yang digerakkan oleh pelampung tersebut. Lebar kertas pencatat sesuai dengan hujan 10 mm. Jika pena pencatat mencapai batas atas 10 mm (berarti pelampung dalam silinder itu naik 10 mm), maka air hujan di dalam silinder akan terbuang melalui sifon dan pena akan turun ke bawah sampai ke titik 0 mm. Skala yang digunakan pada kertas pencatat adalah 1cm : 10 mm.

Pada alat ukur jenis penampung bergerak, penampung terdiri dari dua bagian yang sama, yang dapat bergerak atau berputar pada sumbu horisontal yang terpasang di tengah-tengah. Air hujan yang masuk ditampung oleh salah satu penampung. Jika air hujan di dalam 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 tersebut akan berganti-ganti menampung air hujan yang masuk. Pena pencatat yang dapat digerakkan oleh listrik melalui kabel akan mencatat setiap kali terjadi perputaran penampung. Dengan alat ukur hujan otomatis, maka kejadian dan intensitas hujan dicatat otomatis pada gulungan kertas yang berputar, sehingga dapat diketahui saat permulaan dan saat akhir hujan serta besarnya hujan tiap saat.

2.2.2 Hujan Rerata

Pengukuran yang diperoleh dari masing-masing pengukur hujan adalah data yang merupakan data hujan titik (*point rainfall*), sedangkan untuk keperluan analisis, yang diperlukan adalah data hujan daerah (*areal rainfall/catchment rainfall*). Untuk mendapatkan gambaran mengenai penyebaran hujan di suatu wilayah pengamatan, maka dipasang alat ukur hujan di berbagai tempat yang tersebar merata di seluruh daerah pengamatan. Untuk dapat mewakili daerah yang luas, maka data hujan tersebut harus dirubah menjadi hujan rerata kawasan. Besarnya hujan dan durasi turunnya hujan di setiap tempat pengukuran berubah-rubah. Dengan demikian sukar untuk mengetahui besarnya banjir yang disebabkan oleh hujan itu.

Salah satu cara pendekatan ialah dengan mengambil hujan rerata di daerah tersebut untuk suatu periode tertentu (1 hari, 1 bulan atau 1 tahun). Pada prinsipnya ada tiga cara yang banyak digunakan untuk memperhitungkan hujan rerata (*areal rainfall*) dari hujan titik (*point rainfall*), yaitu:

1. cara "Rerata Hitung",
2. cara "Poligon Thiessen",
3. cara "Isohyet".

Metode Rerata Hitung diperoleh dengan menjumlahkan curah hujan dari semua tempat pengukuran yang dipilih selama periode tertentu dan membaginya dengan banyaknya tempat pengukuran. Jika dirumaskan dalam suatu persamaan adalah sebagai berikut:

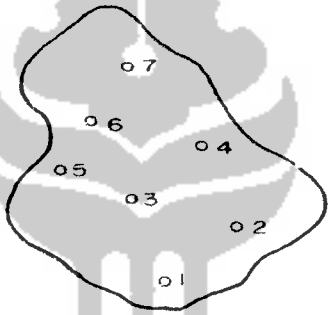
$$\bar{P} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} P_i \quad \text{.....(2.1)}$$

dengan

$\bar{P}$ = curah hujan rerata (mm)

n = jumlah titik-titik (stasiun/pos-pos) pengamatan

P_i = curah hujan di titik (stasiun) pengamatan i (mm)



Gambar 2.5 Pengukuran Tinggi Curah Hujan Cara Rerata Hitung

Cara Poligon Thiessen memperhitungkan luas daerah yang diwakili oleh stasiun yang bersangkutan, untuk digunakan sebagai faktor koreksi (*weighting factor*) dalam menghitung hujan rerata. Metode Poligon Thiessen menganggap bahwa data curah hujan suatu tempat pengamatan dapat dipakai untuk suatu luasan daerah pengaruh. Maka curah hujan rerata bagi seluruh daerahnya adalah jumlah dari perkalian hasil pengamatan tiap tempat pengukuran dengan persentase luasnya. Jika dinyatakan dalam bentuk persamaan adalah sebagai berikut:

$$\bar{P} = \sum_{i=1}^{n} \alpha_i . P_i \quad \text{..... (2.2)}$$

$$\alpha_i = \frac{A_i}{A} \quad \text{..... (2.3)}$$

dengan

$\overline{P}$ = curah hujan rerata (mm)

P_i = curah hujan di titik (stasiun) pengamatan i (mm)

A_i = luas daerah pengaruh di titik (stasiun) pengamatan i (km)

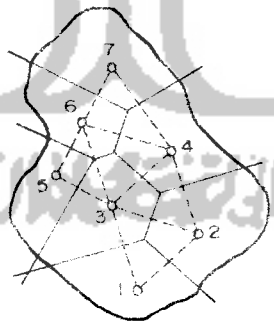
A = luas daerah keseluruhan (km)

n = jumlah titik-titik (stasiun/pos-pos) pengamatan

α_i = faktor koreksi (*weighting factor*)

Hitungan dengan Poligon Thiessen dilakukan seperti sketsa pada Gambar 2.6. Luas masing-masing daerah di tiap titik (stasiun) pengamatan diperoleh dengan cara sebagai berikut:

a. Dibuat garis penghubung antar stasiun yang berdekatan jaraknya, baik stasiun yang terdapat di dalam maupun di luar DAS.
b. Dibuat garis berat yang letaknya tegak lurus membagi dua sama panjang pada garis penghubung.
c. Dibuat garis bantu untuk mendapatkan polygon yang mewakili untuk setiap stasiun.
d. Mengukur luas setiap polygon yang diwakili.



Gambar 2.6 Luas Daerah Pengaruh Cara Poligon Thiessen

Cara Poligon Thissen dipandang cukup baik karena memberikan koreksi terhadap kedalaman hujan sebagai fungsi luas daerah yang (dianggap) diwakili. Kekurangan cara Poligon Thiessen diantaranya adalah pengaruh intensitas tidak

tampak serta apabila ada salah satu stasiun yang tidak berfungsi (rusak atau data tidak benar), maka poligon harus dirubah.

Isohyet merupakan garis yang menghubungkan titik-titik dengan tinggi hujan yang sama pada saat yang bersamaan. Cara Isohyet diyakini paling teliti, namun kesulitan terletak pada setiap kali harus menggambarkan garis isohyet. Pembagian daerahnya dapat dilihat dalam sketsa pada Gambar 2.7. Pada cara Isohyet pengaruh nilai kontur hujan telah dimasukkan. Curah hujan rerata bagi daerah seluruhnya didapatkan dengan mengalikan curah hujan rerata di antara kontur-kontur dengan luas daerah antara kedua kontur, dijumlahkan dan kemudian dibagi luas seluruh daerah. Jika dirumaskan dalam suatu persamaan adalah sebagai berikut:sesuai persamaan:

$$\bar{P} = \sum_{i=1}^{n} \alpha_i . P_{(i,\, i+1)} \quad \text{.....} \quad (2.4)$$

$$\alpha_i = \frac{A_{i-(i+1)}}{A_{total}} \quad \text{.....} \quad (2.5)$$

$$P_{(i,\, i+1)} = \frac{P_i + P_{(i+1)}}{2} \quad \text{.....} \quad (2.6)$$

dengan

$\bar{P}$ = curah hujan rerata (mm)

α_i = factor koreksi (*weighting factor*)

$A_{i-(i+1)}$ = luas antar Isohyet i dengan (i+1) (km)

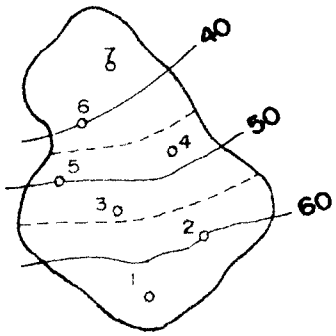
P_i = curah hujan di titik (stasiun) pengamatan i (mm)

$P_{(i+1)}$ = curah hujan di titik (stasiun) pengamatan (i+1) (mm)

$P_{(i,\, i+1)}$ = curah hujan rerata antar titik pengamatan i dengan (i+1) (mm)

A_{total} = luas daerah keseluruhan (km)

n = jumlah titik-titik (stasiun/pos-pos) pengamatan



Gambar. 2.7 Luas Daerah Pengaruh Cara Isohyet

2.2.3 Hujan Rancangan

Hujan rancangan adalah nilai hujan yang dipergunakan sebagai dasar masukan dalam analisis banjir rancangan. Dalam hal data hujan yang tersedia adalah hujan harian, maka hujan rancangan adalah hujan harian maksimum tahunan dengan kala ulang (*return period*) T tahun. Analisis hujan rancangan dilakukan setelah diketahui nilai faktor frekuensi berdasarkan jenis sebaran serta kala ulang yang digunakan. Hujan rancangan dapat dihitung sesuai dengan persamaan:

$$R_T = \overline{R} + k_T \cdot \sigma \quad \text{.....} \quad (2.7)$$

dengan

R_T = hujan rancangan dengan kala ulang T tahun (mm)

$\overline{R}$ = rerata hitung dari data hujan (mm)

k_T = faktor frekuensi untuk kala ulang T tahun

σ = deviasi standar (mm)

Analisis frekuensi adalah analisis berulangnya satu peristiwa, baik jumlah frekuensi persatuan waktu maupun periode ulangnya. Tujuan dalam analisis frekuensi adalah untuk memperkirakan besaran tinggi hujan dengan kala ulang tertentu dari hujan terukur dengan menggunakan cara statistik. Kala ulang (*return period*) didefinisikan sebagai waktu hipotetis dimana hujan dengan suatu besaran tertentu akan disamai atau dilampaui sekali dalam jangka waktu tersebut, jadi kejadian tersebut tidak berulang secara teratur setiap kala ulang.

Analisis frekuensi dapat dilakukan dengan seri data yang diperoleh dari rekaman data hujan dalam satu rangkaian pengamatan yang relatif panjang, makin panjang data tersedia semakin kecil penyimpangan hasil yang diperoleh dan semakin pendek data yang tersedia semakin besar penyimpangan yang terjadi. Di bawah ini, diuraikan persamaan-persamaan yang digunakan dalam analisis frekuensi untuk mendapatkan nilai hujan rancangan.

1. Parameter Statistik

Parameter statistik digunakan untuk menentukan metode distribusi yang sesuai dalam analisis frekuensi. Sebagai analisis awal untuk memilih distribusi frekuensi yang cocok dengan seri data hujan, terlebih dahulu dihitung nilai parameter-parameter dasar statistiknya, yaitu hujan rerata, standar deviasi, koefisien variasi, koefisien kemencengan/asimetri (*skewness*) dan koefisien kurtosis. Nilai parameter statistik data hujan dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

a. Hujan rerata ($\overline{R}$)

Hujan rerata adalah nilai rerata penyimpangan mutlak dari rerata hitung untuk semua nilai varian sesuai persamaan:

$$\overline{R} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} Ri \quad \text{..... (2.8)}$$

dengan

$\overline{R}$ = rerata hitung dari data hujan (mm)

n = jumlah data

R_i = nilai hujan varian (mm)

b. Deviasi standar (σ)

Deviasi standar adalah nilai penyebaran data terhadap nilai rerata dari data tersebut. Apabila penyebaran data sangat besar terhadap nilai rerata maka nilai deviasi standar (σ) akan besar, akan tetapi apabila penyebaran data sangat kecil terhadap nilai rerata maka nilai deviasi standar (σ) akan kecil. Deviasi standar dapat dihitung sesuai persamaan:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(Ri - \overline{R})^2}{(n-1)}} \quad \text{..... (2.9)}$$

dengan

$\overline{R}$ = rerata hitung dari data hujan (mm)

n = jumlah data

R_i = nilai hujan varian (mm)

σ = deviasi standar (mm)

c. Koefisien variasi (Cv)

Koefisien variasi adalah nilai perbandingan antara deviasi standar dengan nilai rerata hitung dari suatu distribusi. Koefisien variasi dapat dihitung sesuai persamaan:

$$Cv = \frac{\sigma}{\overline{R}} \quad \text{.....(2.10)}$$

dengan

Cv = koefisien variasi

σ = deviasi standar (mm)

$\overline{R}$ = rerata hitung dari data hujan (mm)

d. Koefisien kemencengan/*skewness* (Cs)

Kemencengan adalah suatu nilai yang menunjukkan derajat ketidaksimetrisan (*asymmetry*) dari suatu bentuk distribusi. Pengukuran kemencengan adalah mengukur seberapa besar suatu kurva frekuensi dari suatu distribusi tidak simetri atau menceng. Umumnya ukuran kemencengan (*coeficient of skewness*) dapat dihitung sesuai persamaan:

$$a = \frac{n}{(n-1)(n-2)}\sum_{i=1}^{n}(Ri - \overline{R})^3 \quad \text{.....(2.11)}$$

$$Cs = \frac{a}{\sigma^3} \quad \text{.....(2.12)}$$

dengan

a = parameter kemencengan

Cs = koefisien kemencengan

$\overline{R}$ = rerata hitung dari data (mm)

n = jumlah data

Ri = nilai hujan varian (mm)

σ = deviasi standar (mm)

e. Koefisien kurtosis (Ck)

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

$$Ck = \frac{n^2 \sum_{i=1}^{n} (Ri - \overline{R})^4}{(n-1)(n-2)(n-3)\sigma^4} \quad \text{..... (2.13)}$$

dengan

Ck = koefisien kurtosis

$\overline{R}$ = rerata hitung dari data (mm)

n = jumlah data

Ri = nilai hujan varian (mm)

σ = deviasi standar (mm)

2. Jenis Sebaran

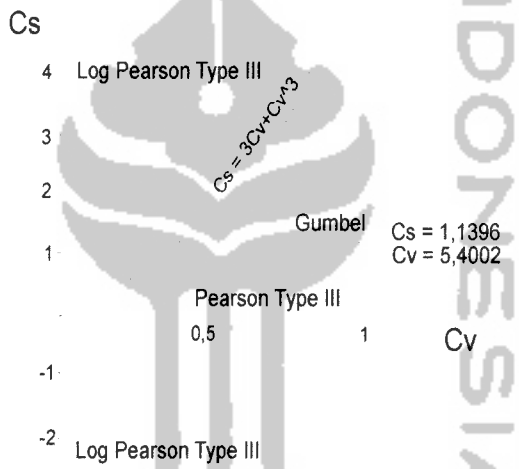
Setelah parameter statistik diketahui maka dapat ditentukan jenis sebaran yang cocok untuk digunakan dalam analisis frekuensi. Dalam memanfaatkan berbagai teknik analisis frekuensi (*frequency analysis*) dalam pengolahan data hidrologi, beberapa jenis sebaran yang banyak digunakan adalah: distribusi normal, log-Normal 2 Parameter, Pearson Tipe III, Log Pearson Tipe III dan Gumbell. Sebagai arahan untuk memilih jenis sebaran yang sesuai, diberikan syarat dalam pemilihan sebaran pada Tabel 2.2 di bawah ini.

Tabel 2.2 Pemilihan Sebaran

Sebaran	Syarat
Normal	Cs = 0 dengan Ck = $3 \cdot \sigma^2$
Gumbel	Cs = 1,1396; Ck= 5,4002
Log Normal 2 Parameter	Cs $\approx$ 3•Cv
Pearson Tipe III	Yang tidak termasuk sebaran di atas

Sumber : Shanin, 1976

Pada Gambar 2.8 yaitu kurva Cv dan Cs sebagai arahan untuk memilih sebaran yang sesuai.



Gambar 2.8 Kurva Cv dan Cs Untuk Perkiraan Jenis Sebaran Data

3. Faktor frekuensi

Setelah diketahui jenis sebaran data, maka nilai faktor frekuensi (k_T) ditetapkan dengan melihat tabel untuk jenis sebaran tersebut, atau dihitung berdasarkan persamaan faktor frekuensi untuk jenis sebaran tertentu. Berikut persamaan untuk menghitung faktor frekuensi (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 rerata tahunan.

Persamaan faktor frekuensi (k_T) sesuai dengan jenis sebaran normal adalah sebagai berikut:

$$k_T = z \quad \text{.....} \quad (2.13)$$

dengan

k_T = faktor frekuensi

z = Standar normal distribusi (tabel *Cumulative Probability Of The Standard Normal Distribution* pada Lampiran 1)

b. Sebaran Log Normal 2 Parameter

Persamaan faktor frekuensi (k_T) sesuai dengan jenis sebaran Log-Normal 2 Parameter adalah sebagai berikut:

$$k_T = \frac{\left[e^{\{\sqrt{Ln(1+Cv^2)}\, z - 0,5Ln(1+Cv^2)\}} - 1 \right]}{Cv} \quad \text{.....} (2.14)$$

dengan

Cv = koevisien variasi

c. Sebaran Pearson Tipe III

Banyak digunakan dalam analisis hidrologi, terutama dalam analisis data maksimum (banjir) dan minimum (debit minimum). Persamaan faktor frekuensi (k_T) sesuai dengan jenis sebaran Pearson Tipe III adalah sebagai berikut:

$$k_T = z + (z^2-1)k + \frac{1}{3}(z^3-6z)k^2 - (z^2-1)k^3 + zk^4 + \frac{1}{3}k^5 \quad \text{.....} (2.15)$$

$$k = \frac{Cs}{6} \quad \text{.....} (2.16)$$

dengan

k = Koefisien kemencengan dari logaritma data

Cs = Koefisien kemencengan

d. Sebaran Extreme Value Type I (Gumbel)

Umumnya digunakan untuk analisis data maksimum, misal untuk analisis frekuensi banjir. Mempunyai koefisien Kemencengan Cs = 1,1396 dengan Ck = 5,4002. Peluang komulatif dari distribusi ekstrem tipe I adalah:

$$k_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi}\left\{0{,}5772 + \ln\left[\ln\left(\frac{T}{T-1}\right)\right]\right\} \quad \text{.....(2.17)}$$

dengan

T = Kala ulang tahun (*return Periods*)

Nilai z tergantung dari besarnya kala ulang (T). z dibaca dari tabel *Cumulative Probability Of The Standard Normal Distribution* dapat dilihat pada Lampiran 1.

2.3 HIDROGRAF SATUAN SINTETIK GAMMA I

Hidrograf satuan didefinisikan sebagai sebuah hidrograf dari limpasan langsung (*direct runoff*) dalam satu satuan kedalaman hujan efektif dengan satu satuan durasi tertentu yang jatuh pada suatu DAS. Dalam suatu sistem DAS terdapat satu sifat khas yang menunjukkan sifat tanggapan DAS terhadap suatu masukan tertentu. Tanggapan ini diandaikan tetap untuk masukan dengan besaran dan penyebaran tertentu. Tanggapan yang demikian dalam model konsep hidrologi dikenal dengan hidrograf satuan (*unit hydrograph*). Konsep hidrograf satuan merupakan pendekatan mendasar yang dapat digunakan untuk mentransformasi hujan menjadi aliran atau dengan kata lain hidrograf aliran dapat diturunkan dari hidrograf satuan.

Berdasarkan ketersediaan data, hidrograf satuan dikelompokkan menjadi dua jenis yaitu hidrograf satuan analitik dan hidrograf satuan sintesis. Hidrograf satuan analitik dalam analisisnya didasarkan pada data hujan dan debit dengan kejadian yang sama. Perhitungan hidrograf satuan analitik dapat diselesaikan dengan menggunakan metode hitungan persamaan konvolusi dan cara Collins. Rumus dasar hidrograf satuan adalah sebagai berikut:

$$Qn = \sum_{m=1}^{n \le m} P_m U_{n-m+1} \quad \text{.....(2.18)}$$

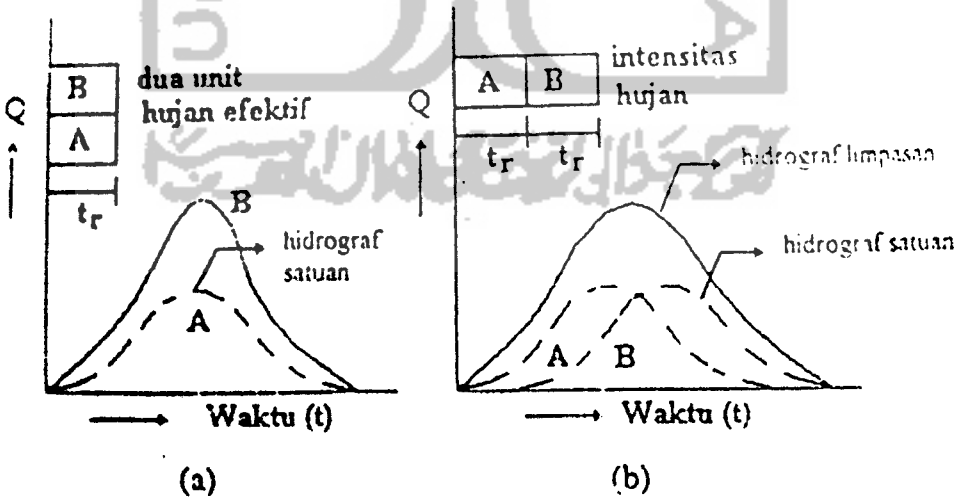
dengan

Q_n = limpasan langsung/aliran permukaan, dalam m^3/s

P_m = hujan efektif, dalam mm

U_{n-m+1} = Ordinat hidrograf satuan, dalam m^3/s

Hidrograf satuan sintetik menggunakan pendekatan empiris, dikarenakan tidak adanya data hujan dan debit terukur yang sinkronis. Beberapa rumus empiris untuk analisis hidrograf satuan sintetik adalah Snyder, Nakayasu, SCS, HSS Gama I (Sri Harto, 1993). Untuk mendapatkan suatu banjir rencana dari hujan dapat dipakai cara dengan mentransformasikan hyetograph hujan menjadi hidrograf aliran sungai. Jika tingkatan pengalirannya meningkat, kecepatan air di permukaan tanah dan di sungai meningkat dan puncak hidrograf menjadi lebih tajam. Sebaliknya hambatan pengaliran air dipermukaan tanah juga meningkat dan mempunyai efek pengurangan pada hidrograf. Hidrograf melukiskan suatu distribusi waktu dari pengaliran di tempat pengamatan dan menentukan kekomplekan karakteristik dari alirannya dengan suatu lengkung tunggal.



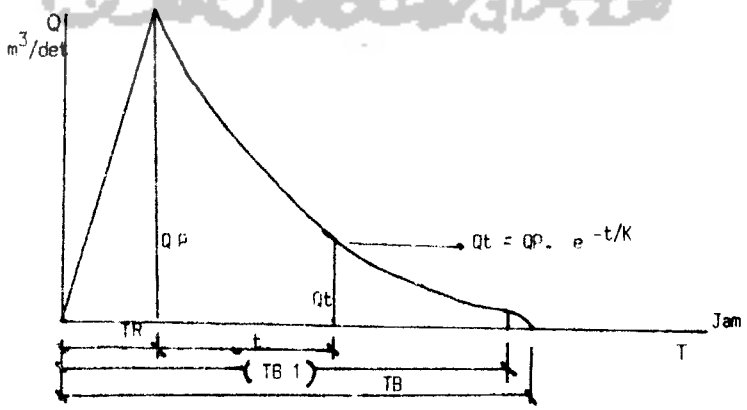
Sumber: Tim penyusun buku Rekayasa Hidrologi (1997)

Gambar 2.9 Prinsip Superposisi & Hubungan Linier Dalam Hidrograf Satuan

Hidrograf Satuan Sintetik Gamma I dikembangkan di Indonesia dari 30 DAS di Pulau Jawa oleh Sri Harto (1985). Pengembangan Hidrograf Satuan Sintetik Gamma I dilakukan dengan memanfaatkan parameter-parameter lain selain yang sudah dilakukan sebelumnya yang ternyata parameter tersebut sangat menentukan pengalihragaman hujan menjadi banjir. Parameter yang dimaksud adalah penetapan tingkat sungai dalam suatu DAS (Strahler, 1964). Strahler menetapkan tingkat sungai sebagai berikut:

a. Sungai-sungai paling ujung adalah sungai tingkat satu.
b. Jika dua sungai dengan tingkat yang sama bertemu akan terbentuk sungai satu tingkat lebih tinggi di atasnya.
c. Jika satu sungai bertemu dengan sungai lain dengan tingkat yang lebih rendah maka tingkat sungai pertama tidak berubah.

Hidrograf Satuan Sintetik Gamma I terdiri atas 4 parameter pokok, yaitu waktu naik (TR), debit puncak (Qp), waktu dasar (TB) dan koefisien tampungan (K). Selain parameter tersebut di atas, ada beberapa parameter lain yang sangat menentukan proses pembentukan hidrograf, yaitu: faktor-sumber (SF), frekuensi-sumber (SN), faktor-lebar (WF) luas DAS sebelah hulu (RUA), faktor-simetri (SIM) dan jumlah pertemuan sungai (JN). Komponen Hidrograf Satuan Sintetik Gama I dan variabel lain sebagai dasar analisis untuk menurunkan Hidrograf Satuan Sintetik Gamma I menuruti serangkaian persamaan dalam Gambar 2.10 berikut ini.



Gambar 2.10 Unsur–Unsur HSS Gama I

dimana

$Qt = Q_p e^{-t/K}$ .....(2.19)

$TR = 0,43(L/I00SF)^3 + 1,0665\ SIM + 1,2775$ .....(2.20)

$Qp = 0,1836A^{0,5886}\ TR^{-0,4008}JN^{0,2381}$ ..... (2.21)

$TB = 27,4132TR^{0,1457}\ S^{-0,0986}SN^{0,7344}RUA^{0,2574}$ .....(2.22)

$K = 0,5617\ A^{0,1798}S^{-0,1446}SF^{-1,0897}D^{0,0452}$ .....(2.23)

$\Phi = 10,4903-3,859.10^{-6}A^2 + 1,6895.10^{-13}(A/SN)^4$ ..... (2.24)

$QB = 0,4751A^{0,6444}D^{0,9430}$ .....(2.25)

dengan

Qt = debit pada sisi resesi, dalam m^3/detik

Qp = debit puncak, dalam m^3/detik

t = waktu hidrograf, dalam jam

K = koefisien tampungan

TR = waktu naik hidrograf, dalam jam

TB = waktu dasar hidrograf, dalam jam

Φ = indeks infiltrasi

QB = aliran dasar, dalam m^3/detik

L = panjang sungai utama, dalam meter

SF = perbandingan antara jumlah panjang sungai tingkat satu dengan jumlah panjang sungai semua tingkat

SN = perbandingan antara jumlah sungai tingkat satu dengan jumlah sungai semua tingkat

WF = perbandingan antara lebar DAS yang diukur pada titik di sungai yang berjarak 0,75L dengan lebar DAS yang diukur pada jarak 0,25L dari stasiun hidrometri

RUA = 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, melewati titik tersebut.

SIM = hasil kali antara WF dan RUA

JN = jumlah semua pertemuan sungai di dalam DAS (jumlah ini merupakan jumlah sungai tingkat satu dikurangi satu)

D = jumlah panjang sungai semua tingkat tiap satuan DAS

2.4 KEHILANGAN HUJAN (INDEKS Φ)

Hujan yang tidak menjadi aliran permukaan disebut kehilangan hujan. Besarnya kehilangan hujan dinyatakan dengan indeks Φ. Apabila hidrograf limpasan dapat dipisahkan dari aliran dasar, maka perbedaan antara hujan dan limpasan merupakan jumlah kehilangan (*Basin recharge*), yaitu tampungan sementara, infiltrasi, intersepsi serta adanya proses penguapan. Apabila basin recharge dibagi dengan lamanya hujan akan diperoleh indeks. Prosedur yang dapat ditempuh untuk mendapatkan besar kehilangan hujan dari hidrograf aliran adalah sebagai berikut:

1. Pisahkan aliran dasar dari suatu hidrograf yang dipilih, dan volume (direct run off); dapat dihitung (V).
2. Dengan cara-cara akan dapat ditemukan indeks Φ yang memenuhi syarat

$$\text{Indeks } \Phi = \frac{P_{tot} - P_{net}}{t} \quad \text{.....} \quad (2.26)$$

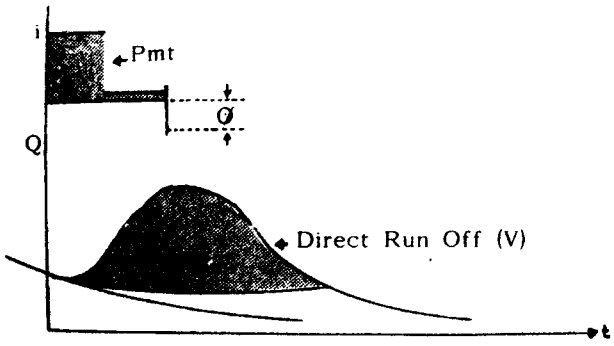
dengan

P_{tot} = jumlah hujan keseluruhan

P_{net} = jumlah hujan yang menyebabkan limpasan langsung (*direct run off*); $P_{net} = V$

t = waktu

Gambar 2.11 akan menjelaskan uraian yang disebutkan di atas.



Gambar 2.11 Skema Penentuan Indeks (Sri Harto BR; 1991)

2.5 HIDROMETRI

Aliran sungai adalah jumlah air (isi) pada tampang sungai per satuan waktu tertentu. Aliran sungai merupakan salah satu bagian dari fase siklus air dan merupakan data dasar dalam studi hidrologi yang dapat diukur lebih mudah dan akurat. Biasanya aliran sungai ini disebut debit sungai dengan satuan yang lazim adalah m^3/detik.

2.5.1 Pengukuran Debit Sungai

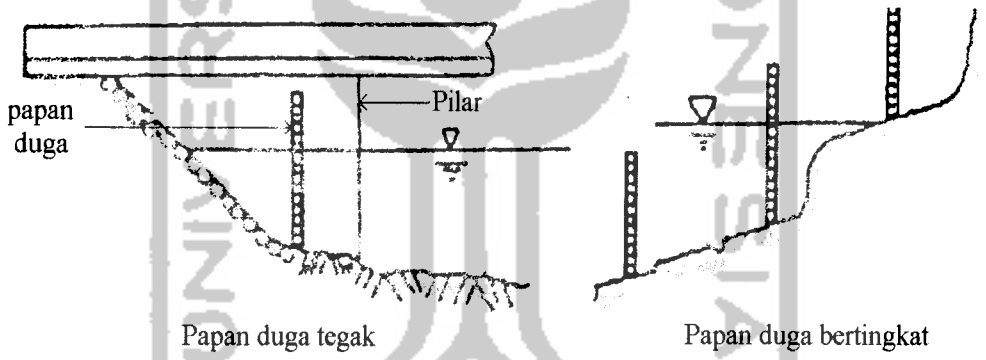
Teknik pengukuran debit sungai secara garis besarnya dapat dibagi menjadi dua bagian, yakni pengukuran langsung dan pengukuran tidak langsung. Pengukuran debit dapat dilakukan pada waktu–waktu tertentu dan semakin banyak pengukuran yang dilakukan maka makin teliti pula analisa datanya. Untuk dapat menetapkan debit sungai secara menerus membutuhkan waktu dan dana yang besar. Untuk keperluan jangka panjang pengukuran yang dilaksanakan secara menerus adalah tinggi muka air karena terdapat hubungan antara tinggi muka air dan debit. Pengukuran debit dilaksanakan pada interval waktu tertentu sebagai kalibrasi dari bacaan ketinggian muka air.

2.5.2 Alat Ukur Tinggi Muka Air

Tinggi muka air adalah elevasi permukaan aliran terhadap bidang referensi tertentu. Bidang referensi dimaksud dapat berupa tinggi titik setempat (titik dasar yang ditetapkan dalam perancangan bangunan air atau dasar sungai) atau tinggi muka air laut rata-rata (MSL). Berdasarkan sistim kerja alat ukur yang digunakan, ada dua jenis pengukuran tinggi muka air yaitu sistem manual dan otomatis.

1. Alat Ukur Manual

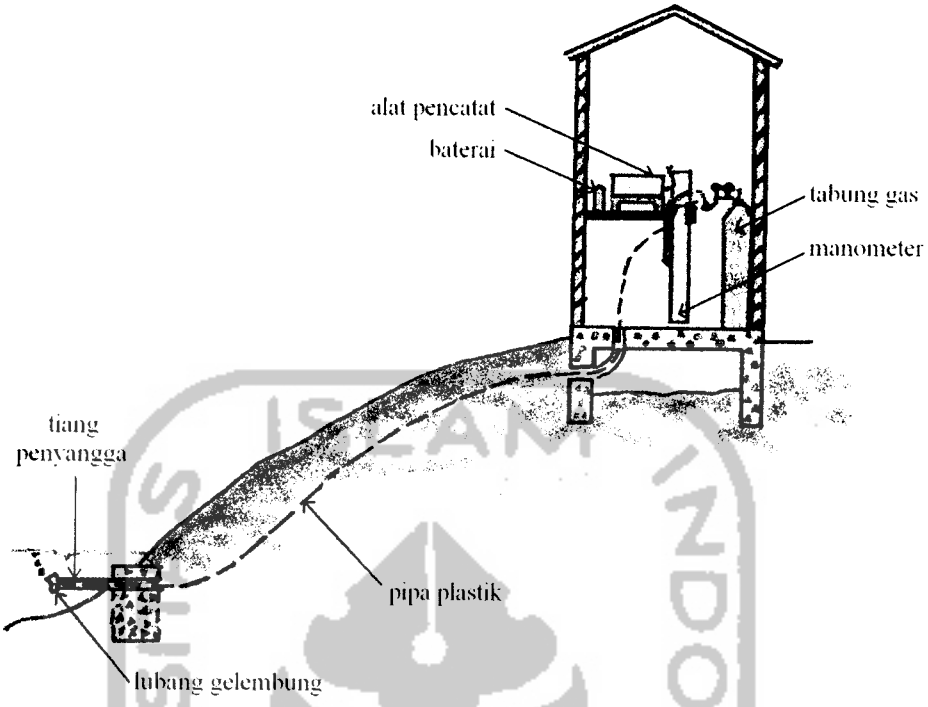
Alat ukur manual dapat berupa kabel atau papan duga. Pada sistem manual, data ketinggian yang diperoleh tergantung dari frekuensi pembacaan alat ukur tersebut dan akan sangat mahal bila diinginkan data ketinggian setiap saat. Biasanya data yang diperoleh merupakan data harian, mingguan, setengah bulan, atau saat yang diperlukan.



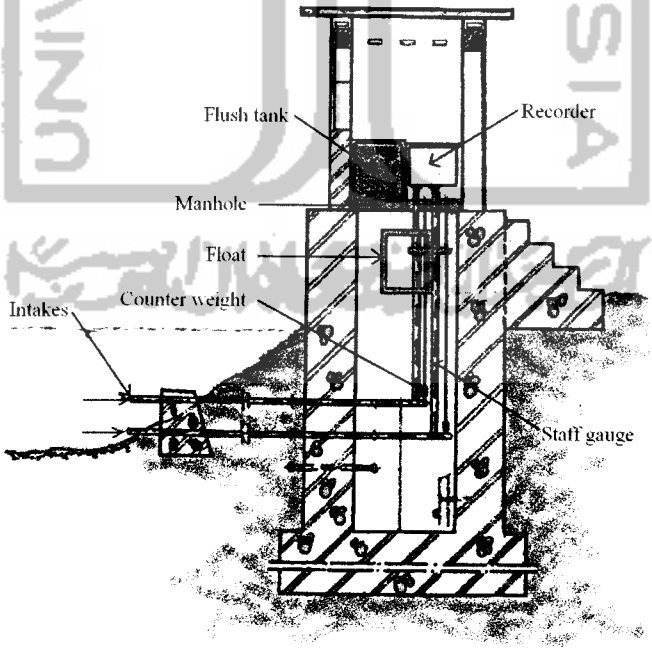
Gambar 2.12 Sketsa Papan Duga

2. AWLR *(Automatic Water Level Recorder)*

Dua tipe AWLR yang sering digunakan adalah tipe pengapung (*float*) dan gelembung (buble). Sketsa kedua alat ukur tersebut seperti terlihat pada Gambar 2.12a dan 2.12b. Alat ukur otomatis mempunyai kelebihan dari alat ukur manual yaitu dapat mencatat ketinggian muka air secara menerus. Keluaran dari alat ukur otomatis adalah grafik tinggi muka air dari waktu ke waktu. Hubungan antara tinggi muka air dengan waktu disebut "*Stage Hydrograph*". Pada jangka waktu yang panjang maka secara statistik nilai-nilai puncak dapat dipakai sebagai dasar perhitungan nilai ekstrim.



Gambar 2.13a AWLR Tipe Gelembung



Gambar 2.13b AWLR Tipe Pengapung

2.5.3 Analisis Debit

Ada beberapa metode yang digunakan untuk menentukan besar debit rancangan, diantaranya adalah metode analisis debit terukur dan metode analisis debit teoritik.

1. Analisis Debit Terukur

Untuk debit terukur menggunakan data debit yang ada pada stasiun-stasiun hidrometri yang ada pada sungai Code. Data debitnya diperoleh dari data sekunder yang diambil dari Balai PSDA wilayah sungai Progo–Opak–Oyo Daerah Istimewa Yogyakarta, yang berupa Grafik lengkung Debit terukur di stasiun Pogung.

2. Analisis Debit Teoritik

Debit teoritik menggunakan Hidrograf Satuan Sintetik Gama I dan dengan metode sebaran hujan menurut hasil penelitian Sri Harto. Untuk mendapatkan suatu Hidrograf Satuan Sintetik Gama I perlu tersedia data yang baik, yaitu data AWLR, data pengukuran debit, data hujan harian dan data hujan jam-jaman.

2.6 BANJIR RANCANGAN

Banjir rancangan adalah besarnya debit banjir yang ditetapkan sebagai dasar penentuan kapasitas dan penetapan dimensi bangunan hidrolik, sedemikian sehingga kerusakan yang dapat ditimbulkan baik langsung maupun tidak langsung oleh banjir tidak boleh terjadi selama besaran banjir tidak terlampaui. Banjir rancangan dapat berupa debit-puncak, volume banjir, tinggi muka air maupun hidrograf. Cara-cara penetapan banjir rancangan sangat ditentukan oleh ketersediaan data yang ada, baik kuantitas maupun kualitas. Beberapa cara yang ditempuh dalam praktek analisis hidrologi yang masing-masing cara sangat dipengaruhi oleh ketersediaan data, tingkat ketelitian dan hasil akhir yang diinginkan (debit maksimum saja atau berupa hidrograf banjir) serta kesesuaian cara dengan DAS yang ditinjau diantaranya (Sri Harto, 1993):

a. Banjir Maksimum Terukur (*Maximum observed historical flood*). Cara ini dipergunakan apabila di dalam DAS yang bersangkutan sama sekali tidak tersedia data.
b. Rumus empiris. Bila keadaan cukup menguntungkan karena adanya sedikit data hidrologi di DAS yang bersangkutan, maka cara ini dapat dipergunakan untuk memperkirakan besar debit puncak (*peak discharge*).
c. Pemanfaatan data hujan. Cara ini mendasarkan pada persamaan rasional, yang dikembangkan sejak 1879 oleh Mulvaney. Persamaan yang dikembangkan sangat sederhana, dan memasukkan parameter DAS sebagai unsur pokok, selai sifat-sifat data hujan sebagai masukan.
d. Untuk daerah-daerah yang secara hidrometeorologis seragam, dimungkinkan penyusunan *family curve* yang menyajikan hubungan debit khas (*specific discharge*) sebagai fungsi salah satu atau beberapa parameter DAS.
e. *Probable Maximum Flood*, PMF. PMF adalah besaran debit maksimum yang masih diperkirakan dapat terjadi, yang ditimbulkan oleh semua faktor meteorologis dan hidrologis yang terburuk. Apabila data debit tidak tersedia, maka dapat didekati dengan probable maximum precipitation (PMP), dan memasukkan data tersebut ke dalam model. PMP diartikan sebagai besaran hujan terbesar yang secara wajar masih dapat diperkirakan akan terjadi.
f. Analisis ekonomi. Cara ini tidak secara teknis langsung memberikan petunjuk tentang penyelesaian dan penetapan besaran rancangan, akan tetapi merupakan landasan pendekatan menyeluruh bila dipandang pemilihan besaran rancangan tersebut benar-benar mempunyai keterkaitan ekonomis yang cukup besar.
g. Analisis frekuensi, Cara ini masih dipandang sebagai cara terbaik dengan memanfaatkan langsung data aliran sungai.

Selama ini dalam hidrologi dikenal beberapa cara analisis untuk memperoleh besaran banjir untuk suatu masukan dalam perancangan bangunan

hidroulik tertentu. Gupta (1967) menyebutkan cara analisis dikelompokkan dalam tiga golongan penting:

a. Cara empirik,
b. Cara statistik,
c. Analisis dengan model.

Besarnya banjir rancangan dinyatakan dalam debit banjir sungai maksimum dengan kala ulang tertentu. Kala ulang debit adalah suatu nilai rerata kurun waktu dimana debit yang terjadi menyamai atau melampaui besarnya debit banjir yang ditetapkan (banjir rancangan). Sebagai contoh adalah apabila ditetapkan banjir rancangan dengan kala ulang T tahun, maka dapat diartikan bahwa kejadian debit banjir yang sama atau melampaui dari debit banjir rancangan terjadi rerata setiap T tahun sekali. Pernyataan tersebut dapat pula dikatakan bahwa periode ulang rata-rata kejadian debit banjir sama atau melampaui debit banjir rancangan adalah sekali setiap T tahun. Persamaan yang digunakan dalam analisis besarnya debit rancangan adalah sebagai berikut:

$$Q_{LL} = U \cdot He \quad \text{.....(2.27)}$$

$$Q_T = Q_{LL} \text{ Maks. T tahun} + Q_{BF} \quad \text{.....(2.28)}$$

dengan

U = ordinat hidrograf satuan, dalam m^3/detik
He = hujan efektif, dalam mm
Q_{BF} = aliran dasar, dalam m^3/detik
Q_{LL} = debit limpasan langsung, dalam m^3/detik
Q_T = debit rancangan kala ulang T tahun, dalam m^3/detik

Analisis banjir rancangan dengan teknik hidrograf satuan terbagi dalam beberapa tahapan, yaitu tahapan analisis: hidrograf satuan, hujan rancangan, sebaran hujan, hujan efektif, dan nilai aliran dasar. Dengan diketahui ordinat hidrograf satuan dan hujan efektif, maka dengan cara konvolusi dapat dihitung hidrograf limpasan langsung, kemudian dengan menambahkan aliran dasar, dapat diketahui debit puncak sebagai nilai banjir rancangan (Q_T).

2.7 STUDI TERDAHULU

Kesulitan-kesulitan yang ada pada pendekatan teoritis untuk infiltrasi mengakibatkan dipakainya indeks-indeks infiltrasi. Dari indeks-indeks infiltrasi yang paling sederhana adalah indeks Φ, yang didefinisikan sebagai laju curah hujan dimana di atas laju ini curah hujan sama dengan volume limpasan (***Cook, H. L., 1946***).

Pendekatan infiltrasi menganggap bahwa limpasan permukaan dari suatu hujan yang diketahui adalah sama dengan bagian di curah hujan yang tak terbuang melalui (1) intersepsi dan tampungan lekukan, (2) penguapan selama hujan dan (3) infiltrasi. Bila butir 1 dan 2 tidak variabel atau tak berpengaruh, maka yang perlu diperhatikan hanyalah curah hujan, infiltrasi dan limpasan. Pola intensitas-waktu dari curah hujan jarang terjadi seragam di seluruh daerah alirannya, dan kurva daya resap yang dapat dipakai bervariasi dari titik ke titik tergantung pada tanah, tumbuh-tumbuhan dan kelengasan sebelumnya. Akhirnya, pendekatan infiltrasi mengabaikan mekanisme pembentukan hujan, selain pertambahan air tanah harus ditentukan dengan cara lain. Karena alasan ini dan pertimbangan-pertimbangan lain, pendekatan infiltrasi tak pernah terbukti sebagai alat yang memuaskan bagi prediksi hidrograf. Indeks Φ digunakan dalam banyak studi hidrograf-satuan guna menetapkan pola waktu dari curah hujan berlebih. Dalam kasus-kasus serupa itu, volume limpasan aktualnya diketahui dan tidak ada masalah dalam menghitung Φ. Namun, karena diketahui bahwa infiltrasi aktualnya tidak konsisten, pola limpasan yang diturunkan dengan indeks Φ tak bisa tepat (***Linsley R.K, M.A Kohler, J.L.H Paulhus, 1988***).

Limpasan permukaan dimulai pada tempat dan saat intensitas curah hujan melampaui suatu tingkat dimana air dapat memasuki tanah. Laju maksimum dimana air bisa memasuki tanah pada suatu titik tertentu pada serangkaian kondisi tertentu disebut daya serap/kapasitas infiltrasi (***Horton, 1933***).

Penyebab kehilangan yang lebih besar adalah cegatan curah hujan oleh sudur hutan dan setelah itu penguapan daripadanya. Dari pengamatan lisimeter ditemukan bahwa sekitar 50 hingga 55 persen curah hujan pada sudur hutan

menembus hingga lantai hutan, sedangkan 12 sampai 23 persen lagi mencapai paras tanah lewat aliran batang pohon, sehingga antara 22 sampai 38 persen menguap dari sudur tersebut (***E. M. Wilson, 1969***).

Perkiraan indeks infiltrasi (Φ) dilakukan dengan mempertimbangkan pengaruh parameter DAS yang secara hidrologik dapat diketahui pengaruhnya terhadap indeks infiltrasi (***Barnes, 1959***).

Memperhatikan siklus hidrologi sebagai dasar analisis hidrologi, maka untuk dapat mengetahui perkiraan besaran banjir diperlukan besaran lain baik besaran hujan mangkus maupun besaran kehilangan air akibat berbagai sebab seperti intersepsi, infiltrasi, penguapan dan tampungan cekungan (***Sri harto BR., 1993***).

Dalam analisis, debit yang terukur di stasiun hidrometri pada umumnya dipisahkan menjadi dua bagian, yaitu aliran permukaan (dengan pengertian termasuk di dalamnya aliran antara) dan aliran dasar. Aliran dasar dianggap merupakan bagian aliran sungai yang ditimbulkan oleh infiltrasi. Karena berbagai kesulitan dalam memperkirakan bentuk eksponensial lengkung liku infiltrasi, maka besar infiltrasi dianggap tetap selama terjadinya hujan. Besar laju infiltrasi ini yang disebut sebagai indeks Φ. Untuk memperoleh indeks infiltrasi (Φ) sangat sulit. Untuk itu, dipergunakan pendekatan dengan mengikuti petunjuk Barnes (1959) (***Sri Harto BR., 1993***).