

II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Sungai

Sungai adalah suatu saluran drainase yang terbentuk secara alamiah. Akan tetapi disamping fungsinya sebagai saluran drainase dan dengan adanya aliran air di dalamnya, sungai menggerus tanah dasarnya secara terus-menerus sepanjang masa eksistensinya dan terbentuklah lembah-lembah. Pada definisi lain, yang lain alur sungai adalah suatu alur yang panjang di atas permukaan bumi tempat mengalirnya air yang berasal dari hujan. Bagian yang senantiasa tersentuh aliran air ini disebut aliran air. Dan perpaduan antara alur sungai dan aliran air di dalamnya disebut sungai. Sedangkan pada Peraturan Menteri Pekerjaan Umum No. 63 Tahun 1993, sungai adalah tempat-tempat dan wadah-wadah serta jaringan pengaliran air mulai dari mata air sampai muara dengan dibatasi kanan dan kirinya sepanjang pengalirannya oleh garis sempadan.

Sungai sebagai drainase alam mempunyai jaringan sungai dengan penampangnya, mempunyai areal tangkapan hujan atau disebut Daerah Aliran Sungai (DAS). Bentuk jaringan sungai sangat dipengaruhi oleh kondisi geologi, kondisi muka bumi DAS, dan waktu (sedimentasi, erosi/gerusan, pelapukan permukaan DAS, pergerakan berupa tektonik, vulkanik, longsor lokal dll).

Pada Umumnya sungai memiliki manfaat untuk irigasi pertanian, bahan baku air minum, sebagai saluran pembuangan air hujan dan air limbah, bahkan sebenarnya potensial untuk dijadikan objek wisata sungai.

2.2 Analisis Hidrologi

Analisis hidrologi adalah kumpulan keterangan atau fakta mengenai fenomena hidrologi. Fenomena hidrologi seperti besarnya curah hujan, temperatur, penguapan, lama penyinaran matahari, kecepatan angin, debit sungai, tinggi muka air, akan selalu berubah menurut waktu. Untuk suatu tujuan tertentu data-data hidrologi dapat dikumpulkan, dihitung, disajikan, dan ditafsirkan dengan menggunakan prosedur tertentu (Yuliana., 2002 dalam Nirmala & Zaky 2008).

Tujuan dari analisis frekuensi data hidrologi adalah mencari hubungan antara besarnya kejadian ekstrim terhadap frekuensi kejadian dengan menggunakan distribusi probabilitas. Analisis frekuensi dapat diterapkan untuk data debit sungai atau data hujan. Data yang digunakan adalah data debit atau hujan maksimum tahunan, yaitu data terbesar yang terjadi selama satu tahun yang terukur selama beberapa tahun. (Triatmodjo, 2008)

2.2.1 Curah Hujan Kawasan (*Areal Rainfall*)

Hujan kawasan (*Areal Rainfall*) merupakan hujan rerata yang terjadi dalam daerah tangkapan hujan di suatu Daerah Aliran Sungai (DAS). Hujan rata-rata kawasan dihitung berdasarkan hujan yang tercatat pada masing-masing stasiun penakar hujan (*point rainfall*) yang ada dalam suatu kawasan DAS.

Metode yang umum digunakan dalam menghitung hujan rata-rata suatu kawasan adalah Metode Rata-rata Aljabar (*mean arithmetic method*), Metode Isohyet dan Metode Poligon Thiessen.

Dalam penelitian ini digunakan Metode Poligon *Thiessen* dengan persamaan sebahai berikut:

$$\alpha_n = \frac{A_n}{\sum A} \dots\dots\dots (1)$$

$$\bar{R} = R_1 \alpha_1 + R_2 \alpha_2 + \dots + R_n \alpha_n \dots\dots\dots (2)$$

Dimana :

$\alpha_1, \alpha_2, \alpha_n$ = Koefisien *Thiessen*

A_n = Luas poligon (km²)

$\sum A$ = Luas poligon total (km²)

\bar{R} = Hujan rata-rata DAS pada suatu hari (mm)

R_1, R_2, R_n = Hujan yang tercatat pada stasiun 1 sampai stasiun n (mm)

2.2.2 Parameter Statistik Analisis Data Hidrologi

Pengukuran parameter statistik yang sering digunakan dalam analisis data hidrologi meliputi pengukuran tendensi sentral dan dispersi.

1. Tendensi Sentral

Nilai rerata merupakan nilai yang cukup representatif dalam suatu distribusi. Nilai rerata dapat digunakan untuk pengukuran suatu distribusi dan mempunyai bentuk berikut ini :

$$X_{\text{rerata}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \dots\dots\dots (3)$$

Dimana :

X_{rerata} = rerata

x_i = variabel random

n = jumlah data

2. Dispersi

Tidak semua variat dari variabel hidrologi sama dengan nilai reratanya, tetapi ada yang lebih besar atau lebih kecil. Penyebaran data dapat diukur dengan deviasi standar dan varian.

Varian dapat dihitung dengan menggunakan persamaan :

$$S = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - X_{\text{rerata}})^2} \dots\dots\dots (4)$$

Koefisien varian adalah nilai perbandingan antara deviasi satandar dan nilai rerata yang mempunyai bentuk :

$$C_v = \frac{S}{x} \dots\dots\dots (5)$$

Kemencengan (*skewness*) dapat digunakan untuk mengetahui derajat ketidaksimetrisan dari suatu bentuk distribusi dan mempunyai bentuk :

$$C_s = \frac{n \sum_{i=1}^i (x_i - x)^3}{(n-1)(n-2)S^3} \dots\dots\dots (6)$$

Koefisien kurtosis diberikan oleh persamaan berikut :

$$C_k = \frac{n^2 \sum_{i=1}^i (x_i - x)^4}{(n-1)(n-2)(n-3)S^4} \dots\dots\dots (7)$$

Tabel 1. Parameter Statistik Untuk Menentukan Jenis Distribusi

Jenis Distribusi	Syarat
Metode Normal	$C_s \approx 0$
	$C_k \approx 3$
Metode Log Normal	$C_s(\log X)=0$
	$C_k(\log X)=3$
Metode <i>Gumbel</i>	$C_s \leq 1,14$
	$C_k \leq 5,4$
Metode <i>Log Pearson III</i>	$C_s \neq 0$

2.2.3 Analisis Frekuensi

Analisis frekuensi dalam hidrologi digunakan untuk memperkirakan curah hujan atau debit rancangan dengan kala ulang tertentu. Analisis frekuensi dalam hidrologi sendiri didefinisikan sebagai perhitungan atau peramalan suatu peristiwa hujan atau debit yang menggunakan data historis dan frekuensi kejadiannya. Jenis distribusi yang banyak digunakan untuk analisis frekuensi dalam hidrologi, antara lain:

1. Distribusi Normal

Distribusi normal adalah simetris terhadap sumbu vertikal dan berbentuk lonceng yang juga disebut distribusi Gauss. Fungsi distribusi normal mempunyai bentuk :

$$P(X) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-(X-\mu)^2/2\sigma^2} \dots\dots\dots (8)$$

Dimana :

$P(X)$ = fungsi densitas peluang normal

X = variable acak kontinyu

μ = rata – rata nilai X

σ = simpangan baku dari X

2. Distribusi Log Normal

Jika variabel acak $Y = \text{Log } x$ terdistribusi secara normal, maka x dikatakan mengikuti distribusi Log Normal. Ini dapat dinyatakan dengan model matematik dengan persamaan :

$$Y_T = Y + K_T S \dots\dots\dots (9)$$

Dimana :

Y_T = besarnya nilai perkiraan yang diharapkan terjadi dengan periode T

Y = nilai rata-rata hitung sampel

K_T = faktor frekuensi

S = standar deviasi nilai sampel

3. Distribusi Gumbel

Menurut Triadmojo (2008), analisis frekuensi dengan menggunakan metode Gumbel juga sering dilakukan dengan persamaan berikut ini :

$$R = R_{rerata} + Ks \dots\dots\dots (10)$$

Dengan K adalah frekuensi faktor yang bisa dihitung dengan persamaan berikut :

$$y = y_n + K\sigma_n \dots\dots\dots (11)$$

Dimana :

R = besarnya curah hujan dengan periode ulang t

R_{rerata} = curah hujan harian maksimum rata-rata

K = faktor frekuensi

S = standar deviasi

Y_n = nilai rerata

σ_n = deviasi standar dari variat gumbel

4. Distribusi Log Pearson Tipe III

Bentuk kumulatif dari distribusi log pearson III dengan nilai variat X apabila digambarkan dalam kertas probabilitas logaritmik akan membentuk persamaan garis lurus. Persamaan tersebut mempunyai bentuk sebagai berikut :

$$Y_T = Y_{\text{rerata}} + K_j S_y \dots\dots\dots (12)$$

Dimana :

Y_T = nilai logaritmik dari x dengan periode ulang T

Y_{rerata} = nilai rerata dari y_i

S_y = deviasi standar dari y_i

K_T = faktor frekuensi

Dalam pemakaian sebaran log pearson III harus dikonversikan rangkaian data menjadi bentuk logaritma, yaitu :

$$\text{Log } R_T = \text{Log } R_{\text{rerata}} + K S_x \dots\dots\dots (13)$$

$$\text{Log } \bar{R} = \frac{\sum \text{Log } X}{n} \dots\dots\dots (14)$$

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum (\text{Log } R_i - \text{Log } R_{\text{rerata}})^2}{n-1}} \dots\dots\dots (15)$$

$$C_s = \frac{n (\text{Log } R_i - \text{Log } R_{\text{rerata}})^3}{((n-1)(n-2)(S \text{Log } R))^3} \dots\dots\dots (16)$$

Dimana :

R_T = besarnya curah hujan dengan periode ulang t(mm)

$\text{Log } R_{\text{rerata}}$ = curah hujan maksimum rata-rata dalam harga logaritmik

S_x = Standar deeviasi dari rangkaian data dalam harga logaritmik

- Cs = koefisien skewness
 n = jumlah tahun pengamatan
 Ri = curah hujan pada tahun pengamatan ke i

2.2.4 Uji kesesuaian distribusi frekuensi

Pemeriksaan uji kesesuaian ini bertujuan untuk mengetahui apakah distribusi frekuensi yang telah dipilih bisa digunakan atau tidak untuk serangkaian data yang tersedia. Uji kesesuaian ini ada dua macam yaitu chi kuadrat dan smirnov kolmogorov.

1. Uji Chi Kuadrat

Uji ini digunakan untuk menguji simpangan secara vertikal yang ditentukan dengan rumus berikut :

$$X^2 = \sum_{t=1}^t \frac{(Of-Ef)^2}{Ef} \dots\dots\dots (17)$$

Dimana :

- X^2 = parameter chi kuadrat terhitung
 Ef = frekuensi teoritis kelas K
 Of = frekuensi pengamatan kelas K

Jumlah kelas distribusi dan batas kelas dihitung dengan rumus :

$$K = 1 + 3.22 \text{ Log } n \dots\dots\dots (18)$$

dimana :

- K = jumlah kelas distribusi
 n = banyaknya data

Besarnya nilai derajat kebebasan (DK) dihitung dengan rumus :

$$Dk = K - (1 + P) \dots\dots\dots (19)$$

Dimana :

Dk = derajat kebebasan

K = jumlah kelas distribusi

P = banyaknya keterkaitan untuk sebaran chi kuadrat = 2

Nilai X_2 yang diperoleh harus lebih kecil dari nilai X_{cr}^2 (Chi Kuadrat Kritis) untuk suatu derajat nyata tertentu, yang sering diambil 5%.

2. Uji Smirnov Kolmogorv

Pengujian ini dilakukan dengan menggambarkan probabilitas untuk tiap data, yaitu dari peredaan distribusi empiris dan distribusi teoritis yang disebut dengan Δ . Dalam bentuk persamaan ditulis sebagai berikut :

$$\Delta = \text{maksimum } [P(X_m) - P'(X_m)] < \Delta_{cr} \dots\dots\dots (20)$$

Dimana :

Δ = selisih antara peluang teoritis dan empiris

Δ_{cr} = simpangan kritis

$P(X_m)$ = peluang teoritis

$P'(X_m)$ = peluang empiris

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

$$P = m/(n + 1) \dots\dots\dots (21)$$

$$P' = m/(n - 1) \dots\dots\dots (22)$$

Dimana :

m = nomor urut data

n = jumlah data

2.2.5 Debit Air

Debit adalah volume aliran yang mengalir melalui sungai per satuan waktu. Besarnya biasanya dinyatakan dalam satuan meter kubik per detik ($m^3/detik$) (Soewarno 1991 dalam Pradityo 2011). Data debit air sungai berfungsi memberikan informasi mengenai jumlah air yang mengalir pada waktu tertentu. Oleh karena itu, data debit air berguna untuk mengetahui cukup tidaknya penyediaan air untuk berbagai keperluan (domestik, irigasi, pelayaran, tenaga listrik, dan industri) pengelolaan DAS (Daerah Aliran Sungai), pengendalian sedimen, prediksi kekeringan, dan penilaian beban pencemaran air.

Chow (1964) dalam Raharjo (2009) menyatakan bahwa salah satu metode yang digunakan dalam menentukan nilai debit berdasarkan pada faktor-faktor fisik lahan dikenal dengan metode rasional. Dalam metode rasional variabel-variabelnya adalah koefisien aliran, intensitas hujan dan luas.

$$Q = 0,278 C I A \dots\dots\dots (23)$$

dimana :

Q = Debit rancangan (m^3/det)

C = Koefisien aliran

I = Intensitas hujan (mm/jam)

A = Luas DAS (km^2)

2.3 Waduk

Waduk adalah bangunan air yang dibangun secara melintang terhadap sungai sedemikian rupa agar permukaan air sungai di sekitarnya naik sampai ketinggian tertentu. Waduk dapat dimanfaatkan antara lain sebagai berikut :

1. Irigasi

Pada saat musim penghujan, hujan yang turun di daerah tangkapan air sebagian besar akan mengalir ke sungai. Kelebihan air yang terjadi dapat di tampung waduk sebagai persediaan sehingga pada saat musim kemarau tiba air tersebut dapat digunakan untuk berbagai keperluan antara lain irigasi lahan pertanian.

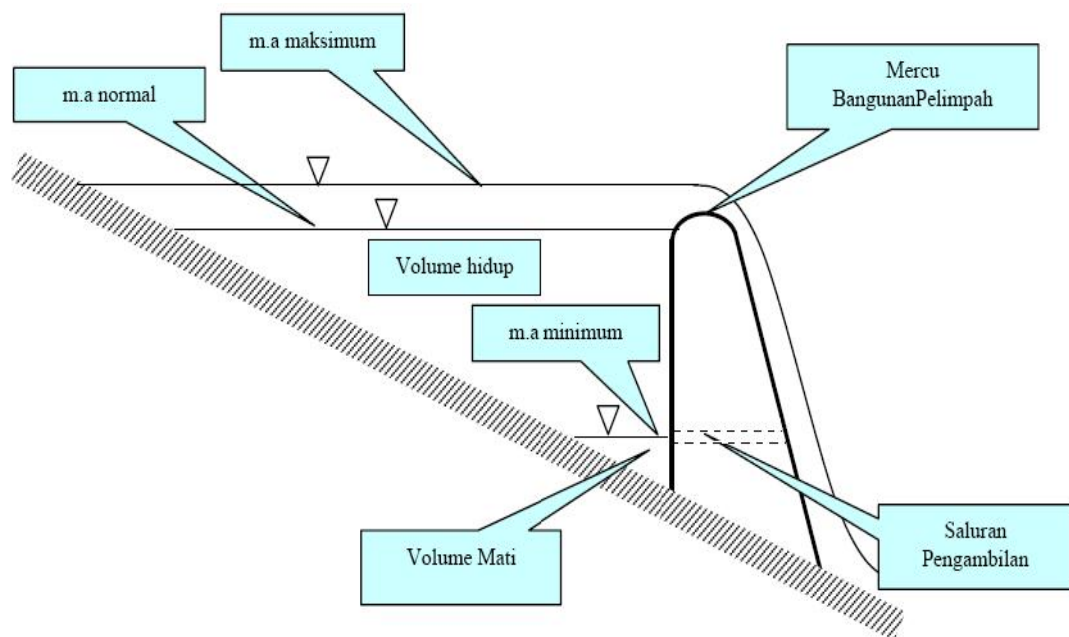
2. PLTA

Dalam menjalankan fungsinya sebagai PLTA, waduk dikelola untuk mendapatkan kapasitas listrik yang dibutuhkan. Pembangkit Listrik Tenaga Air (PLTA) adalah suatu sistem pembangkit listrik yang biasanya terintegrasi dalam bendungan dengan memanfaatkan energi mekanis aliran air untuk memutar turbin yang kemudian akan diubah menjadi tenaga listrik oleh generator.

3. Penyediaan air baku

Air baku adalah air bersih yang dimanfaatkan untuk memenuhi kebutuhan air minum dan air rumah tangga. Waduk selain sebagai sumber pengairan persawahan juga dimanfaatkan sebagai sumber penyediaan air baku untuk bahan baku air minum dan air rumah tangga. Air yang dipakai harus memenuhi persyaratan sesuai kegunaannya.

Keandalan suatu waduk didefinisikan oleh Lensley (1987) sebagai besarnya peluang bahwa waduk tersebut mampu memenuhi kebutuhan yang direncanakan sesuai dengan usia layannya tanpa adanya kekurangan. Usia layan waduk dapat diperhitungkan dengan menetapkan seluruh jumlah waktu yang diperlukan oleh sedimen untuk mengisi volume tampungan matinya. Volume mati bersama-sama dengan volume hidup, tinggi muka air minimum, tinggi mercu pelimpah, dan tinggi muka air maksimum merupakan bagian-bagian pokok karakter fisik suatu waduk yang akan membentuk zona-zona volume suatu waduk seperti yang terlihat pada Gambar 1.

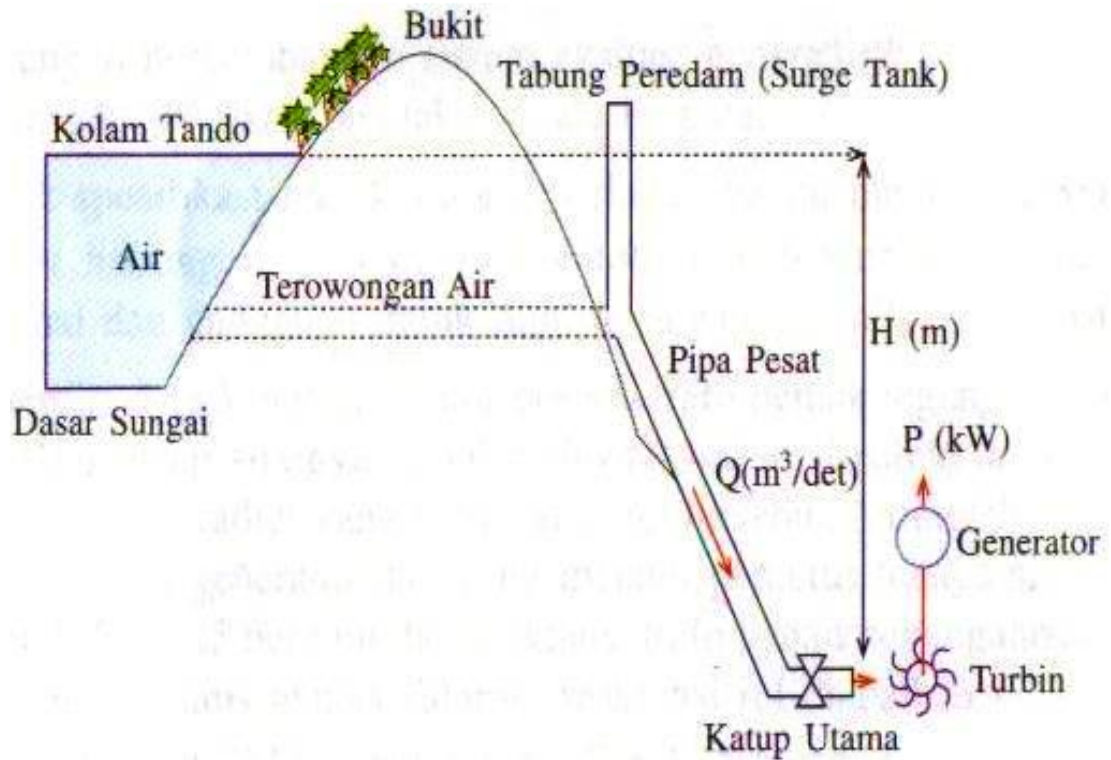


Gambar 1. Zona-zona Volume Suatu Waduk

2.3.1 Waduk Sebagai PLTA

Dalam PLTA, potensi tenaga air dikonversikan menjadi tenaga listrik. Mula-mula tenaga air dikonversikan menjadi tenaga mekanik oleh turbin air, kemudian turbin air memutar generator yang membangkitkan tenaga listrik. Gambar 2

menunjukkan secara skematis bagaimana potensi tenaga air, yaitu sejumlah air yang terletak pada ketinggian tertentu diubah menjadi tenaga mekanik oleh turbin air.



Gambar 2. Proses Konversi Energi dalam PLTA

2.3.2 Sedimentasi Pada Waduk

Perubahan penampang melintang sungai ke penampang melintang waduk yang lebar menyebabkan berkurangnya kecepatan aliran sungai serta daya angkut aliran terhadap sedimen yang terdiri atas material halus yang melayang dalam air waduk (*suspended load*) dan material kasar (*bed load*).

Material kasar yang bergerak di dekat dasar sungai (*bed load*) akan mengendap lebih awal di bagian hulu waduk yang disebut *delta*. Sedimen layang (*suspended*

load) akan terbawa lebih jauh di waduk dan mengendap kurang lebihnya merata di dasar waduk, menyebabkan berkurangnya kapasitas waduk.

Secara umum ada tiga kemungkinan untuk mengatasi sedimentasi waduk, yaitu :

1. Menjaga/mempertahankan agar sedimen yang masuk waduk serendah mungkin (*minimization of sediment inflow*)
2. Menjaga agar sedimen yang masuk tetap dalam suspensi dan melepasnya ke hilir sebelum sedimen sempat mengendap (*sediment sluicing*).
3. Mengeluarkan sedimen yang telah mengendap (*sediment extraction*)

2.4 Erosi

Erosi adalah suatu proses atau peristiwa hilangnya lapisan permukaan tanah atas, baik disebabkan oleh pergerakan air maupun angin (Suripin, 2004). Erosi merupakan tiga proses yang berurutan, yaitu pelepasan (*detachment*), pengangkutan (*transportation*), dan pengendapan (*deposition*) bahan-bahan tanah oleh penyebab erosi (Asdak, 1995). Erosi dapat disebabkan oleh angin, air atau aliran gletser (es).

Di daerah-daerah tropis yang lembab seperti di Indonesia air merupakan penyebab utama terjadinya erosi, sedangkan untuk daerah-daerah panas yang kering maka angin merupakan faktor penyebab utamanya. Erosi tanah yang disebabkan oleh air meliputi 3 tahap (Suripin, 2004), yaitu:

1. Tahap pelepasan partikel tunggal dari massa tanah.
2. Tahap pengangkutan oleh media yang erosif seperti aliran air dan angina
3. Tahap pengendapan, pada kondisi dimana energi yang tersedia tidak cukup lagi untuk mengangkut partikel.

Besarnya erosi tergantung pada kuantitas suplai material yang terlepas dan kapasitas media pengangkut. Jika media pengangkut mempunyai kapasitas lebih besar dari suplai material yang terlepas, proses erosi dibatasi oleh pelepasan (*detachment limited*). Sebaliknya jika kuantitas suplai materi melebihi kapasitas, proses erosi dibatasi oleh kapasitas (*capacity limited*).

Percikan air hujan merupakan media utama pelepasan partikel tanah pada erosi yang disebabkan oleh air. Pada saat butiran air hujan mengenai permukaan tanah yang gundul, partikel tanah terlepas dan terlempar ke udara. Karena gravitasi bumi, partikel tersebut jatuh kembali ke bumi. Pada lahan miring partikel-partikel tanah tersebar ke arah bawah searah lereng. Partikel-partikel tanah yang terlepas akan menyumbat pori-pori tanah. Percikan air hujan juga menimbulkan pembentukan lapisan tanah keras pada lapisan permukaan. Hal ini mengakibatkan menurunnya kapasitas dan laju infiltrasi tanah. Pada kondisi dimana intensitas hujan melebihi laju infiltrasi, maka akan terjadi genangan air di permukaan tanah, yang kemudian akan menjadi aliran permukaan. Aliran permukaan ini menyediakan energi untuk mengangkut partikel-partikel yang terlepas baik oleh percikan air hujan maupun oleh adanya aliran permukaan itu sendiri. Pada saat energi aliran permukaan menurun dan tidak mampu lagi mengangkut partikel tanah yang terlepas, maka partikel tanah tersebut akan mengendap baik untuk sementara atau tetap (Suripin, 2004).

Proses pengendapan sementara terjadi pada lereng yang bergelombang, yaitu bagian lereng yang cekung akan menampung endapan partikel yang hanyut untuk sementara dan pada hujan berikutnya endapan ini akan terangkut kembali menuju dataran rendah atau sungai. Pengendapan akhir terjadi pada kaki bukit yang

relatif datar, sungai dan waduk. Pada daerah aliran sungai, partikel dan unsur hara yang larut dalam aliran permukaan akan mengalir dan mengendap ke sungai dan waduk sehingga menyebabkan pendangkalan.

Aliran permukaan merupakan penyebab utama terjadinya proses pengangkutan partikel-partikel tanah. Kemampuan limpasan permukaan dalam mengangkut partikel tanah tergantung dari besarnya energi potensial yang dimiliki oleh aliran permukaan tersebut, semakin besar energi potensial yang dimiliki maka semakin besar pula kemampuan limpasan tersebut dalam mengangkut partikel tanah.

2.4.1 Dampak Erosi

Erosi dapat didefinisikan sebagai hilangnya atau terkikisnya tanah atau bagian-bagian tanah dari suatu tempat oleh air atau angin. Di daerah beriklim basah, erosi oleh air yang banyak berperan, sedangkan erosi oleh angin tidak terlalu berpengaruh. Erosi menyebabkan hilangnya lapisan tanah yang subur dan baik untuk pertumbuhan tanaman serta berkurangnya kemampuan tanah untuk menyerap dan menahan air. Tanah yang terangkut tersebut akan terbawa masuk ke aliran air yang dinamai sedimen dan akan diendapkan ditempat yang aliran airnya lambat, didalam sungai, waduk, danau, *reservoir*, saluran irigasi dan sebagainya. Dengan demikian, maka kerusakan yang ditimbulkan oleh peristiwa erosi dapat terjadi di dua tempat, yaitu (1) pada tanah tempat erosi terjadi, dan (2) pada tempat tujuan akhir tanah yang terangkut tersebut diendapkan.

2.4.2 Faktor-faktor yang mempengaruhi erosi

Didaerah beriklim tropis basah seperti Indonesia, air merupakan penyebab utama erosi tanah. Proses erosi terjadi akibat interaksi kerja antara faktor-faktor iklim, topografi, tumbuhan (*vegetasi*) dan manusia terhadap tanah:

1. Iklim

Di daerah yang beriklim basah seperti Indonesia, faktor iklim yang mempengaruhi erosi adalah hujan. Besarnya curah hujan, intensitas dan distribusi hujan menentukan kekuatan dispersi hujan terhadap tanah, jumlah dan kekuatan aliran permukaan serta tingkat kerusakan erosi yang terjadi.

2. Topografi

Kemiringan dan panjang lereng adalah dua sifat topografi yang paling berpengaruh terhadap aliran permukaan dan erosi. Semakin curam lereng juga memperbesar kecepatan aliran permukaan yang dengan demikian memperbesar energi angkut aliran permukaan. Selain itu, dengan semakin miringnya lereng, maka jumlah butir-butir tanah yang terpercik ke bagian bawah lereng oleh tumbukan butir-butir hujan semakin banyak.

3. Vegetasi

Vegetasi penutup tanah yang baik seperti rumput yang tebal atau rimba yang lebat akan menghilangkan pengaruh hujan dan topografi terhadap erosi. Vegetasi penutup lahan dapat mengurangi kecepatan aliran permukaan dan kekuatan perusak hujan serta aliran permukaan.

4. Tanah

Berbagai tipe tanah mempunyai kepekaan terhadap erosi yang berbeda-beda. Kepekaan erosi tanah atau mudah tidaknya tanah tererosi merupakan fungsi berbagai interaksi sifat-sifat fisik dan kimia tanah. Sifat-sifat tanah yang mempengaruhi erosi adalah tekstur, struktur, bahan organik, kedalaman dan sifat lapisan tanah.

5. Manusia

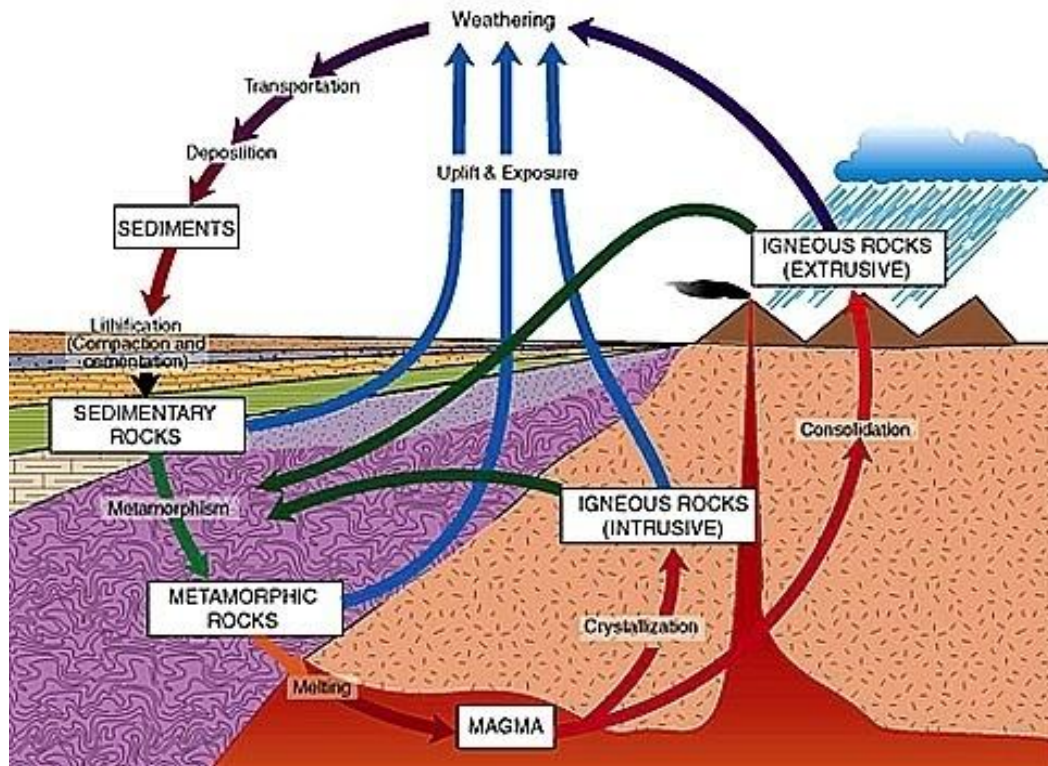
Pada akhirnya manusialah yang menentukan apakah tanah yang diusahakannya akan rusak dan menjadi tidak produktif atau menjadi baik dan produktif secara lestari. Banyak faktor yang menentukan apakah manusia akan memperlakukan dan merawat serta mengusahakan tanahnya secara bijaksana sehingga menjadi lebih baik dan memberikan pendapatan yang tinggi untuk jangka waktu yang tidak terbatas, antara lain luas usaha pertanian yang diusahakannya, jenis dan orientasi usaha taninya, status penguasaan tanah, tingkat pengetahuan dan penguasaan teknologi petani yang mengusahakannya.

2.5 Sedimentasi

Sedimen adalah suatu kepingan/potongan material yang terbentuk oleh proses fisik dan kimia dari batuan/tanah yang melayang-layang dalam air, udara maupun yang dikumpulkan di dasar sungai atau laut oleh pembawa atau perantara alami lainnya. Partikel tersebut bervariasi dalam ukuran (dari bongkahan sampai lempung/koloidal), bentuk dari bulat sampai tajam.

Sedimentasi adalah suatu proses pengendapan material yang diangkut oleh media air, angin, es, atau gletser di suatu cekungan. Delta yang terdapat di mulut-mulut

sungai adalah hasil dan proses pengendapan material-material yang diangkut oleh air sungai, sedangkan bukit pasir (*sand dunes*) yang terdapat di gurun dan di tepi pantai adalah pengendapan dari material-material yang diangkut oleh angin.



Gambar 3. Siklus Terjadinya Sedimen

Erosi merupakan penyebab timbulnya sedimentasi yang disebabkan oleh air terutama meliputi proses pelepasan (*detachment*), penghanyutan (*transportation*) dan pengendapan (*deposition*) dari partikel-partikel tanah yang terjadi akibat tumbukan air hujan dan aliran air.

Proses sedimentasi dapat dibedakan menjadi dua bagian yaitu :

1. Proses sedimentasi secara geologis

Sedimentasi secara geologis merupakan proses erosi tanah yang berjalan secara normal, artinya proses pengendapan yang berlangsung masih dalam batas-batas

yang diperkenankan atau dalam keseimbangan alam dari proses degradasi dan agradasi pada perataan kulit bumi akibat pelapukan.

2. Proses sedimentasi yang dipercepat

Sedimentasi yang dipercepat merupakan 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

2.5.1 Angkutan Sedimen

Hasil pelapukan batuan dibawa oleh suatu media ke tempat lain dimana kemudian diendapkan. Pada umumnya pembawa hasil pelapukan ini dilakukan oleh suatu media yang berupa cairan, angin dan es. Akan tetapi beberapa transportasi hasil pelapukan dapat juga berlangsung tanpa bantuan suatu media, tapi hanya dengan tenaga gravitasi saja.

Sifat-sifat transportasi sedimen berpengaruh terhadap sedimen itu sendiri yaitu mempengaruhi pembentukan struktur sedimen yang terbentuk. Hal ini penting untuk diketahui karena sebenarnya struktur sedimen merupakan suatu catatan (*record*) tentang proses yang terjadi sewaktu sedimen tersebut diendapkan. Umumnya proses itu merupakan hasil langsung dari gerakan media pengangkut. Namun demikian sifat fisik (ragam ukuran, bentuk dan berat jenis) butiran sedimen itu sendiri mempunyai pengaruh pada proses mulai dari erosi, transportasi sampai ke pengendapan.

Dua sifat yang mempengaruhi media untuk mengangkut partikel sedimen adalah berat jenis (*density*) dan kekentalan (*viscosity*) media. Berat jenis media akan mempengaruhi gerakan media, terutama cairan. Sebagai contoh air sungai yang bergerak turun karena berat jenis yang langsung berhubungan dengan gravitasi. Sedangkan kekentalan akan berpengaruh pada kemampuan media untuk mengalir.

2.5.2 Mekanisme Pengangkutan Sedimen

Proses pengangkutan sedimen (*sediment transport*) dapat diuraikan meliputi tiga proses sebagai berikut :

1. Pukulan air hujan (*rainfall detachment*) terhadap bahan sedimen yang terdapat di atas tanah sebagai hasil dari erosi percikan (*splash erosion*) dapat menggerakkan partikel-partikel tanah tersebut dan akan terangkut bersama-sama limpasan permukaan (*overland flow*)
2. Limpasan permukaan (*overland flow*) juga mengangkat bahan sedimen yang terdapat di permukaan tanah, selanjutnya dihanyutkan masuk ke dalam alur-alur (*rills*), dan seterusnya masuk ke dalam selokan dan akhirnya ke sungai.
3. Pengendapan sedimen, terjadi pada saat kecepatan aliran yang dapat mengangkat (*pick up velocity*) dan mengangkut bahan sedimen mencapai kecepatan pengendapan (*settling velocity*) yang dipengaruhi oleh besarnya partikel-partikel sedimen dan kecepatan aliran.

Konsentrasi sedimen yang terkandung pada pengangkutan sedimen adalah dari hasil erosi total (*gross erosion*) merupakan jumlah dari erosi permukaan (*interillerosion*) dengan erosi alur (*rill erosion*) (Foster dan Meyer, 1971 : Foster, Meyer, dan Onstad, 1977)

2.5.3 Mekanisme Transportasi Sedimen

Ada dua kelompok cara mengangkut sedimen dari batuan induknya ke tempat pengendapannya, yakni suspensi (*suspendedload*) dan *bedload transport*. Di bawah ini diterangkan secara garis besar ke duanya:

1. *Suspensi*

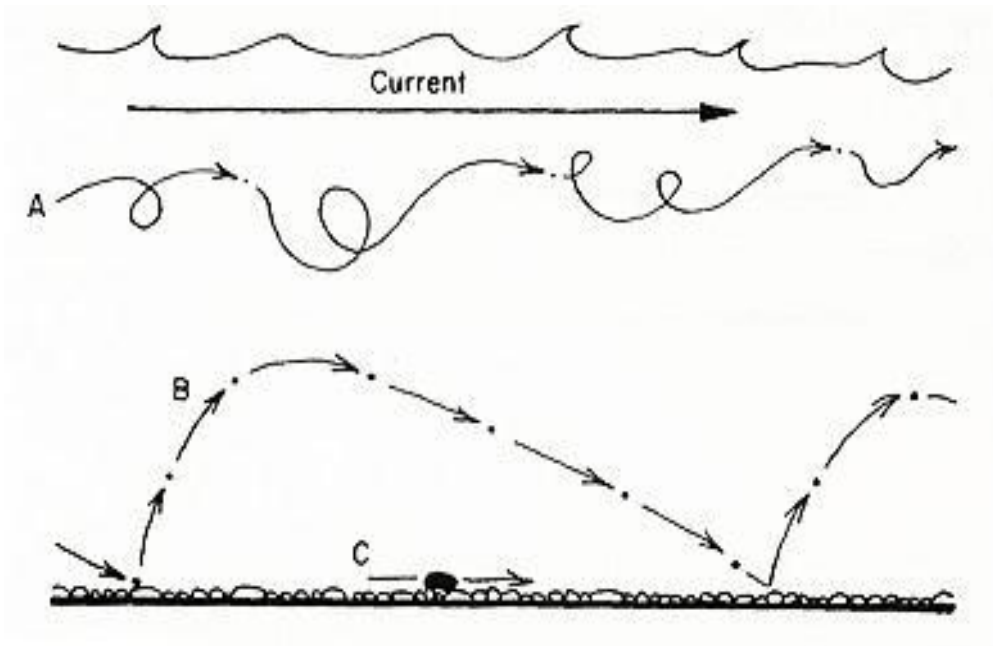
Dalam teori segala ukuran butir sedimen dapat dibawa dalam suspensi, jika arus cukup kuat. Akan tetapi di alam, kenyataannya hanya material halus saja yang dapat diangkut suspensi. Sifat sedimen hasil pengendapan suspensi ini adalah mengandung prosentase masa dasar yang tinggi sehingga butiran tampak mengambang dalam masa dasar dan umumnya disertai pemilahan butir yang buruk. Ciri lain dari jenis ini adalah butir sedimen yang diangkut tidak pernah menyentuh dasar aliran.

2. *Bedload transport*

Berdasarkan tipe gerakan media pembawanya, sedimen dapat dibagi menjadi:

- a. endapan arus traksi
- b. endapan arus pekat (*density current*) dan
- c. endapan suspense

Pada dasarnya butir-butir sedimen bergerak di dalam media pembawa, baik berupa cairan maupun udara, dalam 3 cara yang berbeda: menggelundung (*rolling*), menggeser (*bouncing*) dan larutan (*suspension*) seperti Gambar 3.



Gambar 4. Ragam Gerakan Sedimen dalam Media Cair

- A. *Suspension* umumnya terjadi pada sedimen-sedimen yang sangat kecil ukurannya (seperti lempung) sehingga mampu diangkut oleh aliran air atau angin yang ada.
- B. *Saltation* yang dalam bahasa latin artinya meloncat umumnya terjadi pada sedimen berukuran pasir dimana aliran fluida yang ada mampu menghisap dan mengangkut sedimen pasir sampai akhirnya karena gaya gravitasi yang ada mampu mengembalikan sedimen pasir tersebut ke dasar.
- C. *Bed load* ini terjadi pada sedimen yang relatif lebih besar (seperti pasir, kerikil, kerakal, bongkah) sehingga gaya yang ada pada aliran yang bergerak dapat berfungsi memindahkan partikel-partikel yang besar di dasar. Pergerakan dari butiran pasir dimulai pada saat kekuatan gaya aliran melebihi kekuatan inersia butiran pasir tersebut pada saat diam. Gerakan-gerakan sedimen tersebut bisa menggelandung, menggeser, atau bahkan bisa mendorong sedimen yang satu dengan lainnya.

2.5.4 Sifat-sifat Material yang Terangkut

Proses pengangkutan dan pengendapan sedimen tidak hanya tergantung pada sifat-sifat arus tetapi juga pada sifat-sifat sedimen itu sendiri. Sifat-sifat di dalam proses sedimentasi terdiri dari sifat partikelnya dan sifat sedimen secara menyeluruh. Namun sifat yang paling penting adalah ukuran partikel, *Krumbein* (1934) dalam *Dyer* (1986) mengembangkan Skala *Wentworth* dengan menggunakan unit phi (ϕ) dengan tujuannya untuk mempermudah pengklasifikasian apabila suatu sampel sedimen mengandung partikel yang berukuran kecil dalam jumlah yang besar.

Untuk mengkonversi unit phi menjadi milimeter digunakan persamaan (*USACE*,1998):

$$D = 2^{-\phi} \dots\dots\dots (24)$$

$$-\phi = \log_2(D) = \frac{\ln(D)}{\ln(2)} \dots\dots\dots (25)$$

Dimana :

D = diameter partikel (mm)

ϕ = Skala *Wentworth*

Tabel 2. Ukuran sedimen

Type	D(mm)	ϕ	Keterangan
Lempung	<0,002	>9	Selalu terlarut
Lumpur	0,002 ~ 0,0625	4 ~ 9	Sebagian terlarut
Pasir	0,0625 ~ 2	-1 ~ 4	Tidak terlarut
Kerikil	2 ~ 64	-6 ~ -1	Tidak terlarut
Pecahan Batu	64 ~ 256	-8 ~ -6	Tidak terlarut
Batu	>256	<-8	Tidak terlarut

(Sumber : Gerry Parker, *ID SEDIMENT TRANSPORT MORPHODYNAMICS WITH APPLICATIONS TO RIVERS AND TURBIDITY CURRENTS*, 2004)

2.6 Program ArcGIS

ArcGIS merupakan perangkat lunak sistem informasi geografi yang di keluarkan oleh ESRI (*Environmental Systems Research Intitute*). ArcGIS dapat melakukan pertukaran data, operasi-operasi matematik, menampilkan informasi spasial maupun atribut secara bersamaan, membuat peta tematik, menyediakan bahasa pemograman (*script*) serta melakukan fungsi-fungsi khusus lainnya dengan bantuan *extensions* seperti *spasial analyst* dan *image analyst*.

ArcGIS dalam operasinya menggunakan, membaca dan mengolah data dalam format Shapefile, selain itu ArcGIS juga dapat memanggil data-data dengan format BSQ, BIL, BIP, JPEG, TIFF, BMP, GeoTIFF atau data grid yang berasal dari ARC/INFO serta banyak lagi data-data lainnya. Setiap data spasial yang dipanggil akan tampak sebagai sebuah *Theme* dan gabungan dari *theme-theme* ini akan tampil dalam sebuah *view*.

Pada hakekatnya Sistem Informasi Geografis adalah suatu rangkaian kegiatan yang dilakukan untuk mendapatkan gambaran situasi ruang muka bumi atau informasi tentang ruang muka bumi yang diperlukan untuk dapat menjawab atau menyelesaikan suatu masalah yang terdapat dalam ruang muka bumi yang bersangkutan (Prahasta, 2011). Rangkaian kegiatan tersebut meliputi pengumpulan, penataan, pengolahan, penganalisisan dan penyajian data/fakta-fakta yang ada atau terdapat dalam ruang muka bumi tertentu. Data/fakta yang ada atau terdapat dalam ruang muka bumi tersebut, sering juga disebut sebagai data/fakta geografis atau data/fakta spasial. Hasil analisisnya disebut Informasi geografis atau Informasi spasial. Jadi SIG adalah rangkaian kegiatan

pengumpulan, penataan, pengolahan dan penganalisisan data/fakta spasial sehingga diperoleh informasi spasial untuk dapat menjawab atau menyelesaikan suatu masalah dalam ruang mukabumi tertentu.

Alasan SIG dibutuhkan karena untuk data spasial penanganannya sangat sulit terutama karena peta dan data statistik cepat kadaluarsa sehingga tidak ada pelayanan penyediaan data dan informasi yang diberikan menjadi tidak akurat. Dengan demikian, SIG diharapkan mampu memberikan kemudahan yang diinginkan yaitu:

1. Penanganan data geospasial menjadi lebih baik dalam format baku;
2. Revisi dan pemutakhiran data menjadi lebih mudah;
3. Data geospasial dan informasi menjadi lebih mudah dicari, dianalisis dan direpresentasikan;
4. Menjadi produk yang mempunyai nilai tambah;
5. Penghematan waktu dan biaya;
6. Keputusan yang diambil menjadi lebih baik.

Aplikasi SIG dapat digunakan untuk berbagai kepentingan selama data yang diolah memiliki referensi geografi, maksudnya data tersebut terdiri dari fenomena atau objek yang dapat disajikan dalam bentuk fisik serta memiliki lokasi keruangan. Teknologi Sistem Informasi Geografis dapat digunakan untuk investigasi ilmiah, pengelolaan sumber daya, perencanaan pembangunan, kartografi dan perencanaan rute. Misalnya, SIG bisa membantu perencana untuk secara cepat menghitung waktu tanggap darurat saat terjadi bencana alam, atau SIG dapat digunakan untuk mencari lahan basah (*wetlands*) yang membutuhkan perlindungan dari polusi.

Berikut ini merupakan beberapa contoh pemanfaatan SIG :

1. Aplikasi SIG di bidang sumber daya alam (inventarisasi, manajemen, dan kesesuaian lahan untuk pertanian, perkebunan, kehutanan, perencanaan tataguna lahan, analisis daerah rawan bencana alam, dan sebagainya)
2. Aplikasi SIG di bidang perencanaan (perencanaan pemukiman transmigrasi, perencanaan tata ruang wilayah, perencanaan kota, perencanaan lokasi dan relokasi industri, pasar pemukiman, dan sebagainya)
3. Aplikasi SIG di bidang lingkungan berikut pemantauannya (pencemaran sungai, danau, laut, evaluasi pengendapan lumpur/sedimen baik di sekitar danau, sungai, atau pantai; pemodelan pencemaran udara, limbah berbahaya, dan sebagainya)
4. Aplikasi SIG di bidang pertanahan (manajemen pertanahan, sistem informasi pertanahan, dan sejenisnya)
5. *Utility* (inventarisasi dan manajemen informasi jaringan pipa air minum, sistem informasi pelanggan perusahaan air minum, perencanaan pemeliharaan dan perluasan jaringan pipa air minum, dan sebagainya)

2.7 Analisis Tingkat Bahaya Erosi

Metode perhitungan tingkat bahaya erosi harus memenuhi persyaratan-persyaratan yaitu dapat diandalkan, secara universal dapat digunakan, mudah digunakan dengan data yang minimum, komprehensif dalam hal faktor-faktor yang digunakan dan mempunyai kemampuan untuk mengikuti perubahan-perubahan tata guna lahan dan tindakan konservasi.

Menurut Gregory dan Walling (1979), terdapat tiga tipe model utama yaitu model fisik, model analog, dan model digital. Model digital terdiri atas model deterministik, model stokastik dan model parametrik. Dalam penelitian ini model prediksi erosi yang digunakan adalah model prediksi parametrik dengan pendekatan *Universal Soil Loss Equation* (USLE).

Metode USLE dikembangkan oleh Wischmeier dan Smith (1975) di *National Runoff and Soil Loss Data Centre*. Metode ini merupakan suatu metode yang memungkinkan perencana menduga laju rata-rata erosi dalam suatu bidang tanah tertentu pada suatu kecuraman lereng dengan pola hujan tertentu untuk setiap macam penanaman dan tindakan konservasi tanah yang mungkin dilakukan atau yang sedang digunakan.

Metode ini akan menghasilkan perkiraan besarnya erosi *gross*. Untuk menetapkan besarnya sedimen yang sampai pada lokasi embung, erosi *gross* akan dikalikan dengan rasio pelepasan sedimen (*sediment delivery ratio*).

Untuk menghitung perkiraan besarnya erosi yang terjadi di suatu DAS dapat digunakan metode *USLE*, menurut Asdak C. (2007) dengan formulasi:

$$E = R.K.LS.C.P \dots\dots\dots (26)$$

Dimana :

E = Jumlah tanah yang hilang rata-rata setiap tahun (ton/ha/tahun)

R = Indeks daya erosi curah hujan (erosivitas hujan) (KJ/ha)

K = Indeks kepekaan tanah terhadap erosi (erodibilitas tanah)

LS = Faktor panjang (L) dan curamnya (S) lereng

C = Faktor tanaman (vegetasi)

P = Faktor usaha-usaha pencegahan erosi

Kriteria tingkat bahaya erosi tanah dapat dikelompokkan menjadi 5 tingkatan, seperti ditunjukkan pada Tabel 3.

Tabel 3. Kelas tingkat bahaya erosi.

No	Besar Erosi (A) (ton/ha/th)	Tingkat Bahaya Erosi	
		Kelas	Klasifikasi
1	< 15	I	Sangat Rendah
2	15 – 60	II	Rendah
3	60 – 180	III	Sedang
4	180 – 480	IV	Berat
5	> 480	V	Sangat Berat

(Sumber : Permen No. 32 Tahun 2009. Tata Cara Penyusunan RTk RHL-DAS)

2.7.1 Indeks Erosivitas Hujan (R)

Erosivitas hujan adalah kemampuan air hujan sebagai penyebab terjadinya erosi yang bersumber dari laju dan distribusi tetesan air hujan, dimana keduanya mempengaruhi besarnya energi kinetik air hujan. Indeks Erosivitas Hujan adalah suatu nilai yang menunjukkan pengaruh hujan dengan besaran tertentu terhadap erosi yang terjadi pada suatu kawasan. Semakin tinggi nilai erosivitas hujan maka erosi yang terjadi dalam kawasan semakin besar. Indeks Erosivitas Hujan dihitung berdasarkan besarnya curah hujan bulanan yang terjadi pada kawasan yang ditinjau.

Persamaan yang digunakan untuk menghitung Indeks Erosivitas Hujan adalah persamaan Iso-erodent yang dikemukakan oleh Lenvain, sebagai berikut :

$$R_m = 2,21 \cdot P^{1,36} \dots\dots\dots (27)$$

Dimana :

R_m = Indeks erosivitas hujan bulanan

P =Curah hujan bulanan (dalam cm)

2.7.2 Indeks Erodibilitas Lahan (K)

Indeks Erodibilitas Lahan adalah suatu nilai yang dapat menunjukkan kondisi maksimum proses erosi yang dapat terjadi pada suatu lahan dengan kondisi hujan dan tata guna lahan tertentu. Semakin tinggi nilai erodibilitas lahan berarti semakin rentan suatu kawasan terhadap erosi.

Indeks erodibilitas lahan dihitung dengan mempertimbangkan faktor-faktor tekstur tanah, struktur tanah, permeabilitas tanah, dan bahan organik tanah (Wischmaier et al., 1971 dalam Bumi Karya Konsultan, Cv, 2012).

Rumus yang digunakan untuk menghitung Indeks Erodibilitas Lahan adalah sebagai berikut :

$$K = \{2,71 \times 10^{-4} \times (12 - OM) \times M^{1,14} + 4,20 \times (s-2) + 3,23 \times (p-3)\} / 100 \dots\dots\dots (28)$$

Dimana :

K = faktor erodibilitas tanah, dalam satuan SI(metrik)

OM = persentase bahan organik

s = kelas struktur tanah (berdasarkan USDA *Soil Survey Manual* 1951)

p = kelas permeabilitas tanah (berdasarkan USDA *Soil Survey Manual* 1951)

M = persentase ukuran partikel (% debu + % pasir sangat halus) x (100 - % clay)

Nilai M untuk beberapa kelas tekstur tanah yang telah ditentukan dapat dilihat pada Tabel 4.

Tabel 4. Nilai M untuk beberapa kelas tekstur tanah – M (HAMMER 1978)

Kelas Tekstur Tanah	Nilai M	Kelas Tekstur Tanah	Nilai M
Lempung berat	210	Pasir geluhan	1245
Lempung sedang	750	Geluh berlempung	3770
Lempung pasir	1213	Geluh pasir	4005
Lempung ringan	1685	Geluh	4390
Geluh lempung	2160	Geluh debu	6330
Pasir lempung debu	2830	Debu	8245
Geluh lempungan	2830	Campuran merata	4000
Pasir	3035		

(Sumber : RLKT DAS Citarum (1987) pada Asdak)

2.7.3 Indeks Panjang dan Kemiringan Lereng (LS)

Indeks Panjang dan Kemiringan Lereng yang dimaksud adalah indeks panjang dan kemiringan tiap satuan lahan yang ditinjau. Semakin besar kemiringan lereng maka nilai LS semakin besar. Perhitungan Indeks Panjang dan Kemiringan Lereng (LS) dilakukan dengan memperhatikan faktor-faktor kemiringan daerah tangkapan hujan dibandingkan dengan panjang lereng yang ditinjau. Acuan penentuan indeks Panjang dan Kemiringan Lereng (LS) diberikan pada Tabel 5.

Tabel 5. Indeks Panjang dan Kemiringan Lereng LS (Hammer, 1980)

No.	Kelas	Besaran	Penilaian LS
1	Datar	0 - < 8	0.4
2	Landai	8 - < 15	1.4
3	Agak Curam	15 - < 25	3.1
4	Curam	25 - < 45	6.8
5	Sangat Curam	≥ 45	9.5

(Sumber : Hammer (1980) pada Nengah Sudiane)

2.7.4 Indeks Pengelolaan Tanaman (C)

Besarnya nilai Indeks Pengelolaan Tanaman sangat bergantung pada aspek tata guna lahan yang ada dalam kawasan. Semakin baik kondisi penutupan lahan (*land cover*) maka nilai C semakin kecil dan sebaliknya. Perhitungan indeks pengelolaan tanaman (C) didasarkan pada kondisi tata guna lahan untuk masing-masing satuan lahan yang ada dalam kawasan dan kemudian disesuaikan dengan tabel nilai faktor pengelolaan tanaman seperti yang ditunjukkan pada Tabel 6 berikut.

Untuk Daerah Aliran Sungai (DAS) yang terdiri dari beberapa jenis tata guna lahan, maka nilai C pada Daerah Aliran Sungai (DAS) dihitung menggunakan persamaan :

$$C_{DAS} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i * C_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \dots\dots\dots (29)$$

Dimana :

A_i = luas lahan dengan jenis penutup tanah i

C_i = koefisien aliran permukaan jenis penutup tanah i

n = jumlah jenis penutup lahan.

Tabel 6. Indeks Pengelolaan Tanaman (C) Untuk Pertanaman Tunggal (Abdurachman dkk., 1984).

No	Jenis Tanaman /Tata Guna Lahan	Nilai C
1	Tanaman rumput (<i>Brachiara sp.</i>)	0,290
2	Tanaman kacang jogo	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 searah lereng	1,000
12	Tanaman kentang ditanam searah kontur	0,350
13	Pola tanam tumpang gilir + mulsa jerami (6 ton/ha/th)	0,079
14	Pola tanam berurutan + mulsa sisa tanam	0,347
15	Pola tanam berurutan	0,398
16	Pola tanam tumpang gilir + mulsa sisa tanam	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 dengan semak	0,012
26	Sengon tidak disertai semak dan tanpa serasah	1,000
27	Pohon tanpa semak	0,320

2.7.5 Indeks Konservasi Lahan (P)

Tindakan konservasi tanah yang dimaksud tidak hanya teknik konservasi tanah secara mekanis atau fisik saja, tetapi juga berbagai macam usaha yang bertujuan mengurangi erosi tanah. Nilai indeks konservasi lahan sangat tergantung pada jenis konservasi yang dilakukan pada lahan yang bersangkutan. Acuan yang digunakan untuk menentukan nilai Indeks Konservasi Lahan (P) adalah Tabel 7 sebagai berikut:

Tabel 7. Nilai Indeks Konservasi Lahan (P) pada berbagai aktivitas konversi tanah (Abdurachman dkk., 1984)

No	Jenis Konservasi yang dilakukan	Nilai P
1	Teras bangku:	
	a. Baik	0,200
	c. Jelek	0,350
2	Teras bangku: jagung-ubi kayu/kedelai	0,056
3	Teras bangku: sorghum-shorgum	0,024
4	Teras tradisonal	0,400
5	Teras gulud: padi-jagung	0,013
6	Teras gulud: ketela pohon	0,063
7	Teras gulud: jagung-kacang + mulsa sisa tanaman	0,006
8	Teras gulud: kacang kedelai	0,105
9	Tanaman dalam kontur:	
	a. Dengan kemiringan 0 – 8 %	0,500
	b. Dengan kemiringan 9 – 20 %	0,750
	c. Dengan kemiringan > 20 %	0,900
10	Tanaman dalam jalur-jalur: jagung-kacang tanah + mulsa	0,050
11	Mulsa limbah jerami:	
	a. 6 ton/ha/th	0,300
	b. 3 ton/ha/th	0,500
	c. 1 ton/ha/th	0,800
12	Tanaman perkebunan:	
	a. Dengan penutup tanah rapat	0,100
	b. Dengan penutup tanah sedang	0,500
13	Padang rumput:	
	a. Baik	0,040
	b. Jelek	0,400

2.8 Analisis Prakiraan Besarnya Sedimentasi

Hasil sedimen atau produksi sedimen umumnya mengaju kepada besarnya laju sedimen yang mengalir melalui satu titik pengamatan tertentu dalam suatu daerah aliran sungai (DAS). Besarnya hasil sedimen dinyatakan sebagai volume atau berat sedimen per satuan daerah tangkapan air (*catchment area*) per satuan waktu. Satuan yang biasa digunakan untuk menunjukkan besarnya hasil sedimen ton per ha per tahun.

Untuk memprakirakan besarnya hasil sedimen dari suatu daerah tangkapan air adalah melalui perhitungan Nisbah Pelepasan Sedimen (*Sediment Delivery Ratio*). Menurut *SCS National Engineering Handbook* (DPMA, 1984) besarnya prakiraan hasil sediemen dapat di tentukan berdasarkan persamaan berikut:

$$Y = E (SDR) A \dots\dots\dots (30)$$

Dimana :

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

E = erosi total (ton/ha/th)

SDR = *Sedimen Delivery Ratio*

A = luas daerah tangkapan air (ha)

2.8.1 *Sediment Delivery Ratio (SDR)*

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

$$SDR = 0,41 A^{-0,3} \dots\dots\dots (31)$$

dimana :

SDR = Sediment Delivery Ratio

A = Luas Das (km²)