

BAB II

LANDASAN TEORI

2.1 Pengertian Embung

Embung merupakan bangunan air yang selama pelaksanaan perencanaan diperlukan berbagai bidang ilmu guna saling mendukung demi kesempurnaan hasil perencanaan. Bidang ilmu tersebut diantaranya adalah hidrolika, mekanika tanah, geologi dan hidrologi. Di waduk-waduk, pengendapan sedimen akan mengurangi volume efektifnya. Sebagian besar jumlah sedimen dialirkan oleh sungai-sungai yang mengalir ke waduk, hanya sebagian kecil saja yang berasal dari longsoran tebing waduk, atau berasal dari longsoran tebing-tebingnya oleh limpasan permukaan (Soemarto, 1987). Penumpukan sedimen dapat seringkali terjadi pada Embung. Guna mengetahui seberapa besar sedimen yang terdapat pada Embung diperlukan analisis sedimen. Dalam menganalisa sedimen, perlu diketahui erosi lahan terhadap Embung dan perkiraan umur Embung.

Untuk menjamin fungsi dan keamanannya, Embung mempunyai beberapa komponen atau bagian utama yaitu :

1. Daerah tangkapan hujan (*Catchment Area*).

Daerah tangkapan air (*catchment area*) Embung merupakan suatu wilayah daratan yang merupakan satu kesatuan dengan sungai dan anak-anak sungainya, yang berfungsi menampung, menyimpan, dan mengalirkan air yang berasal dari curah hujan ke Embung tersebut secara alami. Daerah tangkapan air ini dibatasi oleh topografis yang berupa punggung-punggung bukit atau gunung. Daerah tangkapan air dapat dikatakan menjadi satu ekosistem dimana terdapat banyak aliran sungai, daerah hutan dan komponen penyusun ekosistem lainnya termasuk sumber daya alam, dan komponen yang terpenting adalah air, yang merupakan zat cair yang terdapat di atas ataupun di bawah permukaan tanah. *Catchment area* erat kaitannya dengan Daerah Aliran Sungai (DAS). Ukuran dan besar kecilnya daerah tangkapan air yang memberi kontribusi terhadap aliran sungai di dalam DAS berpengaruh langsung terhadap total volume aliran yang keluar dari DAS. (Indarto, 2010). Luas daerah tangkapan air hujan Embung Larileokitu adalah 1,56 km² (BWS NT II).

2. Daerah genangan (*Storage*).

Daerah genangan (*Storage*) merupakan luasan daerah yang direncanakan sesuai dengan banyaknya air hujan yang masuk ke dalam Embung sehingga dapat tertampung pada kolam penampung atau juga sebagai area yang dapat digenangi oleh air hujan.

3. Tubuh Embung (tanggul) yang berfungsi menutup lembah dan cekungan (Depresi) sehingga air dapat tertahan dibagian hilir.
4. Bangunan pelimpah (*Spill Way*) berfungsi untuk mengalirkan kelebihan air dari kolam ke lembah untuk mengamankan tubuh Embung atau dinding kolam terhadap peluapan (*Over Topping*).

Embung dapat dibagi dalam dua bagian yakni :

a. Embung Kecil

Batasan-batasan umum Embung kecil yang diperhatikan adalah :

1. Tinggi Embung maksimum = 10 m untuk tipe urugan, dan 6 m untuk tipe gravitasi atau komposit, dimana tinggi tubuh Embung diukur dari permukaan galian pondasi terdalam hingga ke puncak tubuh Embung.
2. Kapasitas tampungan Embung maksimal 100.000 m³.
3. Luas daerah tadah hujan maksimum 100 ha = 1km².

b. Embung Besar

Batasan batasan Embung besar antara lain :

1. Kapasitas tampungan Embung lebih dari 100.000 m³.
2. Luas daerah tadah hujan lebih dari 100 ha = 1km².

Berdasarkan tipe urugan Embung dapat dibagi menjadi beberapa jenis yaitu :

1. Tipe urugan homogen

Pemilihan tipe Embung dipilih berdasarkan jenis pondasi, panjang dan bentuk lembah, dan bahan bangunan yang tersedia di tempat. Tubuh Embung tipe urugan dapat dibangun pada pondasi tanah atau batu, sedangkan untuk tubuh tipe pasangan batu atau beton hanya dapat dibangun pada pondasi batu dan dari segi biaya lebih mahal.

2. Tipe urugan majemuk

Tubuh Embung dapat didesain sebagai urugan majemuk apabila tersedia material urugan lebih dari satu macam. Urugan terdiri dari kedap air, urugan semi kedap air (transisi) dan urugan lolos air. Tipe tubuh Embung ini dapat dipilih untuk lokasi yang ketersediaan bahan timbunan kedap air terbatas.

3. Tipe pasangan batu atau beton

Tubuh Embung dengan tipe ini sangat sesuai bila dibangun pada pondasi dengan tipe dari satuan batu, lembah curam, berbentuk V, tubuh Embung tipe ini dibangun menjadi satu dengan pelimpahnya.

4. Tipe komposit

Tipe komposit dibangun pada pondasi satuan batu, dengan lembah yang cukup lebar, sehingga untuk dibangun tubuh Embung tipe pasangan sangat mahal.

2.2 Analisis Hidrologi

Analisis hidrologi adalah kumpulan keterangan atau fakta mengenai fenomena hidrologi (*hydrologic phenomena*). Data hidrologi merupakan bahan informasi yang sangat penting dalam pelaksanaan inventarisasi potensi sumber-sumber air, pemanfaatan dan pengelolaan sumber-sumber air yang tepat dan rehabilitasi sumber-sumber alam seperti air, tanah, dan hutan yang telah rusak. Fenomena hidrologi seperti besarnya curah hujan, temperatur, penguapan, lama penyinaran matahari, kecepatan angin, debit sungai, tinggi muka air sungai, kecepatan aliran, dan konsentrasi sedimen sungai akan selalu berubah menurut waktu. Dengan demikian suatu nilai dari sebuah data hidrologi itu hanya dapat terjadi lagi pada waktu yang berlainan sesuai dengan fenomena pada saat pengukuran nilai itu dilaksanakan.

2.2.1 Curah Hujan Kawasan

Hujan kawasan (*Areal Rainfall*) merupakan hujan rerata yang terjadi dalam daerah tangkapan hujan di suatu Daerah Aliran Sungai (DAS) (*Arba Darajat 2013*). Di dalam suatu DAS biasanya terdapat satu atau beberapa stasiun curah hujan untuk mencatat curah hujan yang jatuh. Suatu DAS yang ideal akan mempunyai beberapa stasiun pencatat curah hujan untuk mengantisipasi keragaman curah hujan yang jatuh. Dalam perhitungan debit di DAS, curah hujan yang jatuh dalam suatu DAS biasanya rata-rata dengan tujuan mempermudah proses perhitungan. Ada 4 metode yang biasanya dipakai dalam perhitungan hujan rata-rata di daerah aliran sungai, yaitu : metode Rata-rata Aljabar, metode Poligon *Thiessen* dan metode Isohyet.

2.2.1.1 Metode Rata-rata Aljabar

Metode ini adalah yang paling sederhana yaitu dengan merata-ratakan tinggi curah hujan yang terukur dalam daerah yang ditinjau secara arimatik. Keuntungan cara ini adalah lebih sederhana dibandingkan dengan cara lain. Syarat penggunaan metode ini adalah DAS kecil dengan luasan dibawah 500 km² (*Suripin, 2004*). Hasil yang diperoleh dengan cara ini tidak berbeda jauh dari hasil yang didapat dengan cara lain.

$$R = \frac{1}{n} R_1 + R_2 + \dots + R_n \dots\dots\dots (2.1)$$

Dimana :

R = Area Rainfall (mm)

n = Jumlah stasiun pengamat

R₁ , R₂ , ..., R_n = Point Rainfall stasiun ke-i (mm)

Perlu diketahui untuk menghitung hujan wilayah dengan menerapkan cara rata-rata aljabar, data hujan yang ditinjau dan diperhitungkan adalah data hujan yang berada didalam daerah aliran (catchment area), untuk data hujan yang berada diluar daerah aliran tidak diperhitungkan. Metode ini akan memberikan hasil yang dapat dipercaya jika stasiun-stasiun penakarannya ditempatkan secara merata di areal tersebut, dan hasil penakaran masing masing stasiun tidak menyimpang jauh dari nilai rata-rata seluruh stasiun di seluruh areal.

2.2.1.2 Metode Poligon Thiessen

Cara ini sering dipakai karena mengimbangi tidak meratanya distribusi alat ukur dengan menyediakan suatu faktor pembobot yang disebut *weighting factor* atau disebut juga Koefisien Thiessen. Syarat penggunaan metode ini adalah DAS sedang dengan luasan 500 – 5.000 km² (Suripin, 2004). Cara ini biasanya digunakan apabila titik-titik pengamatan di dalam daerah studi tidak tersebar secara merata. Metode Thiessen akan memberikan hasil yang lebih teliti daripada cara aljabar tetapi untuk penentuan titik pengamatannya dan pemilihan ketinggian akan mempengaruhi ketelitian yang akan didapat juga seandainya untuk penentuan kembali jaringan segitiga jika terdapat kekurangan pengamatan pada salah satu titik pengamatan.

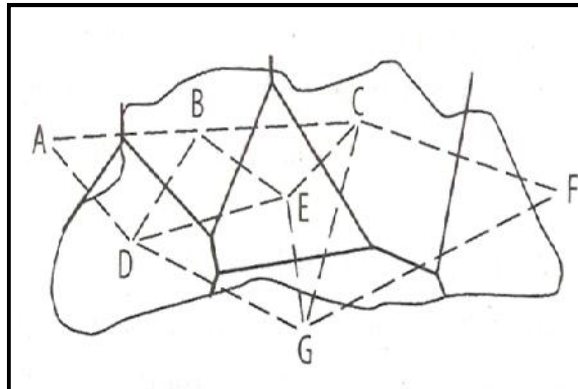
1. Semua stasiun yang di dalam (atau di luar) DAS dihubungkan dengan garis, sehingga terbentuk jaringan segitiga-segitiga. Hendaknya dihindari terbentuknya segitiga dengan sudut sangat tumpul.
2. Pada masing-masing segitiga ditarik garis sumbunya, dan semua garis sumbu tersebut membentuk poligon.
3. Luas daerah yang hujannya dianggap diwakili oleh salah satu stasiun yang bersangkutan adalah daerah yang dibatasi oleh garis-garis poligon tersebut (atau dengan batas DAS).
4. Luas relatif daerah ini dengan luas DAS merupakan faktor koreksinya.

$$R = W_1 R_1 + W_2 R_2 + \dots + W_n R_n \dots\dots\dots (2.2)$$

$$W_i = \frac{A_i}{A_n} \dots\dots\dots (2.3)$$

Dimana :

- R = Curah hujan maksimum harian rata-rata
- W_i = Faktor pembobot
- A_i = Luas daerah pengaruh stasiun i
- A = Luas daerah aliran
- R = Tinggi hujan pada stasiun
- n = Jumlah titik pengamat



Gambar 2.1 Cara Poligon Thiessen

Metode Thiessen ini dapat dikatakan lebih akurat daripada metode Aritmatik, sebab curah hujan rata-rata DAS dihitung berdasarkan pembagian daerah hujan. Walaupun begitu metode ini masih bergantung dari subjektivitas si pembuat poligon. Oleh karena itu perhitungan yang dilakukan oleh seseorang cenderung akan berbeda dengan perhitungan orang lain, walaupun pada DAS yang sama.

2.2.1.3 Metode Isohyet

Beberapa cara perhitungan untuk mencari curah hujan rata-rata daerah aliran, di antaranya adalah Metode Isohyet. Syarat penggunaan metode ini adalah DAS besar dengan luasan > 5.000 km² (Suripin, 2004). Metode Isohyet digunakan untuk menentukan hujan rata-rata pada daerah bergunung dan sebaran stasiun/pos pengamatan yang tidak merata. Hasilnya lebih teliti dibandingkan dengan metode sebelumnya, tetapi cukup sulit pembuatannya. Pada umumnya digunakan untuk hujan tahunan, karena terlalu banyak variasinya, sehingga isohyet akan berubah-ubah. Peta isohyet digambar pada peta dengan perbedaan (interval) 10 sampai 20 mm berdasarkan data curah hujan pada titik-titik pengamatan.

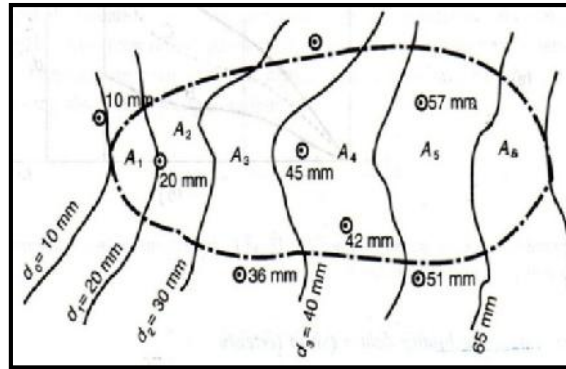
Pada dasarnya cara hitungan sama dengan yang digunakan dalam cara poligon Thiessen, kecuali dalam penetapan besaran faktor koreksinya. Hujan R_i ditetapkan sebagai hujan rata-rata antara dua buah isohyets (atau dengan batas DAS) terhadap luas DAS. Kesulitan yang dijumpai adalah kesulitan dalam setiap kali harus menggambar garis isohyet, dan juga masuknya unsur subjektivitas dalam penggambaran isohyet.

$$R = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \dots \dots \dots (2.4)$$

Dimana :

A_1, A_2, \dots, A_n = Luas bagian-bagian antara garis-garis Isohyet

R_1, R_2, \dots, R_n = Curah hujan rata-rata pada bagian A_1, A_2, \dots, A_n



Gambar 2.2 Cara Garis Isohyet

2.2.2 Analisis Statistik

Dalam analisa data hujan atau data debit guna memperoleh nilai hujan rencana atau debit rencana, dikenal beberapa distribusi probabilitas kontinu yang sering digunakan, yakni : Gumbel, Normal, Log Normal, Log Person Type III

Penentuan distribusi probabilitas yang sesuai dengan data dilakukan dengan mencocokkan parameter tersebut dengan syarat masing – masing jenis distribusi seperti pada tabel 2.1

Tabel 2.1 Analisis statistik Untuk Menentukan Jenis Distribusi

No	Jenis Distribusi	Syarat	
1	Normal	Cs ≈	0
		Ck ≈	3
2	Log Normal	Cs =	0
		Ck =	3
3	Gumbel	Cs ≤	1.14
		Ck ≤	5.4
4	Log Person III	Cs ≠	0

Sumber : (Bambang Triatmodjo, 2008)

Keterangan Tabel :

1. Perhitungan Nilai Rata-Rata (X)

Nilai rata-rata dirumuskan dengan :

$$X = \frac{\sum X}{n} \dots\dots\dots (2.5)$$

Dimana :

X= nilai rata-rata

n = jumlah data

2. Perhitungan Standar Deviasi (Std(X))

Nilai standar Deviasi dirumuskan dengan :

$$\text{Std (x)} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}}{n-1} \dots\dots\dots (2.6)$$

Dimana :

Std (x) = standar deviasi

X = nilai rata-rata

n = jumlah data

3. Perhitungan Koefisien Kemencengan atau Skewness (Cs)

Kemencengan (skewness) adalah nilai yang menunjukkan derajat ketisaksimetrisan dari suatu distribusi. Nilai koefisien skewness suatu data dirumuskan menurut Soemarto (1999) dengan persamaan sebagai berikut :

$$Cs = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{\text{std } x^3} \dots\dots\dots (2.7)$$

Dimana :

Cs = koefisien skewness

Std (x) = standar deviasi

X = nilai rata-rata

n = jumlah data

4. Perhitungan Koefisien Kurtosis (Ck)

Pengukuran kurtosis dimaksudkan untuk mengukur keruncingan dari bentuk kurva distribusi, yang umumnya dibandingkan dengan distribusi normal. Nilai koefisien kurtosis suatu data dapat dirumuskan menurut Soemarno (1995) yakni :

$$Ck = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4}{\text{std } x^4} \dots\dots\dots (2.8)$$

Dimana :

Ck = koefisien kurtosis

Std (x) = standar deviasi

X = nilai rata-rata

n = jumlah data

2.2.3 Analisis Frekuensi

Dalam analisis frekuensi data hujan atau data debit guna memperoleh nilai hujan rencana atau debit rencana, dikenal beberapa probabilitas kontinu yang sering digunakan, yaitu : Metode Gumbel, Normal, Log Normal, dan Log Pearson III (*I Made Kamiama, 2011*).

2.2.3.1 Metode Gumbel

Metode Gumbel diciptakan oleh E.J. Gumble pada tahun 1941. Dalam metode ini data yang diolah diasumsikan mempunyai sebaran tertentu yang disebut sebaran Gumbel. Langkah-langkah pengerjaan perhitungan curah hujan atau debit rancangan dengan metode Gumbel adalah sebagai berikut :

- a. Mengumpulkan data curah hujan atau debit harian maksimum tahunan dan menyusunnya dalam satu tabel data. Hujan atau debit harian maksimum tahunan adalah hujan atau debit harian tertinggi dalam tahun tertentu
- b. Mencari nilai rata-rata dan standar deviasi dari data
- c. Menghitung hujan atau debit rancangan dengan rumus :

$$X_T = X + \frac{S}{S_n} \times (Y_t - Y_n) \dots \dots \dots (2.9)$$

Dimana :

X_T = curah hujan rencana dengan periode ulang T

X = rata-rata data

YT = (*reduced varieties*) yang nilainya dihitung berdasarkan rumus

$$Y_T = - \ln(- \ln(\frac{T-1}{T})) \dots \dots \dots (2.10)$$

T = kala ulang

Y_n = reduced mean yang nilainya berdasarkan jumlah data

S = standar deviasi dari data

S_n = (*reduced standar deviation*) yang nilainya berdasarkan jumlah data

Tabel 2.2 Reduce Mean (Y_n)

N	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0.4952	0.4966	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									

Sumber : (Soemarto, 1999)

Tabel 2.3 Reduce Standard Deviation (Sn)

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	1.1447	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									

Sumber : (Soemarto, 1999)

2.2.3.2 Metode Log Person III

Metode ini disebut Log Person III karena metode ini melibatkan tiga parameter dalam proses perhitungannya. Ketiga parameter tersebut adalah harga rata-rata data, standar deviasi data, dan keefisien kemencengan data. Langkah-langkah pengerjaan perhitungan hujan atau debit rancangan dengan metode Log Person III ini adalah sebagai berikut (Soemarto, 1999) :

$$Y = Y + k \cdot S \dots\dots\dots (2.11)$$

Dimana :

Y = Nilai logaritma dari X atau log X

X = data curah hujan

Y = rata-rata hitung (lebih baik rata-rata geometrik) nilai Y

S=Standar deviasi nilai Y

K = Karakteristik distribusi peluang Log person tipe III (Tabel 2.5)

Langkah – langkah perhitungannya adalah sebagai berikut :

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

$$\text{Log } X = \frac{\sum_{i=1}^n \log(X_i)}{n} \dots\dots\dots (2.12)$$

Dimana :

Log X = Harga rata-rata logaritmik

n = Jumlah data

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

- c. Menghitung harga standar deviasinya dengan rumus berikut:

$$\text{Std}(x) = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n \log Xi - \bar{\log}(\bar{X})^2}}{n-1} \dots\dots\dots (2.13)$$

Dimana :

Std = Standar deviasi

d. Menghitung koefisien skewness dengan rumus :

$$Cs = \frac{\sum_{i=1}^n \log Xi - \log X^3}{n-1 \quad n-2 \quad \text{Std}^3} \dots\dots\dots (2.14)$$

Dimana :

Cs = Koefisien Skewness

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

$$\text{Log } X_t = \log X + G \cdot S1 \dots\dots\dots (2.15)$$

Dimana :

X_t = curah hujan rencana periode ulang T tahun

G = harga yang diperoleh berdasarkan nilai Cs yang didapat (Tabel 2.5)

f. Menghitung koefisien kurtosis (Ck) dengan rumus :

$$Ck = \frac{n^2 \sum_{i=1}^n \log Xi - \log X^4}{n-1 \quad n-2 \quad (n-3)\text{Std}^4} \dots\dots\dots (2.16)$$

Dimana :

Ck = Koefisien kurtosis

Tabel 2.4 Harga K untuk distribusi log person tipe III

Kemencengan (Cs)	Periode Ulang Tahun								
	99,01	50	20	10	5	4	2	1	0,5
	Peluang (%)								
	1,01	2	5	10	20	25	50	100	200
1,0	-1,558	-0,164	0,758	1,340	1,8090	2,043	2,542	3,022	3,489
0,9	-1,660	-0,148	0,769	1,339	1,7920	2,018	2,498	2,957	3,401
0,8	-1,773	-0,132	0,780	1,336	1,7740	1,993	2,453	2,891	3,312
0,7	-1,806	-0,116	0,790	1,333	1,7560	1,967	2,407	2,824	3,223
0,6	-1,880	-0,099	0,800	1,328	1,7350	1,939	2,359	2,755	3,132
0,5	-1,955	-0,083	0,803	1,323	1,7140	1,910	2,231	2,686	3,041
0,4	-2,029	-0,066	0,816	1,317	1,6920	1,880	2,261	2,615	2,949
0,3	-2,104	-0,050	0,824	1,309	1,6690	1,849	2,211	2,544	2,856
0,2	-2,178	-0,033	0,830	1,301	1,6460	1,818	2,159	2,472	2,763
0,1	-2,252	-0,017	0,836	1,292	1,6210	1,785	2,107	2,400	2,670
0,0	-2,326	0,000	0,842	1,282	1,5950	1,751	2,054	2,326	2,576
-0,01	-2,400	0,017	0,846	1,270	1,567	1,716	2,000	2,252	2,482
-0,02	-2,472	0,033	0,850	1,258	1,539	1,680	1,945	2,178	2,388
-0,03	-2,544	0,050	0,853	1,245	1,510	1,643	1,890	2,104	2,294
-0,04	-2,615	0,066	0,855	1,231	1,481	1,606	1,834	2,029	2,201

-0,05	-2,686	0,083	0,856	1,216	1,450	1,567	1,777	1,955	2,108
-0,06	-2,755	0,099	0,857	1,200	1,419	1,528	1,720	1,880	2,016
-0,07	-2,824	0,116	0,857	1,183	1,386	1,488	1,663	1,806	1,926
-0,08	-2,891	0,132	0,856	1,166	1,354	1,448	1,606	1,733	1,837
-0,09	-2,957	0,148	0,854	1,147	1,120	1,107	1,549	1,660	1,749
-1,0	-3,022	0,164	0,852	1,128	1,287	1,366	1,492	1,588	1,664
-1,1	-3,022	0,180	0,848	1,107	1,252	1,324	1,435	1,518	1,581
-1,2	-3,149	0,195	0,844	1,086	1,217	1,282	1,379	1,449	1,501
-1,3	-3,211	0,210	0,838	1,064	1,181	1,240	1,324	1,383	1,424
-1,4	-3,271	0,225	0,832	1,041	1,146	1,198	1,270	1,318	1,351
-1,5	-3,330	0,240	0,825	1,018	1,386	1,570	1,217	1,256	1,282
-1,6	-3,880	0,254	0,817	0,994	1,075	1,116	1,166	1,197	1,216
-1,7	-3,444	0,268	0,808	0,970	1,040	1,075	1,116	1,140	1,155
-1,8	-3,499	0,282	0,799	0,945	1,005	1,035	1,069	1,087	1,097
-1,9	-3,553	0,294	0,788	0,920	0,971	0,996	1,023	1,037	1,044
-2,0	-3,065	0,307	0,777	0,895	0,938	0,959	0,980	0,990	0,995
-2,1	-3,656	0,319	0,765	0,869	0,905	0,923	0,939	0,946	0,949
-2,2	-3,705	0,330	0,752	0,844	0,873	0,888	0,900	0,905	0,907
-2,3	-3,753	0,341	0,739	0,819	0,843	0,855	0,964	0,867	0,869
-2,4	-3,800	0,351	0,725	0,795	0,814	0,823	0,830	0,832	0,833
-2,5	-3,845	0,360	0,711	0,771	0,786	0,793	0,789	0,799	0,800
-2,6	-3,889	0,368	0,696	0,747	0,758	0,764	0,768	0,769	0,769
-2,7	-3,932	0,376	0,681	0,724	0,733	0,738	0,740	0,740	0,741
-2,8	-3,973	0,384	0,666	0,702	0,709	0,712	0,714	0,714	0,714
-2,9	-4,013	0,390	0,651	0,681	0,682	0,683	0,689	0,690	0,690
-3,0	-4,051	0,396	0,636	0,660	0,664	0,666	0,666	0,667	0,667

Sumber : Soemarto, 1999

2.2.3.3 Metode Distribusi Normal

Adapun persamaan-persamaan yang digunakan pada perhitungan dengan metode Normal atau disebut pula sebagai distribusi Gauss ialah sebagai berikut :

$$X_t = X + K_t * S \dots\dots\dots (2.17)$$

Dimana :

- X_t = Besarnya curah hujan yang mungkin terjadi dengan periode ulang X tahun
- X = Curah hujan rata-rata (mm)
- S = standar deviasi data hujan maksimum tahunan
- K_t = standar variabel untuk periode ulang t tahun yang besarnya diberikan pada tabel dibawah ini.

Tabel 2.5 Standard Variabel Reduksi Gauss (K)

Periode Ulang (Tahun)	Reduce Variate
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

Sumber : (soemarto, 1999)

2.2.3.4 Metode Distribusi Log Normal

Metode Log Normal apabila digambarkan pada kertas peluang logaritmik akan merupakan persamaan garis lurus, sehingga dapat dinyatakan sebagai model aritmatik dengan persamaan sebagai berikut:

$$\log X_t = \log X + k \cdot S \log x \dots\dots\dots (2.18)$$

Dimana :

- X_t = Besarnya curah hujan yang mungkin terjadi dengan periode ulang X tahun
- X = Curah hujan rata-rata (mm)
- S = standar deviasi data hujan maksimum tahunan
- K_t = standar variabel untuk periode ulang t tahun yang besarnya diberikan

2.2.4 Uji Distribusi Probabilitas

Ada dua cara yang dapat dilakukan untuk menguji apakah jenis distribusi yang dipilih sesuai dengan data yang ada, yaitu uji Chi-Kuadrat dan Smirnov Kolmogorov (Sri Harto, 1991). Pengujian ini dilakukan setelah digambarkan hubungan antara kedalaman hujan atau debit dan nilai probabilitas pada kertas probabilitas.

2.2.4.1 Uji Chi-Kuadrat

Uji Chi-Kuadrat menggunakan nilai χ^2 yang dihitung dengan persamaan berikut (Soewarno, 1995):

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i} \chi_{cr}^2 \dots\dots\dots (2.19)$$

$$Dk = K - (P + 1) \dots\dots\dots (2.20)$$

$$K = 1 + 3,322 \log n \dots\dots\dots (2.21)$$

Dimana:

X^2 = Harga Chi Kuadrat terhitung

E_i = Frekuensi yang diharapkan

O_i = Frekuensi yang terbaca

xcr^2 = Harga Chi Kuadrat kritis

Dk = Derajat Kebebasan

K = Banyaknya Kelas

P = Banyaknya keterikatan untuk uji chi kuadrat

Nilai x yang diperoleh harus lebih kecil dari nilai xcr^2 (Chi-Kuadrat kritis), untuk suatu derajat nyata tertentu, yang sering diambil 5%.

Tabel 2.6 Nilai kritis untuk distribusi Chi-Square

Dk	α Derajat Kepercayaan							
	0.995	0.99	0.975	0.95	0.05	0.025	0.01	0.005
1	0.0000393	0.0002	0.00098	0.00393	3.841	5.024	6.635	7.879
2	0.01	0.0201	0.0506	0.103	5.991	3.378	9.21	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	14.86
5	0.412	0.554	0.831	1.145	11.07	12.832	15.086	16.75
6	0.676	0.872	1.237	1.635	12.592	14.449	16.812	18.548
7	0.989	1.239	1.69	2.167	14.067	16.013	18.475	20.278
8	1.344	1.646	2.18	2.733	15.507	17.535	20.09	21.955
9	1.735	2.088	2.7	3.325	16.919	19.023	21.666	23.589
10	2.156	2.558	3.247	3.94	18.307	20.483	23.209	25.188
11	2.603	3.053	3.816	4.575	19.675	21.92	24.725	26.757
12	3.074	3.571	4.404	5.226	21.026	23.337	26.217	28.3
13	3.565	4.107	5.009	5.892	22.362	24.736	27.688	29.819
14	4.075	4.66	5.692	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	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	9.39	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	8.26	9.591	10.851	31.41	34.17	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	9.26	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	42.98	45.558
25	10.52	11.524	13.12	14.611	37.652	40.646	44.314	46.928
26	11.16	12.198	13.844	15.379	38.885	41.923	45.642	48.29

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

Sumber : Soewarno, 1995

2.2.4.2 Uji Smirnov Kolmogorov

Uji kecocokan *Smirnov Kolmogorov* juga disebut uji kecocokan non parametik. Karena pengujiannya tidak menggunakan fungsi distribusi tertentu, namun dengan memperhatikan kurva dan penggambaran data pada kertas probabilitas. Jika dalam penggambaran didapat jarak penyimpangan terbesar merupakan nilai maks dengan kemungkinan didapat didapat nilai lebih kecil dari nilai kritik maka jenis distribusi yang dipilih sebelumnya dapat digunakan. Dalam bentuk persamaan ditulis sebagai berikut :

$$x_{maks} < \text{kritik}$$

Dimana :

x_{maks} = Jarak maksimum horizontal titik garis singgung

kritik = Jarak ketentuan uji Smirnov Kolmogorov

Perhitungan peluang empiris dan teoritis dengan menggunakan persamaan Weibull (Soemarto 1986 dalam Kastamto 2010) :

$$\alpha = \frac{P_{max}}{P_x} - \frac{P_{xi}}{\Delta_{Cr}} \dots \dots \dots (2.22)$$

Dimana :

m = Nomor urut data

n = Jumlah data

Tabel 2.7 Nilai delta kritis untuk uji keselarasan Smirnov Kolmogorof

Jumlah data n	Derajat Kepercayaan			
	0.2	0.1	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	0.3	0.34	0.4
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	0.2	0.23	0.27
40	0.17	0.19	0.21	0.25
45	0.16	0.18	0.2	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

Sumber : Charles T. Haan, 1993

2.2.5 Intensitas Curah Hujan

Untuk menentukan Debit Banjir Rencana (Design Flood), perlu didapatkan harga satuan Intensitas curah hujan terutama bila digunakan metode rasional. Intensitas curah hujan adalah ketinggian curah hujan yang terjadi pada suatu kurun waktu dimana air tersebut berkonsentrasi. Analisis intensitas curah hujan ini dapat diproses dari data curah hujan yang telah terjadi pada masa lampau (Loebis, 1987). Untuk menghitung intensitas curah hujan, dapat digunakan rumus empiris Dr. Mononobe sebagai berikut (Soemarto, 1999).

Menurut Dr. Mononobe Rumus ini digunakan apabila data curah hujan yang tersedia hanya curah hujan harian (Soemarto, 1999).

$$I = \frac{R_{24}}{24} * \frac{24}{t}^{2/3} \dots\dots\dots (2.23)$$

Dimana :

- I = Intensitas curah hujan (mm/jam)
- t = Lamanya curah hujan
- R₂₄ = Curah hujan maksimum dalam 24 jam (mm)

2.2.6 Debit Banjir Rencana

Banjir rancangan adalah besarnya debit banjir yang ditetapkan sebagai dasar penentuan kapasitas dan mendimensi bangunan-bangunan hidraulik (termasuk bangunan di sungai), sedemikian hingga kerusakan yang dapat ditimbulkan baik langsung maupun tidak langsung oleh banjir tidak boleh terjadi selama besaran banjir tidak terlampaui.

Dalam praktek analisis hidrologi terdapat beberapa cara yang dapat ditempuh untuk menetapkan debit banjir rancangan. Masing-masing cara akan sangat dipengaruhi oleh beberapa faktor berikut:

1. Ketersediaan data,
2. Tingkat kesulitan yang dikehendaki,
3. Kesesuaian cara dengan das yang ditinjau.

Cara analisis dapat dikelompokkan menjadi tiga metode, yaitu:

1. Cara Empirik,
2. Cara Statistik,
3. Analisis dengan model Hidrologi.

Cara empirik adalah metode pendekatan dengan rumus rasional. Cara ini diterapkan apabila tidak tersedia data debit yang cukup panjang tetapi tersedia data hujan harian yang panjang. Terdapat empat metode perhitungan banjir rancangan yang

dikembangkan berdasarkan prinsip pendekatan rasional, yaitu: metode rasional, metode Der Weduwen, metode Haspers dan metode HSS Gamma I.

Untuk metode Rasional, metode Weduwen dan Haspers termasuk dalam non-hidrograf banjir rancangansedangkan untuk hidrograf banjir rancangan menggunakan Metode HSS Gamma I seperti yang dipergunakan dalam Standar Perencanaan Irigasi KP-O1 , yang diterbitkan oleh Direktorat Jenderal Pengairan Departemen Pekerjaan Umum tahun 1986.

2.2.6.1 Debit Banjir Rencana Non-Hidrograf

1. Metode Rasional

Perhitungan Metode rasional menggunakan rumus sebagai berikut:

$$Q = 0,278 \times C \times I \times A \text{ m}^3/\text{det} \dots\dots\dots (2.24)$$

$$I = \frac{R_{24}}{24} \times \frac{24^3}{t} \dots\dots\dots (2.25)$$

Dimana:

Q = Debit Banjir Rencana (m^3/det)

C = Koefisien Run Off (koefisien limpasan)

I = Intensitas Hujan Selama t Jam (mm/jam)

A = Luas DAS (km^2)

$$T = \frac{L}{w} \dots\dots\dots (2.26)$$

T = Waktu Konsentrasi (Jam)

$$w = 72 * \frac{H}{L}^{0.6} \dots\dots\dots (2.27)$$

Dimana:

w = Waktu Kecepatan Perlambatan (m/det atau km/jam)

L = Jarak Dari Ujung Daerah Hulu Sampai Titik Yang Ditinjau (km)

H = Beda Tinggi Ujung Hulu Dengan Titik Tinggi Yang Ditinjau (m)

Tabel 2.8 Koefisien Limpasan (C) Untuk Rumus Rasional

Deskripsi Lahan/Karakter Permukaan	Harga C
Business :	
1. Perkotaan	0,70 – 0,95
2. Pinggiran	0.40 – 0.70
Perumahan :	
1. Rumah Tinggal	0,30 – 0,50
2. Multiunit, Terpisah	0,40 – 0,60
3. Multiunit, Bergabung	0,60 – 0,75
4. Perkampungan	0,25 – 0,40

5. Apartemen	0,50 – 0,70
Perkerasan:	
1. Aspal Dan Beton	0,70 – 0,95
2. Batu Bara, Paving	0,50 – 0,70
Halaman Berpasir :	
1. Data (2%)	0,05 – 0,10
2. Curam (7%)	0,15 – 0,20
Halaman Tanah	
1. Data (2%)	0,13 - 0,17
2. Curam (7%)	0,18 – 0,22
Hutan :	
1. Datar 0 – 5%	0,10 – 0,40
2. Bergelombang 5 – 10%	0,25 – 0,50
3. Berbukit 10 – 30%	0,30 – 0,60

(Sumber : disalin sebagian dari Suripin, 2004)

Tabel 2.9 Karakteristik Tanah

Karakteristik tanah	Tata guna lahan	Koeff. limpasan
Campuran pasir dan atau	Pertanian	0,20
campuran kerikil	Padang rumput	0,15
	Hutan	0,10
Geluh dan sejenisnya	Pertanian	0,4
	Padang rumput	0,35
	Hutan	0,3
Lempung dan sejenisnya	Pertanian	0,50
	Padang rumput	0,45
	Hutan	0,40

(Sumber : Subarkah, 1980)

6. Metode Weduwen

Rumus dari Metode *Weduwen* adalah sebagai berikut :

$$Q_t = \alpha \times q_n \times A \dots\dots\dots (2.28)$$

$$t = 0,25 LQ^{-0,125} I^{-0,25} \dots\dots\dots (2.29)$$

$$= \frac{120 + t + 1}{120 + A} \dots\dots\dots (2.30)$$

$$q_n = \frac{R_n \times 67,65}{240t + 1,45} \dots\dots\dots (2.31)$$

$$= 1 - \frac{4,1}{q_n + 7} \dots\dots\dots (2.32)$$

Dimana:

Q_t = debit banjir rencana (m^3/det)

R_n = curah hujan maksimum (mm/hari)

q_n = Debit Persatuan Luas ($m^3/det.km^2$)

α = Koefisien Pengaliran

- B = Koefisien Pengurangan Daerah Untuk Curah Hujan DAS
- t = Waktu Konsentrasi (jam)
- A = Luas Daerah Pengaliran (km²)

Koefisien pengaliran () tergantung dari beberapa faktor antara lain jenis tanah, kemiringan, luas dan bentuk pengaliran sungai. Sedangkan besarnya nilai koefisien pengaliran dapat dilihat pada Tabel 2.10

Tabel 2.10 Koefisien Pengaliran

Kondisi Daerah Pengaliran	'Koefisien Pengaliran ()
Daerah pegunungan berlereng terjal	0,75 – 0,90
Daerah perbukitan	0,70 – 0,80
Tanah bergelombang dan bersemak-semak	0,50 – 0,75
Tanah dataran yang digarap	0,45 – 0,65
Persawahan irigasi	0,70 – 0,80
Sungai di daerah pegunungan	0,75 – 0,85
Sungai kecil di dataran	0,45 – 0,75
Sungai yang besar dengan wilayah pengaliran lebih dari seperduanya terdiri dari dataran	0,50 – 0,75

(Sumber : Banjir Rencana Untuk Bangunan Air, Ir.Joesron Loebis, M.Eng.)

7. Metode Hasper

Perhitungan debit banjir dengan metode Hasper diberikan sebagai persamaan yang merupakan fungsi dari koefisien pengaliran, koefisien reduksi, intensitas hujan, dan luas daerah pengaliran yang dirumuskan sebagai :

$$Q_t = x \times q_n \times A \dots\dots\dots (2.33)$$

$$= \frac{1+0.012xA^{0.7}}{1+0.075xA^{0.7}} \dots\dots\dots (2.34)$$

$$q_n = \frac{t \cdot R_t}{3,6 t} \dots\dots\dots (2.35)$$

$$R_t = \frac{t \cdot R_t}{1 + t} \dots\dots\dots (2.36)$$

$$\frac{1}{t} = 1 + \frac{1+3.7 \times 10^{0.4 \times t}}{t^2 + 15} \times \frac{A^{\frac{3}{4}}}{12} \dots\dots\dots (2.37)$$

$$t = 0,1 \times L^{0,8} \times S^{-0,3} \dots\dots\dots (2.38)$$

Dimana :

Q_t = debit puncak banjir (m³/detik)

- = koefisien pengaliran
- = koefisien reduksi
- qn = intensitas hujan (mm/jam)
- A = luas daerah pengaliran (km²)
- L = panjang sungai utama (km)
- S = kemiringan dasar sungai rata-rata
- t = waktu konsentrasi

2.2.6.2 Debit Banjir Rencana Hidrograf

Metode Hidrograf Satuan Nakayasu

Jika tidak cukup tersedia data hujan dan data debit maka penurunan hidrograf satuan suatu DAS dilakukan dengan cara sintesis. Hasilnya disebut dengan Hidrograf Satuan Sintesis (HSS). HSS adalah hidrograf satuan yang diturunkan berdasarkan data sungai pada DAS yang sama atau DAS terdekat tetapi memiliki karakteristik yang sama. Terdapat beberapa model HSS, diantaranya: HSS Snyder, HSS Nakayasu, HSS SCS, dan HSS Gama. Masing-masing model HSS, pada dasarnya berlaku di DAS tertentu, yakni di DAS di mana HSS tersebut secara empirik diteliti atau dirumuskan. Oleh karena itu, penurunan HSS suatu DAS dengan menggunakan model-model HSS yang sudah ada atau yang disebutkan diatas, harus dilakukan menggunakan langkah-langkah kalibrasi dan verifikasi yang semestinya sehingga model HSS yang diperoleh sedapat mungkin dapat menggambarkan kondisi sebenarnya.

Nakayasu (1950) telah menyelidiki hidrograf satuan Jepang dan memberikan seperangkat persamaan untuk membentuk suatu hidrograf satuan sebagai berikut:

- 1) Waktu kelambatan (time lag, t_g), dengan rumus;

$$t_g = 0,4 + 0,058 \times L \quad \text{untuk } L > 15 \text{ Km} \dots\dots\dots(2.39)$$

$$t_g = 0,21 \times L^{0,7} \quad \text{untuk } L < 15 \text{ Km} \dots\dots\dots(2.40)$$

- 2) Waktu puncak dan debit puncak hidrograf satuan sintetis dirumuskan sebagai berikut:

$$t_r = 0,75 \times t_g \dots\dots\dots(2.41)$$

- 3) Waktu saat debit sama dengan 0,3 kali debit puncak

$$t_{0,3} = \alpha \times t_g \dots\dots\dots(2.42)$$

- 4) Waktu puncak

$$t_p = t_g + 0,8 T_r \dots\dots\dots(2.43)$$

- 5) Debit puncak hidrograf satuan sintesis dirumuskan sebagai berikut:

$$Q_p = \frac{1}{3,6} \times A \times R_0 \times \frac{1}{0,3 \times t_p + t_{0,3}} \dots\dots\dots(2.44)$$

Keterangan:

t_g = waktu kelambatan (jam).

L = panjang sungai (Km).

$t_{0,3}$ = waktu saat debit sama dengan 0,3 kali debit puncak (jam).

$1,5 t_{0,3}$ = waktu saat debit sama dengan $0,3^2$ kali debit puncak (jam)

α = koefisien, nilainya antara 1,5 – 3,0

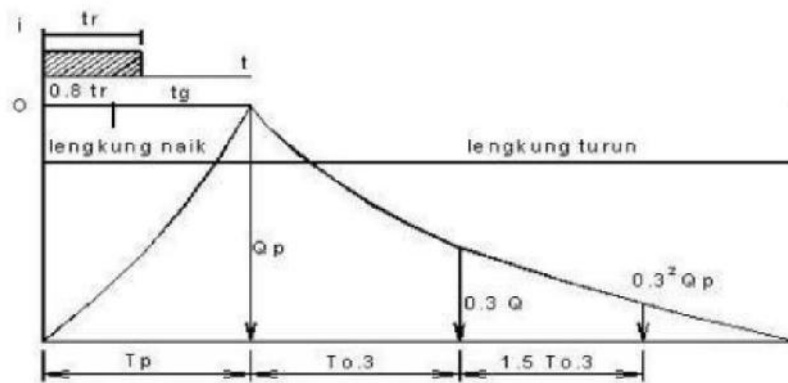
t_p = waktu puncak (jam)

Q_p = debit puncak (m^3/det)

A = luas DPS (Km^2)

Tr = durasi hujan (jam) = $0,5 \times t_g$ s/d $1 \times t_g$.

R_0 = satuan kedalaman hujan (mm)



Gambar 2.3 Grafik HSS Nakayasu

(Sumber: Kamiana, 2011)

6) Bagian lengkung naik ($0 < t < t_p$)

$$Q = Q_p \frac{t^{2,4}}{t_p^{2,4}} \dots\dots\dots(2.45)$$

Q = debit sebelum mencapai debit puncak (m^3/det)

t = waktu (jam)

7) Bagian lengkung turun

a. Jika $t_p < t < t_{0,3}$

$$Q = Q_p \times 0,3^{\frac{t-t_p}{t_{0,3}}} \dots\dots\dots(2.46)$$

b. Jika $t_{0,3} < t < 1,5 t_{0,3}$

$$Q = Q_p \times 0,3^{\frac{t-t_p+0,5 \times t_{0,3}}{1,5 \times t_{0,3}}} \dots\dots\dots(2.47)$$

c. Jika $t > 1,5 t_{0,3}$

$$Q = Q_p \times 0,3^{\frac{t-t_p+1,5 \times t_{0,3}}{2 \times t_{0,3}}} \dots\dots\dots(2.48)$$

2.2.7 Aliran Air Yang Masuk Embung

Kelompok air yang masuk ke dalam Embung terdiri dari dua bagian yaitu :

1. Air permukaan (*Run Off*) dari daerah tadah hujan
2. Air hujan efektif yang langsung jatuh diatas kolam Embung

2.2.7.1 Aliran permukaan daerah tadah hujan (Run Off)

Aliran air yang masuk daerah tampungan adalah total jumlah aliran limpasan permukaan yang terjadi di daerah tangkapan hujan selama peristiwa hujan tertentu. Jumlah air limpasan permukaan dihitung dengan rumus empiris *Ceatchment Yield* sebagai berikut :

$$Run\ Off\ (m^3) = A * R * Y \dots\dots\dots(2.49)$$

Keterangan :

- A = Luas daerah tangkapan hujan (m³)
- R = Curah hujan rata-rata bulanan (mm)
- Y = *Reability faktor* (90%)

2.2.7.2 Analisa air hujan efektif

Untuk menghitung volume air yang tersedia dengan data curah hujan bulanan maka dapat dihitung air hujan efektif dengan rumus sebagai berikut :

$$VJ = 10 * Cj * Rj * A \dots\dots\dots(2.50)$$

Keterangan :

- VJ = Aliran bulanan dari seluruh daerah tadah hujan untuk bulan J (m³/bulan)
- Cj = Koefisien pengaliran untuk bulan J.
- Rj = Curah hujan bulanan untuk bulan J (mm/bulan).
- A = Luas daerah tadah hujan efektif (Ha).

2.2.8 Volume Tampung Embung

Volume tampungan Embung adalah volume air yang masuk ketampungan Embung dan sedimentasi yang tertampung dan dapat dihitung berdasarkan peta situasi dari penampang memanjang/melintang dari gambar perencanaan Embung Larileokitu.

Kolam tampung Embung dapat dibedakan atas 2 daerah tampungan berdasarkan fungsi dan sifatnya yaitu :

1. Tampungannya manfaat (Effective Storage), berfungsi menampung atau tempat penyediaan dan distribusi air untuk berbagai tingkat keperluan dan kebutuhan yang dapat dilayani.

Tampungannya yang dibangun di daerah semi kering akan menampung penuh air di musim hujan dan kemudian dioperasikan selama musim kemarau untuk melayani berbagai keperluan masyarakat. di daerah semi kering musim hujan akan berlangsung pendek 3-5 bulan, sedangkan musim kemarau berlangsung lebih dari 6 bulan yaitu 7-9 bulan. Sabu raijua merupakan salah satu daerah yang termasuk daerah semi kering. Di daerah ini Embung dipergunakan untuk melayani kebutuhan penduduk baik untuk air baku maupun untuk ternak dan irigasi selama musim kemarau. Di musim hujan penduduk tidak menggunakan air untuk memenuhi semua kebutuhan. Dengan demikian kapasitas tampungannya Embung yang dibutuhkan harus dapat memenuhi kebutuhan diatas, dan juga harus mempertimbangkan kehilangan air oleh penguapan di kolam, resapan didasar, dan dinding kolam serta yang paling penting juga penyediaan ruangan untuk tampungannya sedimen.

2. Tampungannya sedimen (Dead Storage), berfungsi menampung endapan sedimen hasil erosi yang dihasilkan dari lereng bagian dalam kolam tampungannya Embung.

Ruang untuk sedimen perlu disediakan dikolam Embung mengingat kapasitas tampungannya efektif Embung yang telah direncanakan sesuai dengan volume kebutuhan air untuk masyarakat dan untuk daerah tadah hujan disarankan agar ditanami tanaman sehingga dapat mengendalikan dan meminimalisir terjadinya erosi, karena akibat kurangnya kesadaran masyarakat untuk memperhatikan daerah bagian hulu yang membuat terjadinya erosi yang membawa material sedimen ke dalam kolam tampungannya Embung. Tampungannya sedimen bersifat tetap dan berkelanjutan maka usia manfaat secara teknis dapat diperkirakan berdasarkan lamanya tingkat pengendapan lumpur dan perubahan tampungannya sedimen.

2.3 Erosi

Proses hidrologi sangat mempengaruhi proses erosi dan sedimentasi. Erosi tanah mempengaruhi produktivitas lahan kering yang biasanya mendominasi daerah aliran sungai bagian hulu dan juga akan memberikan dampak negative di daerah aliran sungai bagian hilir. Secara umum, terjadinya erosi ditentukan oleh faktor-faktor iklim (terutama intensitas hujan), topografi, karakteristik tanah, vegetasi penutup tanah, dan tataguna lahan.

2.3.1 Proses Terjadinya Erosi

Erosi tanah adalah suatu proses atau peristiwa hilangnya lapisan permukaan tanah atas, baik disebabkan oleh pergerakan air maupun angin (Suripin 2004). Sedangkan menurut (Frevert 1950 dalam Arba 2013) mengartikan erosi tanah sebagai proses hilangnya lapisan tanah yang jauh lebih cepat dari proses kehilangan tanah pada peristiwa erosi geologi.

Proses erosi dapat menyebabkan merosotnya produktivitas tanah, daya dukung tanah untuk produksi pertanian dan kualitas lingkungan hidup. Di daerah tropis yang lembab seperti di Indonesia dengan rata-rata curah hujan yang tinggi maka air merupakan penyebab utama terjadinya erosi. Proses erosi yang disebabkan oleh air meliputi 3 tahap, yaitu :

1. Pemecahan bongkah-bongkah agregat tanah ke dalam bentuk butir-butir kecil atau partikel tanah.
2. Pindahkan atau pengangkutan butir-butir yang kecil tersebut.
3. Pengendapan butir-butir atau partikel tersebut di tempat yang lebih rendah, di dasar sungai atau waduk. Sebagai negara yang memiliki iklim tropis basah, maka dalam hal ini proses erosi tanah lebih banyak disebabkan oleh air akibat hujan yang turun di permukaan tanah. Berdasarkan proses terjadinya, erosi tanah dapat dibedakan menjadi dua macam, yaitu :

a. Erosi normal

Juga disebut sebagai erosi geologi atau erosi alami yaitu proses erosi tanah akibat pelapukan batuan atau bahan induk tanah secara geologi dan alamiah. Batuan padat atau bahan induk tanah akan menjadi lapuk oleh cuaca menjadi bagian-bagian besar dan kecil. Selanjutnya secara fisik (mekanik), biologi (aktivitas organik), dan kimia, batuan tersebut akan terurai dan terjadi retakan-retakan. Pada saat terjadi hujan, air akan masuk ke dalam retakan-retakan batuan dan lama-kelamaan batuan akan pecah menjadi bagian-bagian yang lebih kecil lagi. Proses tersebut terjadi dengan laju yang relatif lambat dan berlangsung dalam waktu yang lama. Perubahan bentuk pada erosi normal merupakan proses keseimbangan alam, artinya kecepatan kerusakan tanah masih sama atau lebih kecil dari kecepatan proses pembentukan tanah.

b. Erosi dipercepat

Proses erosi dipercepat merupakan pengangkutan tanah yang menimbulkan kerusakan tanah akibat kegiatan manusia dalam mengelola tanah untuk meningkatkan produktivitas tanah yang menyebabkan terjadinya pemecahan

agregat-agregat tanah, meliputi pengangkatan dan pemindahan tanah pada saat pengolahan tanah. Meningkatnya laju erosi tanah yang disebut erosi dipercepat, artinya kecepatan kerusakan tanah sudah lebih besar atau melebihi kecepatan proses pembentukan tanah.

2.3.2 Faktor-faktor yang Mempengaruhi Erosi

Beberapa faktor yang mempengaruhi besarnya erosi air adalah :

1. Curah Hujan
 - a. Intensitas hujan : Menunjukkan banyaknya curah hujan persatuan waktu. Biasanya dinyatakan dalam mm/jam atau cm/jam.
 - b. Jumlah hujan : Menunjukkan banyaknya air hujan selama terjadi hujan, selama satu bulan atau selama satu tahun dan sebagainya.
 - c. Distribusi hujan : Menunjukkan penyebaran waktu terjadinya hujan.
2. Sifat- Sifat Tanah
 - a. Tekstur tanah : Tanah dengan tekstur kasar seperti pasir adalah tahan terhadap erosi, karena butir-butir besar (kasar) tersebut memerlukan lebih banyak tenaga untuk mengangkut. Tekstur halus seperti liat tahan terhadap erosi karena daya rekat yang kuat sehingga gumpalannya sukar dihancurkan. Tekstur tanah yang paling peka terhadap erosi adalah debu dan pasir sangat halus. Oleh karena itu semakin tinggi kandungan debu dalam tanah, maka tanah menjadi peka terhadap erosi.
 - b. Bentuk dan kemantapan struktur tanah : Bentuk struktur tanah yang membulat menghasilkan tanah dengan daya serap tinggi sehingga air mudah meresap ke dalam tanah, dan aliran permukaan menjadi kecil, sehingga erosi juga kecil. Struktur tanah mantap tidak akan mudah hancur oleh pukulan-pukulan air hujan dan akan tahan terhadap erosi. Sebaliknya struktur tanah yang tidak mantap tidak tahan terhadap pukulan-pukulan air hujan sehingga berubah menjadi butir-butir halus dan pada akhirnya mudah tererosi.
 - c. Daya infiltrasi tanah : Apabila daya infiltrasi tanah besar, berarti air mudah meresap ke dalam tanah, sehingga aliran permukaan kecil dan erosi juga kecil.
 - d. Kandungan bahan organik : Kandungan bahan organik menentukan kepekaan tanah terhadap erosi karena bahan organik mempengaruhi kemantapan struktur tanah. Tanah yang mantap tahan terhadap erosi.

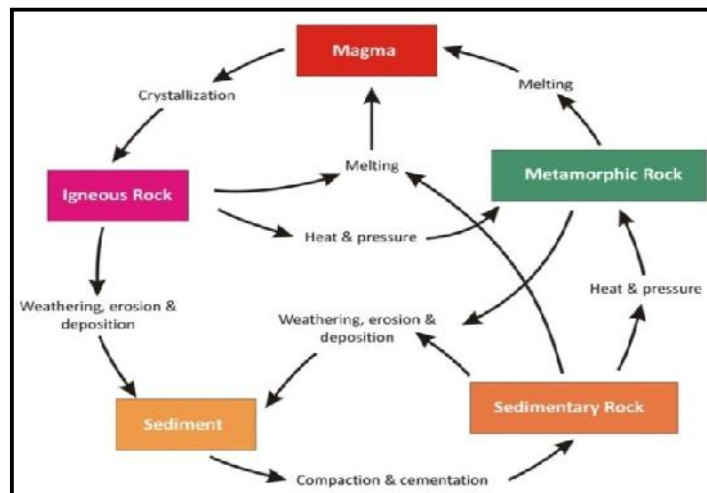
2.3.3 Pengaruh Erosi Tanah Terhadap Kesuburan Tanah

Pengaruh erosi tanah disamping merupakan sumber penghasil bahan sedimentasi, juga menyebabkan merosotnya tingkat kesuburan tanah baik secara fisik maupun kimia,

sehingga dapat mengakibatkan menurunnya produktivitas tanah dan daya dukung tanah untuk pertanian. Hal ini disebabkan oleh hilangnya lapisan tanah permukaan yang subur akibat erosi yang mengikis permukaan tanah. Secara lebih lanjut dalam skala yang lebih luas, erosi tanah pada akhirnya dapat menurunkan kualitas lingkungan hidup.

2.3.4 Proses Sedimentasi

Sedimen adalah hasil proses erosi, baik berupa erosi permukaan, erosi parit, atau jenis erosi tanah lainnya. Sedimen umumnya mengendap di bagian bawah kaki bukit, di daerah genangan banjir, saluran air, sungai, dan waduk (Asdak, 1995). Sedangkan sedimentasi adalah proses mengendapnya material fragmental oleh air sebagai akibat dari adanya erosi. Proses mengendapnya material tersebut yaitu proses terkumpulnya butir-butir tanah yang terjadi karena kecepatan aliran air yang mengangkut bahan sedimen mencapai kecepatan pengendapan (*settling velocity*). Proses sedimentasi dapat terjadi pada lahan-lahan pertanian maupun di sepanjang dasar sungai, dasar waduk, muara, dan sebagainya.



Gambar 2.3 Siklus Terjadinya Sedimen
(Sumber : Tambanga, 2008)

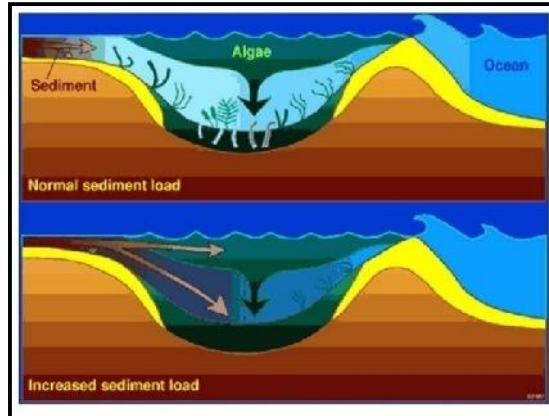
Berdasarkan proses terjadinya erosi tanah dan proses sedimentasi, maka proses terjadinya sedimentasi dapat dibedakan menjadi dua bagian yaitu:

- a. Proses sedimentasi secara geologis (Normal)

Yaitu proses erosi tanah dan sedimentasi yang berjalan secara normal atau berlangsung secara geologi, artinya proses pengendapan yang berlangsung masih dalam batas-batas yang diperkenankan atau dalam keseimbangan alam dari proses degradasi dan aggradasi pada permukaan kulit bumi akibat pelapukan.

- b. Proses sedimentasi dipercepat

Yaitu proses terjadinya sedimentasi yang menyimpang dari proses secara geologi dan berlangsung dalam waktu yang cepat, bersifat merusak atau merugikan dan dapat mengganggu keseimbangan alam atau kelestarian lingkungan hidup. Kejadian tersebut biasanya disebabkan oleh kegiatan manusia dalam mengolah tanah. Cara mengolah tanah yang salah dapat menyebabkan erosi tanah dan sedimentasi yang tinggi.



Gambar 2.4 Proses Sedimentasi Normal dan Sedimentasi dipercepat

(Sumber : *swwtc.wsu.edu*, 2000)

Menurut Soemarto 1999, sebagai akibat dari adanya erosi, sedimentasi memberikan beberapa dampak, yaitu:

1. Di sungai

Pengendapan sedimen di dasar sungai yang menyebabkan naiknya dasar sungai, kemudian mengakibatkan tingginya muka air sehingga berakibat sering terjadi banjir.

2. Di saluran

Jika saluran irigasi dialiri air yang penuh sedimen, maka akan terjadi pengendapan sedimen di saluran. Tentu akan diperlukan biaya yang cukup besar untuk pengerukan sedimen tersebut dan pada keadaan tertentu pelaksanaan pengerukan menyebabkan terhentinya operasi saluran

3. Di waduk

Pengendapan sedimen di waduk akan mengurangi volume efektif waduk yang berdampak terhadap berkurangnya umur rencana waduk.

4. Di bendung atau pintu-pintu air

Pengendapan sedimen mengakibatkan pintu air kesulitan dalam mengoperasikan pintunya, mengganggu aliran air yang lewat melalui bendung atau pintu air, dan akan terjadi bahaya penggerusan terhadap bagian hilir bangunan jika beban sedimen di sungai berkurang karena telah mengendap di bagian hulu bendung, sehingga dapat mengakibatkan terangkutnya material alas sungai.

2.3.5 Faktor-faktor yang Mempengaruhi Sedimentasi

Proses terjadinya sedimentasi merupakan bagian dari proses erosi tanah. Timbulnya bahan sedimen adalah sebagai akibat dari erosi tanah yang terjadi. Proses erosi dan sedimentasi di Indonesia yang lebih berperan adalah faktor air, sedangkan faktor angin relatif kecil. Faktor-faktor yang mempengaruhi sedimentasi yaitu :

- a. Iklim
- b. Tanah
- c. Topografi
- d. Tanaman
- e. Macam penggunaan lahan
- f. Kegiatan manusia
- g. Karakteristik hidrolika sungai
- h. Karakteristik penampung sedimen, *check dam*, dan waduk
- i. Kegiatan gunung berapi

2.3.6 Mekanisme Pengangkutan Sedimen

Mekanisme pengangkutan butir-butir tanah yang dibawa dalam air yang mengalir dapat digolongkan menjadi beberapa bagian sebagai berikut :

1. *Wash Load Movement*

Butir-butir tanah yang sangat halus berupa lumpur yang bergerak bersama-sama dalam aliran air, konsentrasi sedimen merata di semua bagian pengaliran. Bahan *wash load* berasal dari pelapukan lapisan permukaan tanah yang menjadi lepas berupa debu-debu halus selama musim kering. Debu halus ini selanjutnya dibawa masuk ke saluran atau sungai baik oleh angin maupun oleh air hujan yang turun pertama pada musim hujan, sehingga jumlah sedimen pada awal musim hujan lebih banyak dibandingkan dengan keadaan yang lain.

2. *Suspended Load Movement*

Butir-butir tanah bergerak melayang dalam aliran air. Gerakan butir-butir tanah ini terus menerus dikompresir oleh gerak turbulensi aliran sehingga butir-butir tanah bergerak melayang di atas saluran. Bahan *suspended load* terjadi dari pasir halus yang bergerak akibat pengaruh turbulensi aliran, debit, dan kecepatan aliran. Semakin besar debit, maka semakin besar pula angkutan *suspended load*.

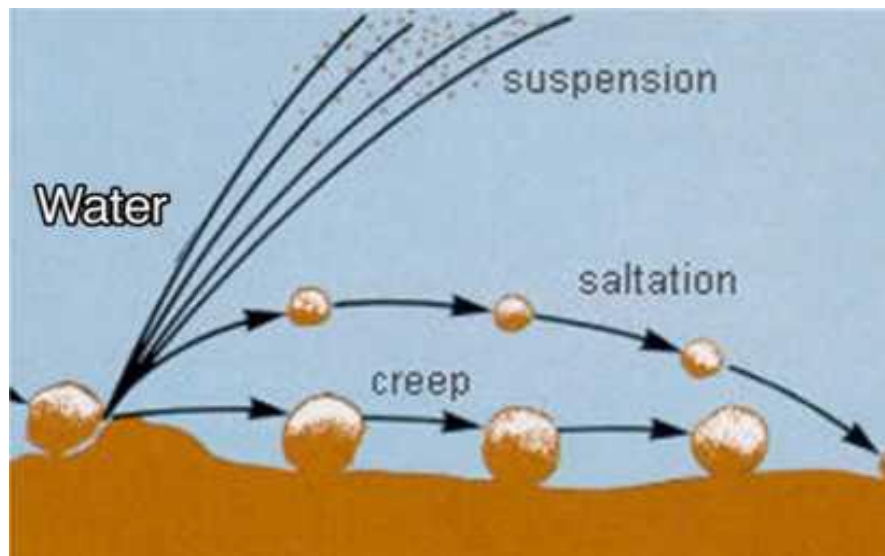
3. *Saltation Load Movement*

Pergerakan butir-butir tanah yang bergerak dalam aliran air antara pergerakan *suspended load* dan *bed load*. Butir-butir tanah bergerak secara terus menerus

meloncatloncat (*skip*) dan melambung (*bounce*) sepanjang saluran tanpa menyentuh dasar saluran. Bahan-bahan *saltation load* terdiri dari pasir halus sampai dengan pasir kasar.

4. *Bed Load Movement*

Merupakan angkutan butir-butir tanah berupa pasir kasar (*coarse sand*) yang bergerak secara menggelinding (*rolling*), mendorong dan menggeser (*pushing and sliding*) terus menerus pada dasar aliran yang pergerakannya dipengaruhi oleh adanya gaya seret (*drag force*) aliran yang bekerja di atas butir-butir tanah yang bergerak.



Gambar 2.5 Ragam Gerakan Sedimen dalam Air
(Sumber : Aditya, 2003)

2.4 Analisis Tingkat Bahaya Erosi

Dari beberapa metoda untuk memperkirakan besarnya erosi permukaan, metoda *Universal Soil Loss Equation (USLE)* yang dikembangkan oleh Wischmeier dan Smith (1978) adalah metode yang paling umum digunakan untuk memperkirakan besarnya erosi, dengan rumus sebagai berikut:

$$E_a = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \dots\dots\dots (2.51)$$

Dimana :

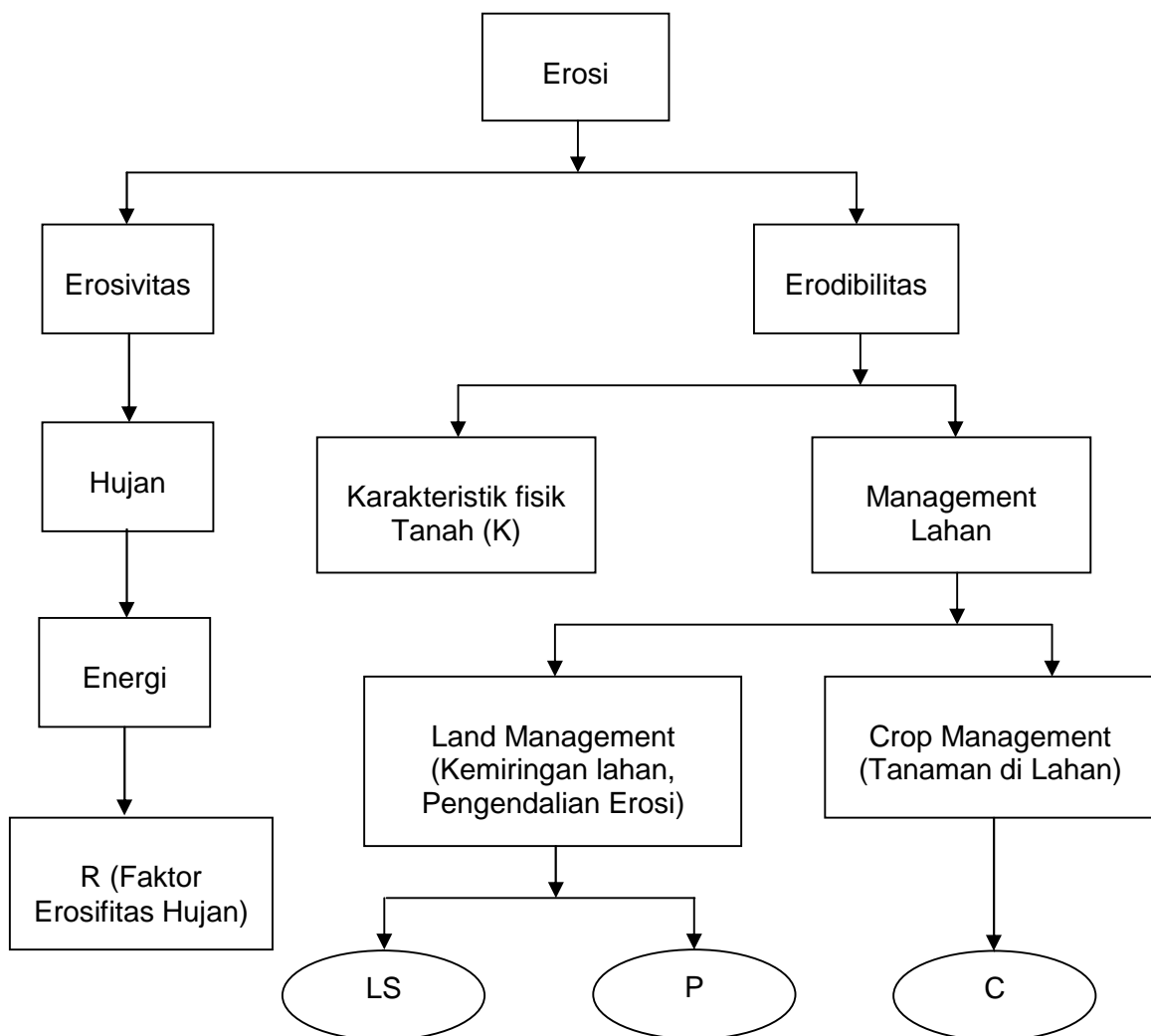
- E_a = Banyaknya tanah tererosi (ton/ha/tahun)
- R = Faktor erosivitas hujan dan aliran permukaan (KJ/ha)
- K = Faktor erodibilitas tanah (ton/KJ)
- LS = Faktor panjang dan kemiringan lahan
- C = Faktor tanaman penutup lahan
- P = Faktor tindakan konservasi lahan

Tabel 2.11 Kelas Tingkat Bahaya Erosi

No	Erosi	Kelas	Kriteria
	(ton/Ha/th)		
1	0-20	I.Sangat rendah	Sangat Baik
2	20-50	II. Rendah	Baik
3	50-250	III. Sedang	Sedang
4	250-1000	IV. Tinggi	Jelek
5	>1000	V. Sangat tinggi	Sangat jelek

Sumber : RLKT (Rehabilitasi Lahan & Konservasi Tanah), Buku II 1986

Secara jelas proses terjadinya erosi dapat dilihat pada diagram berikut



Gambar 2.6 Proses Terjadinya Erosi

2.4.1 Analisa Faktor Erosivitas Hujan (R)

Penyebab utama erosi tanah adalah pengaruh pukulan air hujan pada tanah. Hujan menyebabkan erosi tanah melalui dua jalan, yaitu pelepasan butiran tanah oleh pukulan

air hujan pada permukaan tanah dan kontribusi hujan terhadap aliran. Faktor erosivitas hujan didefinisikan sebagai jumlah satuan indeks erosi hujan dalam setahun. Semakin tinggi nilai erosivitas hujan maka erosi yang terjadi dalam kawasan semakin besar. Erosivitas hujan dihitung berdasarkan besarnya curah hujan bulanan yang terjadi pada kawasan yang ditinjau. Seperti yang dikemukakan oleh Bols (1978) dalam Asdak (1995) berupa data curah hujan bulanan sebagai berikut :

$$E_{i30} = 6,199 \times R_b^{1,211} \times n^{-0,474} \times R_{max}^{0,526} \dots\dots\dots (2.52)$$

Dimana :

E_{i30} = Total energi kinetik yang dihasilkan hujan dengan intensitas 30 menit.

R_b = Curah hujan bulanan (cm)

N = Jumlah hari hujan

R_{max} = Hujan harian maksimum (cm)

Cara ini lebih sederhana karena hanya memanfaatkan data curah hujan bulanan.

2.4.2 Analisa Faktor Erodibilitas Tanah (K)

Faktor Erodibilitas Tanah (K) adalah suatu nilai yang dapat menunjukkan kondisi maksimum proses erosi yang dapat terjadi pada suatu lahan dengan kondisi hujan dan tata guna lahan tertentu. Tanah yang mudah tererosi pada saat dipukul oleh butir-butir hujan mempunyai erodibilitas yang tinggi. Erodibilitas dapat dipelajari hanya kalau terjadi erosi. Erodibilitas dari berbagai macam tanah hanya dapat diukur dan dibandingkan pada saat terjadi hujan. Tanah yang mempunyai erodibilitas tinggi akan tererosi lebih cepat, bila dibandingkan dengan tanah yang mempunyai erodibilitas rendah. Erodibilitas tanah merupakan ukuran kepekaan tanah terhadap erosi, dan hal ini sangat ditentukan oleh sifat tanah itu sendiri, khususnya sifat fisik dan kandungan mineral liatnya. Faktor kepekaan tanah juga dipengaruhi oleh struktur dan teksturnya, dan semakin kuat bentuk agregasi tanah dan semakin halus butir tanah, maka tanahnya tidak mudah lepas satu sama lain sehingga menjadi lebih tahan terhadap pukulan air hujan.

Tabel 2.12 Faktor kepekaan tanah (K) untuk beberapa jenis tanah di daerah NTT

Jenis Tanah	Faktor K
Raisal Coral	0,15
Viqueque Alluvium Terrace	0,2
Alluvial	0,25
Bobonaro-Most Soil	0,30-0,45
Laustrine-Most Soil	0,35-0,45

Sumber : *Soil Erosion Its Control In West Timor-Ail 1986*

2.4.3 Faktor Panjang Kemiringan Lereng (LS)

Pada prakteknya, variable S dan L dapat disatukan, karena erosi akan bertambah besar dengan bertambah besarnya kemiringan permukaan medan (lebih banyak percikan

air yang membawa butir-butir tanah, limpasan bertambah besar dengan kecepatan yang lebih tinggi), dan dengan bertambah panjangnya kemiringan (lebih banyak limpasan menyebabkan lebih besarnya kedalaman aliran permukaan oleh karena itu kecepatannya menjadi lebih tinggi). Persamaan untuk kemiringan lereng memiliki beberapa syarat tergantung dari presentase kemiringan lereng :

a. Kemiringan lereng < 20 %

$$LS = \frac{\sqrt{L}}{100} 1.38 + 0.965 + 0.138 \cdot S^2 \dots\dots\dots(2.53)$$

b. Kemiringan lereng > 20%

$$LS = \frac{L}{22.1}^{0.6} \times \frac{S}{9}^{1.4} \dots\dots\dots(2.54)$$

2.4.4 Indeks Pengelolaan Tanaman (C)

Indeks pengelolaan tanaman (C) menunjukkan keseluruhan pengaruh dari vegetasi, keadaan permukaan tanah dan pengelolaan lahan terhadap besarnya tanah yang hilang (erosi). Besarnya nilai faktor penutup lahan didapat dari Tabel 2.6 untuk penentuan besarnya nilai C tiap sub DAS dihitung dengan rumus:

$$C = \frac{A_i \times C_i}{A_i} \dots\dots\dots(2.55)$$

Dimana:

A_i = luasan tata guna lahan n dalam sub DAS (Km²)

C_i = koefisien penutup lahan dari masing-masing tata gunalahan

Tabel 2.13 Indeks Pengelolaan Tanaman (C) untuk Pertanaman Tunggal

No	Jenis Tanaman/Tata Guna Lahan	Nilai C
1	Tanaman Rumput	0.290
2	Tanaman kacang	0.161
3	Tanaman gandum	0.242
4	Tanaman ubi kayu	0.363
5	Tanaman kedelai	0.399
6	Tanaman serai wangi	0.434
7	Tanaman padi lahan kering	0.560
8	Tanaman padi lahan basah	0.010
9	Tanaman jagung	0.637
10	Tanaman jahe, cabe	0.900
11	Tanaman kentang ditanam searahLereng	1.000
12	Tanaman kentang ditanam searah Kontur	0.350
13	Pola tanam tumpang gilir + mulsa jerami (6 ton/ha/tahun)	0.079
14	Pola tanam berurutan + mulsa sisa Tanam	0.347
15	Pola tanam berurutan	0.398
16	Pola tanam tumpang gilir + mulsa tanam berurutan	0.357
17	Kebun campuran	0.200

18	Ladang berpindah	0.400
19	Tanah kosong diolah	1.000
20	Tanah kosong tidak diolah	0.950
21	Hutan tidak terganggu	0.001
22	Semak tidak terganggu	0.010
23	Alang-alang permanen	0.020
24	Alang-alang dibakar	0.700
25	Sengon disertai semak	0.012
26	Sengon tidak disertai semak dan tanpa seresah	1.000
27	Pohon tanpa semak	0.320

Sumber : (Abdurachman, 1984)

2.4.5 Analisa Faktor Konservasi Lahan (P)

Pengaruh aktivitas pengelolaan dan konservasi tanah (P) terhadap besarnya erosi dianggap berbeda dari pengaruh yang ditimbulkan oleh aktivitas pengelolaan tanaman (C) sehinggadalam rumus USLE kedua variable tersebut dipisahkan. Faktor P adalah nilai tanah terserosi rata-rata dari lahan yang mendapat perlakuan konservasi tertentu terhadap tanah tererosi rata-rata dari lahan yang diolah tanpa tindakan konservasi, dengan catatan factor-faktor penyebab terjadinya erosi tidak berubah.

Tabel 2.14 Nilai Indeks Konservasi Lahan (P) pada Berbagai Aktivitas KonversiTanah

No	Teknik Konservasi Tanah	Nilai P
1	Teras Bangku	
→	Baik	0.20
→	Jelek	0.35
2	Teras Bangku : Jagung-Ubi Kayu/Kedelai	0.06
3	Teras Bangku : Sorghum-sorghum	0.02
4	Teras Tradisional	0.40
5	Teras Gulud : Padi-Jagung	0.01
6	Teras Gulud : Ketela Pohon	0.06
7	Teras Gulud : Jagung-Kacang+Mulsa sisa Tanaman	0.01
8	Teras Gulud : Kacang Kedelai	0.11
9	Tanaman dalam kontur :	
→	Kemiringan 0-8%	0.50
→	Kemiringan 9-20%	0.75
→	Kemiringan >20%	0.90
10	Tanaman dalam jalur-jalur : Jagung-Kacang tanah+Mulsa	0.05
11	Mulsa limbah Jerami :	
→	6 ton/ha/tahun	0.30
→	3 ton/ha/tahun	0.50
→	1 ton/ha/tahun	0.80
12	Tanaman Perkebunan :	

→	Disertai penutup tanah rapat	0.10
→	Disertai penutup tanah sedang	0.50
13	Padang Rumput :	
→	Baik	0.04
→	Jelek	0.40

Sumber : (Abdurachman, 1984)

2.5 Analisis Prakiraan Besarnya Sedimentasi

Untuk memperkirakan besarnya nilai sedimen dari suatu daerah tangkapan air adalah dengan perhitungan pelepasan sedimen, yaitu *Sediment Delivery Ratio (SDR)*. Besarnya nilai sedimen dinyatakan sebagai volume atau berat sedimen per satuan daerah tangkapan air per satuan waktu. Satuan yang biasa digunakan untuk menunjukkan besarnya hasil sedimen adalah ton/ha/tahun. Menurut *SCS National Engineering Handbook (DPMA, 1984)* besarnya prakiraan hasil sedimen ditentukan berdasarkan persamaan berikut :

$$Y = E (SDR) A \dots\dots\dots (2.56)$$

Dimana :

Y = hasil sedimen per satuan luas (ton/ha)

E = erosi total (ton/ha/tahun)

SDR = *Sediment Delivery Ratio*

A = luas daerah tangkapan air (ha)

Sediment Delivery Ratio (SDR) merupakan perkiraan rasio tanah yang diangkut akibat erosi lahan saat terjadinya limpasan (*Wischmeier and Smith, 1978*). Nilai SDR dipengaruhi oleh bentuk muka bumi dan faktor lingkungan. Menurut Boyce (1975), *Sediment Delivery Ratio* dapat dirumuskan dengan :

$$SDR = 0,41 A^{-0,3} \dots\dots\dots (2.57)$$

Dimana :

SDR = *Sediment Delivery Ratio*

A = Luas DAS (km²)

2.6 Usia Layanan atau Usia Manfaat Embung

Usia manfaat atau usia layanan Embung adalah waktu atau umur dimana Embung dapat memberikan dan menyuplai air secara optimal kepada masyarakat pada musim kemarau untuk keperluan masyarakat dan keperluan irigasi. Tampungannya sedimen (dead storage) bersifat menangkap dan menampung lumpur hasil erosi yang selalu mengalami peningkatan sepanjang tahunannya. Karena lapisan dead storage ini bersifat tetap dan

berkelanjutan, maka laju sedimentasi mempunyai hubungan dengan usia layanan/usia manfaat dimana apabila laju sedimentasi melampaui tampungan sedimen maka akan memperpendek atau mempersingkat usia layanan/usia manfaat dari Embung. Secara teknis dapat diperkirakan berdasarkan tingkat pengendapan lumpur dan perubahan volume sedimentasi (dead storage) dengan mengkorelasi antara produksi erosi dan usia layanan juga prosentase sedimen yang tertangkap di daerah tampungan sedimen dengan usia layanan/usia manfaat dari pada Embung.