

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA DAN LANDASAN TEORI

2.1 Tinjauan Pustaka

Murtiono (2008) melakukan penelitian yang berjudul “Kajian Model Estimasi Volume Limpasan Permukaan, Debit Puncak Aliran Dan Erosi Tanah Dengan Model *Soil Conservation Service* (SCS), Rasional Dan *Modification Universal Soil Loss Equation* (MUSLE). Penelitian ini menghitung volume limpasan menggunakan metode *Soil Conservation Service* (SCS) dengan hasil volume limpasan sebesar 20.056.462,82 m³. Debit aliran pada penelitian ini dihitung menggunakan metode rasional yang hasilnya sebesar 1.276,57m³/dt. Hasil metode perhitungan erosi tanah dari MUSLE diperoleh sebesar 158,2610 ton/ha/th. Dari hasil perhitungan volume limpasan permukaan, debit puncak aliran dan erosi tanah didapatkan hasil yang lebih besar dari hasil pengamatan di SPAS (*over estimate*).

Sari (2011) melakukan penelitian yang berjudul “Kajian Sedimentasi Dengan MUSLE Model Pada DAS Babon Provinsi Jawa Tengah”. Penelitian ini bertujuan mengetahui hasil sedimen (*sediment yield*) yang dihasilkan oleh DAS Babon berdasarkan kejadian hujan dengan metode MUSLE. Penelitian ini melakukan perbandingan laju sedimentasi dengan metode MUSLE observasi dan MUSLE prediksi. Metode MUSLE observasi dilakukan dengan menghitung debit sedimen dan *KLSCP* dibuat persamaan yang menghasilkan konstanta untuk rumus MUSLE. Metode MUSLE prediksi dilakukan dengan menghitung debit sedimen dan *KLSCP* dengan konstanta yang telah ditetapkan yaitu a=11,8 dan b=0,56. Hasil penelitian ini menunjukkan laju sedimentasi dengan MUSLE prediksi lebih besar (13,576 ton) dibandingkan dengan MUSLE observasi (12,670 ton).

Sridaryanti (2008) melakukan penelitian yang berjudul “Pendugaan Sedimentasi Dengan Metode MUSLE (*Modification of Universal Soil Loss Equation*) Di Situ Cikaret – Cibinong, Bogor”. Penelitian ini bertujuan untuk menduga *Sediment Yield* (SY) atau hasil sedimen dari situ Cikaret dengan metoda MUSLE (*Modification Universal Soil Loss Equation*). Terdapat dua buah inlet

pada Situ Cikaret, yaitu Sungai Bantenan dan Sungai Playangan. Hasil sedimen pada DAS Bantenan dan Playangan berturut-turut yaitu 1.14×10^{-4} ton dan 0,047 ton. Dari hasil kedua DAS tersebut, dapat diperoleh besarnya sedimen total yang terendap pada Situ Cikaret yaitu sekitar 0,0471 ton.

Panjaitan (2013) melakukan penelitian yang berjudul “Kajian Model Estimasi Erosi Tanah Menggunakan Pendekatan Modified Universal Loss Equation (MUSLE) Studi Kasus Hulu Kanal Duri”. Penelitian ini bertujuan mengetahui hasil sedimen (*sediment yield*) yang dihasilkan pada Sub Basin di Hulu Kanal Duri dengan metode MUSLE pada tahun 2002 dan 2012. Pada penelitian ini, debit puncak dihitung menggunakan metode Nakayasu sedangkan volume limpasan dihitung menggunakan metode SCS. Hasil perhitungan hasil sedimen pada Sub Basin di Hulu Kanal Duri tahun 2002 adalah sebesar 29,38 ton dan pada tahun 2012 adalah sebesar 31,16 ton.

Agustian (2018) melakukan penelitian yang berjudul “Studi Erosi Dan Sedimentasi Pada Sub-DAS Krueng Keureuto Kabupaten Aceh Utara”. Penelitian ini bertujuan menghitung laju erosi dan sedimentasi pada Sub-DAS Krueng Keureuto Kabupaten Aceh Utara. Perhitungan laju erosi menggunakan metode RUSLE sedangkan perhitungan laju sedimentasi dengan menggunakan MUSLE. Untuk perhitungan debit puncak dan volume limpasan digunakan metode Hasper dan SCS. Hasil laju erosi rata-rata pada Sub-DAS Krueng Keureuto Kabupaten Aceh Utara sebesar 1.127ton/ha/tahun atau 25.684,47 ton/tahun. Laju sedimentasi yang diperoleh dari Sub-DAS Krueng Keureuto adalah sebesar 2.868,94 ton/tahun.

Qoriaulfa (2016) melakukan penelitian yang berjudul “Analisis Limpasan Langsung Menggunakan Metode Nakayasu, SCS Dan ITB Studi Kasus Sub Das Progo Hulu”. Penelitian ini membandingkan hitungan debit limpasan menggunakan metode Nakayasu, SCS dan ITB dengan debit pengamatan *Automatic Water Level Recorder* (AWLR). Dari ketiga metode tersebut dilakukan modifikasi dan kalibrasi. Hasil modifikasi dan kalibrasi juga dibandingkan dengan debit pengamatan AWLR. Hasil perhitungan debit dari metode Nakayasu SCS dan ITB masih jauh dari debit hasil pengamatan AWLR, sedangkan hasil

perhitungan debit dengan modifikasi dan kalibrasi hasilnya tidak terpaut jauh dengan hasil pengamatan AWLR.

Binilang (2013) melakukan penelitian yang berjudul “Analisis Erosi Dan Sedimentasi Lahan Di Sub Das Panasen Kabupaten Minahasa”. Perhitungan laju erosi dan sedimentasi pada penelitian ini menggunakan metode USLE dan MUSLE. Penelitian ini diawali dengan menganalisis beberapa faktor yang dapat menyebabkan erosi seperti curah hujan (R), jenis tanah untuk menentukan nilai erodibilitas tanah (KET), topografi untuk menghitung faktor kemiringan lereng (LS), pengelolaan lahan dan pengelolaan tanaman untuk memperoleh nilai CP . Pada analisis jumlah sedimentasi faktor erosivitas tanah diganti dengan memperhitungkan debit puncak dan total volume limpasan permukaan. Berdasarkan analisis yang telah dilakukan dengan menggunakan metode USLE dan MUSLE maka diperoleh laju erosi di Sub DAS Panasen pada tahun 2011 sebesar 22,05 ton/ha/tahun atau sama dengan 2537,92ton/thn, dan jumlah sedimentasi sebesar 469,06 ton. Hasil analisis yang ada menunjukkan bahwa tidak semua tanah yang terangkat dari permukaan tanah melalui proses erosi, masuk ke danau dan menjadi sedimen.

2.2 Landasan Teori

2.2.1 Daerah Aliran Sungai

Menurut Undang–Undang Republik Indonesia Nomor 17 Tahun 2019 tentang Sumber Daya Air, Daerah Aliran Sungai (DAS) adalah 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 danau atau ke laut secara alami, yang batas di darat merupakan pemisah topografis dan batas di laut sampai dengan daerah perairan yang masih terpengaruh aktivitas daratan. Daerah aliran sungai biasanya dibagi menjadi daerah hulu , tengah dan hilir.

Daerah Aliran Sungai (DAS) dapat dianggap sebagai suatu ekosistem (Asdak, 1995 dalam Sudarto, 2009). Kajian ekosistem DAS dibagi menjadi tiga daerah, yaitu:

a) Daerah Hulu Sungai

Daerah hulu sungai merupakan daerah konservasi dan mempunyai karakteristik alam antara lain: kemiringan lahan (*slope*) tajam, bukan daerah banjir genangan dan kerapatan drainasinya tinggi, vegetasi penutup lahan umumnya merupakan tegakan hutan, pemakaian air ditentukan oleh pola drainase.

b) Daerah Tengah Sungai

Daerah aliran sungai bagian tengah merupakan daerah transisi dari kedua karakteristik biogeofisik DAS hulu dan hilir.

c) Daerah Hilir Sungai

Daerah hilir sungai merupakan daerah pemanfaatan dan mempunyai karakteristik sebagai berikut: kemiringan lereng (*slope*) kecil sampai dengan sangat kecil (landai), sehingga di beberapa tempat menjadi daerah banjir dan genangan, vegetasi penutup lahan didominasi oleh tanaman pertanian, sedangkan pemakaian airnya diatur dengan beberapa bangunan irigasi.

2.2.2 Perubahan Penggunaan Lahan

Perubahan penggunaan lahan adalah bertambahnya suatu penggunaan lahan dari satu sisi penggunaan yang lainnya diikuti dengan berkurangnya tipe penggunaan lahan yang lainnya diikuti dengan berkurangnya tipe pengguna lahan yang lain dari suatu waktu ke waktu berikutnya, atau berubahnya fungsi suatu lahan pada kurun waktu yang berbeda (Martin, 1993 dalam Eko, 2013). Perubahan penggunaan lahan pada dasarnya adalah peralihan fungsi lahan yang tadinya untuk peruntukan tertentu berubah menjadi peruntukan tertentu pula (yang lain).

Perubahan tata guna lahan yang diakibatkan oleh pertumbuhan kota dan perkembangan sektor lainnya menimbulkan dampak yang cukup signifikan terhadap perubahan nilai limpasan permukaan. Perubahan tata guna lahan dapat berakibat meningkatnya koefisien pengaliran (C) dan intensitas hujan yang tinggi menjadikan debit limpasan permukaan dari air hujan menjadi lebih besar.

2.2.3 Erodibilitas Tanah (K)

Erodibilitas tanah atau faktor erosi tanah merupakan daya tahan tanah baik terhadap penglepasan dan pengangkutan, terutama tergantung pada sifat-sifat tanah, seperti tekstur, stabilitas agregat, kekuatan geser, kapasitas infiltrasi, kandungan bahan organik dan kimiawi. Faktor yang mempunyai pengaruh besar terhadap variasi erodibilitas tanah adalah suhu tanah, tekstur tanah dan kelengasan tanah (Suripin, 2001). Berdasarkan data dari Badan Pengelolaan Daerah Aliran Sungai dan Hutan Lindung Cerucuk Baturusa (2019) diketahui jenis tanah dan nilai erodibilitas tanah (K) di Pulau Bangka. Jenis tanah dan nilai erodibilitas tanah (K) di Pulau Bangka dapat dilihat pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Jenis dan Nilai Faktor Erodibilitas Tanah (K)

No.	Jenis Tanah	Nilai K
1.	<i>Dystropepts</i>	0,26
2.	<i>Sulfaquent</i>	0,31
3.	<i>Halupdox</i>	0,29
4.	<i>Troposaprists</i>	0,29

Sumber : BPDASHL Cerucuk Baturusa, 2019

2.2.4 Faktor Panjang Lereng (L) dan Kemiringan Lereng (S)

Panjang dan kemiringan lereng adalah dua unsur topografi yang paling berpengaruh terhadap aliran permukaan dan erosi. Panjang lereng diukur dari tempat mulai terjadinya aliran air di atas permukaan tanah sampai ke tempat mulai terjadinya pengendapan yang disebabkan oleh berkurangnya kecuraman lereng atau ke tempat aliran air di permukaan tanah masuk ke dalam saluran (Banuwa, 2013). Pengaruh panjang lereng terhadap erosi beragam, hal itu tergantung pada tipe tanah dan pengaruh intensitas curah hujan. Pada umumnya, semakin curam dan panjang suatu lereng dengan intensitas hujan yang tinggi, maka semakin meningkat pula erosi yang terjadi. (Arsyad, 1989 dalam Meylina, 2015). Untuk nilai LS dapat dilihat pada Tabel 2.2.

Tabel 2.2 Konversi Nilai Kemiringan Menjadi Nilai *LS*

No.	Kelas	Kemiringan Lereng (%)	Nilai <i>LS</i>
1.	I	0 – 8	0,4
2.	II	8 – 15	1,40
3.	III	15 – 25	3,10
4.	IV	25 – 45	6,80
5.	V	>45	9,50

Sumber : Arsyad (1989) dan Asdak (1995) dalam Hasibuan (2017)

2.2.5 Faktor Tanaman Penutup Lahan dan Manajemen Tanaman (*C*)

Faktor tanaman (faktor *C*) merupakan pengaruh gabungan antara jenis tanaman, pengelolaan sisa-sisa tanaman, tingkat kesuburan dan waktu pengelolaan tanah. Faktor *C* merupakan rasio kehilangan tanah dari tanah yang diusahakan untuk suatu tanaman yang ditanam searah dengan lereng terhadap kehilangan tanah yang terus menerus dibiarkan tanpa tanaman di atas suatu jenis tanah, lereng dan panjang lereng yang identik (Banuwa, 2013).

Secara umum, faktor *C* dimaksudkan untuk menunjukkan keseluruhan pengaruh dari vegetasi, seresah, permukaan tanah dan aktivitas pengolahan lahan terhadap terjadinya erosi. Oleh karena itu, pada banyak kasus, besaran faktor *C* dalam satu tahun tidaklah sama (Asdak, 2010). Jadi nilai dari berbagai penelitian yang telah dilakukan untuk menilai faktor *C* untuk berbagai tanaman dan pengelolaan tanaman, maka nilai *C* dapat dilihat pada Tabel 2.3.

Tabel 2.3 Nilai Koefisien Pengaliran Berdasarkan Penutupan Lahan

No.	Penggunaan Lahan	Nilai Faktor <i>C</i>
1.	Hutan lahan kering sekunder	0,03
2.	Semak belukar	0,07
3.	Hutan tanaman industri	0,05
4.	Hutan rawa sekunder	0,15
5.	Perkebunan	0,40
6.	Pertanian lahan kering-ladang	0,10
7.	Pertanian lahan kering campuran	0,10
8.	Permukiman	0,60
9.	Sawah	0,15
10.	Tambak	0,05
11.	Lahan Terbuka atau pertambangan	1
12.	Tubuh air/perairan	0,05

Sumber : Suripin & Kodoatie dan Syarief (2005) dalam Basri (2017)

Untuk menganalisis nilai C suatu DAS dapat menggunakan persamaan sebagai berikut (Suripin, 2004):

$$C_{komposit} = \frac{\sum_{i=1}^n C_i \cdot A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \dots\dots\dots (2.1)$$

Keterangan:

$C_{komposit}$ = Koefisien pengaliran suatu DAS

C_i = Koefisien aliran permukaan jenis penutup tanah i

A_i = Luas lahan dengan jenis penutup tanah i

n = Jumlah jenis penutup lahan

2.2.6 Faktor Konservasi Praktis (P)

Nilai faktor tindakan manusia dalam konservasi tanah (P) adalah nisbah antara besarnya erosi dari lahan dengan suatu tindakan konservasi tertentu terhadap besar erosinya pada lahan tanpa tindakan konservasi. Termasuk dalam tindakan konservasi tanah adalah penanaman dalam strip, pengolahan tanah menurut kontur, guludan dan teras (Suripin, 2001). Beberapa nilai faktor P untuk berbagai tindakan konservasi dapat dilihat pada Tabel 2.4.

Tabel 2.4 Nilai Faktor P untuk Berbagai Tindakan Konservasi Tanah Khusus

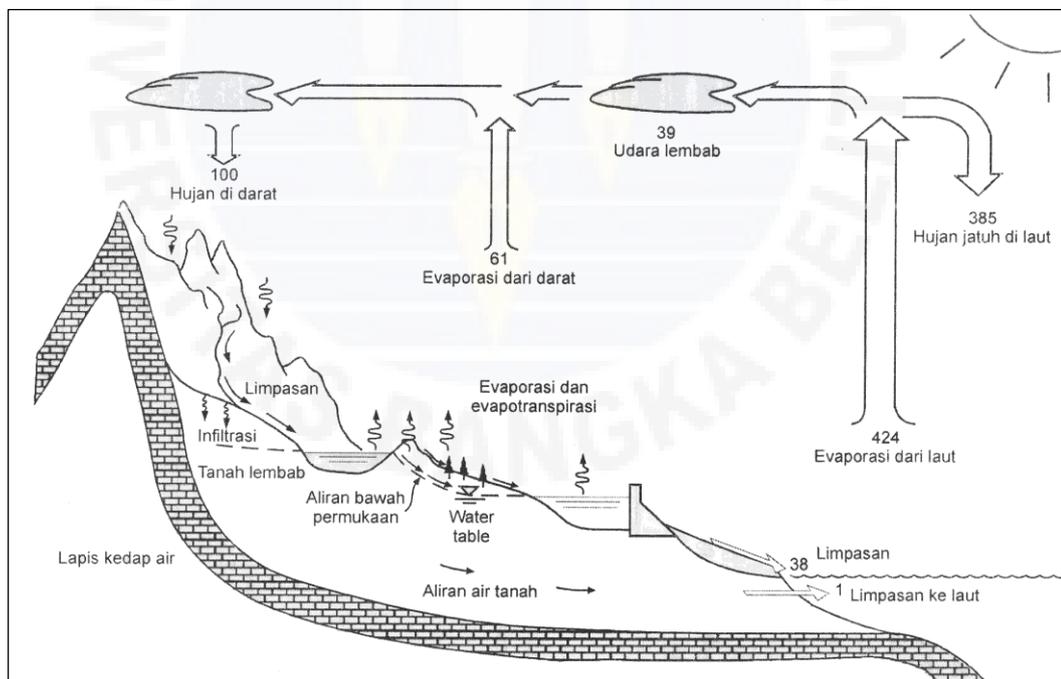
No.	Tindakan Khusus Konservasi Tanah	Nilai P
1.	Teras Bangku 1) : Konstruksi baik Konstruksi sedang Konstruksi kurang baik Teras tradisional	0,04 0,15 0,35 0,40
2.	Strip tanaman rumput Bahia	0,40
3.	Pengolahan tanah dan penanaman menurut garis kontur : Kemiringan 0 - 8 % Kemiringan 9 - 20% Kemiringan lebih dari 20 %	0,50 0,75 0,90
4.	Tanpa tindakan konservasi	1,00

Catatan : 1) Konstruksi teras bangku dinilai dari kerataan dasar teras dan keadaan talud teras.

Sumber : Arsyad (2010) dalam Banuwa (2013)

2.2.7 Siklus Hidrologi

Siklus hidrologi merupakan perjalanan air dari permukaan laut ke atmosfer kemudian ke permukaan tanah dan kembali lagi ke laut yang tidak pernah berhenti tersebut, air tersebut akan tertahan (sementara) di sungai, danau/waduk, dan dalam tanah sehingga dapat dimanfaatkan oleh manusia atau makhluk hidup lainnya (Asdak, 2010). Siklus hidrologi adalah proses yang diawali oleh evaporasi /peguapan kemudian terjadinya kodensasi dari awan hasil evaporasi awan terbentuk sehingga terjadi salju atau hujan yang jatuh ke permukaan tanah. Pada muka tanah air hujan ada yang mengalir di permukaan tanah, sebagian air run off dan sebagian infiltrasi /meresap kedalam lapisan tanah. Air run off mengalir di permukaan tanah kemudian kepermukaan air di sungai, danau, dan laut. Air infiltrasi meresap kedalam lapisan tanah dan akhirnya akan sampai di sungai, danau, dan laut. Kemudian terjadi lagi proses berikutnya (Hasmar,2012 dalam Amri, 2018).



Sumber : Triatmodjo, 2008

Gambar 2.1 Siklus Hidrologi

2.2.8 Curah Hujan

Hujan merupakan faktor yang sangat penting didalam analisis maupun desain hidrologi. Besarnya hujan atau yang disebut curah hujan dapat dihitung dari tebal lapisan air hujan yang jatuh di atas permukaan tanah yang rata dan dinyatakan dalam satuan millimeter (mm). Oleh karena itu, dalam suatu rancangan keairan perlu diperhatikan beberapa faktor hujan antara lain : ketebalan hujan atau tinggi curah hujan, distribusi hujan, frekuensi hujan, intensitas hujan, volume hujan dan jumlah hari hujan sehingga dalam suatu perancangan keairan diperlukan curah hujan rata-rata atau sering disebut sebagai curah hujan daerah (Sasrodarsono dan Takeda, 1978 dalam Sudarto, 2009).

2.2.9 Analisis Frekuensi

Analisis Frekuensi bertujuan mencari hubungan antara besarnya suatu kejadian ekstrem (maksimum atau minimum) dan frekuensinya berdasarkan uji distribusi probabilitas (Kamiana, 2010).

Dalam analisis frekuensi suatu kejadian (hujan atau debit) diperlukan seri data (hujan atau debit) selama beberapa tahun. Pengambilan seri data untuk tujuan analisis frekuensi dapat dilakukan dengan 2 metode, yaitu:

a. Seri Parsial (*Partial Duration Series*)

Metode ini digunakan apabila data yang tersedia kurang dari 10 tahun runtut waktu. Dalam metode ini, ditetapkan dulu batas bawah suatu seri data. Kemudian semua besaran data yang lebih besar dari batas bawah tersebut diambil menjadi bagian seri data. Akibat dari metode pengambilan seri data seri parsial adalah dimungkinkannya dalam satu tahun diambil data lebih dari satu, sementara pada tahun yang lain tidak ada data yang diambil karena data yang tersedia di bawah batas bawah.

b. Data Maksimum Tahunan (*Annual Maximum Series*)

Metode ini digunakan apabila data yang tersedia lebih dari 10 tahun runtut waktu. Dalam metode ini, hanya data maksimum yang diambil untuk setiap tahunnya, atau hanya ada 1 data setiap tahun. Akibat dari metode pengambilan seri data maksimum tahunan adalah data terbesar kedua dalam satu tahun yang

lebih besar nilainya dari data terbesar pada tahun yang lain menjadi tidak diperhitungkan dalam analisis.

2.2.10 Distribusi Probabilitas

Dalam analisis frekuensi data hujan atau data debit guna memperoleh nilai hujan rencana atau debit rencana, dikenal distribusi probabilitas kontinu yang sering digunakan, yaitu: Normal, Log Normal, Log Pearson III dan Gumbel.

Persyaratan jenis distribusi probabilitas yang sesuai dengan data yang dilakukan dengan mencocokkan parameter data tersebut dengan syarat masing-masing jenis distribusi seperti pada Tabel 2.5.

Tabel 2.5 Persyaratan Parameter Statistik Suatu Distribusi

No.	Distribusi	Persyaratan
1.	Gumbel	$C_s \approx 1,14$ $C_k \approx 5,4$
2.	Normal	$C_s \approx 0$ $C_k \approx 3$
3.	Log Normal	$C_s \approx C_v^3 + 3C_v$ $C_k \approx C_v^8 + 6C_v^6 + 15C_v^4 + 16C_v^2 + 3$
4.	Log Pearson III	Selain dari nilai diatas

Sumber : Triatmodjo, 2008

Keterangan Tabel 2.5:

$$\text{Koefisien kepengcengan } (C_s) = \frac{n \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)(S)^3} \dots\dots\dots (2.2)$$

$$\text{Koefisien kurtosis } (C_k) = \frac{n^2 \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4}{(n-1)(n-2)(n-3)(S)^4} \dots\dots\dots (2.3)$$

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} \dots\dots\dots (2.4)$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \dots\dots\dots (2.5)$$

$$\text{Koefisien variasi } (C_v) = \frac{S}{\bar{X}} \dots\dots\dots (2.6)$$

Keterangan:

\bar{X} = Nilai rata-rata dari data hujan (X) mm

S = Standar deviasi dari data hujan (X) mm

n = Banyaknya data pengamatan

X_i = Curah hujan ke- i (mm)

a. Distribusi Probabilitas Normal

Distribusi probabilitas normal adalah simetris terhadap sumbu vertikal dan berbentuk lonceng yang juga disebut distribusi Gauss (Triatmodjo, 2008). Perhitungan hujan rencana berdasarkan distribusi probabilitas normal dapat dipakai jika data yang digunakan adalah berupa data sampel sesuai dengan rumus – rumus berikut:

$$X_T = \bar{X} + K_T.S \dots\dots\dots (2.7)$$

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} \dots\dots\dots (2.8)$$

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \dots\dots\dots (2.9)$$

Keterangan:

X_T = Hujan rencana dengan periode ulang T tahun

\bar{X} = Nilai rata-rata dari data hujan (X) mm

S = Standar deviasi dari data hujan (X) mm

n = Banyaknya data pengamatan

X_i = Curah hujan ke- i (mm)

K_T = Faktor frekuensi, nilainya bergantung dari T pada Variabel Reduksi Gauss yang dapat dilihat pada lampiran 4.

b. Distribusi Probabilitas Log Normal

Distribusi log normal digunakan apabila nilai-nilai dari variable random tidak mengikuti distribusi normal, tetapi nilai logaritmanya memenuhi distribusi normal (Triatmodjo, 2008). Perhitungan hujan rencana berdasarkan distribusi probabilitas Log Normal dapat dipakai jika data yang digunakan adalah berupa data sampel sesuai dengan rumus–rumus berikut:

$$\text{Log } X_T = \text{Log } \bar{X} + K_T x S \text{ Log } X \dots\dots\dots (2.10)$$

$$\text{Log } \bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n \text{Log } X_i}{n} \dots\dots\dots (2.11)$$

$$S \text{ Log } X = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\text{Log } X_i - \text{Log } \bar{X})^2}{n-1}} \dots\dots\dots (2.12)$$

Keterangan:

$\text{Log } X_T$ = Nilai logaritmis hujan rencana dengan periode ulang T

$\text{Log } \bar{X}$ = Nilai rata-rata dari $\text{Log } X$

$S \text{ Log } X$ = Deviasi standar dari $\text{Log } X$

$\text{Log } X_i$ = Nilai logaritmis curah hujan ke- i (mm)

K_T = Faktor frekuensi, nilainya bergantung dari T pada Variabel Reduksi Gauss yang dapat dilihat pada lampiran 4.

c. Distribusi Probabilitas Log Pearson III

Bentuk distribusi Log Pearson III merupakan hasil transformasi dari distribusi Pearson III dengan transformasi variat menjadi nilai Log (Triatmodjo, 2008). Perhitungan hujan rencana berdasarkan distribusi probabilitas Log Pearson III dapat dipakai jika data yang digunakan adalah berupa data sampel sesuai dengan rumus–rumus berikut:

$$\text{Log } X_T = \text{Log } \bar{X} + K_T x S \text{ Log } X \dots\dots\dots (2.13)$$

Keterangan:

$\text{Log } X_T$ = Nilai logaritmis hujan rencana dengan periode ulang T

$\text{Log } \bar{X}$ = Nilai rata-rata dari $\text{Log } X$ (Persamaan 2.11)

$S \text{ Log } X$ = Deviasi standar dari $\text{Log } X$ (Persamaan 2.12)

$\text{Log } X_i$ = Nilai logaritmis curah hujan ke- i (mm)

K_T = Variabel standar, nilainya bergantung koefisien kepercengan (C_s atau G), nilai kepercengan dapat dilihat pada lampiran 5.1 dan 5.2.

$$C_s = \frac{n \sum_{i=1}^n (\text{Log } X_i - \overline{\text{Log } X})^3}{(n-1)(n-2)(S \text{ Log } X)^3} \dots\dots\dots (2.14)$$

Keterangan:

C_s = Faktor Kemencengan

$\text{Log } X_i$ = Logaritma hujan harian maksimum (mm/jam)

d. Distribusi Probabilitas Gumbel

Distribusi Gumbel banyak digunakan untuk analisis data maksimum, seperti untuk analisis frekuensi banjir. Perhitungan hujan rencana berdasarkan distribusi probabilitas Gumbel dapat dipakai jika data yang digunakan adalah berupa data sampel (populasi terbatas) sesuai dengan rumus–rumus berikut:

$$X_T = \bar{X} + S \times K \dots\dots\dots(2.15)$$

$$K = \frac{Y_t - Y_n}{S_n} \dots\dots\dots (2.16)$$

$$Y_t = -Ln - Ln \frac{T-1}{T} \dots\dots\dots (2.17)$$

Keterangan:

X_T = Hujan rencana dengan periode ulang T tahun

\bar{X} = Nilai rata-rata dari data hujan (X) mm (Persamaan 2.8)

S = Standar deviasi dari data hujan (X) mm (Persamaan 2.9)

n = Banyaknya data pengamatan

X_i = Curah hujan ke- i (mm)

K = Faktor frekuensi Gumbel

Y_t = *Reduce variate*, dapat dilihat pada Persamaan 2.17 atau dapat dilihat pada Tabel 2.7

S_n = *Reduce standard*, dapat dilihat pada Tabel 2.6

Y_n = *Reduce mean*, dapat dilihat pada Tabel 2.6

Tabel 2.6 Nilai *Reduce Standart Deviation* (S_n) dan *Reduced Mean* (Y_n)

N	S_n	Y_n	N	S_n	Y_n
10	0,9497	0,4952			
15	1,0210	0,5128	60	1,1750	0,5521
20	1,0630	0,5236	70	1,1850	0,5548
25	1,0910	0,5390	80	1,1940	0,5567
30	1,1120	0,5362	90	1,2010	0,5586
35	1,1280	0,5430	100	1,2060	0,5600
40	1,1410	0,5436	20	1,2360	0,5672
45	1,1520	0,5463	500	1,2590	0,5724
50	1,1610	0,5485	1000	1,2690	0,5745

Sumber : Soemarto, 1997 dalam Kamiana, 2010

Tabel 2.7 Nilai *Reduced Variate* (Y_t)

Periode Ulang T (Tahun)	Y_t
2	0,3665
5	1,4999
10	2,2504
20	2,9702
25	3,125
50	3,9019
100	4,6001

Sumber : Soemarto, 1997 dalam Kamiana, 2010

2.2.11 Uji Distribusi Probabilitas

Uji distribusi probabilitas dimaksudkan untuk mengetahui apakah persamaan distribusi probabilitas yang dipilih dapat mewakili distribusi statistik sampel data yang dianalisis (Kaimana, 2010).

Terdapat 2 metode pengujian distribusi probabilitas, yaitu metode Chi-Kuadrat (χ^2) dan Metode Smirnov-Kolmogorof.

a. Metode Chi-Kuadrat (χ^2)

Rumus yang digunakan dalam perhitungan metode Chi-Kuadrat (χ^2) adalah sebagai berikut:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(O_f - E_f)^2}{E_f} \dots\dots\dots (2.18)$$

Keterangan:

χ^2 = Parameter Chi-Kuadrat terhitung

E_f = Frekuensi yang diharapkan sesuai dengan pembagian kelasnya

O_f = Frekuensi yang diamati pada kelas yang sama

n = Jumlah sub kelompok

Derajat nyata atau derajat kepercayaan (α) tertentu yang sering diambil adalah 5%. Derajat kebebasan (Dk) dihitung dengan rumus :

$$Dk = K - (p + 1) \dots\dots\dots (2.19)$$

$$K = 1 + 3,3 \text{ Log } n \dots\dots\dots (2.20)$$

Keterangan:

Dk = Derajat kebebasan

p = Banyaknya parameter, uji Chi-Kuadrat adalah 2

K = Jumlah kelas distribusi

n = Banyaknya data

Selanjutnya distribusi probabilitas yang dipakai untuk menentukan curah hujan rencana adalah distribusi probabilitas yang mempunyai simpangan maksimum terkecil dan lebih kecil dari simpangan kritis, atau dirumuskan sebagai berikut:

$$\chi^2 < \chi^2_{cr} \dots\dots\dots (2.21)$$

Keterangan:

χ^2 = parameter Chi-Kuadrat terhitung

χ^2_{cr} = parameter Chi-Kuadrat kritis, dapat dilihat pada lampiran 6

b. Metode Smirnov-Kolmogorof (Secara Analitis)

Uji Smirnov-Kolmogorof digunakan untuk membandingkan peluang yang paling maksimum antara distribusi empiris dan distribusi teoritis. Pengujian distribusi probabilitas dengan metode Smirnov-Kolmogorof dilakukan dengan langkah-langkah perhitungan sebagai berikut:

1. Urutkan data (X_i) dari besar ke kecil atau sebaliknya.
2. Tentukan peluang empiris masing-masing data yang sudah diurut tersebut $P(X_i)$ dengan rumus tertentu, misalnya rumus Weibull.

$$P(X_i) = \frac{i}{n+1} \dots\dots\dots (2.22)$$

Keterangan:

n = jumlah data

i = nomor urut data (setelah diurut dari besar ke kecil atau sebaliknya).

3. Tentukan peluang teoritis masing-masing data yang sudah diurut tersebut $P'(X_i)$ berdasarkan persamaan distribusi probabilitas yang dipilih (Gumbel, Normal dan sebagainya).

4. Hitung selisih (ΔP_i) antara peluang empiris dan teoritis untuk setiap data yang sudah diurut :

$$\Delta P_i = P'(X_i) - P(X_i) \dots\dots\dots (2.23)$$

5. Tentukan apakah $\Delta P_i < \Delta P$ kritis, jika “tidak” artinya distribusi probabilitas yang dipilih tidak dapat diterima, demikian sebaliknya.
6. ΔP kritis dapat dilihat pada Tabel 2.12.

Tabel 2.8 Nilai ΔP Kritis Smirnov-Kolmogorof

N	α (derajat kepercayaan)			
	0,20	0,10	0,05	0,01
5	0,45	0,51	0,56	0,67
10	0,32	0,37	0,41	0,49
15	0,27	0,30	0,34	0,40
20	0,23	0,26	0,29	0,36
25	0,21	0,24	0,27	0,32
30	0,19	0,22	0,24	0,29
35	0,18	0,20	0,23	0,27
40	0,17	0,19	0,21	0,25
45	0,16	0,18	0,20	0,24
50	0,15	0,17	0,19	0,23
N > 50	$\frac{1,07}{N^{0,5}}$	$\frac{1,22}{N^{0,5}}$	$\frac{1,36}{N^{0,5}}$	$\frac{1,63}{N^{0,5}}$

Sumber : Soewarno, 1995 dalam Kamiana, 2010

2.2.12 Perhitungan Debit Puncak (Q_p) Menggunakan Metode Haspers

Untuk perhitungan debit puncak (Q_p) dihitung dengan menggunakan metode Haspers. Hal itu dikarenakan metode Haspers digunakan untuk luas DAS < 300 km². Metode Haspers yang digunakan untuk menghitung debit maksimum dirumuskan sebagai berikut (Kamiana, 2010):

$$Q_p = \alpha \times \beta \times I \times A \dots \dots \dots (2.24)$$

Keterangan:

Q_p = Debit maksimum (m³/dt)

α = Koefisien pengaliran

β = Koefisien pengaliran

I = Intensitas hujan (m³/dt/km²)

A = Luas daerah pengaliran (km²)

Koefisien pengaliran (α) ditentukan dengan rumus:

$$\alpha = \frac{1+0,012 \times A^{0,7}}{1+0,075 \times A^{0,7}} \dots \dots \dots (2.25)$$

Koefisien reduksi (β) ditentukan dengan rumus:

$$\frac{1}{\beta} = 1 + \frac{t + 3,7 \times 10^{-0,4 \times t}}{t^2 + 15} \times \frac{A^{3/4}}{12} \dots\dots\dots (2.26)$$

Waktu konsentrasi (t_c) ditentukan dengan rumus:

$$t_c = 0,1 \times L^{0,8} \times S^{-0,3} \dots\dots\dots (2.27)$$

Keterangan:

L = Panjang sungai utama

S = Kemiringan sungai rata-rata

Kemiringan sungai rata-rata dihitung dengan rumus:

$$S = \frac{H}{0,9 \times L} \dots\dots\dots (2.28)$$

Keterangan:

S = Kemiringan sungai rata-rata

L = Panjang sungai utama

H = Selisih antara elevasi hulu sungai dan hilir

Besarnya curah hujan (r dalam satuan mm) untuk lama hujan tertentu ($t = t_c$ dalam satuan jam) dan hujan harian maksimum (R_{24} dalam satuan mm) dirumuskan sebagai berikut:

a. Untuk $t < 2$ jam

$$r = \frac{t \times R_{24}}{t + 1 - 0,0008 \times (260 \times R_{24}) \times (2-t)^2} \dots\dots\dots (2.29)$$

b. Untuk $2 \text{ jam} < t < 19 \text{ jam}$

$$r = \frac{t \times R_{24}}{t+1} \dots\dots\dots (2.30)$$

c. Untuk $19 \text{ jam} < t < 30 \text{ hari}$

$$r = 0,707 \times R_{24} \times (t+1)^{1/2} \dots\dots\dots (2.31)$$

Besarnya intensitas hujan (I dalam satuan $\text{m}^3/\text{dt}/\text{km}^2$) ditentukan berdasarkan hubungan antara r (mm) dan t (jam) dengan rumus:

$$I = \frac{r}{3,6 \times t} \dots\dots\dots (2.32)$$

2.2.13 Perhitungan Volume Limpasan Permukaan (Vq)

Limpasan permukaan adalah bagian dari curah hujan yang mengalir diatas permukaan tanah menuju sungai, danau dan lautan. Nilai limpasan permukaan

yang penting untuk keperluan evaluasi DAS adalah kondisi volume limpasan permukaan yang terjadi sebelum selama dan suatu kegiatan.

Dalam memperkirakan volume limpasan permukaan dari suatu DAS, dibutuhkan data kedalaman hujan efektif (Pe). Perhitungan nilai Pe digunakan metode yang dikembangkan oleh US. *Soil Conservation Service* atau juga dikenal sebagai metode SCS. Metode SCS berusaha mengaitkan karakteristik DAS seperti tanah, vegetasi dan tataguna lahan dengan bilangan kurva air larian CN (*runoff Curve Number*) yang menunjukkan potensi air larian untuk curah hujan tertentu (Triatmodjo, 2008). Analisa perhitungan untuk mendapatkan nilai volume aliran pada suatu kejadian hujan (Vq) dapat dihitung dengan persamaan:

$$Vq = Pe \times A \dots\dots\dots (2.33)$$

Keterangan:

Vq = Volume aliran pada suatu kejadian (m^3)

Pe = Nilai volume limpasan tahunan (mm)

A = Luas DAS (km^2)

$$Pe = \frac{(P-0,2 S)^2}{P+0,8 S} \dots\dots\dots (2.34)$$

Keterangan:

Pe = Kedalaman hujan efektif (mm)

P = Curah hujan (mm)

S = Perbedaan antara curah hujan dan air larian (mm).

Besarnya perbedaan antara curah hujan dan air larian (S), berhubungan dengan angka *Curve Number* (CN) dimana persamaannya adalah :

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \dots\dots\dots (2.35)$$

CN adalah *Curve Number* yang merupakan fungsi dari karakteristik DAS seperti tipe tanah, tanaman penutup, tataguna lahan, kelembaban dan cara pengerjaan tanah (Triatmodjo, 2008). Angka CN (*Curve Number*) bervariasi dari 0 – 100. Jika nilai 100 menunjukkan bahwa semua curah hujan diubah ke dalam limpasan langsung tidak ada abstraksi, sedangkan untuk CN bernilai nol maka tidak ada limpasan langsung yang dihasilkan. Nilai CN untuk berbagai tataguna lahan diberikan dalam Tabel 2.13.

Tabel 2.9 Nilai *CN* Untuk Beberapa Tataguna Lahan

Jenis Tataguna Tanah	Tipe Tanah			
	A	B	C	D
Pertanian lahan kering campur	62	71	78	81
Belukar	48	67	77	82
Perkebunan	32	58	72	79
Hutan Lahan Kering Sekunder	45	66	77	83
Lahan Terbuka	77	86	91	94
Belukar Rawa	98	98	98	98
Pertambangan	77	86	91	94
Permukiman	51	68	79	84

Sumber : USDA, 2004

Jenis tanah juga sangat berpengaruh terhadap nilai limpasan. Jenis tanah dibagi empat kelompok yaitu :

Kel A : terdiri dari tanah dengan limpasan rendah, mempunyai laju infiltrasi tinggi. Terutama untuk tanah pasir (*deep sand*) dengan *silty* dan *clay* sangat sedikit; juga kerikil (*gravel*) yang sangat lulus air.

Kel B : terdiri dari tanah dengan potensi limpasan agak rendah, laju infiltrasi sedang. Tanah berbutir sedang (*sandy soils*) dengan laju meloloskan air sedang.

Kel C : terdiri dari tanah dengan potensi limpasan agak tinggi, laju infiltrasi lambat jika tanah sepenuhnya basah. Tanah berbutir sedang sampai halus (*clay* dan *colloids*) dengan laju meloloskan air lambat.

Kel D : terdiri dari tanah dengan potensi limpasan tinggi, mempunyai laju infiltrasi sangat lambat. Terutama tanah liat (*clay*) dengan daya kembang (*swelling*) tinggi, tanah muka air tanah permanen tinggi, tanah dengan lapis lempung di dekat permukaan dan tanah yang dilapisi dengan bahan kedap air. Tanah ini mempunyai laju meloloskan air sangat lambat.

Untuk mengetahui lebih jelas tentang klasifikasi tanah berdasarkan tekstur tanah dapat dilihat pada Tabel 2.10.

Tabel 2.10 Klasifikasi Tanah Secara Hidrologi Berdasarkan Tekstur Tanah

Tekstur Tanah	Laju Infiltrasi Minimum (f_c) (mm/jam)	Pengelompokkan Tanah Secara Hidrologi
<i>Sand</i>	210	A
<i>Loamy Sand</i>	61	A
<i>Sandy Loam</i>	26	B
<i>Loam</i>	13	B
<i>Silty Loam</i>	6,9	C
<i>Sandy Clay loam</i>	4,3	C
<i>Silty Clay loam</i>	2,3	D
<i>Clay Loam</i>	1,5	D
<i>Sandy Clay</i>	1,3	D
<i>Silty Clay</i>	1,0	D
<i>Clay</i>	0,5	D

Sumber : Triatmodjo, 2008

2.2.14 Sedimentasi

Sedimen adalah tanah dan bagian-bagian yang terangkut oleh air dari suatu tempat yang mengalami erosi pada suatu DAS dan masuk ke dalam suatu badan air (Arsyad, 2010 dalam Banuwa, 2013), sedangkan sedimentasi adalah proses terangkutnya/terbawanya sedimen oleh suatu limpasan/aliran air yang mengendap pada suatu tempat yang kecepatan airnya melambat atau terhenti seperti pada saluran sungai, waduk, danau maupun kawasan tepi teluk/laut (Arsyad, 1989 dalam Sari, 2011).

Hasil sedimen (*sediment yield*) adalah besarnya sedimen yang berasal dari erosi yang terjadi di daerah tangkapan air yang diukur pada periode waktu dan tempat tertentu. Hasil sedimen biasanya diperoleh dari pengukuran sedimen terlarut dalam sungai (*suspended sediment*) atau dengan pengukuran langsung di dalam waduk (Asdak, 2010).

2.2.15 Proses Terjadinya Sedimentasi

Proses terjadinya sedimentasi atau pengendapan terdiri atas tiga tahapan berurutan yaitu, pengelupasan (*detachment*), pengangkutan (*transportation*) dan pengendapan (*sedimentation*). Tahap pengelupasan (*detachment*) terjadi karena turunnya air hujan yang mengenai permukaan tanah. Air yang memukul

permukaan tanah secara langsung dapat menghancurkan agregat-agregat tanah sekaligus melepaskan partikel-partikel tanah.

Tahap pengangkutan (*transportation*) diawali dengan partikel-partikel tanah yang terlepas akan menutupi pori-pori tanah yang ada sehingga bisa menurunkan kemampuan tanah untuk menyerap air. Dengan tertutupnya pori-pori tanah, air tidak bisa masuk ke dalam tanah sehingga terjadilah aliran air. Aliran air akan membawa lapisan tanah atas ke tempat yang lebih rendah, kemudian diendapkan.

Aliran permukaan akan memiliki kemampuan untuk memindahkan atau menghanyutkan partikel-partikel tanah yang telah dilepaskan dari agregat-agregat tanah. Pada lahan dengan kemiringan yang besar akan mempercepat aliran permukaan, sedangkan pada lahan relatif datar, kecepatan aliran berkurang akan menyebabkan sedimentasi sementara pada lahan ini. Pengendapan yang terus menerus pada tanah yang datar tersebut akan membentuk yang agak miring atau miring, sehingga pada waktu hujan, partikel-partikel tanah yang terendap sementara akan terangkut kembali ke tempat-tempat yang lebih datar atau ke sungai-sungai. Arus sungai dapat mendorongnya lebih lanjut ke muara, tetapi apabila arus sungai lemah maka sungai tersebut akan terjadi pendangkalan. Tahapan ini dikenal dengan tahap pengendapan (*sedimentation*).

2.2.16 Faktor-Faktor Yang Mempengaruhi Sedimentasi

Faktor-faktor yang mempengaruhi sedimentasi (Strand dan Pemberton, 1992 dalam Bunganaen, 2011), adalah:

a. Jumlah dan intensitas hujan

Jumlah hujan yang besar tidak selalu menyebabkan erosi berat jika intensitasnya rendah, dan sedikit erosi karena jumlah hujannya sedikit. Jika jumlah dan intensitas hujan keduanya tinggi, maka terjadinya sedimentasi semakin tinggi juga.

b. Formasi geologi dan jenis tanah

Tanah yang mempunyai nilai erodibilitas tinggi berarti tanah tersebut peka atau mudah tererosi, sebaliknya tanah dengan erodibilitas rendah berarti tanah tersebut resisten atau tahan terhadap erosi.

c. Tata guna lahan

Dengan adanya penggunaan lahan, seperti penanaman tanaman di sekitar Daerah Aliran Sungai (DAS) maka akan meningkatkan cadangan air tanah dan mengurangi aliran permukaan. Sebaliknya, apabila pada DAS dengan tata gunanya terganggu atau rusak, maka akan mengurangi kapasitas infiltrasi, sehingga dengan demikian aliran permukaan akan meningkat dan dapat menimbulkan erosi yang menyebabkan adanya sedimentasi.

d. Erosi di bagian hulu

Erosi merupakan faktor yang mempengaruhi sedimentasi karena sedimentasi merupakan akibat lanjut dari erosi itu sendiri.

e. Topografi

Tampak rupa muka bumi atau topografis seperti kemiringan lahan, kerapatan parit atau saluran dan bentuk-bentuk cekungan lainnya mempunyai pengaruh pada sedimentasi.

Proses sedimentasi di daerah pengaliran dipengaruhi oleh faktor-faktor seperti luasan daerah pengaliran, keadaan geologi dan topografi daerah. Kapasitas sedimen yang dihasilkan sungai biasanya berbanding lurus dengan luas daerah pengalirannya. Faktor-faktor yang mempengaruhi pergerakan sedimen dalam air adalah kecepatan aliran, sifat aliran, distribusi ukuran, diameter sedimen, sifat kohesi, spesifik gravitasi material yang dibawa, kekasaran saluran, gangguan pada aliran, dan kemampuan material bergerak. Selain itu, sedimentasi juga dipengaruhi oleh faktor-faktor erosi yaitu tanah, lereng dan vegetasi.

2.2.17 Dampak Sedimentasi

Dampak dari proses sedimentasi di sungai adalah terjadinya pengendapan sedimen di dasar sungai menyebabkan naiknya dasar sungai yang menyebabkan naiknya dasar sungai, kemudian menyebabkan tingginya muka air sehingga berakibat sering terjadinya banjir yang menimpa lahan-lahan yang tidak dilindungi. Erosi tanah tidak hanya berpengaruh negatif pada lahan dimana terjadi erosi, tetapi juga di daerah hilirnya dimana material sedimen diendapkan. Banyak bangunan-bangunan sipil di daerah hilir akan terganggu, saluran-saluran, jalur

navigasi air, waduk-waduk akan mengalami pengendapan sedimen. Disamping itu kandungan sedimen yang tinggi pada air sungai juga akan merugikan pada penyediaan air bersih yang bersumber dari air permukaan, biaya pengelolaan akan menjadi lebih mahal (Suripin, 2001).

Sedimentasi juga menyebabkan kesulitan dalam mengoperasikan pintu-pintunya jika terjadi di bendungan atau pintu-pintu air. Hal itu dikarenakan pembentukan pulau-pulau pasir (*sand bars*) di sebelah hulu bendungan atau pintu air akan mengganggu aliran air lewat bendungan atau pintu air. Pada lahan pertanian sedimentasi dapat menyebabkan berkurangnya produktivitas lahan pertanian.

2.2.18 Prediksi Hasil Sedimen

Mengingat bahwa harga nisbah pengangkutan sedimen (*sediment delivery Ratio*) tidak menentu dan harganya bervariasi dari suatu tempat ke tempat lainnya, Williams (1975) dalam Suripin (2001) melakukan modifikasi metode USLE karena metode ini tidak dapat memprediksi pengendapan dan tidak memperhitungkan hasil sedimen dari erosi parit, tebing sungai dan dasar sungai. Metode USLE dimodifikasi dengan mengganti faktor R dengan faktor aliran. Selanjutnya metode ini dinamai *Modified Of Universal Soil Loss Equation* (MUSLE) yang merupakan modifikasi dari metode USLE. Metode ini telah memperhitungkan baik erosi maupun pergerakan sedimen pada DAS berdasarkan pada kejadian hujan tunggal (*single event*). MUSLE tidak menggunakan faktor energi hujan sebagai penyebab terjadinya erosi melainkan menggunakan faktor limpasan permukaan, sehingga MUSLE tidak memerlukan faktor *sediment delivery ratio* (SDR), karena nilainya bervariasi dari satu tempat ke tempat lainnya. Faktor limpasan permukaan mewakili energi yang digunakan untuk penghancuran dan pengangkutan sedimen.

Menurut Wischmeier dan Smith (1978) dalam Arekhi (2010) metode USLE dikembangkan untuk memperkirakan kehilangan tanah tahunan dari bidang tanah kecil dengan panjang rata-rata 22 m, tetapi penerapannya pada kejadian hujan tunggal dan area yang luas menyebabkan hasil yang tidak akurat. Dengan

menggabungkan model hidrologi curah hujan membuat hasil yang lebih akurat. Secara khusus, metode MUSLE meningkatkan akurasi prediksi hasil sedimen. Persamaan MUSLE dapat dituliskan dalam bentuk (Williams, 1975 dalam Suripin 2001):

$$SY = 11,8(Vq.Qp)^{0,56} \cdot K.C.P.LS. \dots\dots\dots (2.36)$$

Keterangan :

SY = Sedimen terangkut (ton)

Vq = Volume limpasan permukaan (m^3)

Qp = Debit puncak (m^3/s)

K = Indeks Erodibilitas Tanah

C = Indeks pengelolaan tanaman

P = Indeks tindakan konservasi tanah

LS = Indeks panjang dan kemiringan lereng

