

BAB III

LANDASAN TEORI

3.1 Erosi

Erosi adalah pemindahan dan transportasi material permukaan bumi yang kebanyakan berupa tanah dan debris batuan (bahan-bahan yang tererosi secara alami). Erosi dapat juga disebut pengikisan atau kelongsoran sesungguhnya merupakan proses penghanyutan tanah oleh kekuatan air/angin/salju, baik yang berlangsung secara alamiah ataupun sebagai akibat tindakan manusia.

Lebih lanjut tentang terjadinya erosi yang disebabkan oleh air (G.R. Foster dan L.D. Meyer dalam Kartasapoetra, 1991) meliputi proses-proses berikut:

1. *detachment* atau penganjutan partikel-partikel tanah,
2. *transportation* atau penghanyutan partikel-partikel tanah, dan
3. *deposition* atau pengendapan partikel-partikel tanah yang terhanyutkan.

3.1.1 Penganjutan Partikel Tanah

Hujan merupakan titik-titik air yang menimpa tanah. Besarnya energi tampaan dari titik-titik air akan memecahkan agregat tanah ke dalam partikel-partikel tanah dan bersamaan terjadi limpasan permukaan, partikel-partikel tersebut beserta zat haranya akan terhanyutkan. Daya tampa atau daya jatuhnya titik-titik air hujan akan berbeda-beda, ada yang keras ada yang lemah, hal ini tergantung pada:

1. kecepatan jatuhnya titik-titik air,
2. diameter titik-titik air, dan
3. intensitas atau kehebatan hujan.

Selain hanyut bersama limpasan permukaan, sebagian partikel akan ikut terinfiltrasi dan bagian ini biasanya menutupi pori-pori tanah. Hal ini menyebabkan infiltrasi air ke dalam lapisan-lapisan tanah bagian dalam menjadi terhambat. Menurunnya kapasitas infiltrasi mengakibatkan limpasan permukaan menjadi bertambah dan daya tekan air yang dialirkan menjadi lebih kuat.

Kondisi yang demikian menyebabkan penghanyutan partikel-partikel tanah akan semakin bertambah. Semakin besar intensitas hujan semakin besar pula partikel tanah yang dilepaskan, dikarenakan energi kinetiknya (penumbukan) makin kuat. Semakin besar diameter titik-titik air hujan, daya kinetiknya akan semakin besar, dan tentunya partikel-partikel tanah yang dilepaskan dari agregatnya akan makin besar. Erosipun akan terjadi.

3.1.2 Penghanyutan dan Pengendapan Partikel Tanah

Limpasan permukaan mempunyai kemampuan untuk memindahkan atau mengangkut ataupun menghanyutkan partikel-partikel tanah, biasanya pada lahan-lahan yang mempunyai kemiringan. Kemiringan lahan membantu memperderas limpasan permukaan dan pada lahan yang datar kecepatan aliran air permukaan berkurang akan terjadi sedimentasi sementara. Pengendapan yang terus-menerus akan membentuk lahan tersebut menjadi agak miring atau sama sekali miring, sehingga pada kejadian hujan selanjutnya partikel-partikel tanah akan terangkut kembali ke tempat-tempat yang lebih datar atau ke sungai-sungai. Arus sungai dapat mendorongnya sampai ke muara, tapi jika arus sungai lemah akan terjadi pendangkalan sungai.

Jauh atau dekatnya limpasan permukaan dapat melangsungkan pengangkutan partikel-partikel tanah akan tergantung pada,

1. keadaan dan panjang kemiringan lereng,
2. besar dan kecepatan limpasan permukaan,
3. ukuran partikel,
4. adanya tanahaman permukaan dan batu-batu, dan
5. ada tidaknya penyengkedan dan parit-parit.

3.1.3 Jenis Erosi

Menurut Kartasapoetra (1991) erosi bisa terjadi secara alamiah (*normal erosion*) ataupun dipercepat (*accelerated erosion*). Terjadinya erosi yang dipercepat sangat dipengaruhi oleh iklim (hujan dan angin) serta akibat tindakan manusia dalam mengelola tanah. Jenis erosi dapat dibedakan menjadi empat jenis seperti di bawah ini.

1. Erosi permukaan (*sheet erosion*).
Kikisan yang terjadi di permukaan di sepanjang aliran air atau alur sungai.
2. Erosi galur (*rill erosion*).
Perkembangan erosi permukaan ketika aliran air mulai membentuk galur-galur kecil sehingga akan terkumpul, semakin besar volume maupun kecepatan alirannya dan mengikis permukaan tanah tersebut.
3. Erosi parit (*gully erosion*).
Jenis erosi ini adalah gabungan dari beberapa galur-galur yang bersatu membentuk alur dari aliran yang besar dan merupakan erosi yang makin besar. Erosi ini akan mengikis dasar dari pangkal alur ke hulu (*backwards erosion*).
4. Erosi tebing sungai (*stream bank erosion*).
Lereng yang terbentuk dari hasil lapukan akan mengalami luruhan permukaan yaitu longsornya lapisan atas akibat gravitasi yang bekerja sama dengan air permukaan maupun tanah. Bentuk longsor bisa berupa longsor kipas, longsor kerucut, dan longsor talus.

3.1.4 Perkiraan Laju Erosi

Menurut Soewarno (2013) besarnya laju erosi DAS ditentukan dengan rumus-rumus yang dikembangkan berdasarkan kondisi fisiografi dan klimatologi dari DAS yang bersangkutan. Banyak faktor yang mempengaruhi hasil sedimen, antara lain: (1) jumlah dan intensitas curah hujan; (2) vegetasi penutup; (3) penggunaan lahan; (4) topografi; (5) tipe tanah dan formasi geologi; (6) jaringan pengaliran seperti kemiringan, panjang, bentuk, dan ukuran; (7) aliran permukaan (*run-off*) (Pemberton, E.L. dalam Soewarno, 2013).

Untuk memperkirakan sumber sedimen yang masuk DAS digunakan model empiris berdasarkan rumus USLE (*Universal Soil Loss Equation*). Persamaan universal ini pertama kali dikembangkan oleh Wischmeier dan Smith pada tahun 1965. Menurut Vis.R dalam Soewarno (2013) rumus USLE banyak diterapkan di berbagai negara tropis, namun di Indonesia masih perlu penyesuaian berbagai faktor.

Rumus laju erosi rata-rata tahunan dengan persamaan universal berikut ini (Vis.R dalam Soewarno, 2013).

$$A = R \times K \times LS \times CP \quad (3.1)$$

dengan:

- A = Laju erosi aktual, banyaknya tanah tererosi per satuan luas waktu, yang dinyatakan sesuai dengan satuan K dan periode R yang dipilih, (dalam praktik digunakan satuan ton/ha.th),
- R = Faktor erosivitas hujan dan aliran permukaan, yaitu jumlah satuan indeks erosi hujan, yang merupakan perkalian antaran energi hujan total (E) dengan intensitas hujan maksimum 30 menit (I_{30}) tahunan (satuan MJ.mm/jam.ha.th),
- K = Faktor erodibilitas tanah, yaitu laju erosi per indeks erosi hujan (R) untuk segala suatau tanah yang diperoleh dari petak percobaan yang panjangnya 22,13 meter dengan kemiringan seragam 9% tanpa tanaman (satuan ton.jam/MJ.mm),
- LS = Faktor panjang dan kemiringan lereng, yaitu perbandingan besarnya erosi per indeks erosi dari lahan dengan panjang dan kemiringan lahan dengan panjang 22,13 meter dengan kemiringan seragam 9% tanpa tanaman (tidak berdimensi),
- CP = Faktor tanaman penutup dan pengelolaan tanaman, yaitu perbandingan antara besarnya erosi dari suatu lahan dengan penutup tanaman dan pengelolaan tanaman tertentu serta tindakan konservasi praktis terhadap erosi lahan yang sama jika tanpa tanaman (tidak berdimensi).

3.2 Curah Hujan Wilayah

Dalam studi pengembangan sumber daya air diperlukan data atau informasi tentang besarnya presipitasi rata-rata di suatu DAS. Menurut Sosrodarsono (1978) adanya variabilitas spasial curah hujan di suatu tempat kemudian perlu dihitung curah hujan baik harian, bulanan, dan tahunan dari titik-titik stasiun hujan yang ada di wilayah daerah studi. Seringkali data hujan yang tersedia tidak seluruhnya

lengkap. Data yang tidak lengkap/hilang bisa diakibatkan oleh instrumen yang rusak atau masalah teknis lapangan. Perlu diestimasi besarnya hujan untuk masing-masing data yang hilang salah satunya menggunakan metode resipokal. Secara matematis rumus untuk menghitung data hujan yang hilang menurut Harto (1993) dalam Fahmi (2015) adalah sebagai berikut.

$$P_x = \frac{\frac{1}{(D_{xA})^2} \cdot P_A + \frac{1}{(D_{xB})^2} \cdot P_B + \dots + \frac{1}{(D_{xn})^2} \cdot P_n}{\frac{1}{(D_{xA})^2} + \frac{1}{(D_{xB})^2} + \dots + \frac{1}{(D_{xn})^2}} \quad (3.2)$$

dengan,

P_x = curah hujan yang dicari,

P_A, P_B, P_n = curah hujan stasiun referensi (A, B, ..., n), dan

D_{xA}, D_{xB}, D_{xn} = jarak stasiun x terhadap stasiun referensi (A, B, ..., n).

Menurut Sosrodarsono (1978) terdapat tiga metode untuk menghitung curah hujan suatu wilayah.

1. Metode Rerata Aljabar

Metode ini adalah yang paling sederhana. Metode rerata aljabar dihitung dengan menjumlahkan menjumlahkan curah hujan dari semua tempat pengukuran selama satu periode tertentu dan membaginya dengan banyaknya tempat pengukuran. Dirumuskan dalam persamaan sebagai berikut:

$$R' = \frac{R_1 + R_2 + R_3 + \dots + R_n}{n} \quad (3.3)$$

dengan:

R' = curah hujan rata-rata (mm)

R_1, \dots, R_n = curah hujan pada masing-masing stasiun (mm)

n = banyaknya stasiun hujan

2. Metode Poligon Thiessen

Metode ini digunakan secara luas karena dapat memberikan data presipitasi yang lebih akurat, dengan setiap bagian wilayah tangkapan hujan diwakili secara proposional oleh suatu alat penakar hujan. Metode ini memperhitungkan luas daerah yang mewakili stasiun-stasiun hujan yang

bersangkutan sebagai faktor bobot dalam perhitungan curah hujan rata-rata. Daerah pengaruh digambar dari garis-garis sumbu tegak terhadap penghubung antara dua stasiun terdekat. Dirumuskan sebagai berikut:

$$R' = \frac{R_1A_1 + R_2A_2 + R_3A_3 + \dots + R_nA_n}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n} \quad (3.4)$$

dengan:

R' = curah hujan rata-rata (mm)

R_1, \dots, R_n = curah hujan pada masing-masing stasiun (mm)

A_1, \dots, A_n = luas daerah yang mewakili masing-masing stasiun

n = banyaknya stasiun hujan

3. Metode Garis Isohyet

Peta Isohyet digambarkan pada peta topografi berdasarkan data curah hujan (interval 10 – 20 mm) pada titik pengamatan di dalam dan sekitar daerah yang dimaksud. Satu garis isohyet merupakan nilai curah hujan yang sama. Luas bagian daerah antara dua garis isohyet yang berdekatan diukur dengan planimeter. Curah hujan dengan metode ini dirumuskan:

$$R' = \frac{\frac{R_1+R_2}{2}A_1 + \frac{R_3+R_4}{2}A_2 + \frac{R_5+R_6}{2}A_3 + \dots + \frac{R_n+R_n}{2}A_n}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n} \quad (3.5)$$

dengan :

R' = curah hujan rata-rata (mm)

R_1, \dots, R_n = curah hujan di garis isohyet (mm)

A_1, \dots, A_n = luas daerah yang dibatasi 2 garis isohyet

3.3 Faktor Erosivitas Hujan

Erosivitas hujan (R) merupakan tenaga pendorong terjadinya erosi baik karena pengaruh jatuhnya butir-butir hujan di atas tanah serta sebagian disebabkan aliran permukaan (run-off). Banyak wilayah di muka bumi yang tidak mempunyai ketersediaan data intensitas hujan yang memadai, sehingga banyak studi yang telah dilakukan untuk memperkirakan faktor R berdasarkan data hujan yang

tersedia. Faktor R diekspresikan dalam satuan SI yaitu MJ.mm/jam.ha.th. Menurut Cooper (2011) pada tahun 1994, Renard mengembangkan persamaan berpangkat untuk memperkirakan faktor erosivitas hujan sebagai fungsi dari P/hujan rata-rata per tahun (mm) di wilayah kontinental Amerika Serikat. Persamaan tersebut mempunyai koefisien determinan 0,81.

$$R = 0,0483P^{1,51} \quad (3.6)$$

Torri dkk (2006) dalam Cooper (2011) juga mengembangkan persamaan linier antara erosivitas hujan dan curah hujan tahunan (P dalam mm) di Italia.

$$R = -944 + 3,08P \quad (3.7)$$

Bols (1978) dalam Luliro (2013) membuat persamaan empiris untuk wilayah di Indonesia yang menghubungkan erosivitas hujan dengan P (hujan wilayah tahunan dalam mm). Dalam penelitian ini faktor erosivitas hujan dihitung dengan menggunakan persamaan yang dikembangkan oleh Bols sebagai berikut.

$$R = \frac{2,5P^2}{100(0,073P+0,73)} \quad (3.8)$$

3.4 Faktor Erodibilitas Tanah

Faktor erodibilitas tanah (K) menunjukkan daya tahan atau resistensi tanah terhadap penglepasan dan pengangkutan partikel-partikel tanah dari energi kinetik curah hujan. Besarnya resistensi tanah tergantung dari topografi, kemiringan lereng, besarnya gangguan oleh manusia, serta karakteristik tanah itu sendiri (tekstur tanah, stabilitas agregat tanah, kapasitas infiltrasi, kandungan organik, dan kimia tanah). Karakteristik tanah bersifat dinamis dan dapat berubah seiring perubahan penggunaan lahan dan cara tanam, oleh karenanya faktor erodibilitas dapat berubah sewaktu-waktu.

Secara umum tanah yang agregatnya lebih besar cenderung resisten terhadap curah hujan dan *run-off*. Hal ini dikarenakan diperlukan energi yang lebih besar untuk mengangkutnya. Selain itu, tanah bertekstur halus dan berkohesi tinggi pada umumnya juga mempunyai resistensi tinggi. Sedangkan tanah

berpartikel debu dan pasir halus umumnya kurang resisten sehingga faktor erodibilitasnya lebih besar. Penentuan faktor erodibilitas tanah dapat dilakukan dengan menggunakan nomograf ataupun rumus matematis yang dikembangkan oleh Wischmeier et al. (1971) dalam Asdak (1995) sebagai berikut:

$$K = 2,713 \times 10^{-4} (12 - O)M^{1,14} + 3,25 (S' - 2) + 2,5 \left(\frac{P'-3}{100} \right) \quad (3.9)$$

dengan:

K = erodibilitas tanah (100ft.ton.in/acre.jam)

O = persen unsur organik

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

S' = kode klasifikasi struktur tanah (Tabel 3.1)

P' = kode kelas permeabilitas tanah (Tabel 3.2)

Penentuan kode struktur tanah dan permeabilitas tanah dapat dilakukan menggunakan Tabel 3.1 dan Tabel 3.2.

Tabel 3.1 Kode Kelas Struktur Tanah

No.	Kelas Struktur Tanah	Kode
1	Granuler sangat halus (<i>very fine granular</i>)	1
2	Granuler halus (<i>fine granular</i>)	2
3	Granuler sedang dan besar (<i>medium, coarse granular</i>)	3
4	Gumpal, lempeng, pejal (<i>blocky, platy, massive</i>)	4

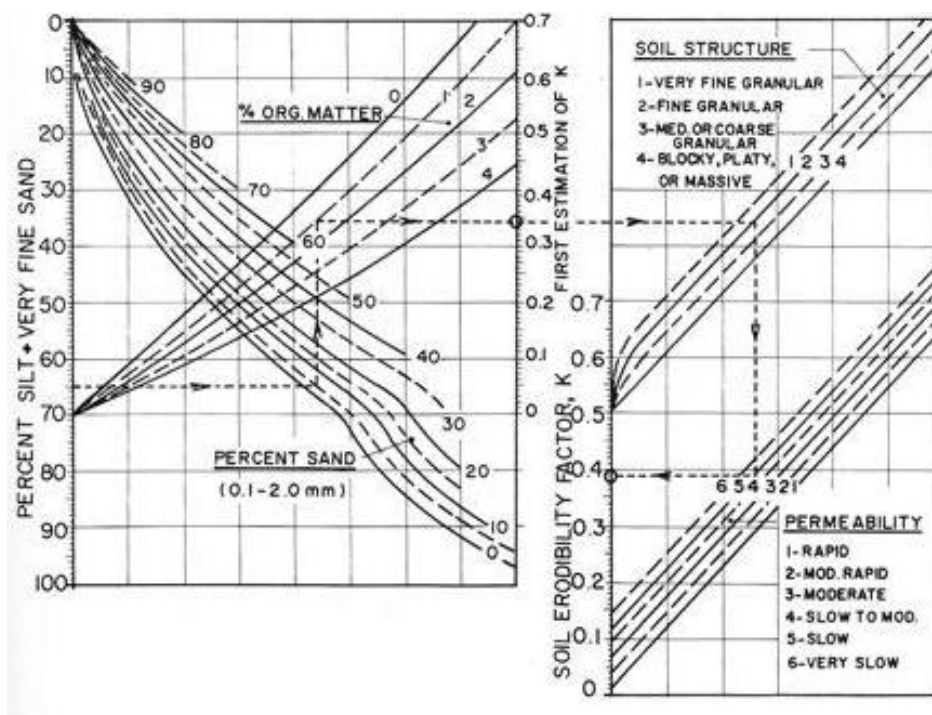
Sumber : Wischmeier et al (1971) dalam Soewarno (2013)

Tabel 3.2 Kode Kelas Permeabilitas Tanah

No.	Kelas Permeabilitas Tanah	Kode
1	Cepat (<i>rapid</i>)	1
2	Sedang sampai cepat (<i>moderate to rapid</i>)	2
3	Sedang (<i>moderate</i>)	3
4	Sedang sampai lambat (<i>moderate to slow</i>)	4
5	Lambat (<i>slow</i>)	5
6	Sangat lambat (<i>very slow</i>)	6

Sumber : Wischmeier et al (1971) dalam Soewarno (2013)

Nomograf nilai K dikembangkan berdasarkan penelitian empiris hubungan antara karakteristik tanah dengan pengukuran langsung angka erodibilitas tanah di 13 jenis tanah di Amerika Utara (Wischmeier et. al (1971) dalam Asdak, 1995). Namun di Indonesia, nomograf ini telah banyak dimanfaatkan seperti penelitian Ambar dan Weirsum (1980) dalam Asdak (1995) menunjukkan adanya korelasi besarnya nilai erodibilitas dari hasil penelitian lapangan dan dari prakiraan dengan menggunakan nomograf K. Selain itu, penggunaan dalam skala yang lebih luas oleh Lembaga Penelitian Tanah Bogor untuk memetakan erodibilitas tanah di beberapa wilayah di Indonesia (Suwarjo dan Soeparno dalam Asdak, 1990).



Gambar 3.1 Nomograf Nilai K

(Sumber: *United States Environmental Protection Agency* (1980) dalam Asdak (1995))

Selain dua cara di atas yaitu menggunakan rumus empiris maupun nomograf, besarnya faktor erodibilitas tanah untuk beberapa jenis tanah di Indonesia telah ditentukan oleh Puslitbang Bogor. Dalam penelitian ini digunakan faktor K mengacu pada Tabel 3.3. Nilai K mempunyai satuan ton.jam/MJ.mm.

Tabel 3.3 Nilai Erodibilitas Tanah

No.	Jenis Tanah	K
1	Latosol	0,075
2	Aluvial	0,156
3	<i>Complex brown regosol and lithosol</i>	0,172
4	<i>Brown lathosol</i>	0,175
5	Grunosol	0,176
6	<i>Association of lithosols and red mediterranean</i>	0,251
7	<i>Association of lithosols and reddish brown lathosols</i>	0,251
8	<i>Association of brown andosol and red brown lathosols</i>	0,271
9	<i>Andosol and regosol</i>	0,271
10	<i>Grey brown regosol</i>	0,271
11	Andosol	0,278
12	Regosol	0,301
13	<i>Complex of grey regosols and dark grey grumusols</i>	0,302

Sumber : Puslitbang Pengairan Bogor (1985) dalam Dewi (2017)

3.5 Faktor Panjang dan Kemiringan Lereng

Faktor panjang (L) dan kemiringan lereng (S) menggambarkan pengaruh panjang dan kemiringan lereng terhadap besarnya erosi yang terjadi. L adalah jarak ke bawah lereng mulai dari titik terjadinya aliran permukaan di sebelah atas sampai dengan titik aliran permukaan tersebut masuk ke sungai/saluran atau titik dimana terjadi deposisi hasil erosi.

Schwab et al. (1981) dalam Asdak (1995) merumuskan penentuan faktor panjang lereng dengan rumus matematis yang melibatkan angka eksponen melambangkan kemiringan lereng tertentu. Wischmeier dan Smith (1978) dalam perkiraan erosi menggunakan persamaan USLE komponen L dan S diintegrasikan menjadi faktor LS untuk kemiringan S < 20% dan dihitung dengan:

$$LS = \frac{\sqrt{L}}{100} (0,138 S^2 + 0,965 S + 1,38) \quad (3.10)$$

dengan:

LS = faktor panjang dan kemiringan lereng (tidak berdimensi)

L = panjang lereng (m)

S = kemiringan lereng (%)

Rumus di atas diperoleh dari percobaan dengan menggunakan plot erosi pada lereng kurang dari 20%, sehingga kurang memadai untuk topografi dengan kemiringan lereng yang terjal. Harper (1988) dalam Asdak (1995) menunjukkan bahwa pada lahan dengan kemiringan lereng lebih besar dari 20%, pemakaian rumus di atas diperoleh hasil yang *over estimate*. Disarankan untuk lereng terjal menggunakan Persamaan 3.11.

$$LS = \left(\frac{L}{22,1}\right)^{0,6} \left(\frac{S}{g}\right)^{1,4} \quad (3.11)$$

dengan:

L = panjang kemiringan

S = kemiringan lereng (%)

g = percepatan gravitasi (9,81 m/s²)

3.6 Faktor Pengolahan Tanah dan Konservasi Lahan

Secara umum, faktor pengolahan tanah (C) menunjukkan keseluruhan pengaruh dari vegetasi, seresah, permukaan tanah, dan aktivitas pengolahan lahan terhadap terjadinya erosi. C adalah nisbah antara besarnya erosi suatu areal dengan vegetasi dan pengelolaan tanaman tertentu terhadap besarnya erosi dari tanah yang identik dan tanpa tanaman.

Sedangkan faktor konservasi lahan (P) merupakan perbandingan antara besarnya erosi pada lahan konservasi terhadap lahan tanpa konservasi. Tindakan konservasi antara lain pembuatan teras, penanaman sejajar kontur, rotasi tanaman, dan pemupukkan.

Penentuan faktor C dan P di lapangan lebih mudah bila digabungkan, karena kedua faktor tersebut berkaitan erat. Beberapa nilai CP telah dapat ditentukan berdasarkan penelitian di Jawa. Salah satunya adalah yang dikeluarkan oleh Dinas Rehabilitasi Lahan dan Konservasi Tanah pada Tabel 3.4.

Tabel 3.4 Faktor Pengolahan Tanah dan Konservasi Lahan (CP)

No.	Penggunaan Lahan	Faktor CP
1	Pemukiman	0,60
2	Kebun campuran	0,30
3	Sawah	0,05
4	Tegalan	0,75
5	Perkebunan	0,40
6	Hutan	0,03
7	Padang rumput	0,07

Sumber: Dinas RLKT, Departemen Kehutanan (1986) dalam Dewi (2017)

3.7 Nisbah Pelepasan Sedimen (*Sediment Delivery Ratio*)

Wischmeier dan Smith (1978) dalam Asdak 1995 menyatakan bahwa SDR adalah perkiraan rasio tanah yang diangkut akibat erosi lahan saat terjadinya limpasan permukaan. Nilai SDR dipengaruhi oleh bentuk muka bumi dan faktor lingkungan. Secara teori semakin landai rata-rata kemiringan lereng dengan semakin luasnya ukuran DAS maka akan semakin kecil produksi sedimen per satuan luas. Telah banyak rumus empiris SDR yang dikembangkan berdasarkan luas DAS seperti Boyce (1975), Reinfro (1975), Vanoni (1975) dan USDA (1972). Penelitian ini menggunakan Persamaan 3.11 yang dirumuskan oleh USDA (1972) dalam Ollie (2017) sebagai berikut.

$$SDR = 0,375 A_{DAS}^{-0,135} - 0,127 \quad (3.12)$$

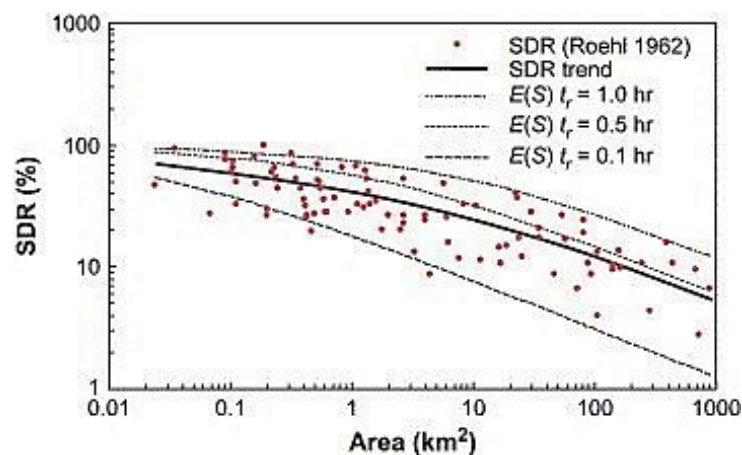
dengan:

SDR = *sediment delivery ratio* (tidak berdimensi)

A_{DAS} = luas DAS (km^2)

Selain itu nilai SDR dapat pula ditentukan dengan menggunakan grafik hubungan antara DAS dan besarnya SDR seperti dikemukakan oleh Roehl (1962) dalam Asdak (1995). Cara penentuannya sederhana yaitu apabila luas daerah tangkapan air suatu Das sudah diketahui, maka besarnya SDR dicari dengan menarik garis vertikal dari angka luas tertentu pada sumbu X (satuan mil persegi

atau kilometer persegi) sampai bersinggungan dengan kurva SDR. Dari titik persinggungan tersebut ditarik garis horizontal sampai menyentuh sumbu Y, adalah angka SDR yang dicari.



Gambar 3.2 Besarnya Angka SDR yang Ditentukan Berdasarkan Luas DAS

(Sumber: Roehl (1962) dalam Asdak (1995))

3.8 Sedimen Potensial (*Sediment Yield*)

Hasil sedimen suatu DAS dapat diketahui dari SDR. Hubungan antara erosi lahan, angkutan sedimen dan *sediment delivery ratio* dapat diformulasikan sebagai berikut:

$$SY = SDR \times A \quad (3.13)$$

dengan:

SY = *Sediment Yield*/angkutan sedimen (ton/ha.th)

SDR = *sediment delivery ratio* (tidak berdimensi)

A = Laju erosi rata-rata tahunan (ton/ha.th)

3.9 Sabo Dam

3.9.1 Umum

Kata “sabo” berasal dari Bahasa Jepang yang artinya penanggulangan atau pengendalian pasir (sa = pasir, bo = pengendalian atau penanggulangan). Sedangkan “dam” merupakan bangunan melintang di sungai yang berfungsi menahan sedimen yang terbawa air sungai. Sejalan dengan perkembangan dam,

Mr. Tomoaki Yokota dari Jepang memperkenalkan teknik perencanaan dam dikenal dengan “technosabo”. Technosabo diperkenalkan dan diaplikasikan pertama kali di Indonesia pada 1969 di lereng Gunung Merapi, Yogyakarta.

Sabo dam adalah konstruksi pembendung aliran sedimen atau debris yang dibuat melintang sungai dengan ketinggian mercu tertentu sesuai kaidah perencanaan sabo. Bangunan sabo dam berfungsi mereduksi volume hanyutan sedimen akibat erosi dengan menampungnya dalam kolam hulunya sehingga tidak memasuki waduk atau bendungan. Umumnya konstruksi sabo menggunakan pondasi mengambang (*floating foundation*) yaitu pondasi yang dibangun pada dasar sungai yang terbentuk oleh endapan sedimen yang terkonsolidasi.

3.9.2 Macam, Fungsi, dan Letak Sabo Dam

Macam bangunan sabo dam sangat beragam dengan fungsi dan perletakan bangunan pada titik sungai tertentu pula. Macam sabo dam tergantung dari keadaan setempat seperti konfigurasi palung sungai (sempit, lebar, dalam atau dangkal) dan jenis material sedimen serta fungsi sampingannya (sebagai bendung irigasi, jembatan penghubung dan mikrohidro). Dijabarkan macam, fungsi dan letak bangunan sabo pada Tabel 3.4.

Tabel 3.5 Macam, Fungsi dan Letak Sabo Dam

No.	Macam	Fungsi	Letak
1	Dam penahan bertingkat (<i>stopped dam</i>)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Mencegah produksi sedimen akibat erosi pada alur sungai yang curam 2. Menjaga longsor tebing sungai akibat gerusan pada kaki tebing 3. Meredam tenaga energi 4. Mencegah perluasan galur 5. Mencegah erosi vertikal horizontal 	Di daerah hulu pada sungai dengan bentuk huruf “V”
2	Dam pengendali (<i>check dam</i>)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Mengendalikan sedimen (menahan, menampung, mengontrol) 2. Memperkecil aliran debris 3. Mereduksi debit puncak sedimen 4. Mengubah sifat aliran massa menjadi aliran individu 	Di daerah hulu, pada sungai dengan bentuk profil sungai huruf “U”
3	Dam konsolidasi (<i>groundsill/consolidation dam</i>)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Menstabilkan dasar sungai 2. Mengarahkan alur sungai 3. Menahan dan mengendalikan sedimen 	Di daerah tengah, di sebelum hilir dasar yang di stabilisasi

No.	Macam	Fungsi	Letak
4	Kantong sedimen (<i>sand pocket</i>)	1. Menampung sedimen 2. Mencegah penyebaran aliran sedimen	Di daerah tengah, pada kipas aluvial
5	Kanalisisasi (<i>channel works</i>)	1. Mengatur/menstabilkan alir sungai agar tidak berpindah atau berbelok 2. Mengalirkan air banjir dan mencegah erosi dasar sungai	Di daerah hilir, pada kipas aluvial
6	Tanggul pengarah (<i>training dike</i>)	1. Mencegah limpasan sedimen/debris 2. Mengarahkan aliran sedimen/ debris	Di daerah hilir, pada tempat-tempat rawan limpasan
7	Lindung tebing (<i>bank protection</i>)	Melindungi tebing terhadap erosi	Di daerah hilir, pada tebing yang rawan longsor

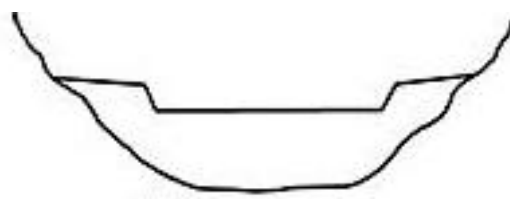
Sumber: Puslitbang Sabo Yogyakarta (2000)

3.9.3 Tipe Dam

Bangunan sabo dam terdapat dua tipe yaitu tipe tertutup dan terbuka. Di bawah ini dijelaskan mengenai tipe sabo dam tertutup dan terbuka.

1. Tipe Tertutup

Dam tipe tertutup secara efektif dapat menahan, menampung dan mengurangi aliran sedimen. Aliran sedimen mengisi ruang tampung secara cepat maupun lambat tergantung skala dan interval banjir. Jika volume tampungan dam sudah terisi penuh (*dead volume*) maka fungsi dam hanya sebagai penahan dan pereduksi debit puncak sedimen.



Gambar 3.3 Sabo Dam Tipe Tertutup

2. Tipe Terbuka

Umumnya dam tipe terbuka terdapat dua macam bentuk yaitu *silt* (celah) dan bentuk grid. Prinsipnya tipe terbuka adalah terdapat lubang pada tubuh *maindam* (dam utama). Dimensi lubang tersebut harus memenuhi persyaratan agar mampu mengalirkan sedimen ke hilir secara perlahan dan bertahap pada saat banjir.

- a. Dam terbuka berbentuk *silt* efektif dalam mengurangi debit puncak sedimen karena volume kontrol dapat direncanakan dengan menentukan dimensi dan jumlah celah. Makin kecil dimensi, semakin besar volume kontrol sedimen.



Gambar 3.4 Sabo Dam Tipe Terbuka Berbentuk *Silt* (Kiri) dan Lubang (Kanan)

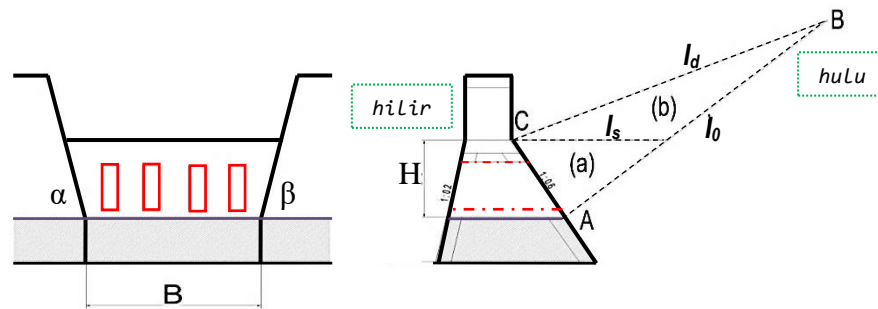
- b. Dam terbuka berbentuk *grid* umumnya dibuat menggunakan pipa baja atau rangka baja. Bentuk ini sangat efektif untuk menangkap batu besar dan batang kayu yang tersangkut saat banjir atau pada saat terjadi aliran debris kolektif, sedangkan material sedimen dengan ukuran yang lebih halus akan lolos ke hilir.

3.9.4 Kapasitas Sabo Dam

Efektivitas bangunan sabo dam dapat dilihat dari beberapa aspek antara lain apakah volume tampungan mati (*dead storage*) dan volume sedimen terkendali (*control volume*) pada masing-masing sabo dam telah sesuai rencana, apakah bangunan sabo dam dalam kondisi baik dan stabil, tidak mengalami kerusakan akibat banjir lahar, dan apakah fluktuasi dasar sungai dapat terkendali sesuai dengan rencana (Sumaryono, A., dkk, 2011).

Kapasitas bangunan sabo dam adalah daya atau kemampuan bangunan sabo dam untuk menampung dan mengalirkan sedimen. Kapasitas ini dihitung dengan mempertimbangkan parameter lebar sungai, tinggi sabo dam, dan kemiringan dasar sungai sebelum ada bangunan dan kemiringan dasar sungai rencana.

Kapasitas tampung bangunan sabo dam merupakan volume yang terbentuk antara kemiringan dasar sungai I_0 dengan kemiringan statis I_s , sedangkan volume kontrol merupakan volume yang terbentuk oleh kemiringan statis I_s dengan kemiringan dinamis I_d (Kusumobroto, 2013).



Gambar 3.5 Penampang Melintang (Kiri) dan Memanjang (Kanan) Sabo Dam

(Sumber: Cahyono (2000))

Gambar potongan memanjang terdapat bagian (a) adalah *dead storage* dan (b) adalah *control volume*. Kapasitas tampung sabo dam merupakan jumlah dari *dead storage* dan *control volume*. Menurut Cahyono (2000) besar kapasitas tampung sabo dam dapat dihitung dengan persamaan matematis berikut.

$$V = 0,5HL \left(B + \frac{H}{3} (\cot \alpha + \cot \beta) \right) \quad (3.14)$$

dengan:

- V = kapasitas tampung sabo dam (m^3)
- H = tinggi efektif dam (m)
- L = panjang mendatar titik A ke B (m)
- B = lebar sungai rata-rata (m)
- α, β = sudut kemiringan tanggul ($^\circ$)