

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Aspek Hidrologi

Hidrologi didefinisikan sebagai ilmu yang mempelajari sistem kejadian air di atas, pada permukaan dan di dalam tanah. Definisi tersebut terbatas pada hidrologi rekayasa. Secara luas hidrologi meliputi pula berbagai bentuk air termasuk transformasi antara keadaan cair, padat, dan gas dalam atmosfer, di atas dan di bawah permukaan tanah. Di dalamnya tercakup pula air laut yang merupakan sumber dan penyimpan air yang mengaktifkan kehidupan di planet bumi ini.

Curah hujan pada suatu daerah merupakan faktor yang menentukan besarnya debit banjir yang terjadi pada daerah yang menerimanya. Analisis hidrologi dilakukan untuk mendapatkan karakteristik hidrologi dan meteorologi daerah aliran sungai. Tujuannya adalah untuk mengetahui karakteristik hujan, debit air yang ekstrim maupun yang wajar yang akan digunakan sebagai dasar analisis selanjutnya dalam pelaksanaan detail desain.

2.1.1. Daerah Aliran Sungai (DAS)

DAS adalah suatu daerah yang dibatasi oleh pemisah topografi yang menerima hujan, menampung, menyimpan dan mengalirkan ke sungai dan seterusnya ke danau atau ke laut. Komponen masukan dalam DAS adalah curah hujan, sedangkan keluarannya terdiri dari debit air dan muatan sedimen (Suripin, 2004). Konsep Daerah Aliran Sungai (DAS) merupakan dasar dari semua perencanaan hidrologi tersusun dari DAS-DAS kecil, dan DAS kecil ini juga tersusun dari DAS-DAS yang lebih kecil lagi sehingga dapat didefinisikan sebagai suatu wilayah yang dibatasi oleh batas alam seperti punggung bukit-bukit atau gunung, maupun batas buatan seperti jalan atau tanggul dimana air

hujan yang turun di wilayah tersebut memberi kontribusi aliran ke titik kontrol (*outlet*).

2.1.2 Curah Hujan Rencana

2.1.2.1 Curah Hujan Area

Data curah hujan dan debit merupakan data yang paling fundamental dalam perencanaan pembuatan embung. Ketetapan dalam memilih lokasi dan peralatan baik curah hujan maupun debit merupakan faktor yang menentukan kualitas data yang diperoleh. Analisis data hujan dimaksudkan untuk mendapatkan besaran curah hujan dan analisis statistik yang diperhitungkan 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. Curah hujan yang diperlukan untuk penyusunan suatu rancangan pemanfaatan air dan rancangan pengendalian banjir adalah curah hujan rata-rata di seluruh daerah yang bersangkutan, bukan curah hujan pada suatu titik tertentu. Curah hujan ini disebut curah hujan area dan dinyatakan dalam mm. Curah hujan area ini harus diperkirakan dari beberapa titik pengamatan curah hujan. Berikut metode perhitungan curah hujan area dari pengamatan curah hujan di beberapa titik :

a. Metode Rata-Rata Aljabar

Metode perhitungan dengan mengambil nilai rata-rata hitung (*arithmetic mean*) pengukuran curah hujan di stasiun hujan di dalam area tersebut dengan mengasumsikan bahwa semua stasiun hujan mempunyai pengaruh yang setara. Metode ini akan memberikan hasil yang dapat dipercaya jika topografi rata atau datar, stasiun hujan banyak dan tersebar secara merata di area tersebut serta hasil penakaran masing-masing stasiun hujan tidak menyimpang jauh dari nilai rata-rata seluruh stasiun hujan di seluruh area. Curah hujan rata-rata dalam metode ini dapat di cari dengan persamaan 2-01 di bawah ini:

$$\bar{R} = \frac{R_1 + R_2 + \dots + R_n}{n} = \sum_{i=1}^n \frac{R_i}{n} \quad \text{2-01}$$

Dimana :

$$\begin{aligned} \bar{R} &= \text{curah hujan rata-rata DAS (mm)} \\ R_1, R_2, R_n &= \text{curah hujan pada setiap stasiun hujan (mm)} \\ n &= \text{banyaknya stasiun hujan} \end{aligned}$$

b. Metode Poligon *Thiessen*

Metode perhitungan berdasarkan rata-rata timbang (*weighted average*). Metode ini memberikan proporsi luasan daerah pengaruh stasiun hujan untuk mengakomodasi ketidakseragaman jarak. Daerah pengaruh dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antara dua stasiun hujan terdekat. Metode ini didasarkan pada asumsi bahwa variasi hujan antara stasiun hujan yang satu dengan lainnya adalah linear dan stasiun hujannya dianggap dapat mewakili kawasan terdekat (Suripin, 2004). Metode ini cocok jika stasiun hujan tidak tersebar merata dan jumlahnya terbatas dibanding luasnya. Cara ini adalah dengan memasukkan faktor pengaruh daerah yang mewakili oleh stasiun hujan yang disebut faktor pembobot atau koefisien *Thiessen*. Untuk pemilihan stasiun hujan yang dipilih harus meliputi daerah aliran sungai yang akan dibangun. Besarnya koefisien *Thiessen* dapat dihitung dengan persamaan 2-02 sebagai berikut (Soemarto, 1999) :

$$C = \frac{A_i}{A_{total}} \quad \text{2-02}$$

Dimana :

$$\begin{aligned} C &= \text{Koefisien } Thiessen \\ A_i &= \text{Luas daerah pengaruh dari stasiun pengamatan } i \text{ (km}^2\text{)} \\ A_{total} &= \text{Luas total dari DAS (km}^2\text{)} \end{aligned}$$

Langkah-langkah metode *Thiessen* yang terlihat dalam Gambar 2.1 adalah sebagai berikut :

1. Lokasi stasiun hujan di plot pada peta DAS. Antar stasiun dibuat garis lurus penghubung.
2. Tarik garis tegak lurus di tengah-tengah tiap garis penghubung sedemikian rupa, sehingga membentuk poligon *Thiessen*. Semua titik dalam satu poligon akan mempunyai jarak terdekat dengan stasiun yang ada di dalamnya dibandingkan dengan jarak terhadap stasiun lainnya. Selanjutnya, curah hujan pada stasiun tersebut dianggap representasi hujan pada kawasan dalam poligon yang bersangkutan.
3. Luas areal pada tiap-tiap poligon dapat diukur dengan planimeter dan luas total DAS (A) dapat diketahui dengan menjumlahkan luas poligon.
4. Hujan rata-rata DAS dapat dihitung dengan rumus :

$$\bar{R} = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad \mathbf{2-03}$$

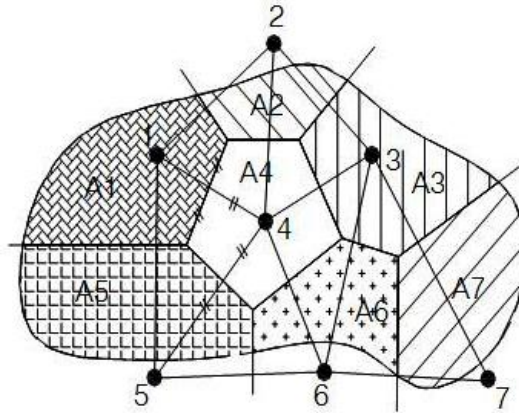
Dimana :

\bar{R} = Curah hujan rata-rata DAS (mm)

A_1, A_2, \dots, A_n = Luas daerah pengaruh dari setiap stasiun hujan (km^2)

R_1, R_2, \dots, R_n = Curah hujan pada setiap stasiun hujan (mm)

n = Banyaknya stasiun hujan



Gambar 2.1 Metode Poligon *Thiessen* (Soemarto, 1999)

c. Metode Rata – Rata *Isohyet*

Metode perhitungan dengan memperhitungkan secara aktual pengaruh tiap-tiap stasiun hujan dengan kata lain asumsi metode *Thiessen* yang menganggap bahwa tiap-tiap stasiun hujan mencatat kedalaman yang sama untuk daerah sekitarnya dapat dikoreksi. Metode ini cocok untuk daerah berbukit dan tidak teratur (Suripin, 2004).

Prosedur penerapan metode ini meliputi langkah-langkah sebagai berikut :

1. Plot data kedalaman air hujan untuk tiap stasiun hujan pada peta.
2. Gambar kontur kedalaman air hujan dengan menghubungkan titik-titik yang mempunyai kedalaman air hujan yang sama. Interval *Isohyet* yang umum dipakai adalah 10 mm.
3. Hitung luas area antara dua garis *Isohyet* yang berdekatan dengan menggunakan planimeter. Kalikan masing-masing luas areal dengan rata-rata hujan antara dua *Isohyet* yang berdekatan.
4. Hitung hujan rata-rata DAS dengan rumus :

$$\bar{R} = \frac{\frac{R_1 + R_2}{2} A_1 + \frac{R_3 + R_4}{2} A_2 + \dots + \frac{R_n + R_{n-1}}{2} A_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad \mathbf{2-04}$$

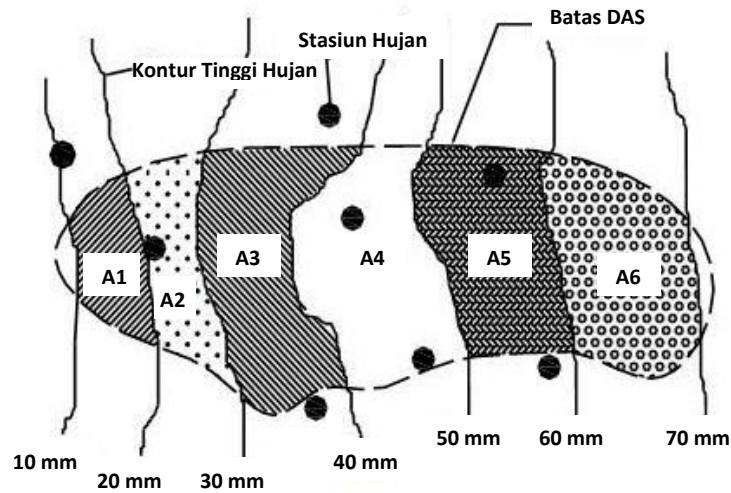
Dimana :

\bar{R} = Curah hujan rata-rata (mm)

R_1, R_2, \dots, R_n = Curah hujan di garis *Isohyet* (mm)

A_1, A_2, \dots, A_n = Luas bagian yang dibatasi oleh *Isohyet-Isohyet* (km²)

Jika stasiun hujannya relatif lebih padat dan memungkinkan untuk membuat garis *Isohyet* maka metode ini akan menghasilkan hasil yang lebih teliti. Peta *Isohyet* harus mencantumkan sungai-sungai utamanya, garis-garis kontur dan mempertimbangkan topografi, arah angin, dan lain-lain di daerah bersangkutan. Jadi untuk membuat peta *Isohyet* yang baik, diperlukan pengetahuan, keahlian dan pengalaman yang cukup (Sosrodarsono, 2003). Peta *Isohyet* dapat dicontohkan dalam Gambar 2.2 sebagai berikut:



Gambar 2.2 Metode *Isohyet* (Soemarto, 1999)

2.1.2.2 Curah Hujan Maksimum Harian Rata-Rata

Metode/cara yang dapat digunakan untuk mendapatkan hujan maksimum harian rata-rata DAS adalah sebagai berikut :

- a. Tentukan hujan maksimum harian pada tahun tertentu di salah satu pos hujan.
- b. Cari besarnya curah hujan pada tanggal-bulan-tahun yang sama untuk pos hujan yang lain.
- c. Hitung hujan DAS dengan salah satu cara yang dipilih.
- d. Tentukan hujan maksimum harian (seperti langkah 1) pada tahun yang sama untuk pos hujan yang lain.
- e. Ulangi langkah 2 dan 3 setiap tahun.

Dari hasil rata-rata yang diperoleh (sesuai dengan jumlah pos hujan) dipilih yang tertinggi setiap tahun. Data hujan yang terpilih setiap tahun merupakan hujan maksimum harian DAS untuk tahun yang bersangkutan (Suripin, 2004).

2.1.3 Perhitungan Curah Hujan Rencana

Perhitungan curah hujan rencana digunakan untuk meramalkan besarnya hujan dengan periode ulang tertentu (Soewarno, 1995). Berdasarkan curah hujan rencana dapat dicari besarnya intensitas hujan (analisis frekuensi) yang digunakan untuk mencari debit banjir rencana. Analisis frekuensi ini dilakukan dengan menggunakan sebaran kemungkinan teori *probability distribution* dan yang biasa digunakan adalah sebaran *Gumbel* tipe I, sebaran *Log Pearson* tipe III, sebaran *Normal* dan sebaran *Log Normal*. Secara sistematis metode analisis frekuensi perhitungan hujan rencana ini dilakukan secara berurutan sebagai berikut :

- a. Parameter statistik
- b. Pemilihan jenis sebaran
- c. Uji kecocokan sebaran
- d. Perhitungan hujan rencana

a. Parameter Statistik

Parameter yang digunakan dalam perhitungan analisis frekuensi meliputi parameter nilai rata-rata (\bar{X}), standar deviasi (S_d), koefisien variasi (Cv), koefisien kemiringan (Cs) dan koefisien *kurtosis* (Ck). Perhitungan parameter tersebut didasarkan pada data catatan tinggi hujan harian rata-rata maksimum 20 tahun terakhir.

➤ **Nilai rata-rata**

$$\bar{X} = \frac{\sum X_i}{n} \tag{2-05}$$

Dimana :

- \bar{X} = nilai rata-rata curah hujan
- X_i = nilai pengukuran dari suatu curah hujan ke-i
- N = jumlah data curah hujan

➤ **Standar deviasi**

Ukuran sebaran yang paling banyak digunakan adalah deviasi standar. Apabila penyebaran sangat besar terhadap nilai rata-rata maka nilai S_d akan besar, akan tetapi apabila penyebaran data sangat kecil terhadap nilai rata-rata maka nilai S_d akan kecil. Jika dirumuskan dalam suatu persamaan adalah sebagai berikut (Soewarno, 1995) :

$$S_d = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \{X_i - \bar{X}\}^2}{n - 1}} \tag{2-06}$$

Dimana :

- S_d = standar deviasi curah hujan
- \bar{X} = nilai rata-rata curah hujan
- X_i = nilai pengukuran dari suatu curah hujan ke-i
- n = jumlah data curah hujan

➤ **Koefisien variasi**

Koefisien variasi (*coefficient of variation*) adalah nilai perbandingan antara standar deviasi dengan nilai rata-rata dari suatu sebaran. Koefisien variasi dapat dihitung dengan rumus sebagai berikut (Soewarno, 1995) :

$$Cv = \frac{S_d}{\bar{X}} \quad \text{2-07}$$

Dimana :

Cv = koefisien variasi curah hujan

S_d = standar deviasi curah hujan

\bar{X} = nilai rata-rata curah hujan

➤ **Koefisien kemencengan**

Koefisien kemencengan (*coefficient of skewness*) adalah suatu nilai yang menunjukkan derajat ketidak simetrisan (*assymetry*) dari suatu bentuk distribusi. Jika dirumuskan dalam suatu persamaan adalah sebagai berikut (Soewarno, 1995) :

$$\text{Untuk populasi} : C_s = \frac{\alpha}{\sigma^3} \quad \text{2-08}$$

$$\text{Untuk sampel} : C_s = \frac{a}{S_d^3} \quad \text{2-09}$$

$$\alpha = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \mu)^3 \quad \text{2-10}$$

$$a = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3 \quad \text{2-11}$$

Dimana :

C_s = koefisien kemencengan curah hujan

σ = standar deviasi dari populasi curah hujan

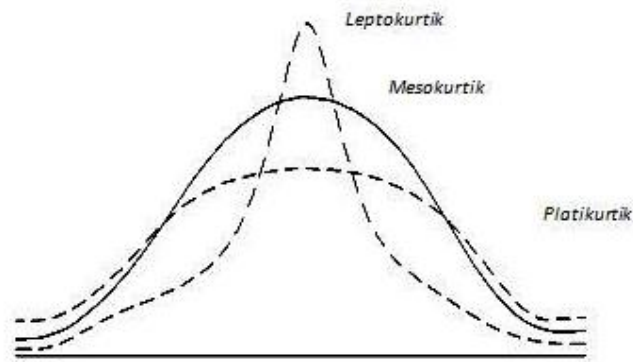
S_d = standar deviasi dari sampel curah hujan

μ = nilai rata-rata dari data populasi curah hujan

- \bar{X} = nilai rata-rata dari data sampel curah hujan
- X_i = curah hujan ke i
- n = jumlah data curah hujan
- a, α = parameter kemencengan

➤ **Koefisien *kurtosis***

Koefisien *kurtosis* adalah suatu nilai yang menunjukkan keruncingan dari bentuk kurva distribusi, yang umumnya dibandingkan dengan distribusi normal yang mempunyai $C_k = 3$ yang dinamakan *mesokurtik*, $C_k < 3$ berpuncak tajam yang dinamakan *leptokurtik*, sedangkan $C_k > 3$ berpuncak datar dinamakan *platikurtik*. Untuk lebih jelasnya lihat Gambar 2.3 sebagai berikut:



Gambar 2.3 Koefisien Kurtosis (Soemarto, 1999)

Koefisien *Kurtosis* biasanya digunakan untuk menentukan keruncingan kurva distribusi, dan dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$C_k = \frac{MA(4)}{S_d^4} \quad \mathbf{2-12}$$

Dimana :

- C_k = koefisien *kurtosis*
- $MA(4)$ = momen ke-4 terhadap nilai rata-rata
- S_d = standar deviasi

Untuk data yang belum dikelompokkan, maka :

$$C_k = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4}{S_d^4} \quad \mathbf{2-13}$$

dan untuk data yang sudah dikelompokkan

$$C_k = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4 f_i}{S_d^4} \quad \mathbf{2-14}$$

Dimana :

C_k = koefisien *kurtosis* curah hujan

n = jumlah data curah hujan

X_i = curah hujan ke i

\bar{X} = nilai rata-rata dari data sampel

f_i = nilai frekuensi variat ke i

S_d = standar deviasi

b. Pemilihan Jenis Sebaran

Masing-masing sebaran memiliki sifat-sifat khas sehingga harus diuji kesesuaiannya dengan sifat statistik masing-masing sebaran tersebut. Pemilihan sebaran yang tidak benar dapat mengundang kesalahan perkiraan yang cukup besar. Pengambilan sebaran secara sembarang tanpa pengujian data hidrologi sangat tidak dianjurkan. Penentuan jenis sebaran yang akan digunakan untuk analisis frekuensi dapat dipakai beberapa cara sebagai berikut.

- Tabel pedoman pemilihan sebaran seperti Tabel 2.1
- Sebaran *Gumbel* Tipe I
- Sebaran Log *Pearson* tipe III
- Sebaran Normal
- Sebaran Log Normal

Tabel 2.1 Pedoman Pemilihan Sebaran (Soemarto, 1999)

Jenis Sebaran	Syarat
Normal	$C_s \approx 0$
	$C_k \approx 3$
<i>Gumbel</i> Tipe I	$C_s \leq 1,1396$
	$C_k \leq 5,4002$
Log <i>Pearson</i> Tipe III	$C_s \neq 0$ $C_k \approx 1,5C_s^2 + 3$
Log normal	$C_s \approx 3C_v + C_v^3$
	$C_v \approx 0$

Sebaran *Gumbel* Tipe I

Digunakan untuk analisis data maksimum, misal untuk analisis frekuensi banjir. Untuk menghitung curah hujan rencana dengan metode sebaran *Gumbel* Tipe I digunakan persamaan distribusi frekuensi empiris sebagai berikut (Soemarto, 1999) :

$$X_T = \bar{X} + \frac{S}{S_n}(Y_T - Y_n) \quad \mathbf{2-15}$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad \mathbf{2-16}$$

Hubungan antara periode ulang T dengan Y_T dapat dihitung dengan rumus :
untuk $T \geq 20$, maka : $Y = \ln T$

$$Y = -\ln \left[-\ln \frac{T-1}{T} \right] \quad \mathbf{2-17}$$

Dimana :

- X_T = nilai hujan rencana dengan data ukur T tahun.
- \bar{X} = nilai rata-rata hujan
- S = standar deviasi (simpangan baku)
- Y_T = nilai reduksi variat (*reduced variate*) dari variabel yang diharapkan terjadi pada periode ulang T tahun. Tabel 2.4.

Y_n = nilai rata-rata dari reduksi variat (*reduce mean*) nilainya tergantung dari jumlah data (n). Tabel 2.2.

S_n = deviasi standar dari reduksi variat (*reduced standart deviation*) nilainya tergantung dari jumlah data (n). Tabel 2.3.

Tabel 2.2 *Reduced mean* (Y_n) untuk Metode Sebaran *Gumbel* Tipe 1 (Soemarto,1999)

N	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,4952	0,4996	0,5035	0,5070	0,5100	0,5128	0,5157	0,5181	0,5202	0,5220
20	0,5236	0,5252	0,5268	0,5283	0,5296	0,5300	0,5820	0,5882	0,5343	0,5353
30	0,5363	0,5371	0,5380	0,5388	0,5396	0,5400	0,5410	0,5418	0,5424	0,5430
40	0,5463	0,5442	0,5448	0,5453	0,5458	0,5468	0,5468	0,5473	0,5477	0,5481
50	0,5485	0,5489	0,5493	0,5497	0,5501	0,5504	0,5508	0,5511	0,5515	0,5518
60	0,5521	0,5524	0,5527	0,5530	0,5533	0,5535	0,5538	0,5540	0,5543	0,5545
70	0,5548	0,5550	0,5552	0,5555	0,5557	0,5559	0,5561	0,5563	0,5565	0,5567
80	0,5569	0,5570	0,5572	0,5574	0,5576	0,5578	0,5580	0,5581	0,5583	0,5585
90	0,5586	0,5587	0,5589	0,5591	0,5592	0,5593	0,5595	0,5596	0,5598	0,5599
100	0,5600									

Tabel 2.3 *Reduced Standard Deviation* (S_n) untuk Metode Sebaran *Gumbel* Tipe 1 (Soemarto, 1999)

N	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,9496	0,9676	0,9833	0,9971	1,0095	1,0206	1,0316	1,0411	1,0493	1,0565
20	1,0628	1,0696	1,0754	1,0811	1,0864	1,0315	1,0961	1,1004	1,1047	1,1080
30	1,1124	1,1159	1,1193	1,1226	1,1255	1,1285	1,1313	1,1339	1,1363	1,1388
40	1,1413	1,1436	1,1458	1,1480	1,1499	1,1519	1,1538	1,1557	1,1574	1,1590
50	1,1607	1,1923	1,1638	1,1658	1,1667	1,1681	1,1696	1,1708	1,1721	1,1734
60	1,1747	1,1759	1,1770	1,1782	1,1793	1,1803	1,1814	1,1824	1,1834	1,1844
70	1,1854	1,1863	1,1873	1,1881	1,1890	1,1898	1,1906	1,1915	1,1923	1,1930
80	1,1938	1,1945	1,1953	1,1959	1,1967	1,1973	1,1980	1,1987	1,1994	1,2001
90	1,2007	1,2013	1,2026	1,2032	1,2038	1,2044	1,2046	1,2049	1,2055	1,2060
100	1,2065									

Tabel 2.4 *Reduced Variate* (Y_T)

untuk Metode Sebaran *Gumbel* Tipe 1 (Soemarto,1999)

Periode Ulang (Tahun)	<i>Reduced Variate</i>
2	0,3665
5	1,4999
10	2,2502
20	2,9606
25	3,1985
50	3,9019
100	4,6001
200	5,2960
500	6,2140
1000	6,9190
5000	8,5390
10000	9,9210

Sebaran *Log-Pearson* Tipe III

Digunakan dalam analisis hidrologi, terutama dalam analisis data maksimum (banjir) dan minimum (debit minimum) dengan nilai ekstrim. Bentuk sebaran *Log-Pearson* tipe III merupakan hasil transformasi dari sebaran *Pearson* tipe III dengan menggantikan variat menjadi nilai logaritmik. Metode *Log-Pearson* tipe III apabila digambarkan pada kertas peluang logaritmik akan merupakan persamaan garis lurus, sehingga dapat dinyatakan sebagai model matematik dengan persamaan sebagai berikut (Soemarto, 1999):

$$Y = \bar{Y} + K.S$$

Dimana :

2-18

Y = nilai logaritmik dari X atau $\log(X)$

X = data curah hujan

\bar{Y} = rata-rata hitung (lebih baik rata-rata geometrik) nilai Y

S = deviasi standar nilai Y

K = karakteristik distribusi peluang Log-Pearson tipe III

Langkah-langkah perhitungannya adalah sebagai berikut :

1. Mengubah data curah hujan sebanyak n buah $X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$ menjadi $\log(X_1), \log(X_2), \log(X_3), \dots, \log(X_n)$.
2. Menghitung harga rata-ratanya dengan rumus :

$$\overline{\log(X)} = \frac{\sum_{i=1}^n \log(X_i)}{n} \quad \text{2-19}$$

Dimana :

$\overline{\log(X)}$ = harga rata-rata logaritmik

n = jumlah data

X_i = nilai curah hujan tiap-tiap tahun (R_{24} maks)

3. Menghitung harga standar deviasinya dengan rumus berikut :

$$Sd = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \{\log(X_i) - \overline{\log(X)}\}^2}{n-1}} \quad \text{2-20}$$

Dimana :

Sd = standar deviasi

4. Menghitung koefisien *skewness* (Cs) dengan rumus :

$$Cs = \frac{\sum_{i=1}^n \{\log(X_i) - \overline{\log(X)}\}^3}{(n-1)(n-2)Sd^3} \quad \text{2-21}$$

Dimana :

Cs = koefisien *skewness*

5. Menghitung logaritma hujan rencana dengan periode ulang T tahun dengan rumus :

$$\text{Log}(X_T) = \overline{\log(X)} + K \cdot Sd \quad \text{2-22}$$

Dimana :

X_T = curah hujan rencana periode ulang T tahun

K = harga yang diperoleh berdasarkan nilai Cs, Tabel 2.5

6. Menghitung koefisien *kurtosis* (Ck) dengan rumus :

$$Ck = \frac{n^2 \sum_{i=1}^n \{\log(X_i) - \overline{\log(X)}\}^4}{(n-1)(n-2)(n-3)Sd^4} \quad \mathbf{2-23}$$

Dimana :

Ck = koefisien *kurtosis*

7. Menghitung koefisien variasi (Cv) dengan rumus :

$$Cv = \frac{Sd}{\log(X)} \quad \mathbf{2-24}$$

Dimana :

Cv = koefisien variasi

Sd = standar deviasi

Tabel 2.5 Harga K
untuk Metode Sebaran *Log Pearson III* (Soemarto,1999)

Koefisien Kemencengan (Cs)	Periode Ulang Tahun							
	2	5	10	25	50	100	200	1000
	Peluang (%)							
	50	20	10	4	2	1	0,5	0,1
3,0	-0,396	0,420	1,180	2,278	3,152	4,051	4,970	7,250
2,5	-0,360	0,518	1,250	2,262	3,048	3,845	4,652	6,600
2,2	-0,330	0,574	1,284	2,240	2,970	3,705	4,444	6,200
2,0	-0,307	0,609	1,302	2,219	2,912	3,605	4,298	5,910
1,8	-0,282	0,643	1,318	2,193	2,848	3,499	4,147	5,660
1,6	-0,254	0,675	1,329	2,163	2,780	3,388	3,990	5,390
1,4	-0,225	0,705	1,337	2,128	2,706	3,271	3,828	5,110
1,2	-0,195	0,732	1,340	2,087	2,626	3,149	3,661	4,820
1,0	-0,164	0,758	1,340	2,043	2,542	3,022	3,489	4,540
0,9	-0,148	0,769	1,339	2,018	2,498	2,957	3,401	4,395
0,8	-0,132	0,780	1,336	2,998	2,453	2,891	3,312	4,250
0,7	-0,116	0,790	1,333	2,967	2,407	2,824	3,223	4,105
0,6	-0,099	0,800	1,328	2,939	2,359	2,755	3,132	3,960
0,5	-0,083	0,808	1,323	2,910	2,311	2,686	3,041	3,815
0,4	-0,066	0,816	1,317	2,880	2,261	2,615	2,949	3,670

Lanjutan tabel 2.5

Koefisien Kemencengan (Cs)	Periode Ulang Tahun							
	2	5	10	25	50	100	200	1000
	Peluang (%)							
	50	20	10	4	2	1	0,5	0,1
0,3	-0,050	0,824	1,309	2,849	2,211	2,544	2,856	3,525
0.2	-0,033	0,830	1,301	2,818	2,159	2,472	2,763	3,380
0,1	-0,017	0,836	1,292	2,785	2,107	2,400	2,670	3,235
0,0	0,000	0,842	1,282	2,751	2,054	2,326	2,576	3,090
-0,1	0,017	0,836	1,270	2,761	2,000	2,252	2,482	3,950
-0,2	0,033	0,850	1,258	1,680	1,945	2,178	2,388	2,810
-0,3	0,050	0,853	1,245	1,643	1,890	2,104	2,294	2,675
-0,4	0,066	0,855	1,231	1,606	1,834	2,029	2,201	2,540
-0,5	0,083	0,856	1,216	1,567	1,777	1,955	2,108	2,400
-0,6	0,099	0,857	1,200	1,528	1,720	1,880	2,016	2,275
-0,7	0,116	0,857	1,183	1,488	1,663	1,806	1,926	2,150
-0,8	0,132	0,856	1,166	1,488	1,606	1,733	1,837	2,035
-0,9	0,148	0,854	1,147	1,407	1,549	1,660	1,749	1,910
-1,0	0,164	0,852	1,128	1,366	1,492	1,588	1,664	1,800
-1,2	0,195	0,844	1,086	1,282	1,379	1,449	1,501	1,625
-1,4	0,225	0,832	1,041	1,198	1,270	1,318	1,351	1,465
-1,6	0,254	0,817	0,994	1,116	1,166	1,200	1,216	1,280
-1,8	0,282	0,799	0,945	0,035	1,069	1,089	1,097	1,130
-2,0	0,307	0,777	0,895	0,959	0,980	0,990	1,995	1,000
-2,2	0,330	0,752	0,844	0,888	0,900	0,905	0,907	0,910
-2,5	0,360	0,711	0,771	0,793	0,798	0,799	0,800	0,802
-3,0	0,396	0,636	0,660	0,666	0,666	0,667	0,667	0,668

a. Sebaran Normal

Digunakan dalam analisis hidrologi, misal dalam analisis frekuensi curah hujan, analisis statistik dari distribusi rata-rata curah hujan tahunan, debit rata-rata tahunan dan sebagainya. Sebaran normal atau kurva normal disebut pula sebaran *Gauss. Probability Density Function* dari sebaran normal adalah :

$$P(X) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\left[\frac{X-\mu}{\sigma}\right]^2} \tag{2-25}$$

Dimana :

$$P(X) = \text{nilai logaritmik dari X atau log (X)}$$

$$\pi = 3,14156$$

- $E = 2,71828$
- $X =$ variabel acak kontinyu
- $\mu =$ rata-rata nilai X
- $\sigma =$ standar deviasi nilai X

Untuk analisis kurva normal cukup menggunakan parameter statistik μ dan σ . Bentuk kurvanya simetris terhadap $X = \mu$ dan grafiknya selalu di atas sumbu datar X , serta mendekati (berasimtot) sumbu datar X , dimulai dari $X = \mu + 3\sigma$ dan $X - 3\sigma$. Nilai mean = modus = median. Nilai X mempunyai batas $-\infty < X < +\infty$.

Luas dari kurva normal selalu sama dengan satu unit, sehingga :

$$P(-\infty < X < +\infty) = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\left[\frac{X-\mu}{\sigma}\right]^2} dx = 1,0 \tag{2-26}$$

Untuk menentukan peluang nilai X antara $X = x_1$ dan $X = x_2$, adalah :

$$P(X_1 < X < X_2) = \int_{x_1}^{x_2} \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\left[\frac{X-\mu}{\sigma}\right]^2} dx \tag{2-27}$$

Apabila nilai X adalah standar, dengan kata lain nilai rata-rata $\mu = 0$ dan deviasi standar $\sigma = 1,0$, maka Persamaan 2.29 dapat ditulis sebagai berikut :

$$P(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}t^2} \tag{2-28}$$

dengan

$$t = \frac{X - \mu}{\sigma} \tag{2-29}$$

Persamaan 2.28 disebut dengan sebaran normal standar (*standard normal distribution*).

Tabel 2.6 menunjukkan wilayah luas di bawah kurva normal, yang merupakan luas dari bentuk kumulatif (*cumulative form*) dan sebaran normal.

Tabel 2.6 Wilayah Luas Di bawah Kurva Normal (Soewarno,1995)

1	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
-3,4	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0002
-3,3	0,0005	0,0005	0,0005	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0003
-3,2	0,0007	0,0007	0,0006	0,0006	0,0006	0,0006	0,0006	0,0005	0,0005	0,0005
-3,1	0,0010	0,0009	0,0009	0,0009	0,0008	0,0008	0,0008	0,0008	0,0007	0,0007
-3,0	0,0013	0,0013	0,0013	0,0012	0,0012	0,0011	0,0011	0,0011	0,0010	0,0010
-2,9	0,0019	0,0018	0,0017	0,0017	0,0016	0,0016	0,0015	0,0015	0,0014	0,0014
-2,8	0,0026	0,0025	0,0024	0,0023	0,0022	0,0022	0,0021	0,0021	0,0020	0,0019
-2,7	0,0036	0,0034	0,0033	0,0032	0,0030	0,0030	0,0029	0,0028	0,0027	0,0026
-2,6	0,0047	0,0045	0,0044	0,0043	0,0040	0,0040	0,0039	0,0038	0,0037	0,0036
-2,5	0,0062	0,0060	0,0059	0,0057	0,0055	0,0054	0,0052	0,0051	0,0049	0,0048
-2,4	0,0082	0,0080	0,0078	0,0075	0,0073	0,0071	0,0069	0,0068	0,0066	0,0064
-2,3	0,0107	0,0104	0,0102	0,0099	0,0096	0,0094	0,0094	0,0089	0,0087	0,0084
-2,2	0,0139	0,0136	0,0132	0,0129	0,0125	0,0122	0,0119	0,0116	0,0113	0,0110
-2,1	0,0179	0,0174	0,0170	0,0166	0,0162	0,0158	0,0154	0,0150	0,0146	0,0143
-2,0	0,0228	0,0222	0,0217	0,0212	0,0207	0,0202	0,0197	0,0192	0,0188	0,0183
-1,9	0,0287	0,0281	0,0274	0,0268	0,0262	0,0256	0,0250	0,0244	0,0239	0,0233
-1,8	0,0359	0,0352	0,0344	0,0336	0,0329	0,0322	0,0314	0,0307	0,0301	0,0294
-1,7	0,0446	0,0436	0,0427	0,0418	0,0409	0,0401	0,0392	0,0384	0,0375	0,0367
-1,6	0,0548	0,0537	0,0526	0,0516	0,0505	0,0495	0,0485	0,0475	0,0465	0,0455
-1,5	0,0668	0,0655	0,0643	0,0630	0,0618	0,0606	0,0594	0,0582	0,0571	0,0559
-1,4	0,0808	0,0793	0,0778	0,0764	0,0749	0,0735	0,0722	0,0708	0,0694	0,0681
-1,3	0,0968	0,0951	0,0934	0,0918	0,0901	0,0885	0,0869	0,0853	0,0838	0,0823
-1,2	0,1151	0,1131	0,1112	0,1093	0,1075	0,1056	0,1038	0,1020	0,1003	0,0985
-1,1	0,1357	0,1335	0,1314	0,1292	0,1271	0,1251	0,1230	0,1210	0,1190	0,1170
-1,0	0,1587	0,1562	0,1539	0,1515	0,1492	0,1469	0,1446	0,1423	0,1401	0,1379
-0,9	0,1841	0,1814	0,1788	0,1762	0,1736	0,1711	0,1685	0,1660	0,1635	0,1611
-0,8	0,2119	0,2090	0,2061	0,2033	0,2005	0,1977	0,1949	0,1922	0,1894	0,1867
-0,7	0,2420	0,2389	0,2358	0,2327	0,2296	0,2266	0,2236	0,2206	0,2177	0,2148
-0,6	0,2743	0,2709	0,2676	0,2643	0,2611	0,2578	0,2546	0,2514	0,2483	0,2451
-0,5	0,3085	0,3050	0,3015	0,2981	0,2946	0,2912	0,2877	0,2843	0,2810	0,2776
-0,4	0,3446	0,3409	0,3372	0,3336	0,3300	0,3264	0,3228	0,3192	0,3156	0,3121
-0,3	0,3821	0,3783	0,3745	0,3707	0,3669	0,3632	0,3594	0,3557	0,3520	0,3483
-0,2	0,4207	0,4168	0,4129	0,4090	0,4052	0,4013	0,3974	0,3936	0,3897	0,3859
-0,1	0,4602	0,4562	0,4522	0,4483	0,4443	0,4404	0,4364	0,4325	0,4286	0,4247
0,0	0,5000	0,4960	0,4920	0,4880	0,4840	0,4801	0,4761	0,4721	0,4681	0,4641

Lanjutan tabel 2.6

1	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0,0	0,5000	0,50470	0,5080	0,5120	0,5160	0,5199	0,5239	0,5279	0,5319	0,5359
0,1	0,5398	0,5438	0,5478	0,5517	0,5557	0,5596	0,5636	0,5675	0,5714	0,5753
0,2	0,5793	0,5832	0,5871	0,5910	0,5948	0,5987	0,6026	0,6064	0,6103	0,6141
0,3	0,6179	0,6217	0,6255	0,6293	0,6331	0,6368	0,6406	0,6443	0,6480	0,6517
0,4	0,6554	0,6591	0,6628	0,6664	0,6700	0,6736	0,6772	0,6808	0,6844	0,6879
0,5	0,6915	0,6950	0,6985	0,7019	0,7054	0,7088	0,7123	0,7157	0,7190	0,7224
0,6	0,7257	0,7291	0,7324	0,7357	0,7389	0,7422	0,7454	0,7486	0,7517	0,7549
0,7	0,7580	0,7611	0,7642	0,7673	0,7704	0,7734	0,7764	0,7794	0,7823	0,7852
0,8	0,7881	0,7910	0,7939	0,7967	0,7995	0,8023	0,8051	0,8078	0,8106	0,8133
0,9	0,8159	0,8186	0,8212	0,8238	0,8264	0,8289	0,8315	0,8340	0,8365	0,8389
1,0	0,8413	0,8438	0,8461	0,8485	0,8505	0,8531	0,8554	0,8577	0,8599	0,8621
1,1	0,8643	0,8665	0,8686	0,8708	0,8729	0,8749	0,8770	0,8790	0,8810	0,8830
1,2	0,8849	0,8869	0,8888	0,8907	0,8925	0,8944	0,8962	0,8980	0,8997	0,9015
1,3	0,9032	0,9049	0,9066	0,9082	0,9099	0,9115	0,9131	0,9147	0,9162	0,9177
1,4	0,9192	0,9207	0,9222	0,9236	0,9251	0,9265	0,9278	0,9292	0,9306	0,9319
1,5	0,9332	0,9345	0,9357	0,9370	0,9382	0,9394	0,9406	0,9418	0,9429	0,9441
1,6	0,9452	0,9463	0,9474	0,9484	0,9495	0,9505	0,9515	0,9525	0,9535	0,9545
1,7	0,9554	0,9564	0,9573	0,9582	0,9591	0,9599	0,9608	0,9616	0,9625	0,9633
1,8	0,9541	0,9649	0,9656	0,9664	0,9671	0,9678	0,9686	0,9693	0,9699	0,9706
1,9	0,9713	0,9719	0,9726	0,9732	0,9738	0,9744	0,9750	0,9756	0,9761	0,9767
2,0	0,9772	0,9778	0,9783	0,9788	0,9793	0,9798	0,9803	0,9808	0,9812	0,9817
2,1	0,9821	0,9826	0,9830	0,9834	0,9838	0,9842	0,9846	0,9850	0,9854	0,9857
2,2	0,9861	0,9864	0,9868	0,9871	0,9875	0,9878	0,9891	0,9884	0,9887	0,9890
2,3	0,9893	0,9896	0,9896	0,9901	0,999904	0,999906	0,9909	0,9911	0,9913	0,9916
2,4	0,9918	0,9920	0,9922	0,9925	0,9927	0,9929	0,9931	0,9932	0,9934	0,9936
2,5	0,9938	0,9940	0,9941	0,9943	0,9945	0,9946	0,9948	0,9949	0,9951	0,9952
2,6	0,9953	0,9955	0,9956	0,9957	0,9959	0,9960	0,9961	0,9962	0,9963	0,9964
2,7	0,9965	0,9966	0,9967	0,9968	0,9969	0,9970	0,9971	0,9972	0,9973	0,9974
2,8	0,9974	0,9975	0,9976	0,9977	0,9977	0,9978	0,9979	0,9979	0,9980	0,9981
2,9	0,9981	0,9982	0,9982	0,9983	0,9984	0,9984	0,9985	0,9985	0,9986	0,9986
3,0	0,9987	0,9987	0,9987	0,9988	0,9988	0,9989	0,9989	0,9989	0,9990	0,9990
3,1	0,9990	0,9991	0,9991	0,9991	0,9992	0,9992	0,9992	0,9992	0,9993	0,9993
3,2	0,9993	0,9993	0,9994	0,9994	0,9994	0,9994	0,9994	0,9995	0,9995	0,9995
3,3	0,9995	0,9995	0,9995	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9996	0,9997
3,4	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9998

Tabel 2.7 Penentuan Nilai K pada Sebaran Normal (Soewarno,1995)

Periode Ulang T (tahun)	Peluang	K
1,001	0,999	-3,05
1,005	0,995	-2,58
1,010	0,990	-2,33
1,050	0,950	-1,64
1,110	0,900	-1,28
1,250	0,800	-0,84
1,330	0,750	-0,67
1,430	0,700	-0,52
1,670	0,600	-0,25
2,000	0,500	0
2,500	0,400	0,25
3,330	0,300	0,52
4,000	0,250	0,67
5,000	0,200	0,84
10,000	0,100	1,28
20,000	0,050	1,64
50,000	0,200	2,05
100,000	0,010	2,33
200,000	0,005	2,58
500,000	0,002	2,88
1000,000	0,001	3,09

b. Sebaran Log Normal

Sebaran log normal merupakan hasil transformasi dari sebaran normal, yaitu dengan mengubah nilai variat X menjadi nilai logaritmik variat X . Sebaran log-Pearson III akan menjadi sebaran log normal apabila nilai koefisien kemencengan $C_s = 0,00$. Metode log normal apabila digambarkan pada kertas peluang logaritmik akan merupakan persamaan garis lurus, sehingga dapat dinyatakan sebagai model matematik dengan persamaan sebagai berikut (Soewarno, 1995):

$$X_T = \bar{X} + Kt.S$$

Dimana :

X_T = besarnya curah hujan dengan periode ulang T tahun.

\bar{X} = curah hujan rata-rata (mm)

S = Standar Deviasi data hujan harian maksimum

Kt = *Standard Variable* untuk periode ulang t tahun yang besarnya diberikan pada Tabel 2.8

Tabel 2.8 *Standard Variable* (Kt)

untuk Metode Sebaran Log Normal (Soemarto,1999)

T (Tahun)	Kt	T (Tahun)	Kt	T (Tahun)	Kt
1	-1.86	20	1.89	90	3.34
2	-0.22	25	2.10	100	3.45
3	0.17	30	2.27	110	3.53
4	0.44	35	2.41	120	3.62
5	0.64	40	2.54	130	3.70
6	0.81	45	2.65	140	3.77
7	0.95	50	2.75	150	3.84
8	1.06	55	2.86	160	3.91
9	1.17	60	2.93	170	3.97
10	1.26	65	3.02	180	4.03
11	1.35	70	3.08	190	4.09
12	1.43	75	3.60	200	4.14
13	1.50	80	3.21	221	4.24
14	1.57	85	3.28	240	4.33
15	1.63	90	3.33	260	4.42

c. Uji Kecocokan Sebaran

Uji sebaran dilakukan dengan uji kecocokan distribusi yang dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan sebaran peluang yang telah dipilih dapat menggambarkan atau mewakili dari sebaran statistik sampel data yang dianalisis tersebut (Soemarto, 1999).

Ada dua jenis uji kecocokan (*Goodness of fit test*) yaitu uji kecocokan *Chi-Square* dan *Smirnov-Kolmogorof*. Umumnya pengujian dilaksanakan dengan cara menggambarkan data pada kertas peluang dan menentukan apakah data tersebut merupakan garis lurus, atau dengan membandingkan kurva frekuensi dari data pengamatan terhadap kurva frekuensi teoritisnya (Soewarno, 1995).

d. Uji Kecocokan *Chi-Square*

Uji kecocokan *Chi-Square* dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan sebaran peluang yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sampel data yang dianalisis didasarkan pada jumlah pengamatan yang diharapkan pada pembagian kelas dan ditentukan terhadap jumlah data pengamatan yang terbaca di dalam kelas tersebut atau dengan membandingkan nilai *Chi-Square* (χ^2) dengan nilai *Chi-Square* kritis (χ^2_{cr}). Uji kecocokan *Chi-Square* menggunakan rumus (Soewarno, 1995):

$$\chi_h^2 = \sum_{i=1}^G \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i} \tag{2-31}$$

Dimana :

- χ_h^2 = harga *Chi-Square* terhitung
- O_i = jumlah data yang teramati terdapat pada sub kelompok ke-i
- E_i = jumlah data yang secara teoritis terdapat pada sub kelompok ke-i
- G = jumlah sub kelompok

Parameter χ_h^2 merupakan variabel acak. Peluang untuk mencapai nilai χ_h^2 sama atau lebih besar dari pada nilai *Chi-Square* yang sebenarnya (χ^2). Suatu distrisbusi dikatakan selaras jika nilai χ^2 hitung < χ^2 kritis. Nilai χ^2 kritis dapat dilihat di Tabel 2.9. Dari hasil pengamatan yang didapat dicari penyimpangannya dengan *Chi-Square* kritis paling kecil. Untuk suatu nilai nyata tertentu (*level of significant*) yang sering diambil adalah 5 %.

Prosedur uji kecocokan *Chi-Square* adalah :

1. Urutkan data pengamatan (dari besar ke kecil atau sebaliknya).
2. Kelompokkan data menjadi G *sub-group*, tiap-tiap *sub-group* minimal terdapat lima buah data pengamatan.
3. Hitung jumlah pengamatan yang teramati di dalam tiap-tiap *sub-group* (O_i).
4. Hitung jumlah atau banyaknya data yang secara teoritis ada di tiap-tiap *sub-group* (E_i).
5. Tiap-tiap *sub-group* hitung nilai :
 $(O_i - E_i)$ dan $\frac{(O_i - E_i)^2}{E_i}$
6. Jumlah seluruh G *sub-group* nilai $\sum \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i}$ untuk menentukan nilai *Chi-Square* hitung.
7. Tentukan derajat kebebasan $dk = G - R - 1$ (nilai $R=2$, untuk distribusi normal dan binomial, dan nilai $R=1$, untuk distribusi *Poisson*) (Soewarno, 1995).

Derajat kebebasan yang digunakan pada perhitungan ini adalah dengan rumus sebagai berikut :

$$Dk = n - 3 \qquad \qquad \qquad \mathbf{2-32}$$

Dimana :

- Dk = derajat kebebasan
- n = banyaknya data

Adapun kriteria penilaian hasilnya adalah sebagai berikut :

- Apabila peluang lebih dari 5%, maka persamaan distribusi teoritis yang digunakan dapat diterima.
- Apabila peluang lebih kecil dari 1%, maka persamaan distribusi teoritis yang digunakan tidak dapat diterima.
- Apabila peluang lebih kecil dari 1%-5%, maka tidak mungkin mengambil keputusan, misal perlu penambahan data.

Tabel 2.9 Nilai χ^2 kritis untuk uji kecocokan *Chi-Square* (Soewarno, 1995)

dk	α Derajat keprcayan							
	0,995	0,99	0,975	0,95	0,05	0,025	0,01	0,005
1	0,0000393	0,000157	0,000982	0,00393	3,841	5,024	6,635	7,879
2	0,0100	0,0201	0,0506	0,103	5,991	7,378	9,210	10,597
3	0,0717	0,115	0,216	0,352	7,815	9,348	11,345	12,838
4	0,207	0,297	0,484	0,711	9,488	11,143	13,277	14,860
5	0,412	0,554	0,831	1,145	11,070	12,832	15,086	16,750
6	0,676	0,872	1,237	1,635	12,592	14,449	16,812	18,548
7	0,989	1,239	1,690	2,167	14,067	16,013	18,475	20,278
8	1,344	1,646	2,180	2,733	15,507	17,535	20,090	21,955
9	1,735	2,088	2,700	3,325	16,919	19,023	21,666	23,589
10	2,156	2,558	3,247	3,940	18,307	20,483	23,209	25,188
11	2,603	3,053	3,816	4,575	19,675	21,920	24,725	26,757
12	3,074	3,571	4,404	5,226	21,026	23,337	26,217	28,300
13	3,565	4,107	5,009	5,892	22,362	24,736	27,688	29,819
14	4,075	4,660	5,629	6,571	23,685	26,119	29,141	31,319
15	4,601	5,229	6,262	7,261	24,996	27,488	30,578	32,801
16	5,142	5,812	6,908	7,962	26,296	28,845	32,000	34,267
17	5,697	6,408	7,564	8,672	27,587	30,191	33,409	35,718
18	6,265	7,015	8,231	9,390	28,869	31,526	34,805	37,156
19	6,844	7,633	8,907	10,117	30,144	32,852	36,191	38,582
20	7,434	8,260	9,591	10,851	31,41	34,170	37,566	39,997
21	8,034	8,897	10,283	11,591	32,671	35,479	38,932	41,401
22	8,643	9,542	10,982	12,338	33,924	36,781	40,289	42,796
23	9,260	10,196	11,689	13,091	36,172	38,076	41,683	44,181
24	9,886	10,856	12,401	13,848	36,415	39,364	42,980	45,558
25	10,520	11,524	13,120	14,611	37,652	40,646	44,314	46,928
26	11,160	12,198	13,844	15,379	38,885	41,923	45,642	48,290
27	11,808	12,879	14,573	16,151	40,113	43,194	46,963	49,645
28	12,461	13,565	15,308	16,928	41,337	44,461	48,278	50,993
29	13,121	14,256	16,047	17,708	42,557	45,722	49,588	52,336
30	13,787	14,953	16,791	18,493	43,773	46,979	50,892	53,672

e. Uji Kecocokan *Smirnov-Kolmogorof*

Uji kecocokan *Smirnov-Kolmogorof* dilakukan dengan membandingkan probabilitas untuk tiap-tiap variabel dari distribusi empiris dan teoritis didapat perbedaan (Δ). Perbedaan maksimum yang dihitung (Δ maks) dibandingkan dengan perbedaan kritis (Δ_{cr}) untuk suatu derajat nyata dan banyaknya variat tertentu, maka sebaran sesuai jika $(\Delta_{maks}) < (\Delta_{cr})$.

Rumus yang dipakai (Soewarno, 1995).

$$\alpha = \frac{P_{\max} - P_{(xi)}}{P_{(x)} \Delta_{Cr}} \quad \mathbf{2-33}$$

Prosedur uji kecocokan *Smirnov-Kolmogorof* adalah :

1. Urutkan data (dari besar ke kecil atau sebaliknya) dan tentukan besarnya nilai masing-masing data tersebut :
 $X_1 \rightarrow P(X_1)$
 $X_2 \rightarrow P(X_2)$
 $X_m \rightarrow P(X_m)$
 $X_n \rightarrow P(X_n)$
2. Tentukan nilai masing-masing peluang teoritis dari hasil penggambaran data (persamaan distribusinya) :
 $X_1 \rightarrow P'(X_1)$
 $X_2 \rightarrow P'(X_2)$
 $X_m \rightarrow P'(X_m)$
 $X_n \rightarrow P'(X_n)$
3. Dari kedua nilai peluang tersebut, tentukan selisih terbesarnya antara peluang pengamatan dengan peluang teoritis.
 $D = \text{maksimum} [P(X_m) - P'(X_m)]$
4. Berdasarkan tabel nilai kritis (*Smirnov – Kolmogorof test*), tentukan harga D_0 (Tabel 2.10).

Tabel 2.10 Nilai D0 kritis
 untuk uji kecocokan *Smirnov-Kolmogorof* (Soewarno,1995)

Jumlah data N	α = derajat kepercayaan			
	0,20	0,10	0,05	0,01
5	0,45	0,51	0,56	0,67
10	0,32	0,37	0,41	0,49
15	0,27	0,30	0,34	0,40
20	0,23	0,26	0,29	0,36
25	0,21	0,24	0,27	0,32
30	0,19	0,22	0,24	0,29
35	0,18	0,20	0,23	0,27
40	0,17	0,19	0,21	0,25
45	0,16	0,18	0,20	0,24
50	0,15	0,17	0,19	0,23
n>50	1,07/n	1,22/n	1,36/n	1,63/n

2.1.4. Intensitas Curah Hujan

Intensitas hujan adalah tinggi atau kedalaman air hujan per satuan waktu. Sifat umum hujan adalah makin singkat hujan berlangsung intensitasnya cenderung makin tinggi dan makin besar periode ulangnya makin tinggi pula intensitasnya. Analisis intensitas curah hujan ini dapat diproses dari data curah hujan yang telah terjadi pada masa lampau.

Rumus-rumus yang dapat dipakai :

a. Menurut Dr. Mononobe

Jika data curah hujan yang ada hanya curah hujan harian. Rumus yang digunakan (Sosrodarsono, 2003) :

$$I = \frac{R_{24}}{24} \cdot \left[\frac{24}{t} \right]^{\frac{2}{3}} \quad \text{2-34}$$

Dimana :

I = Intensitas curah hujan (mm/jam)

t = lamanya curah hujan (jam)

R_{24} = curah hujan maksimum dalam 24 jam (mm)

b. Menurut Sherman

Rumus yang digunakan (Soemarto, 1999) :

$$I = \frac{a}{t^b} \tag{2-35}$$

$$\log a = \frac{\sum_{i=1}^n (\log(i)) \sum_{i=1}^n (\log(t))^2 - \sum_{i=1}^n (\log(t) \cdot \log(i)) \sum_{i=1}^n (\log(t))}{n \sum_{i=1}^n (\log(t))^2 - \left(\sum_{i=1}^n (\log(t)) \right)^2} \tag{2-36}$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (\log(i)) \sum_{i=1}^n (\log(t)) - n \sum_{i=1}^n (\log(t) \cdot \log(i))}{n \sum_{i=1}^n (\log(t))^2 - \left(\sum_{i=1}^n (\log(t)) \right)^2} \tag{2-37}$$

Dimana :

I = intensitas curah hujan (mm/jam)

t = lamanya curah hujan (menit)

a,b = konstanta yang tergantung pada lama curah hujan yang terjadi di daerah aliran.

n = banyaknya pasangan data i dan t.

c. Menurut Talbot

Rumus yang dipakai (Soemarto, 1999) :

$$I = \frac{a}{(t + b)} \tag{2-38}$$

$$a = \frac{\sum_{j=1}^n (i.t) \sum_{j=1}^n (i^2) - \sum_{j=1}^n (i^2.t) \sum_{i=1}^n (i)}{n \sum_{j=1}^n (i^2) - \left[\sum_{j=1}^n (i) \right]^2} \tag{2-39}$$

$$b = \frac{\sum_{j=1}^n (i) \sum_{j=1}^n (i \cdot t) - n \sum_{j=1}^n (i^2 \cdot t)}{n \sum_{j=1}^n (i^2) - \left[\sum_{j=1}^n (i) \right]^2} \quad 2-40$$

Dimana :

I = intensitas curah hujan (mm/jam)

t = lamanya curah hujan (menit)

a,b = konstanta yang tergantung pada lama curah hujan yang terjadi di daerah aliran

n = banyaknya pasangan data i dan t

d. Menurut *Ishiguro*

Rumus yang digunakan (Soemarto, 1999) :

$$I = \frac{a}{\sqrt{t} + b} \quad 2-41$$

$$a = \frac{\sum_{j=1}^n (i \cdot \sqrt{t}) \sum_{j=1}^n (i^2) - \sum_{j=1}^n (i^2 \cdot \sqrt{t}) \sum_{j=1}^n (i)}{n \sum_{j=1}^n (i^2) - \left[\sum_{j=1}^n (i) \right]^2} \quad 2-42$$

$$b = \frac{\sum_{j=1}^n (i) \sum_{j=1}^n (i \cdot \sqrt{t}) - n \sum_{j=1}^n (i^2 \cdot \sqrt{t})}{n \sum_{j=1}^n (i^2) - \left[\sum_{j=1}^n (i) \right]^2} \quad 2-43$$

Dimana :

I = intensitas curah hujan (mm/jam)

t = lamanya curah hujan (menit)

a,b = konstanta yang tergantung pada lama curah hujan yang terjadi di daerah aliran

n = banyaknya pasangan data i dan t

2.1.5 Debit Banjir Rencana

Untuk mencari debit banjir rencana dapat digunakan beberapa metode diantaranya hubungan empiris antara curah hujan dengan limpasan. Metode ini paling banyak di kembangkan sehingga didapat beberapa rumus, diantaranya adalah :

2.1.5.1 Metode *Der Weduwen*

Metode *Der Weduwen* digunakan untuk luas DAS $\leq 100 \text{ km}^2$ dan $t = 1/6$ jam sampai 12 jam digunakan rumus (Loebis, 1987) :

$$Qt = \alpha \cdot \beta \cdot q_n A \quad \text{2-44}$$

$$t = 0,25LQ_t^{-0,125} I^{-0,25} \quad \text{2-45}$$

$$\beta = \frac{120 + ((t+1)(t+9))A}{120 + A} \quad \text{2-46}$$

$$q_n = \frac{R_n}{240} \frac{67,65}{t+1,45} \quad \text{2-47}$$

$$\alpha = 1 - \frac{4,1}{\beta q_n + 7} \quad \text{2-48}$$

Dimana :

- Qt = Debit banjir rencana (m^3/det)
- Rn = Curah hujan maksimum (mm/hari) dengan kemungkinan tak terpenuhi n%
- α = Koefisien pengaliran atau limpasan (*run off*) air hujan
- β = Koefisien pengurangan daerah untuk curah hujan DAS
- q_n = Debit persatuan luas atau curah hujan dari hasil perhitungan Rn ($\text{m}^3/\text{det} \cdot \text{km}^2$)
- t = Waktu konsentrasi (jam)
- A = Luas daerah pengaliran (km^2) sampai 100 km^2
- L = Panjang sungai (km)
- I = Gradien sungai atau medan

2.1.5.2 Metode *Haspers*

Untuk menghitung besarnya debit dengan metode *Haspers* digunakan persamaan sebagai berikut (Loebis, 1987) :

$$Qt = \alpha \cdot \beta \cdot q_n A \quad 2-49$$

Koefisien *Run Off* (α)

$$\alpha = \frac{1 + 0.012f^{0.7}}{1 + 0.75f^{0.7}} \quad 2-50$$

Koefisien Reduksi (β)

$$\frac{1}{\beta} = 1 + \frac{t + 3.7 \times 10^{-0.4t}}{t^2 + 15} \times \frac{f^{3/4}}{12} \quad 2-51$$

Waktu konsentrasi (t)

$$t = 0.1 L^{0.8} I^{-0.3} \quad 2-52$$

Dimana :

- f = luas ellips yang mengelilingi DPS dengan sumbu panjang tidak lebih dari 1,5 kali sumbu pendek (km²)
- t = waktu konsentrasi (jam)
- L = Panjang sungai (km)
- I = kemiringan rata-rata sungai

Intensitas Hujan

- Untuk $t < 2$ jam

$$Rt = \frac{tR24}{t + 1 - 0.0008 \cdot (260 - R24)(2 - t)^2} \quad 2-53$$

- Untuk $2 \text{ jam} \leq t \leq 19 \text{ jam}$

$$Rt = \frac{tR24}{t + 1} \quad 2-54$$

- Untuk $19 \text{ jam} \leq t \leq 30 \text{ jam}$

$$Rt = 0.707 R_{24} \sqrt{t + 1} \quad \text{2-55}$$

dimana t dalam jam dan R_t , R_{24} (mm)

Hujan maksimum (q_n)

$$q_n = \frac{Rn}{3,6 \cdot t} \quad \text{2-56}$$

Dimana :

- t = Waktu konsentrasi (jam)
- Q_t = Debit banjir rencana (m^3/det)
- R_n = Curah hujan maksimum (mm/hari)
- q_n = Debit persatuan luas ($\text{m}^3/\text{det} \cdot \text{km}^2$)

Adapun langkah-langkah dalam menghitung debit puncaknya adalah sebagai berikut (Loebis, 1987) :

- a. Menentukan besarnya curah hujan sehari (R_h rencana) untuk periode ulang rencana yang dipilih.
- b. Menentukan koefisien *run off* untuk daerah aliran sungai.
- c. Menghitung luas daerah pengaliran, panjang sungai dan gradien sungai untuk DAS.
- d. Menghitung nilai waktu konsentrasi.
- e. Menghitung koefisien reduksi, intensitas hujan, debit persatuan luas dan debit rencana.

2.1.5.3 Metode FSR Jawa dan Sumatra

Pada tahun 1982-1983, IOH (*Institute of Hydrology*), Wallingford, Oxon, Inggris bersama-sama dengan DPMA (Direktorat Penyelidikan Masalah Air) telah melaksanakan penelitian untuk menghitung debit puncak banjir yang diharapkan terjadi pada peluang atau periode ulang tertentu berdasarkan ketersediaan data debit banjir dengan cara analisis

statistik untuk Jawa dan Sumatra. Untuk mendapatkan debit banjir puncak banjir pada periode ulang tertentu, maka dapat dikelompokkan menjadi dua tahap perhitungan, yaitu :

1. Perhitungan debit puncak banjir tahunan rata-rata (*mean annual flood* =MAF)
2. Penggunaan faktor pembesar (*Growth factor* = *GF*) terhadap nilai MAF untuk menghitung debit puncak banjir sesuai dengan periode ulang yang diinginkan.

Perkiraan debit puncak banjir tahunan rata-rata, berdasarkan ketersediaan data dari suatu DPS, dengan ketentuan :

1. Apabila tersedia data debit, minimal 10 tahun data runtut waktu maka, MAF dihitung berdasarkan data serial debit puncak banjir tahunan.
2. Apabila tersedia data debit kurang dari 10 tahun data runtut waktu, maka MAF dihitung berdasarkan metode puncak banjir di atas ambang (*Peak over a threshold* = *POT*).
3. Apabila dari DPS tersebut, belum tersedia data debit, maka MAF ditentukan dengan persamaan regresi, berdasarkan data luas DPS (*AREA*), rata-rata tahunan dari curah hujan terbesar dalam satu hari (*APBAR*), kemiringan sungai (*SIMS*), dan indeks dari luas genangan seperti luas danau, genangan air, waduk (*LAKE*).

$$Q_T = GF.(T.AREA) \times MAF \text{ (m}^3\text{/dtk)} \quad \mathbf{2-57}$$

$$MAF = \frac{8}{10^6} (AREA)^V \times (APBAR)^{2.445} \times SIMS^{0.117} \times (1 + LAKE)^{-0.85} \quad \mathbf{2-58}$$

$$V = 1.02 - 0.0275 \cdot \log(AREA) \quad \mathbf{2-59}$$

$$SIMS = \frac{H}{MSL} \text{ (m/km)} \quad \mathbf{2-60}$$

$$APBAR = PBAR \times ARF \text{ (mm)} \quad \mathbf{2-61}$$

Dimana :

AREA = Luas DAS.(km²)

PBAR = Hujan terpusat rerata maksimum tahunan selama 24 jam. (mm), dicari dari peta isohyet.

APBAR = Hujan rerata maksimum tahunan yang mewakili DAS selama 24 jam.(mm)

ARF = Faktor reduksi.

MSL = Jarak terjauh dari tempat pengamatan sampai hulu sungai.(Km)

SIMS = Indek kemiringan

LAKE = Index danau (0 s/d 0.25).

MAF = Debit rerata maximum tahunan.(m³/dtk)

Q_T = Debit rancangan. (m³/dtk)

GF = Growth faktor , Tabel 2.11

Tabel 2.11 *Growth Faktor* (GF) (Loebis,1987)

Periode Ulang	Luas DAS (Km ²)					
	<160	300	600	900	1200	>1500
5	1.26	1.27	1.24	1.22	1.19	1.17
10	1.56	1.54	1.48	1.44	1.41	1.37
20	1.88	1.88	1.75	1.70	1.64	1.59
50	2.35	2.30	2.18	2.10	2.03	1.95
100	2.75	2.72	2.57	2.47	2.67	2.27
200	3.27	3.20	3.01	2.89	2.78	2.66
500	4.01	3.92	3.70	3.56	3.41	3.27
1000	4.68	4.58	4.32	4.16	4.01	3.85

2.1.5.4 Hidrograf Satuan Sintetik GAMA I

Cara ini dipakai sebagai upaya memperoleh hidrograf satuan suatu DAS yang belum pernah diukur. Dengan pengertian lain tidak tersedia data pengukuran debit maupun data AWLR (*Automatic Water Level Recorder*) pada suatu tempat tertentu dalam sebuah DAS yang tidak ada

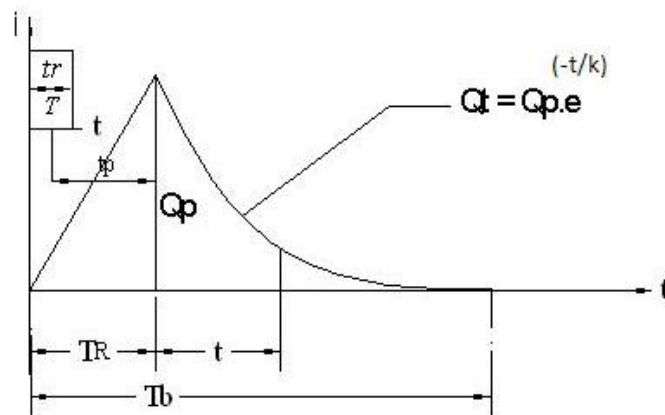
stasiun hidrometernya (Soemarto, 1999). Cara ini dikembangkan oleh *Synder* pada tahun 1938 yang memanfaatkan parameter DAS untuk memperoleh hidrograf satuan sintetik. Hal tersebut didasarkan pada pemikiran bahwa pengalihragaman hujan menjadi aliran baik pengaruh translasi maupun tampungannya dapat dijelaskan dipengaruhi oleh sistem DAS-nya. Hidrograf satuan Sintetik Gama I dibentuk oleh empat variabel pokok seperti dalam Gambar 2.4, yaitu waktu naik (T_R), debit puncak (Q_p), waktu dasar (T_B) dan koefisien tumpungan (k).

Kurva naik merupakan garis lurus, sedangkan kurva turun dibentuk oleh persamaan sebagai berikut :

$$Q_t = Q_p \cdot e^{\left(\frac{-t}{k}\right)} \quad \text{2-62}$$

Dimana :

- Q_t = debit yang diukur dalam jam ke-t sesudah debit puncak dalam (m^3/det)
- Q_p = debit puncak dalam (m^3/det)
- t = waktu yang diukur dari saat terjadinya debit puncak (jam)
- k = koefisien tumpungan dalam jam



Gambar 2.4 Sketsa Hidrograf Satuan Sintetik GAMA I (Soedibyo, 1993)

Waktu naik (T_R)

$$T_R = 0,43 \left(\frac{L}{100 \cdot SF} \right)^3 + 1,0665 \cdot SIM + 1,2775 \quad \text{2-63}$$

Dimana :

- T_R = waktu naik (jam)
 L = panjang sungai (km)
 SF = faktor sumber yaitu perbandingan antara jumlah panjang sungai tingkat I dengan panjang sungai semua tingkat
 SIM = faktor simetri ditetapkan sebagai hasil kali antara faktor lebar (WF) dengan luas relatif DAS sebelah hulu (RUA)
 WF = faktor lebar adalah perbandingan antara lebar DAS yang diukur dari titik di sungai yang berjarak 0,75 L dan lebar DAS yang diukur dari titik yang berjarak 0,25 L dari tempat pengukuran, lihat Gambar 2.5.

Debit puncak (Q_p)

$$Q_p = 0,1836 A^{0,5886} \cdot TR^{-0,4008} \cdot JN^{0,5886} \quad \text{2-64}$$

Dimana :

- Q_p = debit puncak (m^3/det)
 JN = jumlah pertemuan sungai yaitu jumlah seluruh pertemuan sungai di dalam DAS
 T_R = waktu naik (jam)
 A = luas DAS (km^2)

Waktu dasar (T_B)

$$T_B = 27,4132 \cdot TR^{0,1457} \cdot S^{-0,0986} \cdot SN^{0,7344} \cdot RUA^{0,2574} \quad \text{2-65}$$

Dimana :

T_B = waktu dasar (jam)

T_R = waktu naik (jam)

S = landai sungai rata-rata

SN = nilai sumber adalah perbandingan antara jumlah segmen sungai-sungai tingkat 1(satu) dengan jumlah sungai semua tingkat untuk penetapan tingkat sungai

RUA = luas DAS sebelah hulu (km^2), yaitu 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 (Au), dengan luas seluruh DAS, lihat Gambar 2.6.

Koefisien tampungan(k)

$$k = 0,5617 \cdot A^{0,1798} \cdot S^{-0,1446} \cdot SF^{-1,0897} \cdot D^{0,0452}$$

2-66

Dimana :

A = Luas Daerah Aliran Sungai (km^2)

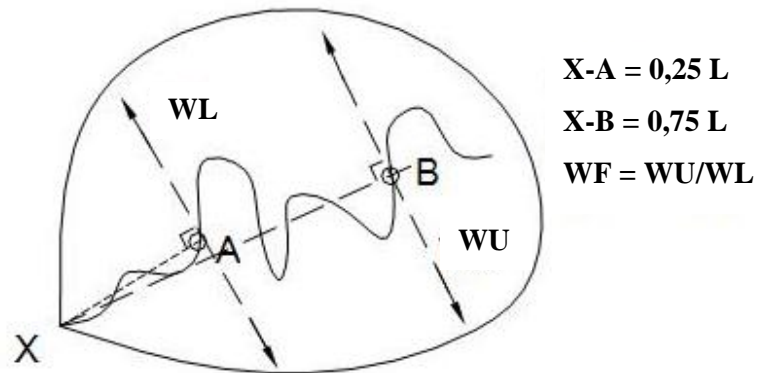
S = Kemiringan Rata-rata sungai diukur dari titik kontrol

SF = Faktor sumber yaitu nilai banding antara panjang sungai tingkat satu dan jumlah panjang sungai semua tingkat

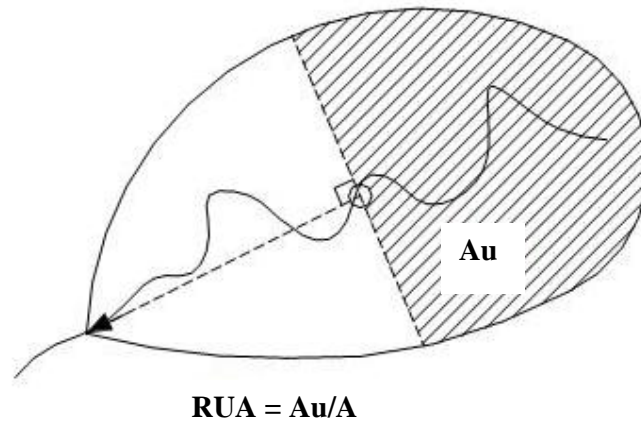
D = Jml L/DAS = Kerapatan jaringan

= Nilai banding panjang sungai dan luas DAS

L = Panjang sungai (km)



Gambar 2.5 Sketsa Penetapan WF (Soedibyo, 1993)



Gambar 2.6 Sketsa Penetapan RUA (Soedibyo, 1993)

Dimana :

L = Panjang sungai diukur dari titik kontrol (km)

WU = Lebar DAS diukur di titik sungai berjarak 0,75 L dari titik kontrol (km)

WL = Lebar DAS diukur di titik sungai berjarak 0,25 L dari titik kontrol (km)

- A = Luas Daerah Aliran Sungai (km^2)
 AU = Luas Daerah Aliran Sungai di hulu garis yang ditarik tegak lurus sungai, dekat titik berat DAS (km^2)
 H = Beda tinggi antar titik terjauh sungai dengan titik kontrol (m)
 WF = WU / WL
 RUA = AU / DAS
 SN = Jml L_1 / L
 = Nilai banding antara jumlah segmen sungai tingkat satu dengan jumlah segmen sungai semua tingkat
 JN = Jumlah pertemuan anak sungai didalam DAS

Dalam pemakaian cara ini masih ada hal-hal lain yang perlu diperhatikan, di antaranya sebagai berikut :

1. Penetapan hujan efektif untuk memperoleh *hidrograf* dilakukan dengan menggunakan indeks-infiltrasi. Φ index adalah menunjukkan laju kehilangan air hujan akibat *depression storage*, infiltrasi dan sebagainya. Untuk memperoleh indeks ini agak sulit, untuk itu dipergunakan pendekatan tertentu. Perkiraan dilakukan dengan mempertimbangkan pengaruh parameter DAS yang secara hidrologi dapat diketahui pengaruhnya terhadap indeks infiltrasi (Harto, 1996):

Persamaan pendekatannya adalah sebagai berikut :

$$\Phi = 10,4903 - 3,859 \times 10^{-6} \cdot A^2 + 1,6985 \times 10^{-13} (A / SN)^4 \quad \mathbf{2-67}$$

2. Untuk memperkirakan aliran dasar digunakan persamaan pendekatan berikut ini. Persamaan ini merupakan pendekatan untuk aliran dasar yang tetap, besarnya dapat dihitung dengan rumus :

$$Q_b = 0,4751 \cdot A^{0,6444} \cdot D^{0,9430}$$

2-68

Dimana :

Qb = Aliran dasar

A = Luas DAS (km²)

D = Kerapatan jaringan kuras (*drainage density*) atau indeks kerapatan sungai yaitu perbandingan jumlah panjang sungai semua tingkat dibagi dengan luas DAS

2.2. Aspek Hidro-Oceanografi

Aspek *hidro-oceanografi* meliputi gelombang, angin, *fetch* dan pasang surut.

2.2.1 Gelombang

Gelombang dapat dibangkitkan oleh tiupan angin di permukaan laut ataupun oleh gaya tarik benda-benda langit terutama matahari dan bulan terhadap bumi. Gelombang dapat menimbulkan energi untuk membentuk pantai, menimbulkan arus dan transpor sedimen dalam arah tegak lurus dan sepanjang pantai, serta menyebabkan gaya-gaya yang bekerja pada bangunan pantai.

2.2.1.1 Klasifikasi Gelombang Menurut Kedalaman Relatif

Gelombang menurut kedalaman relatif diklasifikasikan menjadi tiga (*Coastal Engineering Research Center*, 1984) yaitu:

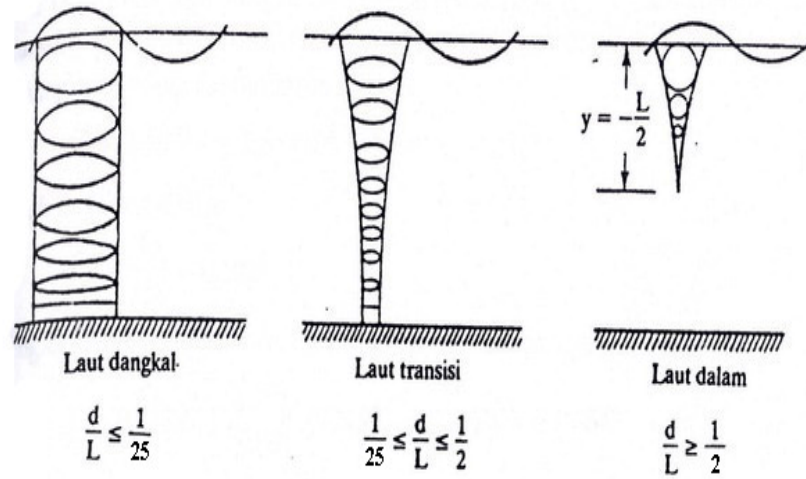
1. Gelombang di laut dangkal jika $d/L \leq 1/25$
2. Gelombang di laut transisi jika $1/25 < d/L < 1/2$
3. Gelombang di laut dalam jika $d/L \geq 1/2$

Dimana :

d : Kedalaman air (m)

L : Panjang gelombang (m)

Gerak orbit partikel air dapat dilihat dalam Gambar 2.7 sebagai berikut:



Gambar 2.7 Gerak Orbit Partikel Air di Laut Dangkal, Transisi dan Dalam (Triatmodjo, 1999)

2.2.1.2. Energi dan Tenaga Gelombang

Energi total gelombang adalah jumlah dari energi kinetik dan energi potensial gelombang. Energi kinetik adalah energi yang disebabkan oleh kecepatan partikel air karena adanya gerak gelombang. Energi potensial adalah energi yang dihasilkan oleh perpindahan muka air karena adanya gelombang. Berikut besarnya energi (Triatmodjo, 1999):

Energi kinetik total adalah :

$$E_k = \int_0^L \int_{-d}^0 \frac{1}{2} \rho (u^2 + v^2) dy dx$$

Jika di substitusikan menjadi :

$$E_k = \frac{\rho}{2} \int_0^L \int_{-d}^0 \left[\frac{\pi H}{T} \frac{\cosh k(d+y)}{\sinh kd} \cos(kx - \sigma) \right]^2 + \left[\frac{\pi H}{T} \frac{\sinh k(d+y)}{\sinh kd} \sin(kx - \sigma) \right]^2 dy dx$$

$$E_k = \frac{\rho g H^2 L}{16}$$

2-67

Apabila energi potensial dari gelombang dikurangi dengan energi potensial dari massa air diam, akan didapat energi potensial yang disebabkan oleh gerak gelombang. Dengan menggunakan dasar laut sebagai bidang referensi, energi potensial yang ditimbulkan oleh satu penjang gelombang tiap satu satuan lebar puncak gelombang E_p adalah :

$$E_p = \int_0^L \rho g (d + \eta) \left(\frac{d + \eta}{2} \right) dx - \rho g L d \left(\frac{d}{2} \right)$$

$$\eta = a \cos(kx - \sigma t)$$

Substitusi diatas menjadi :

$$E_p = \frac{\rho g H^2 L}{16} \quad \mathbf{2-68}$$

Jadi energi kinetik dan energi potensial adalah sama, dan energi total tiap satu satuan lebar adalah :

$$E = E_k + E_p = \frac{\rho g H^2 L}{8} \quad \mathbf{2-69}$$

Energi gelombang adalah berubah sari satu titik ke titik lain sepanjang satu panjang gelombang, dan energi rerata satu satuan luas adalah :

$$\bar{E} = \frac{E}{L} = \frac{\rho g H^2}{8} \quad \mathbf{2-70}$$

Tenaga gelombang adalah energi galombang tiap satu satuan waktu yang menjalar dalam arah penjalaran gelombang. Untuk satu satuan lebar, tenaga gelombang rerata adalah :

$$P = \frac{1}{T} \int_0^T \int_{-d}^0 (p + \rho g y) u dt dy$$

$$p = -\rho g y + \left(\frac{\rho g H}{2} \right) \frac{\cosh k(d - y)}{\cosh kd} \cos(kx - \sigma t)$$

$$u = \left(\frac{\pi H}{T} \right) \frac{\cosh k(d + y)}{\sinh kd} \cos(kx - \sigma t)$$

Substitusi persamaan di atas, maka menjadi :

$$P = \frac{E}{T} \left\{ \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) \right\} \text{ atau } P = \frac{nE}{T} = \frac{\bar{E}L}{T} \quad \mathbf{2-71}$$

dengan :

$$n = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right) \quad \mathbf{2-72}$$

dimana:

E_k : Energi kinetik total (Newton)

E_p : Energi potensial (Newton)

\bar{E} : Energi total (Newton)

k : Angka gelombang ($2\pi/L$)

σ : Frekuensi gelombang ($2\pi/T$)

η : Fluktuasi muka air (m)

ρ : Rapat massa air laut (kg/m^3)

g : Percepatan gravitasi (m/s^2)

u : Kecepatan partikel horizontal (m/s)

v : Kecepatan partikel vertikal (m/s)

x : Jarak horizontal (m)

y : Jarak vertikal suatu titik ditinjau terhadap muka air diam (m)

P : Tekanan gelombang (N m/s)

H : Tinggi gelombang (m)

T : Periode gelombang (s)

L : Panjang gelombang (m)

t : Waktu (s)

2.2.1.3. Gelombang Laut Dalam Ekivalen

Analisis transformasi gelombang sering dilakukan dengan konsep gelombang laut dalam ekivalen, yaitu tinggi gelombang di laut dalam apabila gelombang tidak mengalami refraksi. Tinggi gelombang laut dalam ekivalen diberikan dalam bentuk sebagai berikut (Triatmodjo, 1999):

$$H'_o = K' K_r H_o \quad 2-73$$

dimana:

H'_o : tinggi gelombang laut dalam ekivalen (m)

H_o : tinggi gelombang laut dalam (m)

K' : koefisien difraksi

K_r : koefisien refraksi

2.2.1.4. Refraksi Gelombang

Refraksi dan pendangkalan gelombang (*Wave Shoaling*) dapat menentukan tinggi gelombang disuatu tempat berdasarkan karakteristik gelombang datang. Refraksi mempunyai pengaruh yang cukup besar terhadap tinggi dan arah gelombang serta distribusi energi gelombang di sepanjang pantai. Perubahan arah gelombang karena refraksi tersebut menghasilkan konvergensi (penguncupan) atau divergensi (penyebaran) energi gelombang dan mempengaruhi energi gelombang yang terjadi di suatu tempat di daerah pantai.

Berikut persamaan-persamaan yang dipakai (Triatmodjo, 1999):

➤ Koefisien Refraksi

$$K_r = \sqrt{\frac{\cos \alpha_o}{\cos \alpha}} \quad 2-74$$

Dimana pada hukum *Snell* berlaku apabila ditinjau gelombang di laut dalam dan di suatu titik yang ditinjau, yaitu:

$$\sin \alpha = \left(\frac{C}{C_o} \right) \sin \alpha_o \quad 2-75$$

dimana: K_r : Koefisien Refraksi

α : Sudut antara garis puncak gelombang dan garis kontur dasar laut di titik yang ditinjau ($^\circ$)

α_o : Sudut antara garis puncak gelombang di laut dalam dan garis pantai ($^\circ$)

C : Kecepatan rambat gelombang (m/d)

C_o : Kecepatan rambat gelombang di laut dalam (m/d)

- Koefisien *Shoaling*

$$K_s = \sqrt{\frac{n_o L_o}{nL}} \quad \text{2-76}$$

dimana :

K_s : Koefisien Pendangkalan (*Shoaling*)

L : Panjang Gelombang (m)

L_o : Panjang Gelombang di laut dalam (m)

- Tinggi Gelombang

Tinggi gelombang akibat pengaruh refraksi gelombang dan pendangkalan (*wave shoaling*), diberikan oleh rumus :

$$H = K_s \times K_r \times H_o \quad \text{2-77}$$

dimana:

H_o : Tinggi gelombang laut dalam (m)

K_s : Koefisien Pendangkalan (*Shoaling*)

K_r : Koefisien Refraksi

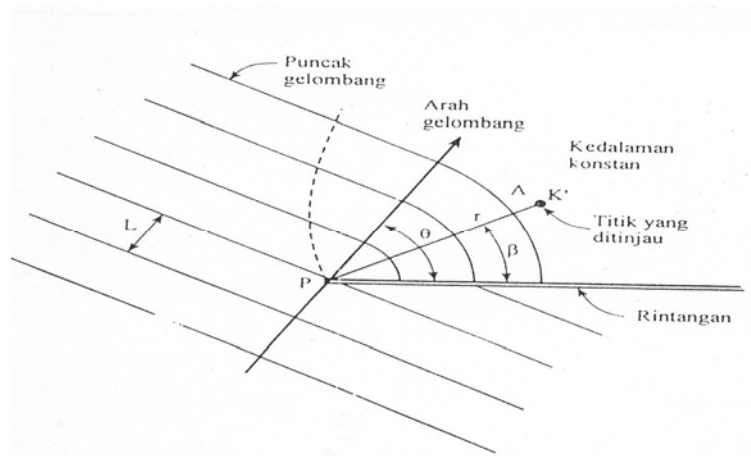
2.2.1.5. Difraksi Gelombang

Fenomena difraksi gelombang terjadi bila gelombang datang terhalang oleh suatu rintangan seperti pemecah gelombang atau pulau, maka gelombang itu akan membelok disekitar ujung rintangan dan masuk di daerah terlindung dibelakangnya.

Dalam difraksi gelombang terjadi transfer energi dalam arah tegak lurus penjalaran gelombang menuju daerah terlindung. Apabila tidak terjadi difraksi gelombang, daerah di belakang gelombang akan tenang. Tetapi karena ada difraksi maka daerah tersebut terpengaruh oleh gelombang datang. Transfer energi ke daerah terlindung menyebabkan terbentuknya gelombang di daerah tersebut, meskipun tidak sebesar gelombang di luar daerah terlindung.

Garis puncak gelombang di belakang rintangan mempunyai bentuk busur lingkaran. Dianggap bahwa kedalaman air adalah konstan. Apabila tidak maka

selain difraksi juga terjadi refraksi gelombang. Biasanya tinggi gelombang berkurang sepanjang puncak gelombang menuju daerah terlindung. Pengetahuan tentang difraksi gelombang ini penting dalam perencanaan bangunan pengaman pantai.



Gambar 2.8 Difraksi Gelombang di Belakang Rintangan
(Triatmodjo, 1999)

Pada rintangan atau pemecah gelombang tunggal, tinggi gelombang disuatu tempat di daerah terlindung tergantung pada jarak titik tersebut terhadap ujung rintangan r , sudut antara rintangan dan garis yang menghubungkan titik tersebut dengan ujung rintangan β dan sudut antara arah penjalaran gelombang dan rintangan θ (Gambar 2.8). Perbandingan antara tinggi gelombang di titik yang terletak di daerah terlindung dan tinggi gelombang datang disebut koefisien Refraksi K' , dapat dijelaskan sebagai berikut (Triatmodjo, 1999):

$$H_A = K' H_P ; \quad K' = f(\theta, \beta, r/L) \quad \mathbf{2-78}$$

- Keterangan : H_A = Tinggi gelombang di belakang rintangan (m)
 H_P = Tinggi gelombang di ujung pemecah gelombang (m)
 K' = Koefisien Refraksi

θ = Sudut antara arah penjalaran gelombang dan rintangannya ($^{\circ}$)

β = Sudut antara rintangannya dan garis yang menghubungkan titik tersebut dengan ujung rintangannya ($^{\circ}$)

r/L = Nilai yang terdapat dalam tabel 3.2 buku Teknik Pantai (Triatmodjo, 1999)

2.2.1.6. Refleksi Gelombang

Gelombang datang yang mengenai suatu rintangannya akan dipantulkan sebagian atau seluruhnya. Tinjauan refleksi gelombang penting di dalam perencanaan bangunan pantai, terutama pada bangunan pelabuhan. Refleksi gelombang di dalam pelabuhan akan menyebabkan ketidaktenangan di dalam perairan. Untuk mendapatkan ketenangan di dalam perairan, maka bangunan-bangunan yang ada di pantai harus dapat menyerap atau menghancurkan energi gelombang. Suatu bangunan yang mempunyai sisi miring dan terbuat dari tumpukan batu akan bisa menyerap energi gelombang lebih banyak dibanding dengan bangunan tegak dan masif. Pada bangunan vertikal, halus dan dinding tidak permeabel, gelombang akan dipantulkan seluruhnya, lihat Gambar 2.9.

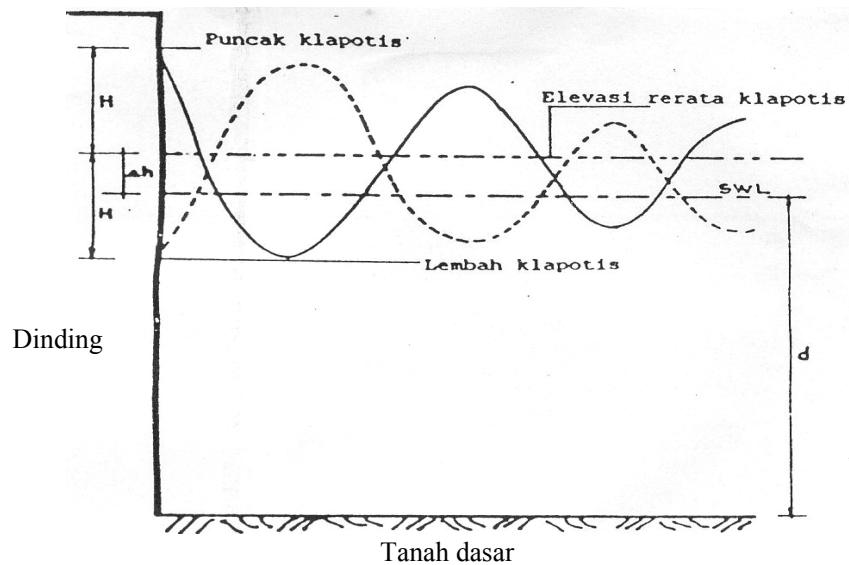
Besar kemampuan suatu bangunan memantulkan gelombang diberikan oleh koefisien refleksi, yaitu perbandingan antara tinggi gelombang refleksi H_r dan tinggi gelombang datang H_i (Triatmodjo, 1999):

$$X = \frac{H_r}{H_i} \qquad \mathbf{2-79}$$

Koefisien refleksi bangunan diestimasi berdasarkan tes model. Koefisien refleksi berbagai tipe bangunan disajikan dalam Tabel 2.12 berikut ini :

Tabel 2.12 Koefisien Refleksi (Triatmodjo, 1999)

Tipe bangunan	X
Dinding vertikal dengan puncak di atas air	0,7 – 1,0
Dinding vertikal dengan puncak terendam	0,5 – 0,7
Tumpukan batu sisi miring	0,3 – 0,6
Tumpukan balok beton	0,3 – 0,5
Bangunan vertikal dengan peredam energi (diberi lubang)	0,05 – 0,2



Gambar 2.9 Profil Muka Air di Depan Bangunan Vertikal
(Triatmodjo, 2003)

Dinding vertikal dan tak permeabel memantulkan sebagian besar gelombang. Pada bangunan seperti itu koefisien refleksi adalah $X=1$; dan tinggi gelombang yang dipantulkan sama dengan tinggi gelombang datang. Gelombang di depan dinding vertikal merupakan superposisi dari kedua gelombang dengan periode, tinggi dan angka gelombang yang sama tetapi berlawanan arah. Menurut

teori gelombang Airy, fluktuasi muka air gelombang datang η_1 (Triatmodjo,1999) adalah :

$$\eta_1 = \frac{H_i}{2} \cos(kx - \sigma t)$$

Dan fluktuasi muka air gelombang refleksi :

$$\eta_r = X \frac{H_i}{2} \cos(kx - \sigma t)$$

Profil muka air di depan bangunan (η) diberikan oleh jumlah η_1 dan η_r

$$\begin{aligned} \eta = \eta_1 + \eta_r &= \frac{H_i}{2} \cos(kx - \sigma t) + X \frac{H_i}{2} \cos(kx - \sigma t) \\ &= (1 + X) \frac{H_i}{2} \cos kx \cos \sigma t \end{aligned} \quad \mathbf{2-80}$$

Apabila refleksi adalah sempurna $X=1$ maka :

$$\eta = H_i \cos kx \cos \sigma t \quad \mathbf{2-81}$$

2.2.1.7. Gelombang Pecah

Gelombang yang merambat dari dasar laut menuju pantai mengalami perubahan bentuk karena adanya pengaruh perubahan kedalaman laut. Perubahan tersebut ditandai dengan puncak gelombang semakin tajam sampai akhirnya pecah pada kedalaman tertentu.

Gelombang pecah dipengaruhi oleh kemiringan, yaitu perbandingan antara tinggi dan panjang gelombang. Di laut dalam kemiringan gelombang maksimum dimana gelombang mulai tidak stabil diberikan oleh bentuk persamaan berikut ini (Triatmodjo,1999) :

$$\frac{H_o}{L_o} = \frac{1}{7} = 0,142 \quad \mathbf{2-82}$$

Kedalaman gelombang pecah diberi notasi d_b dan tinggi gelombang pecah H_b .

$$\frac{H_b}{H_o'} = \frac{1}{3,3 \left(\frac{H_o'}{L_o} \right)^{1/3}} \quad 2-83$$

Parameter H_b/H_o' disebut dengan indeks tinggi gelombang pecah.

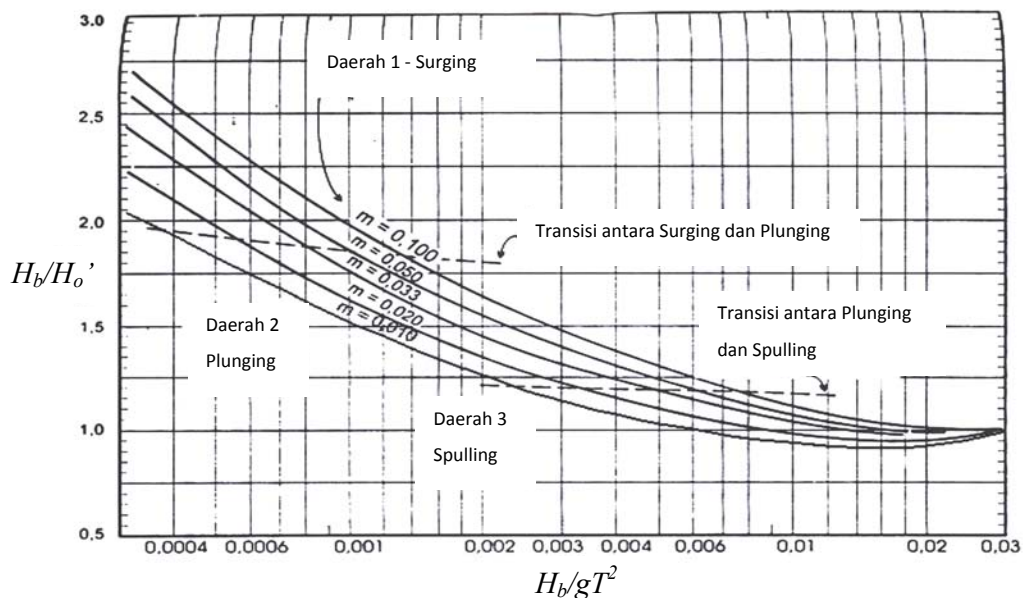
Pada Gambar 2.4 menunjukkan hubungan antara H_b/H_o' dan H_o'/gT^2 untuk berbagai kemiringan dasar laut. Sedangkan Gambar 2.10 menunjukkan hubungan antara d_b/H_b dan H_b/gT^2 untuk berbagai kemiringan dasar. Gambar 2.10 dapat ditulis dalam bentuk rumus sebagai berikut (Triatmodjo, 1999) :

$$\frac{d_b}{H_b} = \frac{1}{b - \left(\frac{aH_b}{gT^2} \right)} \quad 2-84$$

Dimana a dan b merupakan fungsi kemiringan pantai m dan diberikan oleh persamaan berikut (Triatmodjo, 1999):

$$a = 43,75(1 - e^{-19m}) \quad 2-85$$

$$b = \frac{1,56}{(1 + e^{-19,5m})} \quad 2-86$$



Gambar 2.10 Penentuan Tinggi Gelombang Pecah (H_b)
(Triatmodjo, 1999)

2.2.2. Angin

Kecepatan angin diukur dengan anemometer, dan biasanya dinyatakan dalam knot. Satu knot adalah panjang satu menit garis bujur melalui katulistiwa yang ditempuh dalam satu jam, atau 1 knot = 1,852 km/jam = 0,5 m/d.

Dengan pencatatan angin jam-jaman tersebut akan dapat diketahui angin dengan kecepatan tertentu dan durasinya, kecepatan angin maksimum, arah angin, dan dapat pula dihitung kecepatan angin harian rerata.

Berikut ini adalah contoh frekuensi kejadian angin dalam persen di stasiun BMKG Kali Banteng pada bulan Oktober 2009:

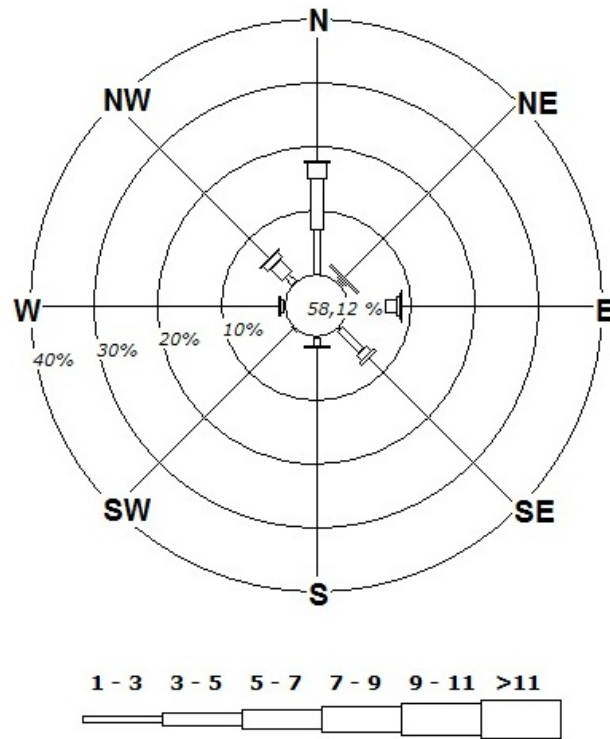
Tabel 2.13 Tabel Frekuensi Kejadian Angin (%)
(BMKG Kali Banteng, Oktober 2009)

Bulan oktober 2009

Lokasi : Stasiun BMKG Kali Banteng

Frekuensi Kejadian Angin Dalam Persen								
Arah	Kecepatan Angin (m/det)							Jumlah
	Calm	1-3	3-5	5-7	7-9	9-11	>11	
-	58,12	-	-	-	-	-	0,00	58,12
Utara	-	7,11	7,92	2,42	0,27	0,00	0,00	17,72
Timur Laut	-	0,54	0,27	0,13	0,00	0,00	0,13	1,07
Timur	-	5,64	1,88	0,40	0,27	0,13	0,00	8,32
Tenggara	-	4,83	1,07	0,54	0,00	0,00	0,00	6,44
Selatan	-	1,21	0,13	0,00	0,13	0,00	0,00	1,48
Barat Daya	-	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27
Barat	-	0,13	0,67	0,13	0,00	0,00	0,00	0,94
Barat Laut	-	1,74	2,55	1,21	0,13	0,00	0,00	5,64
Total	-	21,48	14,50	4,83	0,81	0,13	0,13	100,00
Kumulatif	58,12	79,60	94,09	98,93	99,73	99,87	100,00	100,00

Dan berikut ini adalah hasil *windrose* atau mawar angin dari Tabel 2.11:



Gambar 2.11 Gambar *Windrose* dari hasil Frekuensi Kejadian Angin (BMKG Kali Banteng, Oktober 2009)

2.2.2.1. Distribusi Kecepatan Angin

Pada daerah tegangan konstan, yaitu pada daerah diatas 1000 m, profil vertikal dari kecepatan angin mempunyai bentuk berikut (Triatmodjo, 1999) :

$$U(y) = \frac{U_*}{\kappa} \left\{ \ln \left(\frac{y}{y_0} \right) - \psi \left(\frac{y}{L} \right) \right\} \quad 2-87$$

Dengan

- U_* = kecepatan geser
- κ = koefisien von Karman (0,4)
- y = elevasi terhadap permukaan air (m)
- y_0 = tinggi kekasaran permukaan (m)

L = pajang campur yang tergantung pada perbedaan temperatur antara air dan udara (ΔT_{as})

Ψ = fungsi yang tergantung pada perbedaan temperatur antara air dan udara. Di Indonesia, mengingat perbedaan temperatur antara air laut dan udara kecil, maka parameter ini bisa diabaikan.

Untuk memperkirakan pengaruh kecepatan angin terhadap pembangkitan gelombang, parameter ΔT_{as} , U^* , dan y_0 harus diketahui. Beberapa rumus atau grafik untuk memprediksi gelombang didasarkan pada kecepatan angin yang diukur pada $y = 10$ m. Apabila angin tidak diukur pada elevasi 10 m, maka kecepatan angin harus dikonversi pada elevasi tersebut (Triatmodjo, 1999).

$$U(10) = U(y) \left(\frac{10}{y} \right)^{1/7} \quad \text{2-88}$$

2.2.3. Fetch

Fetch adalah panjang daerah di mana angin berhembus dengan kecepatan dan arah yang konstan. Di dalam peninjauan pembangkitan gelombang di laut, *fetch* dibatasi oleh daratan yang mengelilingi. Di daerah pembangkitan gelombang, gelombang tidak hanya dibangkitkan dalam arah yang sama dengan arah angin, tetapi juga dalam berbagai sudut terhadap arah angin. Cara menghitung *fetch* efektif adalah sebagai berikut (Triatmodjo, 1999):

$$F_{eff} = \frac{\sum Xi \cos \alpha}{\sum \cos \alpha} \quad \text{2-89}$$

Keterangan :

F_{eff} = *Fetch* rata – rata efektif (km).

Xi = Panjang segmen *fetch* yang diukur dari titik observasi gelombang ke ujung akhir *fetch* (km).

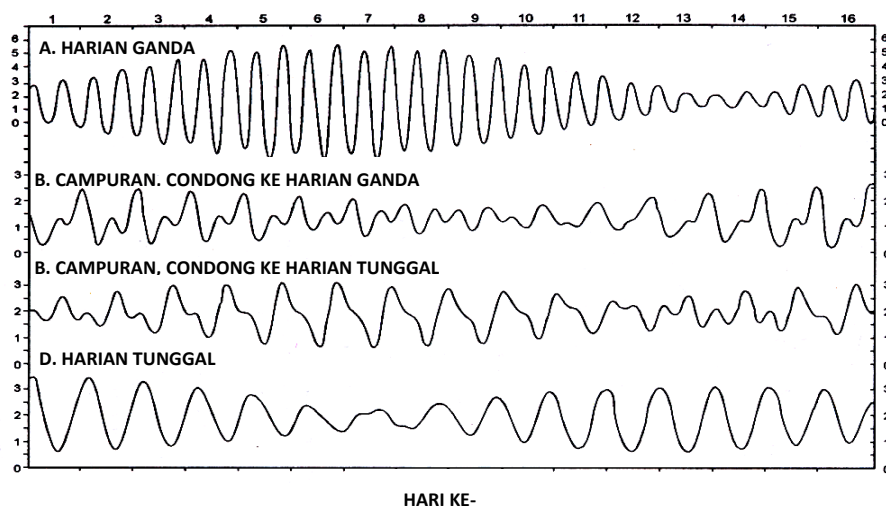
α = Deviasi pada kedua sisi dari arah angin, dengan menggunakan pertambahan 6^0 sampai sudut sebesar 42^0 pada kedua sisi dari arah angin.

2.2.4. Pasang Surut

Perhitungan pasang surut menggunakan metode *admiralty*, yang kemudian akan di dapat muka air tinggi tertinggi (*highest high water level*, HHWL), muka air tinggi (*high water level*, HWL), muka air laut rerata (*mean water level*, MWL), muka air rendah (*low water level*, LWL)dan muka air rendah terendah (*lowest low water level*, LLWL).

Secara umum pasang surut di berbagai daerah di Indonesia (Gambar 2.12) dapat dibagi menjadi 4 (empat) jenis (Triatmodjo, 1999) yaitu:

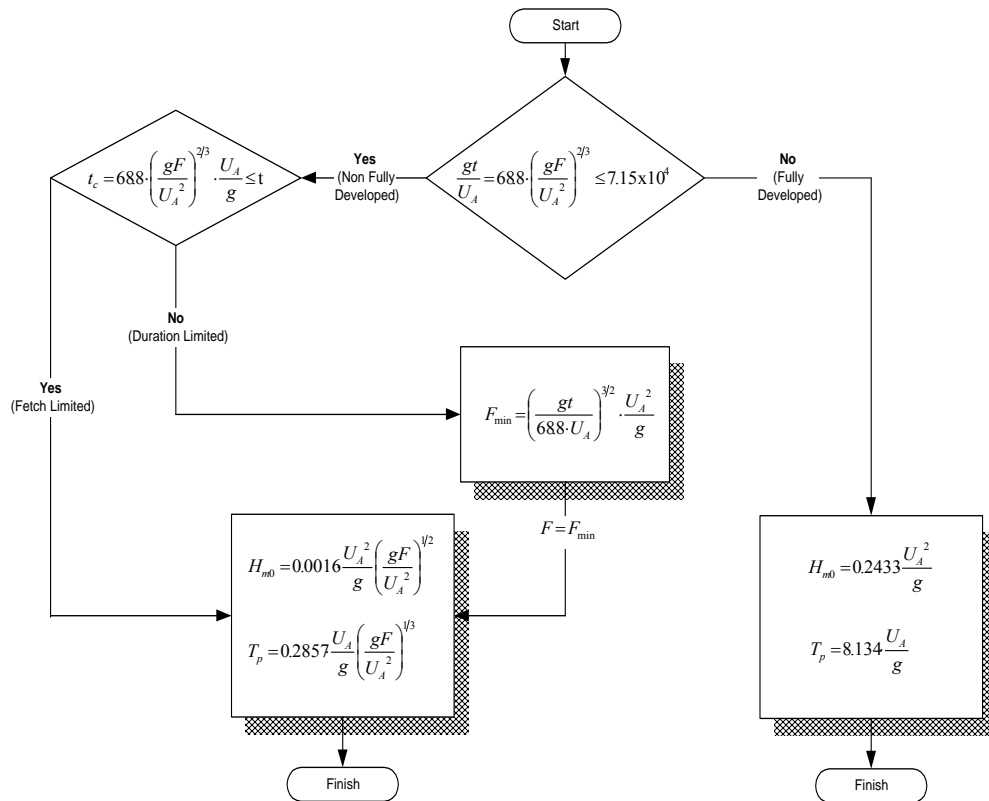
1. Pasang surut harian ganda (*Semi Diurnal Tide*)
2. Pasang surut harian tunggal (*Diurnal Tide*)
3. Pasang surut campuran condong ke harian ganda (*Mixed Tide Prevailling Semidiurnal*)
4. Pasang surut campuran condong ke harian tunggal (*Mixed Tide Prevealling Diurnal*)



Gambar 2.12 Tipe Pasang Surut yang Terjadi di Indonesia (Triatmodjo, 1999)

2.2.5. Perhitungan Gelombang

Peramalan gelombang berdasarkan data angin sebagai pembangkit utama gelombang dan daerah pembentukan gelombang (*fetch*). Dari data angin dan *fetch* gelombang akan didapatkan jenis, tinggi, dan periode gelombang yang ada di daerah pantai. Dengan menggunakan *flow chart* dan rumus dalam Gambar 2.13 sebagai berikut :



Gambar 2.13 *Flow Chart* dan Rumus Peramalan Gelombang

keterangan :

H_{m0} = *Wave Height* (tinggi gelombang signifikan) adalah tinggi rerata dari 33% nilai tertinggi gelombang yang terjadi.

T_{m0} = *Wave Period* (Periode Gelombang).

F_{eff} = *Efective fetch length* (panjang *fetch* efektif).

U_a = *Wind Stres Factor (Modified Wind Speed)* faktor tegangan angin.

g = Gravitasi.

t = Waktu.

2.3. Sedimentasi

Sedimen pantai bisa berasal dari abrasi garis pantai itu sendiri, dari daratan yang dibawa oleh sungai, dan dari laut dalam yang terbawa arus ke daerah pantai.

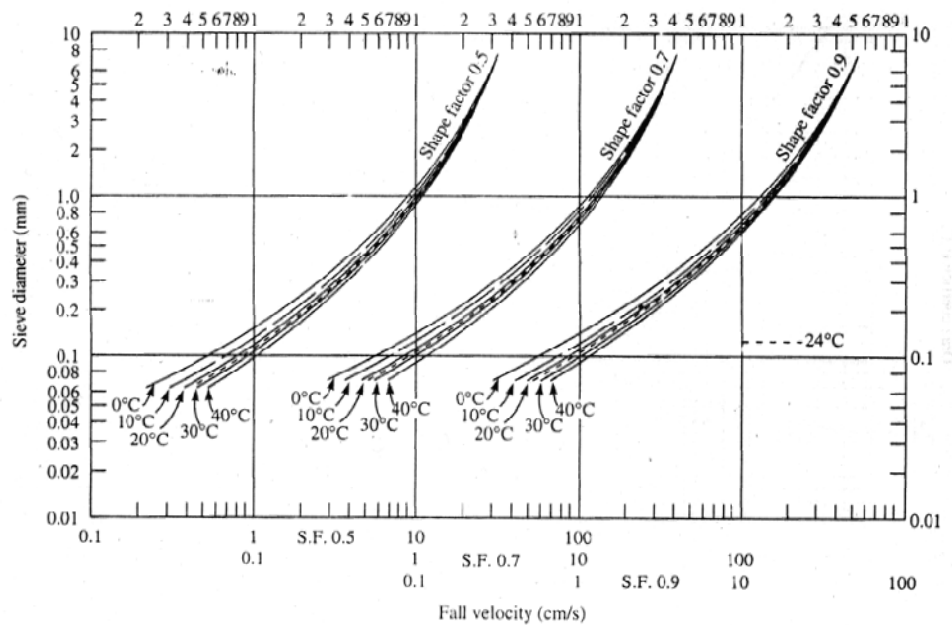
Sedimen yang terjadi dimuara sungai diperhitungkan dengan menggunakan metode Shen dan Hung (Kodoatie, 2002) berikut:

$$\text{Log } C_{\text{ppm}} = (-107.404,459 + 324.214,747\text{Sh} - 326.309,589\text{Sh}^2 + 109.503,872\text{Sh}^3) \quad \mathbf{2-90}$$

$$\text{Sh} = \left(\frac{uS^{0,57159}}{\omega^{0,31988}} \right)^{0,00750189} \quad \mathbf{2-91}$$

keterangan :

- C : Angkutan sedimen dimuara sungai (ppm)
- u : Kecepatan pengaliran rata-rata (cm/dt)
- S : slope kemiringan dasar saluran
- ω : kecepatan jatuh sedimen (m/dt) (pada Gambar 2.14)

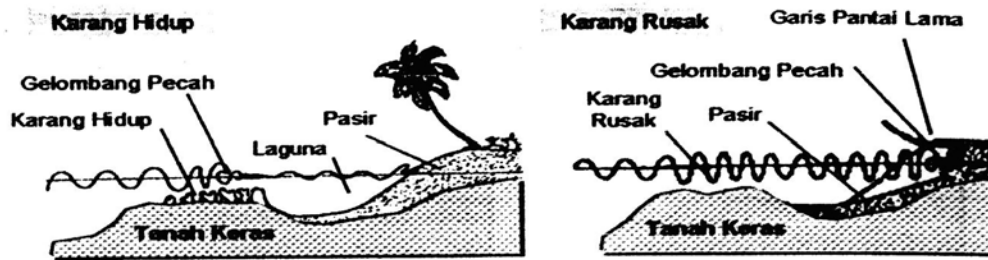


Gambar 2.14 Diagram Hubungan ω dengan diameter butiran (Yang, 1996)

2.4. Abrasi

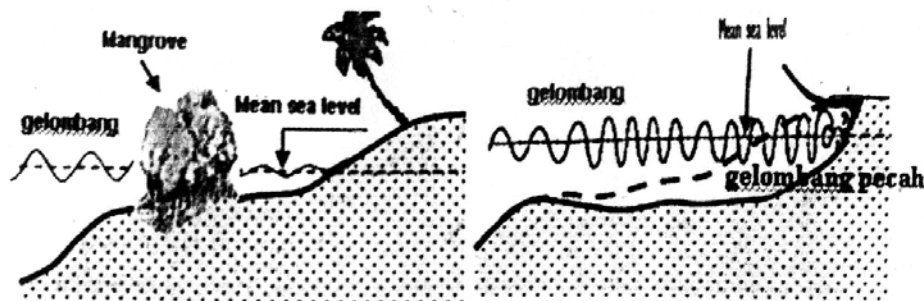
Abrasi pantai terjadi karena ketidakseimbangan transportasi sedimen. Ketidakseimbangan tersebut terjadi karena berbagai hal, baik alami maupun buatan. Sebab-sebab alami abrasi pantai antara lain karena :

- Sifat dataran pantai yang masih muda dan belum berimbang, dimana sumber sedimen (*source*) lebih kecil dari kehilangan sedimen (*sink*).
- Perubahan iklim gelombang.
- Hilangnya perlindungan pantai seperti *mangrove*, terumbu karang dan *sand dune*, lihat Gambar 2.14.
- Naiknya paras air.



a) Kondisi Awal Terdapat Karang

b) Kondisi Akhir Tanpa Karang



c) Kondisi Awal Terdapat Mangrove

d) Kondisi Akhir Tanpa Mangrove

Gambar 2.14 Perubahan Garis Pantai Akibat Kerusakan Karang dan Mangrove

(Coastal Engineering Research Center, 1984)

Selain sebab alamiah, pada daerah pantai yang dikembangkan, seringkali sebab abrasi pantai adalah karena sebab buatan. Penyebab itu antara lain :

- Perusakan perlindungan pantai alami, seperti kegiatan penebangan bakau, perusakan terumbu karang, pengambilan pasir, dan lain-lain.
- Perubahan keseimbangan transportasi sedimen sejajar pantai akibat pembuatan bangunan pantai, seperti : *jetty*, pemecah gelombang, pelabuhan, dan lain-lain.
- Perubahan suplai sedimen dari daratan, contohnya : perubahan aliran sungai atau sudetan sungai, pembuatan bendungan di hulu sungai, dan lain-lain.
- Perubahan gaya gelombang yang mengenai pantai.
- Pengembangan pantai yang tidak sesuai dengan proses pantai.

2.5. Muara Sungai

Muara sungai dapat dibedakan dalam tiga kelompok yang tergantung pada faktor dominan yang mempengaruhinya. Ketiga faktor dominan tersebut adalah gelombang, debit sungai, dan pasang surut (Yuwono, 1994). Di suatu muara sungai, ketiga faktor tersebut bekerja secara simultan, tetapi biasanya salah satunya mempunyai pengaruh lebih dominan dari yang lainnya. Gelombang memberikan pengaruh paling dominan pada sungai kecil yang bermuara di laut terbuka (luas). Sebaliknya sungai besar yang bermuara di laut tenang akan di dominasi oleh debit sungai.

2.5.1. Muara yang Didominasi Gelombang Laut

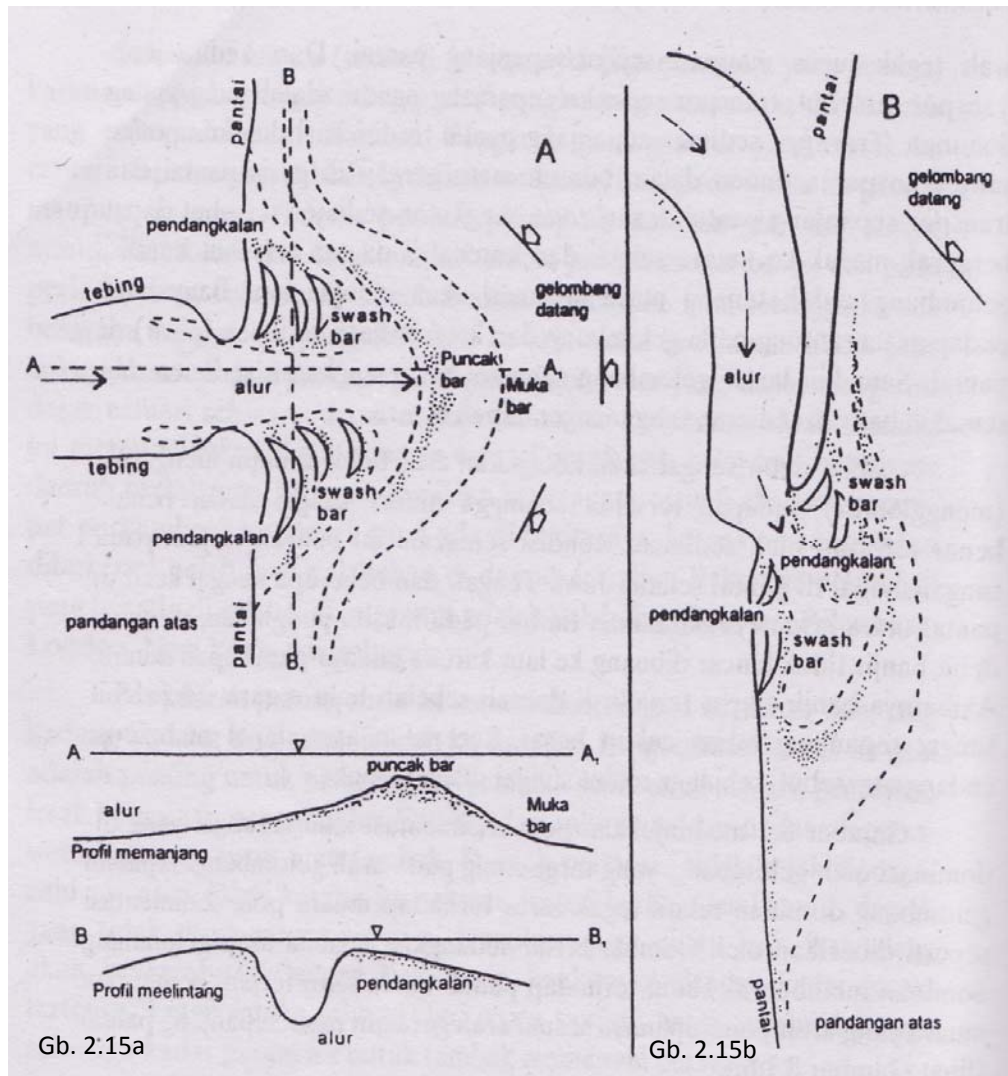
Gelombang besar yang terjadi pada pantai berpasir dapat menyebabkan/menimbulkan angkutan (*transport*) sedimen (pasir), baik dalam arah tegak lurus maupun sejajar/sepanjang pantai. Dari kedua jenis *transport* tersebut, *transport* sedimen sepanjang pantai adalah yang paling dominan.

transport sedimen sepanjang pantai terdiri dari dua komponen, yaitu *transport* sedimen dalam bentuk mata gergaji di garis pantai dan *transport* sepanjang pantai di *surf zone*. Angkutan sedimen tersebut dapat bergerak masuk ke muara sungai dan karena di daerah tersebut kondisi gelombang sudah tenang maka sedimen akan mengendap. Banyaknya endapan tergantung pada gelombang dan ketersediaan sedimen (pasir) di pantai. Semakin besar gelombang semakin besar angkutan sedimen dan semakin banyak sedimen yang mengendap di muara.

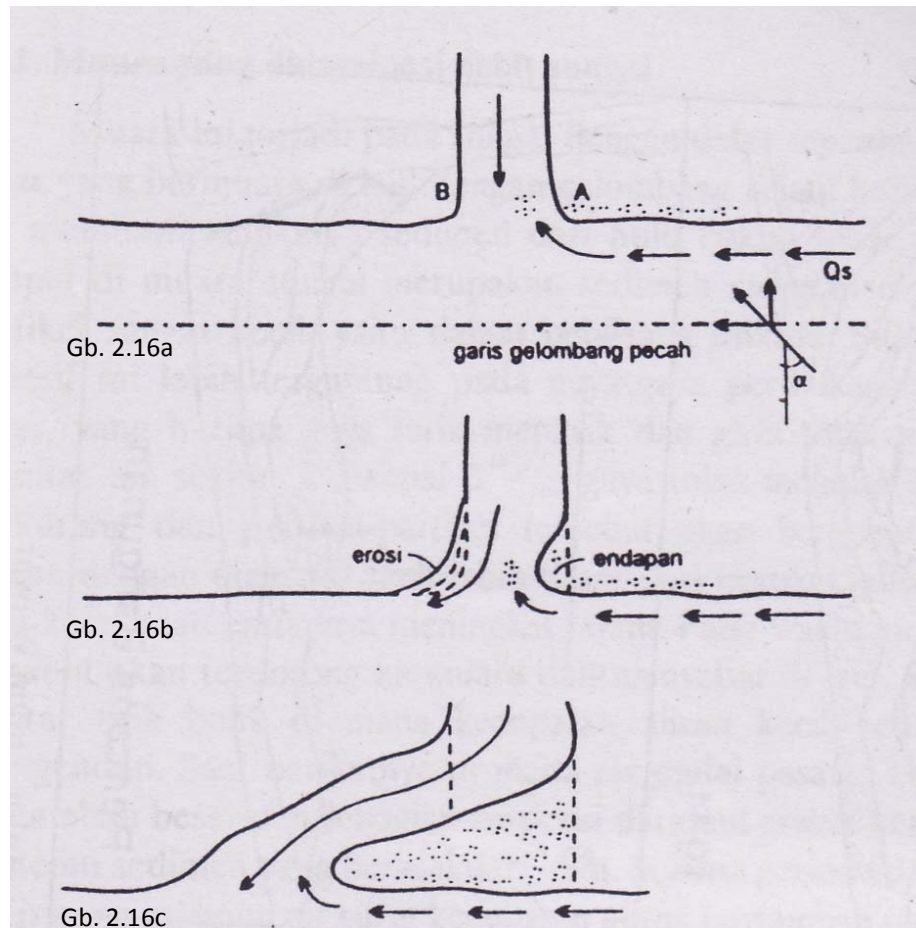
Apabila debit sungai kecil kecepatan arus tidak mampu mengerosi (mengglontor) endapan tersebut sehingga muara sungai dapat benar-benar tertutup oleh sedimen. Kondisi semacam ini banyak terjadi pada sungai-sungai di pantai selatan Jawa Tengah dan beberapa sungai kecil di pantai utara Jawa. Permasalahan timbul pada musim penghujan, di mana debit banjir tidak lancar dibuang ke laut karena adanya penutupan muara. Akibatnya banjir dapat terjadi di daerah sebelah hulu muara. Jika debit sungai sepanjang tahun cukup besar, kecepatan arus dapat mengerosi endapan tersebut, sehingga mulut sungai selalu terbuka. Gambar 2.16 menunjukkan pola sedimentasi muara sungai yang didominasi oleh gelombang yang tergantung pada arah gelombang. Apabila gelombang dominan relatif tegak lurus terhadap muara pola sedimentasi seperti diberikan oleh Gambar 2.15a. Sedangkan apabila arah gelombang dominan membentuk sudut terhadap pantai maka akan terjadi penutupan muara yang arah penutupannya sesuai arah gerakan pasir sepanjang pantai (lihat Gambar 2.15b).

Pada muara sungai yang membelok, mulut sungai selalu bergerak (berpindah-pindah). Perpindahan tersebut dipengaruhi oleh angkutan sedimen sepanjang pantai dan debit sungai, seperti dijelaskan dalam Gambar 2.16. Gambar 2.16a. adalah mulut sungai awal ketika masih terbuka. Gelombang pecah yang membentuk sudut terhadap garis pantai menimbulkan limpasan energi yang dapat diuraikan dalam komponen tegak lurus dan sepanjang pantai. Limpasan energi tersebut menyebabkan terjadinya arus dan *transport* sedimen sepanjang pantai. *Transport* sedimen tersebut akan masuk ke muara dan karena kondisi gelombang di muara telah tenang maka sedimen tersebut mengendap. Sesuai dengan arah *transport* tersebut di tebing A lebih banyak (lebih dahulu) terjadi pengendapan.

Dengan adanya endapan di A, tampang aliran di mulut sungai menjadi lebih kecil sehingga kecepatan arus meningkat. Kecepatan arus yang besar tersebut akan mengerosi tebing B. Sebenarnya tebing A juga tererosi,



Gambar 2.15 Pola Sedimentasi Muara Sungai yang Didominasi Gelombang
(Triatmodjo, 1999)



Gambar 2.16 Proses Pembentukan Endapan Dimulut Sungai (Triatmodjo, 1999)

tetapi karena suplai dari *transport* sedimen sepanjang pantai yang diendapkan lebih besar, maka endapan di tebing A semakin banyak. Proses tersebut berlangsung terus menerus selama gelombang cukup besar, sehingga mulut sungai semakin bergeser dalam arah sesuai dengan arah *transport* sedimen sepanjang pantai.

Apabila debit sungai dari hulu kecil sehingga tidak mampu mengerosi endapan, maka mulut sungai dapat tertutup oleh endapan. Elevasi endapan bisa cukup tinggi, yang tergantung pada tinggi runup gelombang pada tebing pantai. Di beberapa muara sungai di pantai selatan Jawa Tengah, elevasi endapan di muara sungai bisa sama dengan elevasi *sand dunes*, yaitu mencapai 3-4 m di atas

muka air laut rerata. Dengan adanya rintangan tersebut maka akan terjadi genangan di hulu mulut sungai.

Pada awal musim penghujan, yaitu sekitar bulan Oktober dan Nopember, dengan adanya aliran dari daerah aliran sungai menyebabkan genangan tersebut semakin tinggi sehingga bisa membanjiri daerah di sebelah hulu yang bisa berupa daerah pemukiman atau persawahan. Dalam kondisi tersebut biasanya penduduk yang merasa terganggu oleh genangan tersebut bergotong royong menggali endapan di mulut sungai. Dengan adanya bukaan tersebut maka genangan air mengalir keluar ke laut. Apabila elevasi genangan cukup tinggi, kecepatan aliran yang terjadi besar sehingga dapat mengerosi endapan, sehingga tampang aliran pada bukaan tersebut semakin besar. Pada bulan Januari dan Februari di mana debit sungai besar (banjir) bukaan pada mulut sungai sudah cukup besar untuk melewati debit banjir.

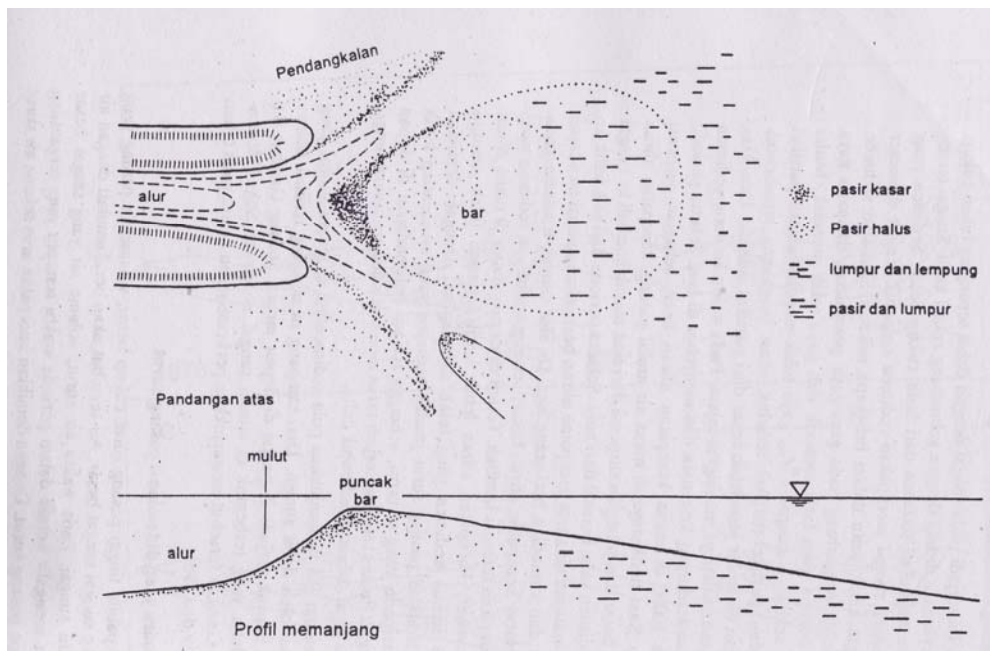
2.5.2. Muara yang Didominasi Debit Sungai

Muara ini terjadi pada sungai dengan debit sepanjang tahun cukup besar yang bermuara di laut dengan gelombang relatif kecil. Sungai tersebut membawa angkutan sedimen dari hulu cukup besar. Sedimen yang sampai di muara sungai merupakan sedimen suspensi dengan diameter partikel sangat kecil, yaitu dalam beberapa mikron. Sifat-sifat sedimen kohesif ini lebih tergantung pada gaya-gaya permukaan daripada gaya berat, yang berupa gaya tarik menarik dan gaya tolak menolak.

Mulai salinitas air sekitar 1 sampai 3 permil, gaya tolak-menolak antara partikel berkurang dan partikel-partikel tersebut akan bergabung membentuk flokon dengan diameter jauh lebih besar dari partikel individu. Demikian juga kecepatan endapnya meningkat tajam. Pada waktu air surut sedimen tersebut akan terdorong ke muara dan menyebar di laut. Selama periode sekitar titik balik di mana kecepatan aliran kecil, sebagian suspensi mengendap. Saat berikutnya di mana air mulai pasang, kecepatan aliran bertambah besar dan sebagian suspensi dari laut masuk kembali ke sungai bertemu sedimen yang berasal dari hulu. Selama periode dari titik balik ke air pasang maupun air surut kecepatan aliran

bertambah sampai mencapai maksimum dan kemudian berkurang lagi. Di alur sungai, terutama pada waktu air surut kecepatan aliran besar, sehingga sebagian sedimen yang telah diendapkan tererosi kembali. Tetapi di depan muara di mana aliran telah menyebar, kecepatan aliran lebih kecil sehingga tidak mampu mengerosi semua sedimen yang telah diendapkan.

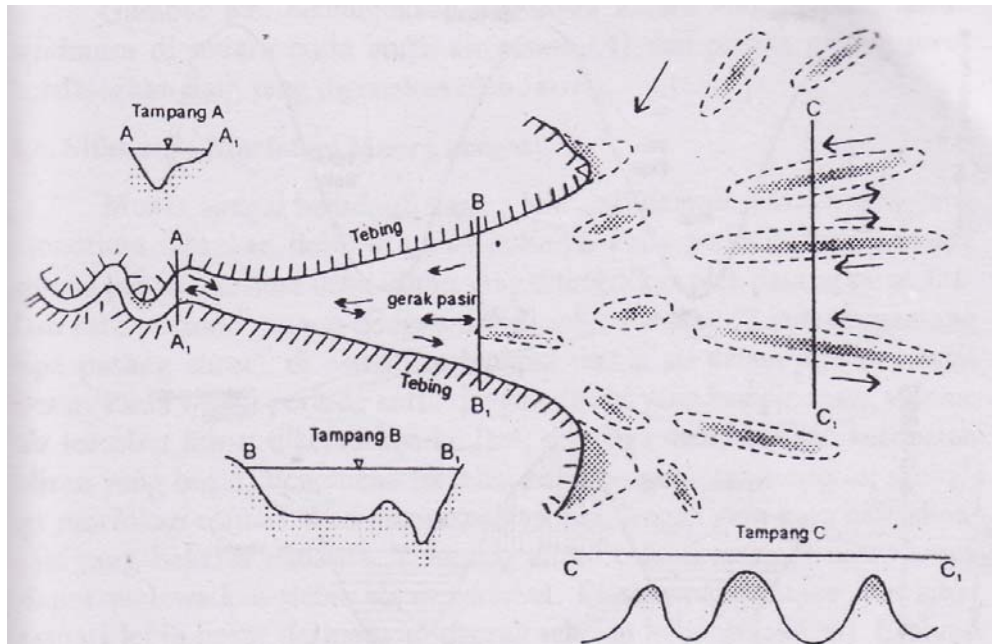
Dengan demikian dalam satu siklus pasang surut jumlah sedimen yang mengendap lebih banyak daripada yang tererosi, sehingga terjadi pengendapan di depan mulut sungai. Proses tersebut terjadi terus menerus sehingga muara sungai akan maju ke arah laut membentuk delta. Gambar 2.17 menunjukkan pola sedimentasi di muara sungai yang didominasi oleh debit sungai. Dari tampilan memanjang terlihat bahwa endapan banyak terjadi di pantai di depan muara.



Gambar 2.17 Pola Sedimentasi Muara Sungai yang Didominasi Debit Sungai
(Triatmodjo, 1999)

2.5.3. Muara yang Didominasi Pasang Surut

Apabila tinggi pasang surut cukup besar, volume air pasang yang masuk ke sungai sangat besar. Air tersebut akan berakumulasi dengan air dari hulu sungai. Pada waktu air surut, volume air yang sangat besar tersebut mengalir keluar dalam periode waktu tertentu yang tergantung pada tipe pasang surut. Dengan demikian kecepatan arus selama air surut tersebut besar, yang cukup potensial untuk membentuk muara sungai. Muara sungai tipe ini berbentuk corong atau loncong seperti ditunjukkan dalam Gambar 2.18. Angkutan sedimen berasal dari sungai dan laut. Beberapa endapan terjadi di muara sungai. Di sebagian besar perairan di Indonesia tinggi pasang surut adalah kecil, yaitu berkisar antara 1,0 dan 2,0 m; sehingga tidak terbentuk muara sungai tipe ini. Tetapi di beberapa tempat di dunia tinggi pasang surut bisa sangat besar. Sebagai contoh, tinggi pasang surut di Gulf of California- Mexico adalah 9,0 m; Selat Bristol-Inggris adalah 12,0 m; dan Teluk Fundy-Canada mencapai 15,0 m. Di daerah tersebut terbentuk muara sungai tipe ini.



Gambar 2.18 Pola Sedimentasi Muara Sungai yang Didominasi Pasang Surut
(Triatmodjo, 1999)

2.5.4. Prisma Pasang Surut

Dalam kaitannya dengan permasalahan di muara sungai dikenalkan suatu parameter yang disebut dengan prisma pasang surut (*tidal prism*). Prisma pasang surut dari suatu muara sungai didefinisikan sebagai volume air dari laut yang masuk ke atau keluar dari sungai melalui mulut sungai antara titik balik air surut (*low water slack*) dan titik balik air pasang (*high water slack*) berikutnya atau sebaliknya. Apabila tidak ada debit dari hulu sungai, maka volume air yang masuk ke sungai pada saat air pasang dan yang keluar pada saat air surut adalah sama. Prisma pasang surut dapat dihitung dengan persamaan berikut ini.

T_p atau T_s

$$P = \int Q(t) dt \quad 2-92$$

dimana :

P : prisma pasang surut

T_p : periode air pasang

T_s : periode air surut

$Q(t)$: debit yang lewat mulut sungai

T : periode pasang surut = $T_p + T_s$

Apabila kurva pasang surut di laut adalah sinusoidal, prisma pasang surut dapat didekati dengan rumus berikut

$$P = Q_{max} T / \pi C_k \quad 2-93$$

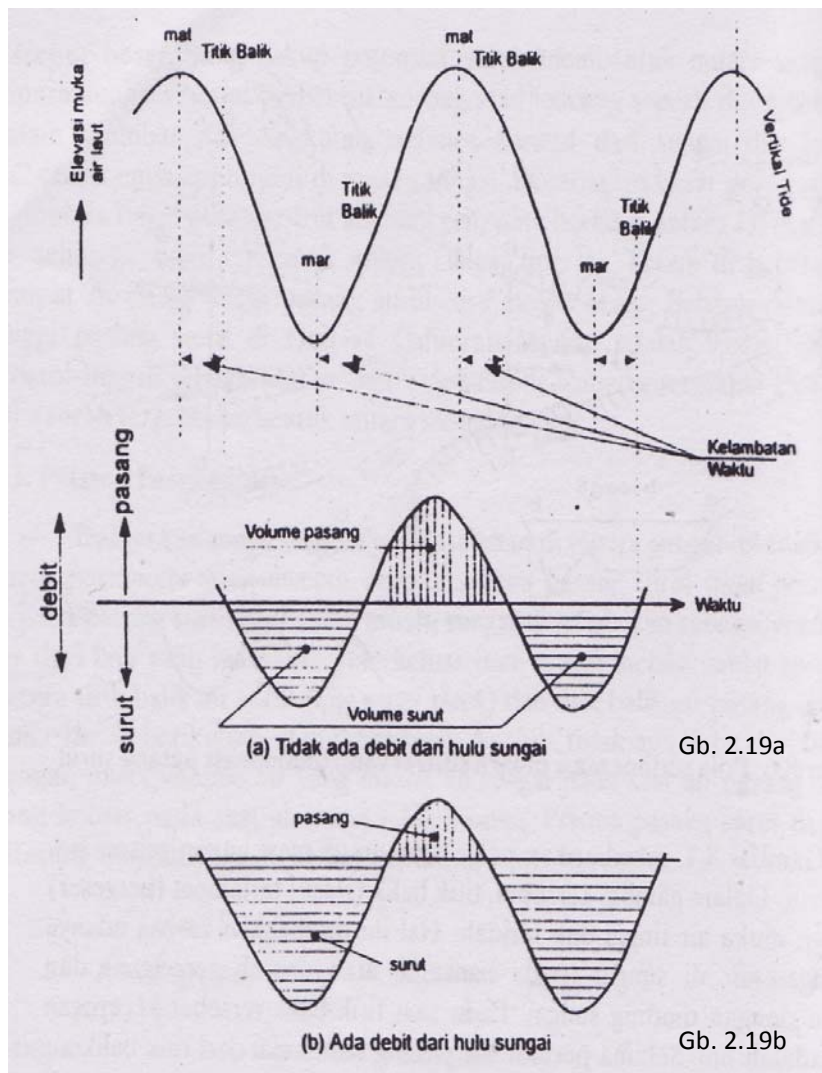
dengan :

Q_{max} : debit maksimum

C_k : faktor koreksi yang besarnya antara 0,811 dan 0,999

Gambar 2.20 memberikan penjelasan untuk menghitung prisma pasang surut. Dalam gambar tersebut, titik balik (*slack*) terlambat (bergeser) terhadap muka air tinggi dan rendah. Hal ini disebabkan karena adanya tampungan air di sungai (pada bantaran atau daerah genangan) dan gesekan dengan dinding sungai. Pada saat titik balik tersebut kecepatan aliran adalah nol. Selama periode air pasang dan mulai dari titik balik air surut, kecepatan aliran meningkat dan air laut masuk ke sungai melalui mulut sungai. Setelah mencapai maksimum di sekitar tengah-tengah antara dua titik balik yang berurutan, kecepatan aliran berkurang sampai

menjadi nol pada titik balik air pasang. Pada waktu air surut, air yang tertampung di sungai mengalir kembali ke laut. Dengan mengukur tampang lintang dan kecepatan aliran di mulut sungai dapat dihitung debit aliran. Gambar 2.19a. menunjukkan debit aliran melalui mulut sungai sebagai fungsi waktu. Prisma pasang surut dapat diketahui dengan menghitung luasan antara kurva debit air pasang atau air surut dan sumbu t. Apabila dari hulu sungai terdapat aliran, maka volume air surut lebih besar dari pada volume air pasang, seperti terlihat dalam Gambar 2.19b



Gambar 2.19 Prisma Pasang Surut (Triatmodjo, 1999)

Prisma pasang surut juga dapat dihitung secara analitis apabila distribusi kecepatan pada vertikal di mulut sungai diketahui. Dengan cara tersebut dapat diperoleh hubungan berikut ini.

$$A = a_1 P^{m_1} \quad \text{2-94}$$

dimana:

A : luas tampang aliran pada muka air rerata untuk kondisi pasang purnama (m^2)

P : prisma pasang surut (m^3)

Jarret (1976, dalam Per Bruun, 1978) telah menganalisa persamaan diatas berdasarkan sejumlah besar data untuk mendapatkan nilai a_1 dan m_1 , dan hasilnya adalah:

$$A = 1,58 \times 10^{-4} P^{0,95} \quad \text{2-95}$$

2.5.5. Sifat-Sifat Morfologi Muara Sungai

Muara sungai berada di bagian hilir dari daerah aliran sungai, yang menerima masukan debit di ujung hulunya. Pada periode pasang muara sungai juga menerima debit aliran yang ditimbulkan oleh pasang surut. Dalam satu periode pasang dengan durasi sekitar 6 atau 12 jam (tergantung tipe pasang surut), di *estuari* terkumpul massa air dalam jumlah sangat besar. Pada waktu periode surut dengan durasi yang hampir sama, volume air tersebut harus dikeluarkan ke laut; sehingga menyebabkan kecepatan aliran yang besar. Fenomena tersebut berlangsung terus-menerus; sehingga morfologi *estuari* akan menyesuaikan diri dengan gaya-gaya hidrodinamis yang bekerja padanya. Tampang aliran *estuari* menjadi besar untuk dapat melewati debit aliran tersebut. Biasanya kedalaman dan lebar *estuari* lebih besar daripada di daerah sebelah hulunya (sungai). Evaluasi dari beberapa muara sungai menunjukkan bahwa lebar dan luas tampang aliran muara sungai merupakan fungsi eksponensial menurun terhadap arah yang diukur dari laut, dan mempunyai bentuk berikut ini.

dengan :

$$b_0 = b_0 e^{-k_1 x} \quad \mathbf{2-96}$$

dan

$$A_0 = A_0 e^{-k_2 x} \quad \mathbf{2-97}$$

dimana:

b_0 : lebar muara

b_x : lebar pada x km dari muara

A_0 : luas tampang aliran di mulut muara

A_x : luas tampang aliran pada x km dari mulut sungai

L : panjang *estuari*

k_1, k_2 : koefisien yang tergantung pada *estuari*

2.6. Bangunan Pelindung Pantai

Bangunan pengaman pantai meliputi *jetty*, pemecah gelombang lepas pantai, groin, dinding pantai dan *revetment*.

2.6.1. *Jetty*

Material dasar untuk *jetty* adalah batu alam maupun buatan (beton), baja dan kayu. Aspal kadang digunakan sebagai pengikat. Adapun tipe *jetty* yaitu (*Coastal Engineering Research Center*, 1984):

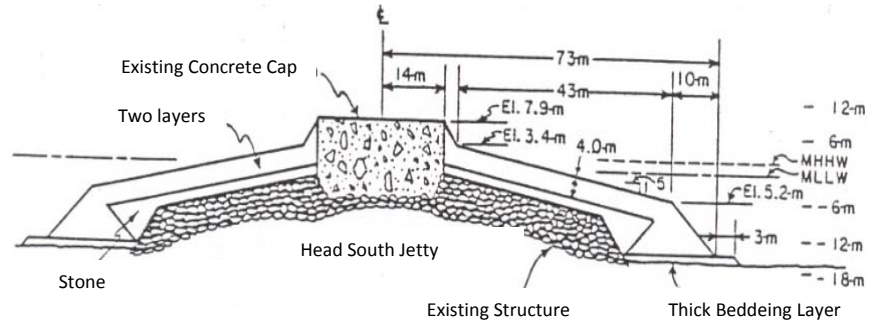
A. *Rubble Mound Jetty*

Rubble mound jetty adalah gundukan dari batu dengan ukuran dan jenis yang berbeda sehingga terjadi ikatan yang saling mengisi, lihat Gambar 2.20.

Keuntungan :

- Bisa disesuaikan dengan berbagai kedalaman dan kondisi tanah dasar.
- Penempatan campuran batu dapat meningkatkan stabilitas.
- Kerusakan mudah diperbaiki.

- Lebih dapat menyerap dari pada memantulkan energi gelombang.



Gambar 2.20 *Rubble Mound Jetty*
(Coastal Engineering Research Center, 1984)

B. *Sheetpile Jetty*

Kayu dan baja digunakan untuk *jetty* dimana gelombang tidak keras. Untuk *cellular steel sheetpile* perawatan lebih ringan, kedalaman sampai dengan 12 m, lebih ekonomis dan lebih cepat. Usia rencana antara 10- 35 tahun.

Mengingat fungsinya, *jetty* dibagi menjadi tiga jenis (Triatmodjo, 1999):

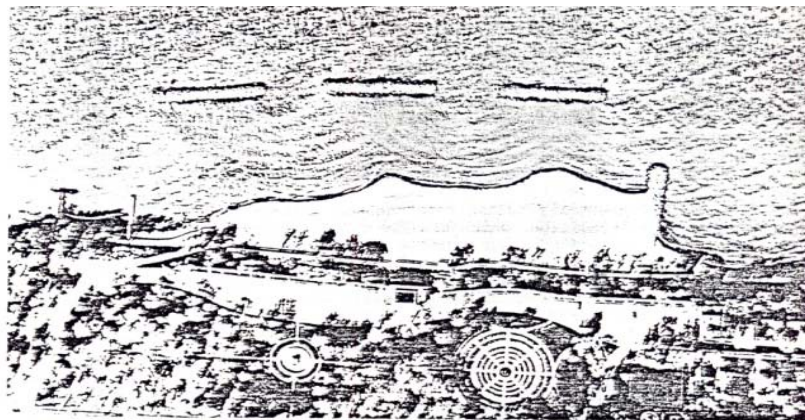
- *Jetty* panjang
Jetty ini ujungnya berada di luar gelombang pecah. Tipe ini efektif untuk menghalangi masuknya sedimen ke arah muara tetapi biaya konstruksinya sangat mahal. *Jetty* ini dibangun jika daerah yang dilindunginya sangat penting.
- *Jetty* sedang
Jetty sedang ujungnya berada di antara muka air surut dan lokasi gelombang pecah dan dapat menahan transpor sedimen sepanjang pantai.
- *Jetty* pendek

Jetty pendek ujungnya berada pada muka air surut. Fungsinya untuk menahan berbeloknya muara sungai dan mengkonsentrasikan aliran pada alur yang telah ditetapkan untuk bisa mengabrasi endapan.

2.6.2. Pemecah Gelombang Lepas Pantai (*Offshore Breakwater*)

Pemecah gelombang lepas pantai adalah bangunan yang dibuat sejajar pantai dan berada pada jarak tertentu dari garis pantai, lihat Gambar 2.21. Tergantung dari panjang pantai yang akan dilindungi, pemecah gelombang lepas pantai dapat dibuat dari satu pemecah gelombang atau satu seri bangunan yang terdiri dari beberapa ruas pemecah gelombang yang dipisahkan oleh celah.

Perlindungan oleh pemecah gelombang lepas pantai terjadi karena berkurangnya energi gelombang yang sampai di perairan di belakang bangunan. Berkurangnya energi gelombang di daerah terlindung akan mengurangi transpor sedimen di daerah tersebut. Transpor sedimen sepanjang pantai yang berasal dari daerah di sekitarnya akan diendapkan di belakang bangunan. Pengendapan tersebut menyebabkan terbentuknya *cusplate*. Apabila bangunan ini cukup panjang terhadap jaraknya dari garis pantai, maka akan terbentuk tombolo.



Gambar 2.21 Pemecah Gelombang Lepas Pantai
(*Coastal Engineering Research Center, 1984*)

Hal-hal yang perlu diperhatikan dalam perencanaan pemecah gelombang adalah stabilitas batu lapis pelindung, dimensi, dan *run up* gelombang. Untuk pemecah gelombang sisi miring, berat butir pelindung dihitung dengan menggunakan rumus Hudson:

$$W = \frac{\gamma_r H^3}{K_D (S_r - 1)^3 \cot \theta} \quad ; \quad S_r = \frac{\gamma_r}{\gamma_a} \quad \mathbf{2-98}$$

Dimana, W = Berat butir batu pelindung (T)

γ_r = Berat jenis batu (T/m³)

γ_a = Berat jenis air laut (T/m³)

H = Tinggi gelombang rencana (m)

θ = Sudut kemiringan sisi pemecah gelombang (°)

K_d = Koefisien stabilitas, tergantung pada bentuk batu pelindung, kekasaran permukaan batu, ketajaman sisi-sisinya, ikatan antara butir dan keadaan pecahnya gelombang. (pada Tabel 2.14)

Tabel 2.14 Koefisien stabilitas K_D untuk berbagai jenis butir (Triatmodjo, 1999)

Lapis Lindung	n	Penempatan	Lengan Bangunan		Ujung (kepala) bangunan		Kemiringan
			K_D		K_D		
			Gelomb. Pecah	Gelomb. Tidak Pecah	Gelomb. Pecah	Gelomb. Tidak Pecah	Cot θ
Batu pecah							
Bulat halus	2	Acak	1,2	2,4	1,1	1,9	1,5 - 3,0
Bulat halus	>3	Acak	1,6	3,2	1,4	2,3	* ²
Bersudut kasar	1	Acak	* ¹	2,9	* ¹	2,3	* ²
Bersudut kasar	2	Acak	2,0	4,0	1,9	3,2	1,5
					1,3	2,3	3,0
Bersudut kasar	>3	Acak	2,2	4,5	2,1	4,2	* ²
Bersudut kasar	2	Khusus * ³	5,8	7,0	5,3	6,4	* ²
Paralelepipedum	2	Khusus	7,0-20,0	8,5-24,0	-	-	
Tetrapod	2	Acak	7,0	8,0	5,0	6,0	1,5
dan Quadripod					4,5	5,5	2,0
Tribar	2	Acak	9,0	10,0	8,3	9,0	1,5
					7,8	8,5	2,0
Dolos	2	Acak	15,8	31,8	6,0	6,5	3,0
					8,0	16,0	2,0
Kubus dimodifikasi	2	Acak	6,5	7,5	-	5,0	* ²
Hexapod	2	Acak	8,0	9,5	5,0	7,0	* ²
Tribar	1	Seragam	12,0	15,0	7,5	9,5	* ²
Batu pecah (KRR) (graded angular)	-	Acak	2,2	2,5	-	-	

Sedangkan dimensi pemecah gelombang meliputi:

1. Lebar puncak pemecah gelombang:

$$B = nk\Delta \left[\frac{W}{\lambda_r} \right]^{1/3} \quad \mathbf{2-99}$$

- Dimana, B = Lebar puncak (m)
 N = Jumlah butir batu (n minimum = 3)
 kΔ = Koefisien lapis
 W = Berat butir batu pelindung (T)
 γ_r = Berat jenis batu pelindung (T/m³)

2. Tebal lapis pelindung dan jumlah butir batu setiap satu luasan diberikan oleh rumus berikut:

$$t = nk\Delta \left[\frac{W}{\lambda_r} \right]^{1/3} \quad \mathbf{2-100}$$

$$N = Ank\Delta \left[1 - \frac{P}{100} \right] \left[\frac{\gamma_r}{W} \right]^{2/3} \quad \mathbf{2-101}$$

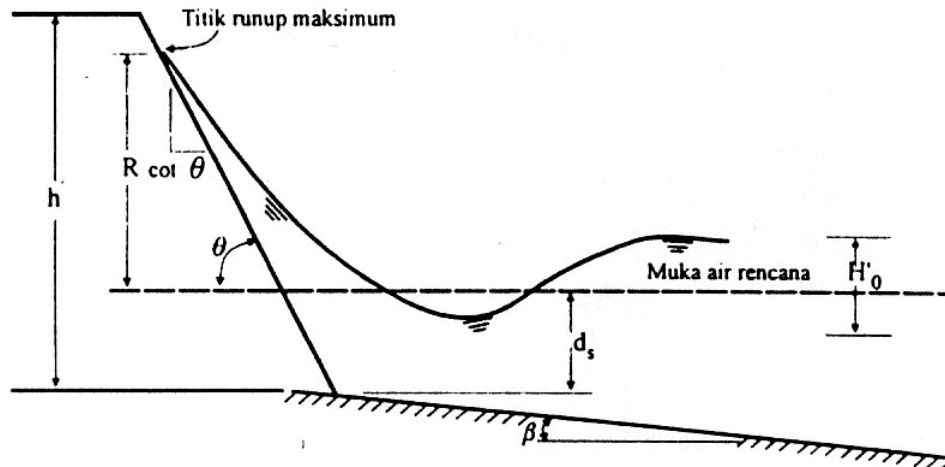
- Dimana, t = Tebal lapis pelindung (m)
 n = Jumlah lapis batu dalam lapis pelindung
 kΔ = Koefisien lapis (pada Tabel 2.15)
 A = Luas permukaan (m²)
 P = Porositas rerata dari lapis pelindung (%)
 N = Jumlah butir batu untuk satu satuan luas permukaan A (1/m²)
 γ_r = Berat jenis batu pelindung (T/m³)

Tabel 2.15 Koefisien Lapis (Triatmodjo, 1999)

Batu Pelindung	n	Penempatan	Koef. Lapis	Porositas P (%)
Batu alam (halus)	2	random (acak)	1,02	38
Batu alam (kasar)	2	random (acak)	1,15	37
Batu alam (kasar)	> 3	random (acak)	1,1	40
Kubus	2	random (acak)	1,1	47
Tetrapod	2	random (acak)	1,04	50
Quadripod	2	random (acak)	0,95	49
Hexapod	2	random (acak)	1,15	47
Tribard	2	random (acak)	1,02	54
Dolos	2	random (acak)	1	63
Tribar	1	seragam	1,13	47
Batu alam		random (acak)		37

3. *Run-up* Gelombang

Perencanaan elevasi bangunan tergantung pada *run-up* dan limpasan yang diijinkan. *Run-up* tergantung pada bentuk dan kekasaran bangunan, kedalaman air pada kaki bangunan, kemiringan dasar laut di depan bangunan dan karakteristik gelombang.



Gambar 2.22. *Run-up* Gelombang (Triatmodjo, 1999)

$$I_r = \frac{\tan \theta}{(H / L_o)^{0,5}} \quad \mathbf{2-102}$$

Dimana, I_r = Bilangan *Irribaren*

θ = Sudut kemiringan sisi pemecah gelombang (°)

H = Tinggi gelombang di lokasi bangunan (m)

L_o = Panjang gelombang di laut dalam (m)

2.6.3. Groin

Groin adalah bangunan pelindung pantai yang biasanya dibuat tegak lurus garis pantai, dan berfungsi untuk menahan transpor sedimen sepanjang pantai, sehingga dapat mengurangi abrasi yang terjadi. Groin diklasifikasikan berdasarkan permeabilitas tinggi dan panjang bangunan. Groin dibuat dari material konstruksi yang dapat dibuat *permeable* atau *impermeable* tinggi atau rendah. Material yang digunakan adalah batu, beton, kayu dan baja. Aspal dan nilon juga telah digunakan pada kondisi tertentu.

A. *Timber Groin*

Tipe ini *impermeable*. Semua kayu yang dipakai harus ditreatment dengan tekanan maksimum.

B. *Steel Groin*

Ada 3 jenis yaitu:

a. *Timber-steel sheet-pile groin*

b. *Cantilever-steel sheet-pile groin*

Untuk gelombang dan daya dukung tanah sedang.

c. *Celullar-steel sheet pile groin*

Dimana penetrasi dimungkinkan untuk memperoleh kestabilan struktur.

C. *Concrete Groin*

Penggunaan beton pada umumnya dibatasi untuk jenis struktur *permeable* sehingga pasir dapat menembus struktur.

D. *Rubble – Mound Groin*

Dibangun dengan material batu pengisi dan ditutup dengan lapisan batu besar. Batu ini harus cukup berat untuk menyetabilkan struktur dari gelombang. Rongga antar batu bisa diisi dengan beton atau aspal untuk meningkatkan stabilitas.

E. *Asphalt Groin*

Aspal dapat digunakan sebagai lapisan kedap air. Dalam *Asphalt institute* (1964, 1965, 1969 dan 1976) dibahas penggunaan aspal pada struktur hidro.

Berikut adalah kriteria perencanaan groin (Triatmodjo, 1999):

1. Panjang groin

Groin dibuat sepanjang 40% sampai dengan 60% dari lebar *surf zone*.

2. Tinggi groin

Tinggi groin menurut Thorn dan Robert antara 50-60 cm di atas elevasi rencana, sedangkan berdasarkan Muir Wood dan Fleming antara 0,5-1,0 m di atas elevasi rencana.

3. Jarak Groin

Jarak groin pada pantai kerikil biasanya diambil 1:3.

4. Elevasi groin

Elevasi puncak groin dapat diambil di bawah HWL.

2.6.4. Dinding Pantai (*Revetment*)

Dinding pantai atau *revetment* adalah bangunan yang memisahkan daratan dan perairan pantai, terutama berfungsi sebagai pelindung pantai terhadap abrasi dan limpasan gelombang (*overtopping*) ke darat, lihat Gambar 2.22. Daerah yang dilindungi adalah daratan tepat di belakang bangunan. Permukaan bangunan yang menghadap arah datangnya gelombang dapat berupa sisi vertikal atau miring. Dinding pantai biasanya berbentuk dinding vertikal, sedang *revetment*

jenuh sebagian (*partially saturated*). Tanah kering adalah tanah yang tak mengandung air sama sekali atau kadar airnya nol.

Berdasarkan kandungan butiran-butirannya, tanah dapat dibagi kedalam 2 kelompok besar, yaitu tanah granular dan tanah kohesif. Tanah granular adalah tanah berbutir kasar yang tidak mempunyai komponen kohesi, maka kuat gesernya hanya bergantung pada gesekan antar butir tanahnya, seperti pasir dan kerikil. Sementara tanah kohesif mempunyai kandungan butiran yang halus, seperti lempung, lanau, dan koloid.

❖ Tanah Granular

Tanah-tanah granular seperti pasir, kerikil, batuan dan campurannya umumnya mempunyai sifat-sifat teknis yang sangat baik. Sifat-sifat teknis tersebut antara lain:

- a. Merupakan material yang baik untuk mendukung bangunan dan jalan, karena mempunyai daya dukung yang tinggi dan penurunannya kecil asalkan tanahnya relatif padat.
- b. Merupakan material yang baik untuk tanah urug pada dinding penahan tanah, struktur bawah tanah, dan lain-lain, karena menghasilkan tekanan lateral yang kecil. Mudah dipadatkan dan merupakan material drainase yang baik.
- c. Tanah yang baik untuk timbunan, karena mempunyai kuat geser yang tinggi.
- d. Bila tidak dicampur dengan material kohesif, tidak dapat digunakan sebagai material untuk tanggul, bendungan, kolam, karena permeabilitasnya yang besar.

Kuat geser dan kompresibilitas tanah granular tergantung dari kepadatan butiran yang biasanya dinyatakan dalam kerapatan relatif. Hal lain yang penting mengenai tanah granular adalah bentuk dan ukuran butirannya. Semakin besar dan kasar permukaan butiran, semakin besar kuat gesernya. Tanah granular juga mempunyai daya dukung yang tinggi.

❖ Tanah Kohesif

Tanah kohesif umumnya mempunyai sifat-sifat sebagai berikut:

- a. Kuat gesernya rendah, material kedap air
- b. Bila basah bersifat plastis dan mudah mampat
- c. Menyusut bila kering dan mengembang bila basah
- d. Berkurang kuat gesernya bila kadar air bertambah
- e. Berubah volumenya dengan bertambahnya waktu akibat rangkakan (*creep*) pada beban konstan
- f. Material yang jelek untuk tanah urug karena menghasilkan tekanan lateral yang tinggi.

Salah satu karakteristik tanah berbutir halus yang kohesif adalah plastisitas, yaitu kemampuan butiran untuk tetap melekat satu sama lain. Batas-batas keplastisan tanah bergantung pada sejarah terjadinya dan komposisi mineral yang dikandungnya.

Kajian geoteknik dan mekanika tanah dalam hal ini adalah kajian terhadap sifat-sifat tanah dan hubungannya dengan daya dukung tanah. Daya dukung tanah adalah kemampuan tanah untuk mendukung beban. Pengujian di lapangan untuk mengetahui kuat dukung tanah dapat dilakukan dengan cara pengambilan sampel (*boring*), *sondir* maupun SPT (*Standard Penetration Test*). Perlu juga dilakukan *vane shear test* untuk tanah lempung. Pengujian di laboratorium dapat dilaksanakan dengan pengujian terhadap contoh sampel yang diambil saat pengeboran. Pengujian di laboratorium terhadap sampel tanah dapat digunakan untuk mengetahui parameter tanah seperti berat jenis tanah, sudut gesek internal tanah, indeks plastisitas, koefisien konsolidasi ataupun yang lain.

Berdasarkan parameter tanah dapat dihitung daya dukung batas tanah (Q_{ult}) dengan menggunakan persamaan Terzaghi berikut ini:

$$Q_{ult} = C N_c + D_f \gamma N_q + 0,5B \gamma N_\gamma \quad \mathbf{2-103}$$

keterangan :

Q_{ult} : Kuat dukung batas (kg/m^2)

N_c, N_γ, N_q : Konstanta tanah tergantung dari ϕ

D_f : Kedalaman pondasi (m)

B : Lebar Pondasi (m)

- C : Kohesi tanah (kg/m²)
 γ : Berat jenis tanah (kg/m³)

Sedangkan untuk penurunan tanah atau *settlement* menggunakan rumus :

$$S_c = \frac{cc * H}{(1 + eo)} \log \frac{(P_o + \Delta P)}{P_o} \quad \mathbf{2-104}$$

keterangan :

- S_c : Besar penurunan (m)
 cc : Indeks pemampatan (m)
 H : Tebal lapisan tanah (m)
 eo : Angka pori awal
 P_o : Tekanan efektif rata-rata (ton/m²)
 ΔP : Besar penambahan tekanan (ton/m²)

Perhitungan mewakili keseluruhan *offshore breakwater*.

Berat = [Luas lapis (luar dan kedua) x panjang x γ beton] + [luas *berm* kaki x panjang x γ batu] + [luas lapis inti x panjang x γ batu pecah]

Maka tekanan akibat berat bangunan (penambahan tekanan) pada tanah:

$$\Delta p = \frac{W_{total}}{B} \quad \mathbf{2-105}$$

Tekanan akibat berat lapisan tanah bisa dihitung:

$$p_o = H \times \gamma' \quad \mathbf{2-106}$$

Untuk mencari koefisien konsolidasi, digunakan persamaan yang diambil dari buku Mekanika Tanah (Bradja, 1995).

$$C_v = \frac{T_v \times H_{dr}^2}{t_x} \quad \mathbf{2-107}$$

Dimana : C_v = koefisien konsolidasi

T_v = 0,008 (faktor waktu terhadap derajat konsolidasi dalam waktu 30 hari)

$$H_{dr} = \frac{1}{2} H$$

t_x = waktu yang diperlukan tanah untuk mengalami konsolidasi x persen

untuk mencari penurunan tiap tahun, misal tahun pertama :

$$T_v = \frac{t_{\text{tahun}} \times C_v}{H_{dr}^2} \quad \text{2-108}$$

$$T_v = 1,781 - 0,933 \log (100 - U) \quad \text{2-109}$$

2.8. Program GENESIS

GENESIS (GENERALized Model For SIMulating Shoreline Change), dipublikasikan oleh *US Army Corps Of Engineers (ASCE)*. *GENESIS* menggunakan pemodelan numerik dalam menganalisa perubahan garis pantai. Bagan alir dari program *GENESIS* ini dapat dilihat dalam Gambar 2.23. *GENESIS* digunakan untuk melihat pengaruh perubahan garis pantai yang akan terjadi terhadap bangunan pengaman pantai yang disimulasi, sehingga bangunan yang dipilih adalah yang menimbulkan pengaruh paling efektif dalam menangani masalah perubahan garis pantai.

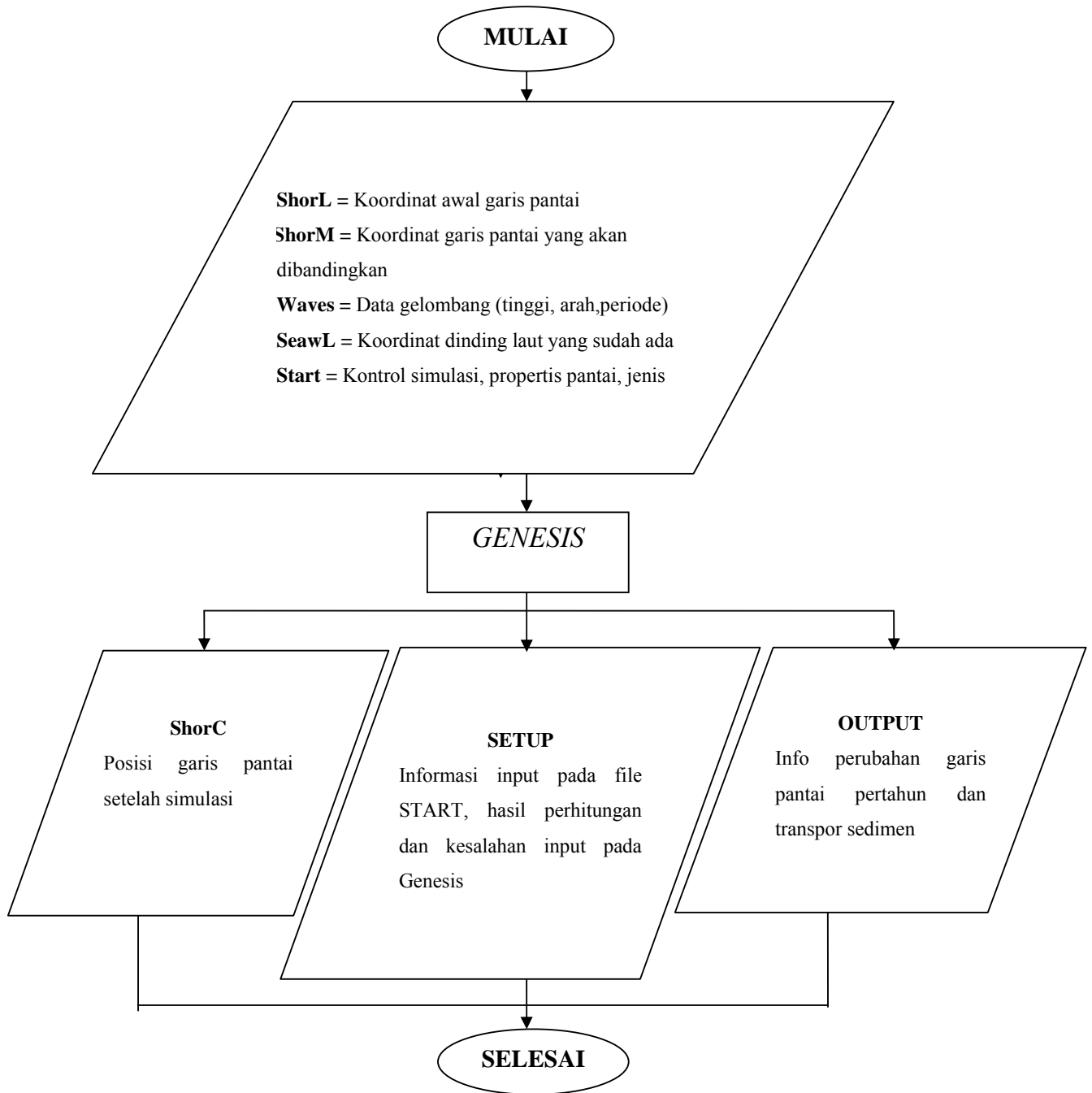
Kelebihan *GENESIS* :

1. Dapat meramalkan *long term tren* garis pantai akibat proses alami maupun yang diakibatkan oleh manusia.
2. Periode simulasi antara 6 bulan-20 tahun.
3. Interfal data gelombang yang digunakan (30 menit-6 jam).

Kelemahan *GENESIS* :

1. Hanya dapat digunakan untuk meramalkan perubahan garis pantai yang diakibatkan oleh *Coastal Structure*, dan perubahan akibat gelombang.
2. Genesis tidak memperhitungkan adanya refleksi gelombang.
3. Tidak dapat menghitung perubahan akibat terjadinya badai.
4. Tidak dapat mensimulasikan adanya *cusplate* dan tombolo pada *breakwater*.
5. Efek pasang surut terhadap perubahan garis pantai tidak dapat diperhitungkan.

Berikut bagan alir program *GENESIS* :



Gambar 2.24 Bagan Alir Program *GENESIS*