

## BAB III

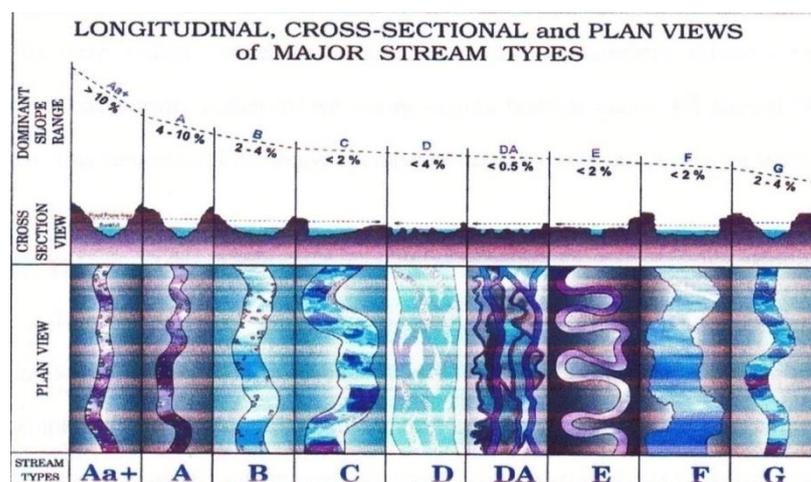
### LANDASAN TEORI

#### A. Tipe Morfologi Sungai

Morfologi sungai merupakan hal yang menyangkut kondisi fisik sungai tentang geometri, jenis, sifat, dan perilaku sungai dengan segala aspek perubahannya dalam dimensi ruang dan waktu, dengan demikian menyangkut sifat dinamik sungai dan lingkungannya yang saling berkaitan antara satu dengan yang lainnya

Morfologi sungai sangat dipengaruhi oleh berbagai faktor di antaranya, kondisi aliran, proses angkutan sedimen, kondisi lingkungan, serta aktifitas manusia di sekitarnya. Proses geomorfologi utama yang terjadi di sungai adalah erosi, longsor tebing, dan sedimentasi. Air yang mengalir di sungai sebagai fungsi dari gaya gravitasi merupakan sarana transport material yang longsor dan atau tererosi, kemudian tersedimentasi pada daerah yang lebih rendah. Dalam menentukan morfologi sungai, diperlukan data-data geometri sungai meliputi lebar sungai, kedalaman, penampang sungai, koordinat lokasi dan kemiringan dasar sungai.

Rosgen, (1996) tipe – tipe morfologi sungai yang ditunjukkan pada Gambar 3.2 adalah sebagai berikut :



Gambar 3.1 Tipe Bentuk Morfologi (Rosgen,1996)

a. Tipe Sungai Kecil “Aa+”

Memiliki kemiringan yang sangat curam ( $>10\%$ ), saluran berparit yang baik, memiliki rasio lebar/ kedalaman (W/D Ratio) yang rendah dan sepenuhnya dibatasi oleh saluran kecil. Bentuk dasar pada umumnya merupakan cekungan luncur dan aliran terjun. Tipe sungai kecil “Aa+” banyak dijumpai pada dataran dengan timbunan agregat, zona pengendapan seperti aliran sungai bersalju, bentuk lahan yang secara struktural dipengaruhi oleh patahan, dan zona pengendapan yang berbatasan dengan tanah residu. Arus sungai umumnya beraliran air deras atau air terjun. Tipe sungai kecil “Aa+” disebut sebagai *system suplai* sedimen berenergi tinggi disebabkan lereng saluran yang curam dan potongan melintang saluran yang sempit dan dalam.

b. Tipe Sungai Kecil “A”

Tipe sungai kecil “A” hampir sama dengan tipe sungai kecil “Aa+” yang telah dilepaskan dalam pengertian bentuk lahan dan karakteristik saluran. Yang membedakannya adalah bahwa lereng saluran berkisar antara 4% sampai 10% dan arus sungai kecil umumnya merupakan sebuah cekungan dengan air kantung (*scour pool*).

c. Tipe Sungai Kecil “B”

Tipe sungai kecil B umumnya pada tanah dengan kemiringan curam dan sedikit miring, dengan bentukan lahan utama sebagai kolam belerang yang sempit. Banyak sungai kecil tipe B adalah hasil pengaruh perkembangan dari zona struktural, patahan, sambungan, simpanan koluvial – alluvial, dan bagian lereng lembah yang terkontrol secara struktural menjadi lembah sempit yang membatasi pengembangan dataran banjir. Tipe sungai B mempunyai saluran berparit, rasio lebar/kedalaman (W/D Ratio) ( $>2$ ), sinusitis saluran rendah dan didominasi oleh aliran deras. Morfologi bentuk dasar yang dipengaruhi oleh runtuh dan pembatasan lokal, umumnya menghasilkan air kantung (*scour pool*) dan aliran deras, serta tingkat erosi pinggir sungai yang relatif rendah.

d. Tipe Sungai Kecil “C”

Tipe sungai kecil C terdapat pada lembah yang relatif sempit sampai lembah lebar yang berasal dari endapan alluvial. Saluran tipe C memiliki dataran banjir yang berkembang dengan baik, kemiringan saluran  $>2\%$  dan morfologi bentuk dasar yang mengidentifikasi konfigurasi cekungan. Potongan dan bentuk dari tipe sungai C dipengaruhi oleh rasio lebar/kedalaman yang umumnya  $> 12$  dan sinusitas  $> 1,4$ . Bentuk morfologi utama dari tipe sungai kecil C adalah saluran dengan relief rendah, kemiringan rendah, sinusitas sedang, saluran berparit rendah, rasio lebar per kedalaman tinggi, serta dataran banjir yang berkembang dengan baik.

e. Tipe Sungai Kecil “D”

Tipe sungai kecil D mempunyai konfigurasi yang unik sebagai sistem saluran yang menunjukkan pola berjaln, dengan rasio lebar per kedalaman sungai yang sangat tinggi ( $>40$ ), dan lereng saluran umumnya sama dengan lereng lembah. Tingkat erosi pinggir sungai tinggi dan rasio lebar aliran sangat rendah dengan suplai sedimen tidak terbatas. Bentuk saluran merupakan tipe pulau yang tidak bervegetasi. Pola saluran berjaln dapat berkembang pada material yang sangat kasar dan terletak pada lembah dengan lereng yang cukup curam, sampai lembah dengan gradient rendah, rata, dan sangat bebas yang berisi material yang lebih halus.

f. Tipe Sungai Kecil “DA” (Beranastomosis)

Tipe sungai kecil DA atau beranastomosis adalah suatu system saluran berjaln dengan gradien sungai sangat rendah dan lebar aliran dari tiap saluran bervariasi. Tipe sungai kecil DA merupakan suatu sistem sungai stabil dan memiliki banyak saluran dan rasio lebar per kedalaman serta sinusitas bervariasi dari sangat rendah sampai sangat tinggi.

g. Tipe Sungai Kecil “E”

Tipe sungai kecil E merupakan perkembangan dari tipe sungai kecil F, yaitu mulai saluran yang lebar, berparit dan berkelok, mengikuti perkembangan

dataran banjir dan pemulihan vegetasi dari bekas saluran F. Tipe sungai kecil E agak berparit, yang menunjukkan rasio lebar per kedalaman saluran yang sangat tinggi dan menghasilkan nilai rasio lebar aliran tertinggi dari semua tipe sungai. Tipe sungai kecil E adalah cekungan konsisten yang menghasilkan jumlah cekungan tertinggi dari setiap unit jarak saluran. Sistem sungai kecil tipe E umumnya terjadi pada lembah alluvial yang mempunyai elevasi rendah.

#### h. Tipe Sungai Kecil “F”

Tipe sungai kecil F adalah saluran berkelok yang berparit klasik, mempunyai elevasi yang relatif rendah yang berisi batuan yang sangat lapik atau material yang mudah terkena erosi. Karakteristik sungai kecil F adalah mempunyai rasio lebar per kedalaman saluran yang sangat tinggi dan berbentuk dasar sebagai cekungan sederhana.

#### i. Tipe Sungai Kecil “G”

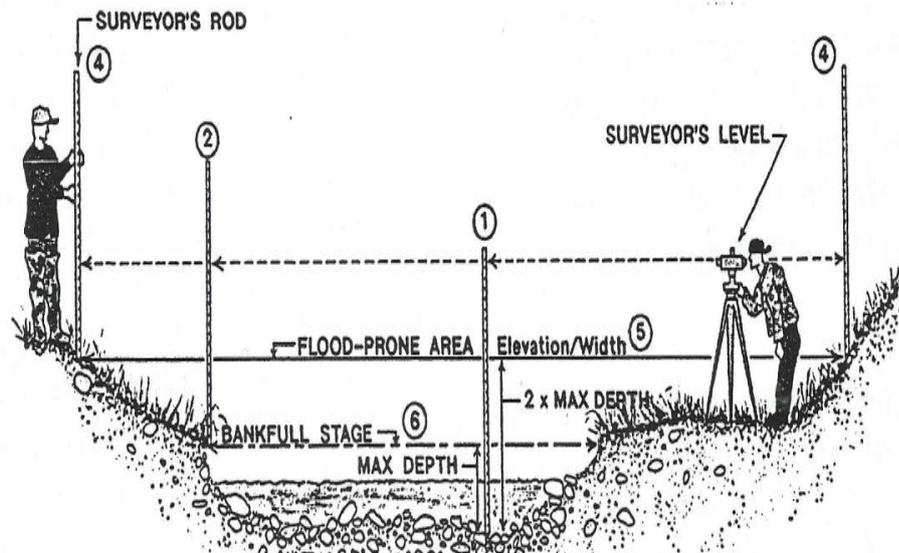
Tipe sungai kecil G adalah saluran bertingkat, berparit, sempit dan dalam dengan sinusitas tinggi sampai sederhana. Kemiringan saluran umumnya  $> 0.02$ , meskipun saluran dapat mempunyai lereng yang lebih landai dimana sebagai saluran yang di potong ke bawah. Tipe sungai G memiliki laju erosi tepi yang sangat tinggi, suplai sedimen yang tinggi, lereng saluran yang sederhana sampai curam, rasio lebar per kedalaman saluran yang rendah, suplai sedimen tinggi, beban dasar tinggi dan laju transport sedimen terlarut yang sangat tinggi.

#### 1. Langkah – Langkah Menentukan Morfologi Sungai

Dalam menentukan morfologi sungai maka harus diketahui beberapa faktor yang menjadi ciri khas pada sungai tersebut. Data yang diperlukan adalah lebar aliran ( $W_{bkf}$ ), kedalaman aliran ( $d_{bkf}$ ), lebar aliran banjir ( $W_{fpa}$ ), kedalaman maksimum aliran ( $d_{mbkf}$ ), sinusitas, kemiringan aliran (*slope*), dan material dasar sungai (D-50). Dibawah ini adalah langkah-langkah yang digunakan dalam menentukan morfologi sungai menurut teori (Rosgen, 1996):

a. *Entrenchment Ratio*

*Entrenchment Ratio* adalah rasio hubungan antara lebar aliran banjir ( $W_{fpa}$ ) terhadap lebar aliran sungai ( $W_{bkf}$ ). Untuk studi saat ini tidak menggunakan alat *waterpass*, namun hanya digunakan alat meteran dalam melakukan pengukuran. Seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3.3



Gambar 3.2 Cara Pengukuran *Entrenchment Ratio* (Rosgen, 1996)

Cara perhitungan dalam menentukan *Entrenchment Ratio* adalah sebagai berikut:

$$\text{Entrenchment Ratio} = \frac{\text{Lebar aliran banjir (} W_{fpa} \text{)}}{\text{Lebar Aliran Sungai (} W_{bkf} \text{)}} \dots\dots\dots \text{Persamaan 3. 1}$$

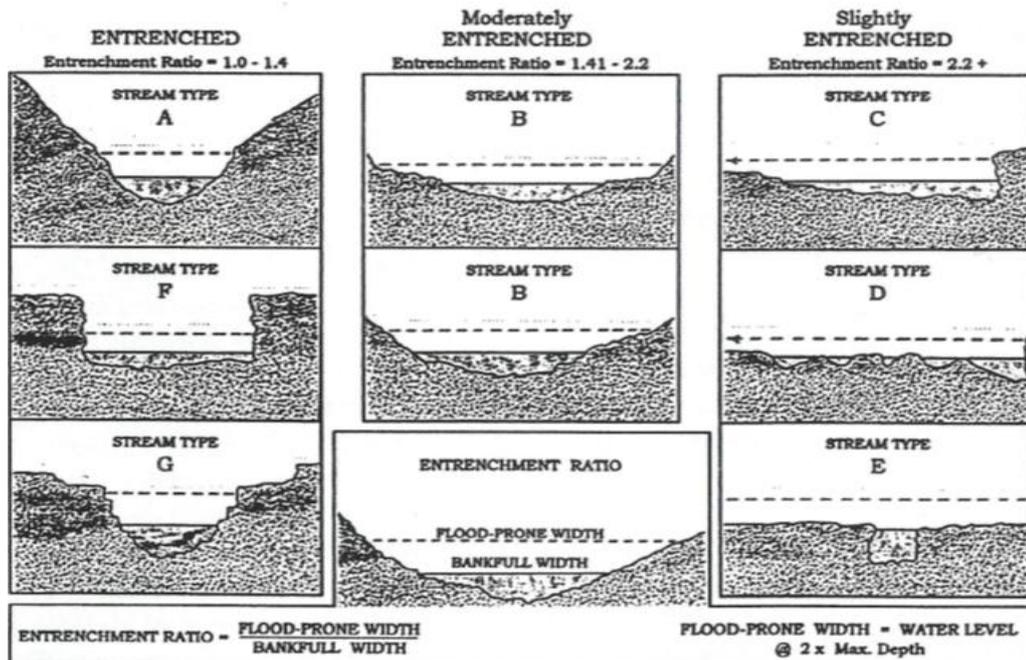
dengan:

$W_{fpa}$  = lebar aliran banjir (*flood-prone area width*)

$W_{bkf}$  = lebar aliran sungai (*bankfull surface width*)

*Entrenchment Ratio* pada sungai dibagi dalam 3 kriteria, yaitu:

- 1) Aliran berparit besar antara 1-1,4 mewakili tipe sungai A, F, dan G.
- 2) Aliran berparit tengah antara 1,41- 2,2 mewakili tipe sungai B.
- 3) Aliran berparit sekitar 2,2 ke atas mewakili tipe sungai C, D, dan E.



Gambar 3.3 Entrenchment Ratio Mewakili Tipe Sungai (Rosgen, 1996)

b. *Width/Depth Ratio (W/D Ratio)*

*Width/Depth Ratio* adalah rasio hubungan antara lebar aliran sungai ( $W_{bkf}$ ) terhadap kedalaman sungai ( $d_{bkf}$ ). Adapun rumus yang digunakan adalah:

$$\text{Width/Depth Ratio} = \frac{\text{Lebar aliran sungai } (W_{bkf})}{\text{Kedalaman Aliran Sungai } (d_{bkf})} \dots \dots \dots \text{Persamaan 3. 2}$$

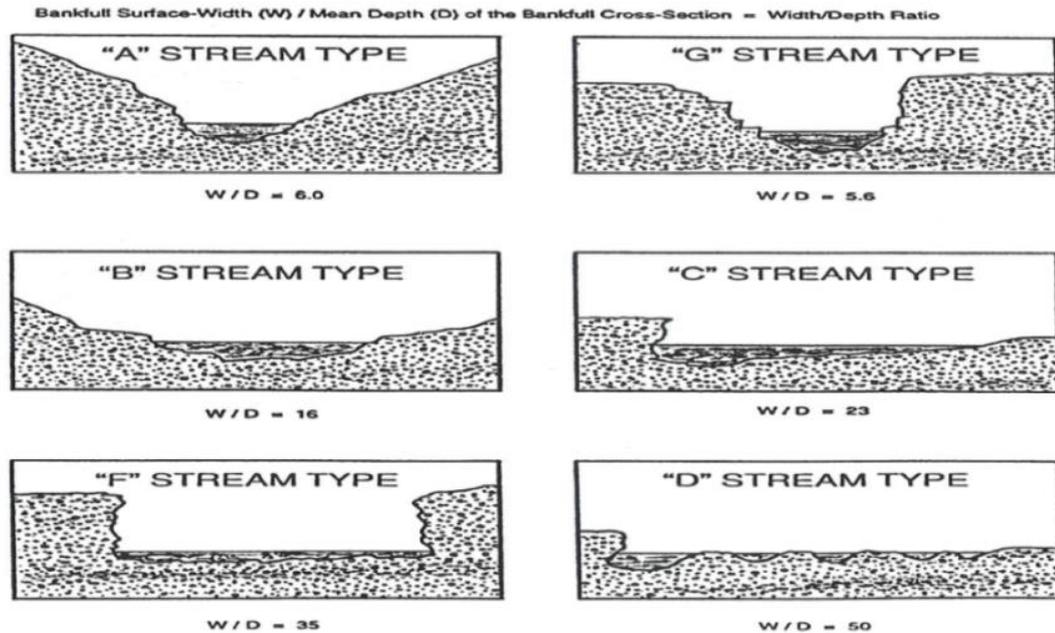
Dengan:

$W_{bkf}$  = lebar aliran sungai (*bankfull surface width*)

$d_{bkf}$  = kedalaman aliran sungai (*bankfull mean depth*)

*Width/Depth Ratio* pada sungai dibagi dalam 4 kriteria, yaitu:

- 1) Untuk tipe sungai A, E, G memiliki W/D ratio lebih kecil dari 12.
- 2) Untuk tipe sungai B, C, F memiliki W/D ratio lebih besar dari 12.
- 3) Untuk tipe sungai D, A memiliki W/D Ratio lebih kecil dari 40.
- 4) Untuk tipe sungai D memiliki W/D Ratio lebih besar dari 40.



Gambar 3.4 Contoh W/D Ratio mewakili tipe sungai (Rosgen, 1996)

c. Kemiringan sungai (*slope*)

Kemiringan alur sungai merupakan faktor utama dalam menentukan tipe jenis sungai. Setelah tipe sungai telah diketahui maka dapat ditentukan morfologi dan hubungannya terhadap sedimentasi, fungsi hidrolis, dan fungsi ekologi. Pada sudut pandang morfologi klasik, bentuk alur sungai dibagi menjadi 3 bentuk yaitu :

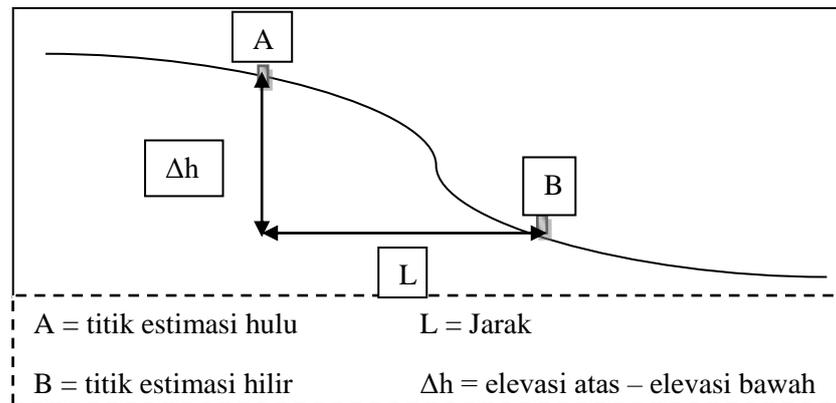
- 1) Sungai yang berbentuk lurus yang pada umumnya dimiliki sungai bertipe A.
- 2) Sungai berbentuk jalin/bercabang yang umumnya dimiliki sungai bertipe D dan DA.
- 3) Sungai berbentuk meander/berkelok yang umumnya dimiliki sungai bertipe B, C, E, F, G.

Kemiringan alur sungai menurut Rosgen (1996), bentuk sungai secara memanjang dapat dibedakan menjadi 7 tipe A, B, C, D, F, dan G.

Tipe tersebut akibat pengaruh kemiringan memanjang dan penyusun dasar sungai. Berdasarkan kemiringan dominannya, sungai dapat dibagi menjadi:

- 1) Sungai dengan kemiringan dominan diatas 10%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe A+.
- 2) Sungai dengan kemiringan dominan antara 4% sampai 10%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe A.
- 3) Sungai dengan kemiringan dominan antara 2% sampai 4%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe B dan G.
- 4) Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 4%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe D.
- 5) Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 2%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe C, E, dan F.
- 6) Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 0,5%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe DA.

Agar lebih memudahkan dan mempunyai nilai keakuratan yang tinggi dalam penelitian ini, maka peneliti mengambil data kemiringan sungai (*slope*) menggunakan selang ukur .



Gambar 3.5 Pengukuran Kemiringan

Berikut ini merupakan rumus untuk menghitung kemiringan sungai (*slope*) :

$$Slope = \frac{\Delta h}{L} \times 100\% \dots\dots\dots \text{Persamaan 3. 3}$$

dengan :

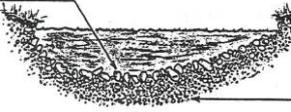
$\Delta h$  = Elevasi Titik A – Elevasi Titik B

L = jarak dari titik A ke titik B

d. Material dasar sungai "D-50"

Pengamatan dan pengambilan sampel dasar sungai dilakukan untuk mengetahui ukuran dan jenis sedimen yang membentuk dasar sungai untuk mengetahui ukuran butiran pasir dan kerikil maka dilakukan uji distribusi butiran. Di bawah ini merupakan beberapa jenis partikel penyusun material dasar sungai, yaitu:

- 1) Patahan, jika berukuran lebih besar dari 2048 milimeter.
- 2) Batu besar, jika berukuran antara 256 sampai 2048 milimeter.
- 3) Batu, jika berukuran antara 64 sampai 256 milimeter.
- 4) Kerikil, jika berukuran antara 2 sampai 64 milimeter.
- 5) Pasir, jika berukuran antara 0,062 sampai 2 milimeter.
- 6) Lempung lumpur, jika berukuran lebih kecil dari 0,062 milimeter.

<b>DASAR</b>		<b>BAGIAN BAWAH</b>
BATU BESAR BATU KRIKIL		BATU KRIKIL PASIR
<b>DASAR</b>		<b>BAGIAN BAWAH</b>
KRIKIL PASIR		KRIKIL PASIR
<b>DASAR</b>		<b>BAGIAN BAWAH</b>
KRIKIL PASIR LUMPUR		PASIR LUMPUR
Ukuran partikel umum		Indek ukuran patikel
Batu besar = besar 20 inci Kecil 10-20 inci		D 84 = 60 mm berarti bahwa 84% dari partikel diukur dengan jumlah kerikilnya memiliki diameter yang berarti sama dengan atau lebih kecil dari 60 mm
Batu = 2.5-10 inci		
Kerikil = 0.8-2.5 inci		
Pasir = 0.65-2.0 mm		
Lanau = < 0.65 mm		

Gambar 3.6 Material penyusun dasar sungai (Rosgen, 1996)

Untuk menentukan material dasar sungai, maka ukuran partikel yang diambil adalah ukuran partikel yang dominan. Ukuran partikel yang dominan merupakan jumlah terbesar dari ukuran partikel yang diamati. Selain itu dapat juga ditentukan dengan D-50. D-50 adalah 50% dari populasi sampel yang dikumpulkan lalu diamati sehingga mewakili diameter partikel di lokasi tersebut.

## B. Hidrometri

Menurut (Soewarno, 1991), hidrometri adalah suatu ilmu pengetahuan yang mempelajari tentang kegiatan pengukuran dan pengolahan data aliran sungai yang meliputi unsur tinggi muka air, debit dan angkutan sedimen dari suatu pos duga air yang tidak terpengaruh peninggian muka air atau aliran lahar.

Pos duga air adalah lokasi di sungai yang digunakan sebagai tempat pengukuran aliran yang meliputi pengukuran tinggi muka air, debit dan angkutan sedimen yang dilaksanakan secara sistematis.

Hidrometri adalah cabang ilmu (kegiatan) pengukuran air atau pengumpulan data dasar bagi analisis hidrologi. Dalam pengertian sehari-hari diartikan sebagai kegiatan untuk mengumpulkan data mengenai sungai, baik yang menyangkut tentang ketinggian muka air maupun debit sungai serta sedimentasi atau unsur aliran lain. Berdasarkan penjelasan tersebut maka ruang lingkup hidrometri pada penelitian ini yaitu meliputi :

### 1. Kecepatan aliran

Kecepatan aliran sungai merupakan komponen aliran yang sangat penting. Hal ini disebabkan oleh pengukuran debit secara langsung disuatu penampang sungai tidak dapat dilakukan (paling tidak dengan cara konvensional). Kecepatan aliran ini diukur dalam dimensi satuan panjang setiap satuan waktu, umumnya dinyatakan dalam m/detik. Pengukuran kecepatan menggunakan pelampung (*float*).

Pelampung digunakan sebagai alat pengukur kecepatan permukaan aliran, yang aliran sungai relatif dangkal. Pengukuran dapat dilakukan dengan cara-cara sebagai berikut:

- a. Sebuah titik (tiang, pohon, atau tanda lain) ditetapkan di salah satu sisi sungai, dan satu sisi diseberang sungai, sehingga kalau ditarik garis (semu) antara dua titik tersebut, maka garis akan tegak lurus arah aliran sungai.
- b. Ditetapkan jarak (L) tertentu, misal 5m, 20m, 30m, 50m (tergantung kebutuhan dan keadaan), dari garis yang ditarik pada butir 1 diatas. Makin tinggi kecepatan aliran sebaiknya makin besar jarak tersebut.

- c. Dari titik yang ditetapkan terakhir ini, dapat ditetapkan garis kedua yang juga tegak lurus dengan arah aliran, seperti yang dilakukan penetapan garis yang pertama.
- d. Dapat dengan memanfaatkan sembarang benda yang dapat terapung (apabila penampung khusus tidak tersedia).
- e. Pelampung tersebut dilemparkan beberapa meter di sebelah hulu garis pertama, dan gerakannya diikuti. Apabila pelampung tersebut melewati garis yang pertama (disebelah hulu) maka tombol stopwatch ditekan, dan pelampung terus diikuti terus. Bila pelampung melewati garis kedua (di sebelah hilir) maka tombol *stopwatch* ditekan kembali. Dengan demikian, maka waktu (T) yang diperlukan oleh aliran untuk menghanyutkan pelampung dapat diketahui.

Kecepatan aliran dapat dihitung dengan :

$$V = \frac{L}{T} \dots\dots\dots \text{Persamaan 3. 4}$$

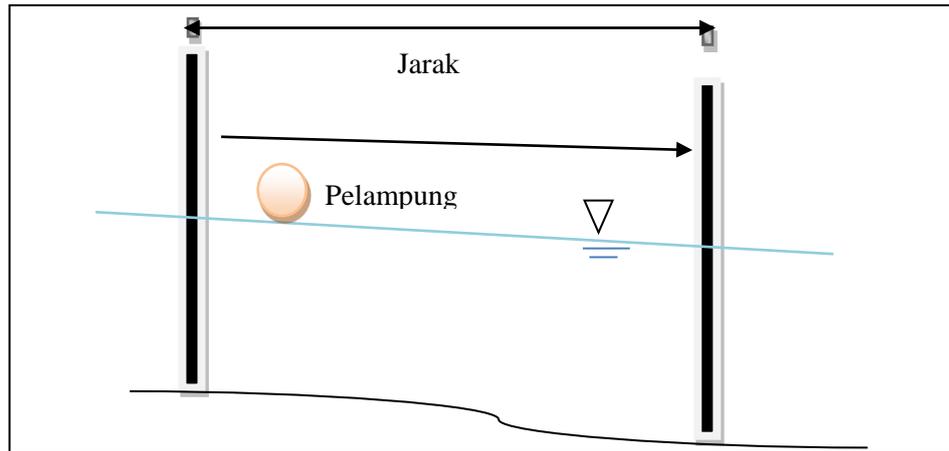
dengan :

V = kecepatan rata-rata (m/detik)

L = jarak (m)

T = waktu (detik)

Perlu diketahui di sini bahwa kecepatan yang diperoleh adalah kecepatan permukaan sungai, bukan kecepatan rata-rata penampang sungai. Untuk memperoleh kecepatan rata-rata penampang sungai, nilai tersebut masih harus dikalikan dengan faktor koreksi C, besar C ini berkisar antara 0,85-0,95. Hal lain yang perlu diperhatikan adalah bahwa pengukuran dengan cara ini tidak boleh dilakukan hanya satu kali, karena distribusi kecepatan aliran permukaan tidak merata. Oleh sebab itu dianjurkan paling tidak dilakukan tiga kali yaitu sepertiga dibagian kiri, dibagian tengah, dan sepertiga bagian kanan sungai. Hasil yang diperoleh kemudian dirata-ratakan.



Gambar 3.7 Sketsa pengukuran kecepatan aliran dengan pelampung.

## 2. Debit

Debit sungai dapat dihitung dengan cara mengukur luas penampang basah dan kecepatannya. Apabila kecepatannya diukur dengan pelampung, maka debatnya dapat dihitung dengan rumus sebagai berikut:

$$Q = A \cdot V \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.5}$$

dengan:

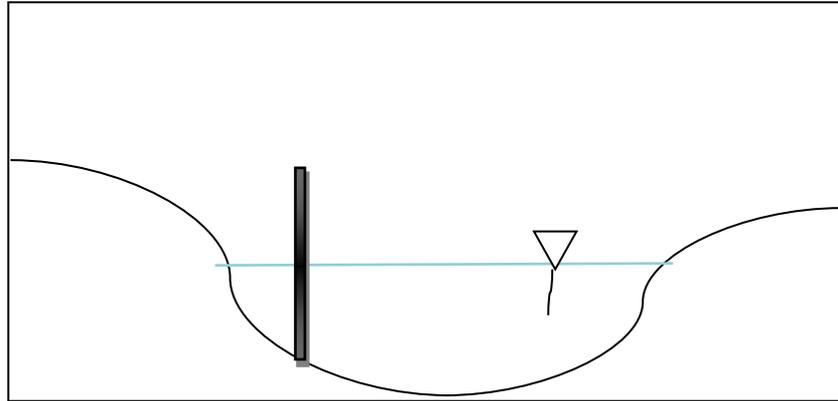
$Q$  = debit sungai ( $\text{m}^3/\text{detik}$ )

$A$  = luas penampang sungai ( $\text{m}^2$ )

$V$  = kecepatan rata-rata ( $\text{m}/\text{detik}$ )

## 3. Pengukuran kedalaman air atau tinggi muka air

Cara memperoleh data tinggi muka air di stasiun hidrometri, dapat digunakan papan duga biasa (*manual staff gauge*) yang setiap saat dapat dibaca dengan mudah dan teliti. Berikut ini jenis papan duga yang digunakan yaitu papan duga tunggal. Papan duga ini dipergunakan apabila penampang sungai relatif baik dan mudah diamati baik pada keadaan muka air rendah maupun pada saat muka air tinggi (Gambar 3.9).



Gambar 3.8 Papan Duga Tunggal

#### 4. Pengukuran Penampang Sungai

Pengukuran penampang dilakukan untuk menentukan debit aliran sungai, karena penampang sungai tidak beraturan maka digunakan pendekatan matematis untuk menentukan luas penampang basah aliran dengan membagi keseluruhan penampang aliran menjadi beberapa bagian segmen berbentuk segitiga dan trapesium, sehingga dapat diketahui luas pada masing-masing bagian segmen tersebut.

Gambar 3.9 Penampang aliran sungai

$$L \text{ segmen 1} = 1/2 \cdot d_1 \cdot x_1$$

.....Persamaan 3.6

$$L \text{ segmen 2} = (d_1 + d_2) / 2 \cdot x_2$$

.....Persamaan 3.6 a

$$L \text{ segmen 3} = (d_2 + d_3) / 2 \cdot x_3$$

.....Persamaan 3.6 b

$$L \text{ segmen 4} = 1/2 \cdot d_3 \cdot x_4$$

.....Persamaan 3.6 c

$$A = \text{Total luas segmen.}$$

$$= \text{Luas segmen 1} + \text{Luas segmen 2} + \text{Luas Segmen 3} + \text{Luas}$$

Segmen 4

#### C. Klasifikasi Ukuran Butiran (*Grain size analysis*)

Tanah mempunyai bermacam-macam bentuk dan ukuran. Untuk mengelompokkan tanah berdasarkan ukuran dan bentuknya maka dilakukan

analisis gradasi butiran. Analisis butiran merupakan dasar tes laboratorium untuk mengidentifikasi tanah dalam sistem klasifikasi teknik. Sedangkan analisa saringan agregat adalah penentuan presentase berat butiran agregat yang lolos dari satu set saringan kemudian presentase digambarkan dalam grafik pembagian butir (SNI 03-1968-1990).

Agregat adalah butiran mineral alami, cara membedakan jenis agregat yang paling banyak dilakukan adalah dengan didasarkan pada ukuran butirnya. Agregat yang mempunyai ukuran berbutir besar disebut agregat kasar dan agregat yang berbutir halus disebut agregat halus. Dalam pelaksanaannya di lapangan umumnya agregat dikelompokkan menjadi 3 kelompok ,yaitu sebagai berikut :

- a. Batu, untuk ukuran butiran lebih dari 40 mm.
- b. Kerikil, untuk ukuran butiran antara 5 mm sampai 40 mm.
- c. Pasir, untuk ukuran butiran antara 0,15 mm sampai 5 mm.

Menurut Rosgen (1996), jenis dan ukuran partikel penyusun dasar sungai dibedakan menjadi patahan ( $\geq 2048$  mm), batu besar (256 mm sampai 2048 mm), batu (64 mm sampai 256mm ), kerikil (2 mm sampai 64 mm), pasir (0,062 sampai 2 mm), lempung/lumpur ( $\leq 0,062$  mm). Setiap tanah memiliki grafik tertentu karena antara tanah yang satu dengan yang lainnya memiliki butir-butir yang ukuran, bentuk dan distribusinya tidak pernah sama. Cara menentukan gradasi adalah:

#### 1. Analisis Saringan

Menurut Muntohar (2006), penyaringan merupakan metode yang biasanya secara langsung untuk menentukan ukuran partikel dengan didasarkan pada batas bawah ukuran lubang saringan yang digunakan, batas terbawah dalam saringan adalah ukuran terkecil untuk partikel pasir.

Dalam analisis saringan, sejumlah saringan yang memiliki ukuran lubang berbeda beda disusun dengan ukuran yang terbesar diatas yang kecil. Contoh tanah akan lolos melalui susunan saringan setelah saringan digetarkan. Tanah yang tertahan pada masing masing saringan ditimbang dan selanjutnya dihitung pesentase dari tanah yang tertahan pada saringan tersebut. Bila  $W_i$  adalah berat tanah yang tertahan pada saringan ke  $-i$  (dari atas susunan

saringan) dan  $W$  adalah berat tanah total, maka presentase berat yang tertahan adalah :

$$\% \text{Berat tertahan pada saringan} = \frac{W_i}{W} \times 100\% \dots\dots\dots \text{Persamaan 3. 6}$$

Dengan:

$W_i$  = berat tertahan

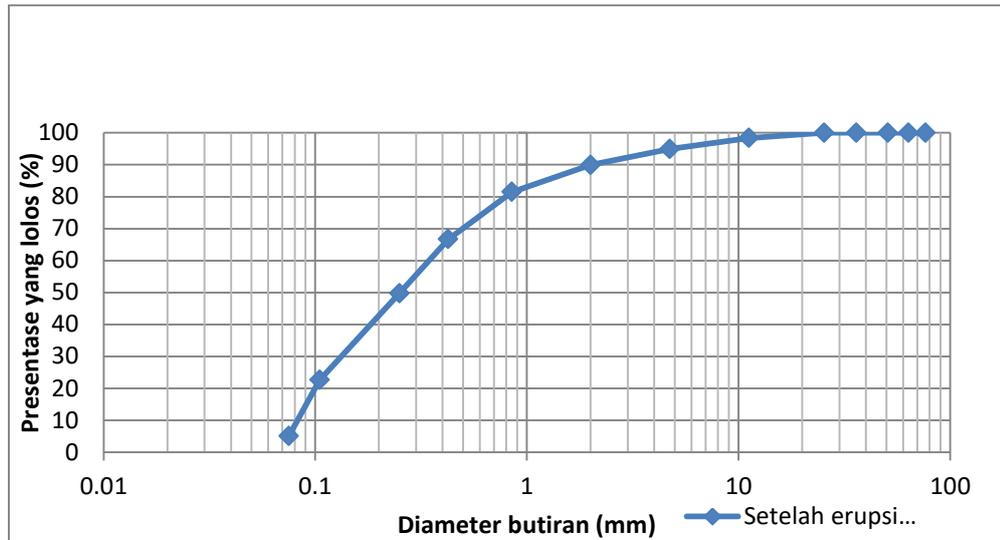
$W$  = berat total tertahan

Tabel 3.1 Pengujian analisa saringan agregat halus dan kasar

Saringan	Ukuran Butiran (mm)	Berat Tertahan Saringan (Gram)	% Tertahan (Gram)	% tertahan Komulatif (Gram)	% Lolos Komulatif
76,2 (3")	76,2				
63,5 (2 1/2")	63,5				
50,8 (2")	50,8				
36,1 (1 1/2")	36,1				
25,4 (1")	25,4				
9,52 (3/8")	19,1				
12,7 (1/2")	12,7				
19,1 (3/4")	9,52				
No. 4	4,75				
No. 8	2,35				
No. 20	1,18				
No. 30	0,6				
No. 40	0,425				
No. 50	0,3				
No. 80	0,177				
No. 100	0,15				
No. 200	0,075				
Pan					

Sumber: (SNI 03-1968-1990)

Kemudian hasilnya digambarkan pada grafik prosentase partikel yang lebih kecil dari pada saringan yang diberikan (partikel yang lolos saringan) pada sumbu vertikal dan ukuran partikel pada sumbu horizontal (dalam skala logaritma). Grafik ini dinamakan dengan kurva distribusi ukuran partikel atau kurva gradasi seperti ditunjukkan pada Gambar 3.10.

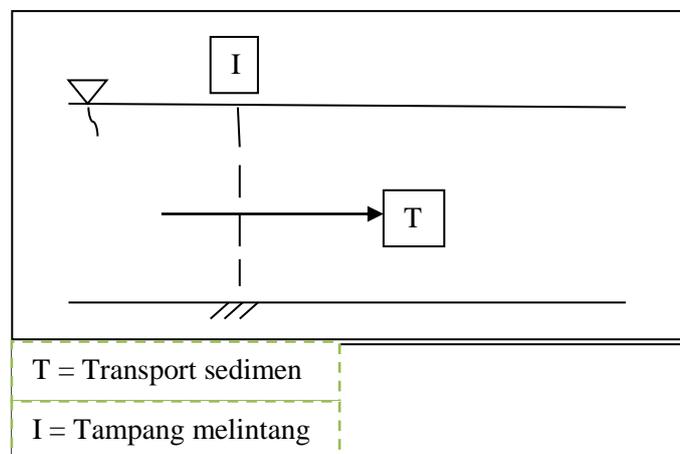


Gambar 3.10 Kurva distribusi butiran Sungai Progo titik pertemuan Progo-Pabelan (Galih,2012)

#### D. Transport Sedimen

Angkutan sedimen atau *transport sediment* merupakan suatu peristiwa terangkutnya material oleh aliran sungai. Sungai-sungai membawa sedimen dalam setiap alirannya. Bentuk, ukuran dan beratnya partikel material tersebut akan menentukan jumlah besaran angkutan sedimen. Angkutan sedimen dalam penelitian ini adalah angkutan sedimen dasar (*bed load*) dan diperoleh dengan menggunakan persamaan Einstein (1950).

Banyaknya transport sedimen (T) dapat dikarenakan dari perpindahan tempat netral sedimen yang melalui suatu tampang melintang selama periode waktu tertentu. Pengetahuan transport sedimen untuk mengetahui keadaan seimbang, erosi, dan pengendapan.



Gambar 3.11 Transport sedimen

Metode pendekatan yang digunakan untuk mengetahui angkutan sedimen dasar sungai adalah dengan metode Einstein didasarkan pada beberapa konsep yang ditunjang oleh hasil pengamatan laboratorium (eksperimental). Metode pendekatan Einstein didasarkan pada dua konsep dasar, sebagai berikut:

1. Konsep kondisi kritis ditiadakan, karena kondisi kritik untuk awal gerak sedimen sangat sulit untuk didefinisikan.
2. Angkutan sedimen dasar lebih dipengaruhi oleh fluktuasi aliran yang terjadi dari pada oleh nilai rata-rata gaya aliran yang bekerja pada partikel sedimen. Dengan demikian, bergerak atau berhentinya suatu partikel sedimen lebih tepat dinyatakan dengan konsep probabilitas, yang menghubungkan gaya angkat hidrodinamik sesaat dengan berat partikel didalam air.

Viskositas merupakan ukuran ketahanan sebuah cairan terhadap deformasi atau perubahan bentuk. Viskositas dipengaruhi oleh temperatur, tekanan, kohesi dan laju perpindahan momentum molekularnya. Viskositas zat cair cenderung menurun dengan seiring bertambahnya kenaikan temperatur, hal ini disebabkan gaya – gaya kohesi pada zat cair bila dipanaskan akan mengalami penurunan dengan semakin bertambahnya temperatur pada zat cair yang menyebabkan berturutnya viskositas dari zat cair tersebut. pengaruh viskositas terhadap temperatur seperti yang ditunjukkan dalam Tabel 3.2.

Tabel 3.2 Pengaruh viskositas terhadap temperatur

Temperatur (°C)	Viskositas ( $\times 10^3 \text{ n.s/m}^2$ )
0	$1,79 \times 10^3$
5	$1,51 \times 10^3$
10	$1,31 \times 10^3$
15	$1,14 \times 10^3$
20	$1,00 \times 10^3$
25	$8,91 \times 10^4$
30	$7,96 \times 10^4$
35	$7,20 \times 10^4$
40	$6,53 \times 10^4$
50	$5,47 \times 10^4$

Tabel 3.2 Lanjutan

60	$4,66 \times 10^4$
70	$4,04 \times 10^4$
80	$3,54 \times 10^4$
90	$3,15 \times 10^4$
100	$2,82 \times 10^4$

Sumber (Galih,2012)

Langkah Untuk dapat menghitung angkutan sedimen dasar perlu menentukan ukuran butiran  $d_{35}$  dan  $d_{65}$ , mengetahui gradasi ukuran butiran hasil analisis saringan pada Tabel 3.3 dibawah ini.

Tabel 3.3 Contoh gradasi ukuran butiran hasil analisis saringan

Interval ukuran butir (mm)	Ukuran butiran rata-rata (mm)	% Material
19,1-4,75	11,517	40% = 0,40
2,35-0,425	1,138	45% = 0,45
0,3-0,075	0,1755	15% = 0,15

Sumber: (Galih,2012)

Kemudian angkutan sedimen dasar dapat dihitung menurut persamaan 3.8 dengan menggunakan rumus sebagai berikut:

1. Kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

$$v_r = \sqrt{g \cdot R_b' \cdot S} \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.8}$$

dengan:

$v_r$  = kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

$g$  = gravitasi

$R_b'$  = jari-jari hidraulik akibat pengaruh kekasaran butiran (*grain roughness*)

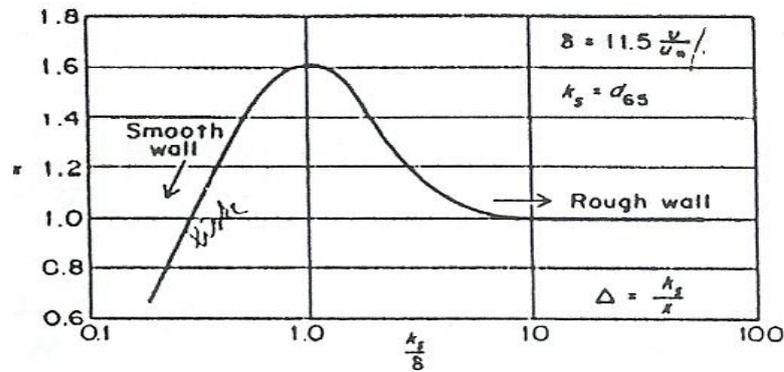
$S$  = kemiringan dasar saluran

2. Tebal lapisan kekentalan (*sub-viscous*)

$$\delta' = \frac{11,6 \cdot v}{v_r} \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.9}$$

$$\frac{ks}{\delta'} = \frac{d_{65}}{\delta'} \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.9 a}$$

Untuk  $\frac{k_s}{\delta'}$  dari Gambar 3.13, diperoleh nilai x



Gambar 3.12 Faktor koreksi dalam persamaan distribusi kecepatan logaritmik.(Daryl dan Fuat 1992).

$\Delta = \frac{d_{65}}{\delta'}$ .....Persamaan 3.9 b

$\frac{\Delta}{\delta'} = (...)$  < atau > 1,8  $\rightarrow x$ .....Persamaan 3.9 c

dengan:

- $\delta'$  = tebal lapisan sub-viscous
- $\nu$  = viskositas
- $u_*'$  = kecepatan gesek akibat kekasaran butiran
- $k_s$  = diameter butiran
- $\Delta$  = kekasaran dasar saluran
- $X$  = karakteristik ukuran butiran tidak seragam,

Dengan:

$X = 0,77 \Delta$  untuk  $\Delta / \delta' > 1,8$

$X = 1,39 \delta'$  untuk  $\Delta / \delta' < 1,8$

3. Kecepatan aliran rata-rata, dihitung dengan persamaan logaritmik, untuk menentukan nilai x di peroleh dari Gambar 3.17:

$V = 5,75 \cdot u_*' \cdot \log(12,27 \frac{Rb' \cdot x}{k_s})$ .....Persamaan 3.10

dengan:

- $V$  = kecepatan aliran rata-rata
- $u_*'$  = kecepatan gesek akibat kekasaran butiran
- $k_s$  = diameter butiran

4. Intensitas aliran

$$\Psi = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \frac{d_{35}}{S.R_b'} = 1,65 \frac{d_{35}}{S.R_b'} \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.11}$$

dengan:

$\Psi$  = intensitas aliran

d = diameter butiran

S = kemiringan dasar saluran

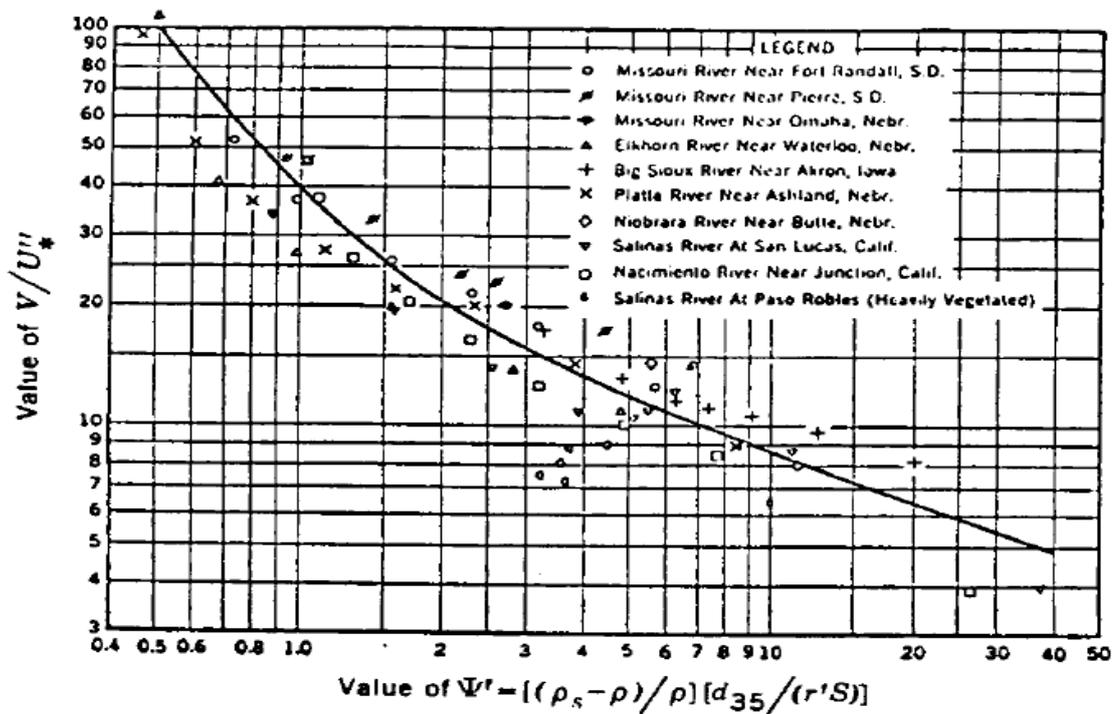
$R_b'$  = jari-jari hidraulik akibat pengaruh kekasaran butiran

$\gamma_s$  = berat spesifik air

$\gamma$  = berat spesifik sedimen

Untuk  $\psi$  diperoleh berdasarkan Gambar 3.14 (Enstein dan Barbosa,1952)

diperoleh nilai  $\frac{V}{U'}$  :



Gambar 3.13 Grafik Einstein dan Barbarossa (Daryl dan Fuat 1992)

$$\frac{V}{U'} = \rightarrow U' \dots\dots\dots$$

Persamaan 3.12

dengan:

$U'$  = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

V = kecepatan aliran rata-rata

5. Jari-jari hidraulik akibat konfigurasi dasar

$$R_b'' = \frac{(U')^2}{gS} \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.13}$$

Jari-jari hidraulik total diperoleh:

$$R_b = R_b' + R_b'' \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.13 a}$$

$$R_b = \frac{Bh}{B+2h} \rightarrow h \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.13 b}$$

dengan:

$R_b''$  = jari-jari hidraulik akibat konfigurasi dasar

$U'$  = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

$g$  = gravitasi

$S$  = kemiringan dasar saluran

#### 6. Kontrol hitungan debit

$$Q = AV = (B h U') \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.14}$$

dengan:

$Q$  = debit

$A$  = lebar saluran sungai

$V$  = kecepatan

$B$  = lebar saluran sungai

$h$  = tinggi jari-jari hidraulik terhadap aliran

$U'$  = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

Dengan berdasarkan nilai  $R_b'$  yang benar, selanjutnya dapat dilakukan hitungan angkutan sedimen menurut Einstein dalam (*t/hours*) adalah sebagai berikut:

$$\Psi' = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} = \frac{d}{S.R_b'} \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.15}$$

dengan:

$\Psi$  = intensitas aliran

$d$  = ukuran butiran rata-rata

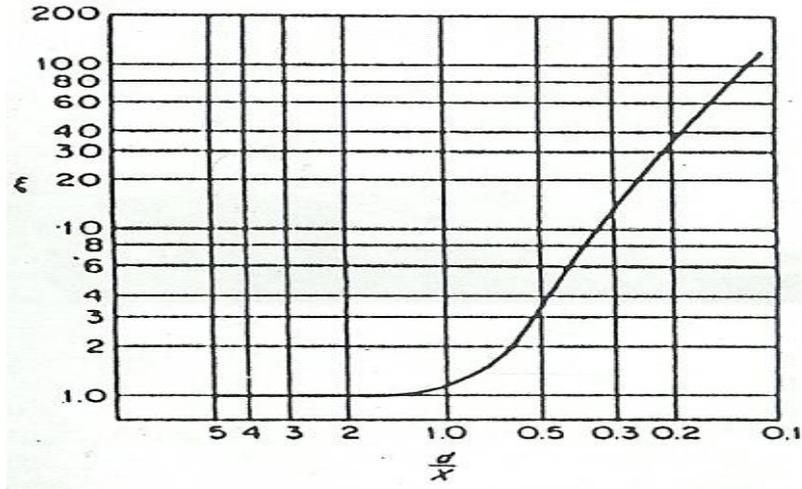
$S$  = Kemiringan dasar saluran

$R_b'$  = jari-jari hidraulik akibat pengaruh kekasaran butiran

Untuk ukuran fraksi butiran,  $d = d \times 10^{-3} \text{ m}$

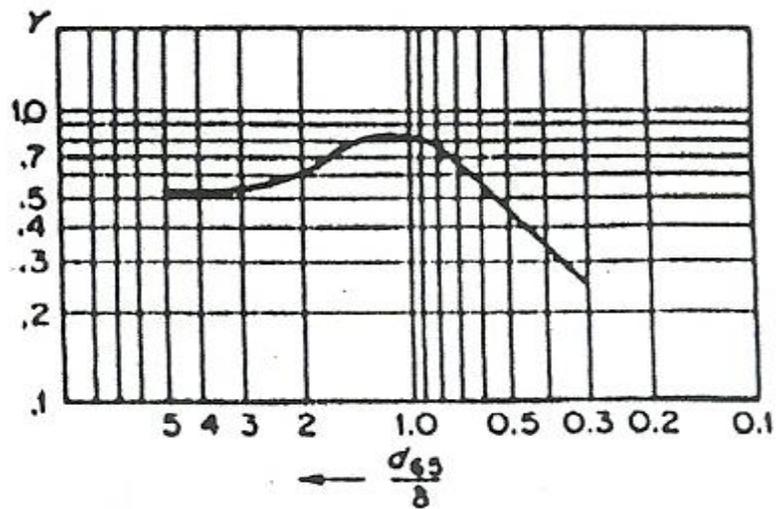
$\frac{d}{x} = \dots\dots\dots$  Persamaan 3.16

Untuk  $\frac{d}{x}$  dari Gambar 3.15, diperoleh nilai *hiding factor*,  $\xi$



Gambar 3.14 Nilai *hiding factor*,  $\xi$  (Daryl dan Fuat 1992)

Untuk  $\frac{d_{65}}{x}$  dari Gambar 3.16, diperoleh nilai koreksi gaya angkat, Y



Gambar 3.15 Grafik nilai koreksi gaya angkat, Y (Daryl Fuat 1992)

Intensitas aliran yang telah dikoreksi dapat diperoleh:

$$\left[ \frac{\beta}{\beta_s} \right]^2 = \left[ \frac{\log(10,6)}{\log(10,6 \frac{x}{d})} \right]^2 \dots\dots\dots$$
 Persamaan 3.17

$$\Psi_{s,i}' = \xi Y \left[ \frac{\beta}{\beta_s} \right]^2 \Psi_{s,i}' \dots\dots\dots$$
 Persamaan 3.18

dengan:

$\Psi_i'$  = intensitas aliran yang telah dikoreksi

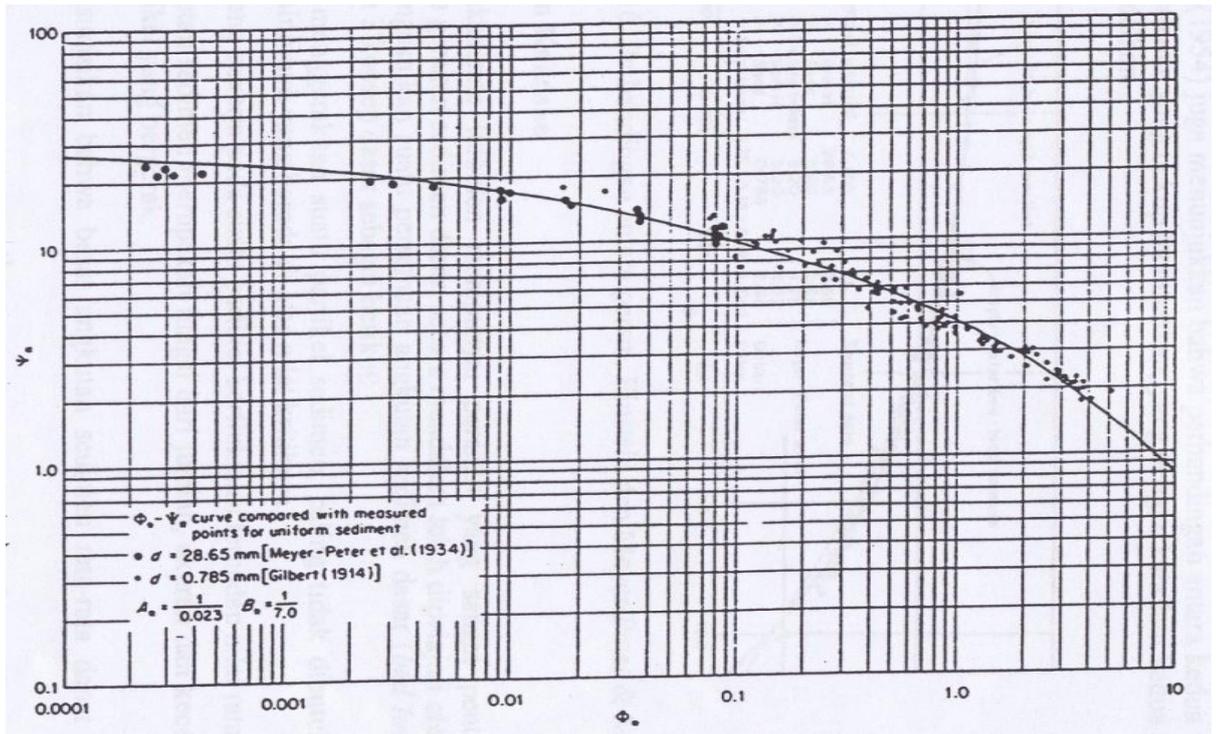
$\xi$  = nilai *hiding factor*

Y = nilai koreksi gaya angkat

$\Psi_i'$  = intensitas aliran berdasarkan nilai  $R_b'$  yang benar

Untuk  $\Psi_i'$  = (..) dari Gambar 3.17 (Grafik Einstein ) diperoleh nilai  $\theta$ ., Jika nilai

$\theta$ . berada di luar kurva maka dianggap nilai  $\theta$ . =0,0



Gambar 3.16 Grafik Einstein (Daryl dan Fuat 1992)

7. Besar angkutan sedimen suspensi untuk fraksi butiran berukuran d

$$(i_b q_b) = i_b \theta \cdot \gamma_s (g d)^{3/2} (\psi)^{1/2} \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.19}$$

dengan:

$(i_b q_b)$  = besar angkutan sedimen suspense setiap fraksi

$i_b$  = nilai % material

$\theta$ . = nilai derajat kemiringan pada grafik Einstein

g = gravitasi

$\gamma_s \rightarrow \frac{p}{g}$  = perbandingan antara berat partikel dalam air dengan gaya angkat hidrodinamik sesaat.

d = ukuran butiran rata-rata

$\psi$  = intensitas aliran

Perhitungan selengkapnya untuk menghitung angkutan sedimen dasar sungai diperlihatkan pada Tabel 3.4 berikut ini:

Tabel 3.4. Perhitungan Angkutan Sedimen

	d (mm)	$i_b$ (%)	$R_b'$ (m)	$\Psi,'$	d/x	$\xi,$	Y	$\Psi_{,i}'$	$\theta.$	$(i_B q_B)$ (kg/ms)
1										
2										
3										
$\Sigma$										

Jadi besar angkutan sedimen dapat dihitung dengan persamaan 3.20:

$$q_B = (\Sigma i_b q_b) \times 60 \text{detik} \times 60 \text{menit} \times 24 \text{jam} \times B \dots\dots\dots \text{Persamaan}$$

3.20

dengan:

$q_B$  = jumlah angkutan sedimen dasar sungai per hari(ton/hari)

$(\Sigma i_B q_B)$  = besar angkutan sedimen setiap fraksi

B = lebar saluran/sungai

60 detik = per menit

60 menit = per jam

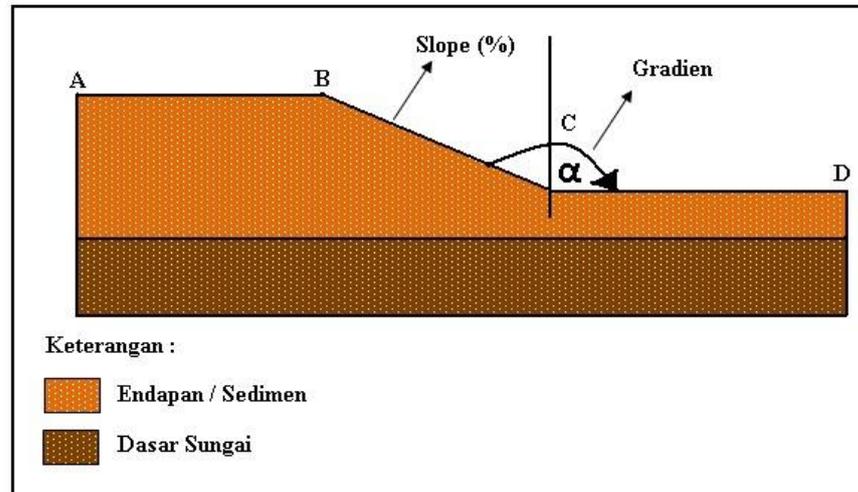
24 jam = per hari

## E. Degradasi dan Agradasi

### a. Degradasi

Degradasi adalah fenomena alam yang disebabkan oleh aliran air yang biasanya terjadi pada dasar sungai yang terdiri dari material alluvial namun terkadang dapat juga terjadi pada sungai yang keras. Degradasi (gerusan) dapat menyebabkan terkikisnya tanah di sekitar fondasi dari sebuah bangunan yang terletak pada aliran air. Gerusan biasanya terjadi

sebagai bagian dari perubahan morfologi dari sungai dan perubahan akibat bangunan buatan manusia. (Breusers & Raudiviki, 1991). Seperti yang dilihat ilustrasinya pada gambar 3.22

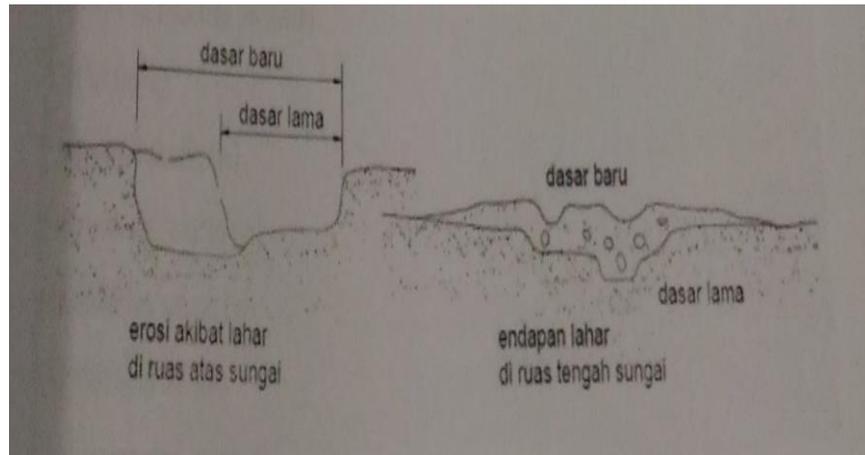


Gambar 3.17 Ilustrasi degradasi sungai

Dari A ke B merupakan bagian sungai yang landai sehingga kecepatan aliran air lambat sehingga sedimen pun mengendap dari titik A ke B . Akumulasi sedimen dari titik A sampai B membuat dasar sungai makin meninggi. Apabila hal ini terjadi tentu akan menimbulkan perbedaan tinggi (elevasi) antara bagian sungai yang satu dengan yang lain , yakni bagian C dan D. Jika hal ini terjadi akan terbentuk kemiringan (*slope*) pada dasar sungai dan gradient pun semakin besar. Jika gradient bertambah maka kecepatan aliran sungai juga bertambah besar.

#### b. Agradasi

Agradasi adalah suatu proses yang menyebabkan bertambahnya suatu bentang alam. Yang termasuk dalam proses Agradasi adalah sedimentasi atau pengendapan. Agradasi terjadi ketika debit *solid* lebih besar daripada kemampuan transport sedimen sehingga terjadi deposisi sedimen yang mengakibatkan dasar sungai menjadi naik . Contoh dari agrasi adalah pasokan sedimen dari hulu bertambah, debit aliran air berkurang , dan kenaikan dasar sungai di suatu titik di hilir. Agar lebih paham bias dilihat ilustrasinya di gambar 3.18



Gambar 3.18 Ilustrasi agrasi sungai akibat banjir lahar (Robby, 2015)

$$\Delta Q = Q_{in} - Q_{out} \dots\dots\dots(3.21)$$

Dimana:

$Q_{in}$  = Debit yang mengalir di titik Tinjauan I

$Q_{out}$  = Debit yang mengalir di titik Tinjauan II

Kemudian mencari nilai degradasi/agradasi

$$h = \frac{\Delta Q}{A} \dots\dots\dots(3.22)$$

dimana :

$h$  = tinggi agradasi/degradasi

$A$  = Luas permukaan sungai

Jika hasil  $h$  negatif (-) maka pada daerah yang di tinjau terjadi degradasi atau gerusan sedalam “ $h$ ” dalam satuan jarak/waktu sedangkan sebaliknya jika hasil “ $h$ ” positif (+) maka terjadi penumpukan sedimen pada titik yang di tinjau.