

## BAB III LANDASAN TEORI

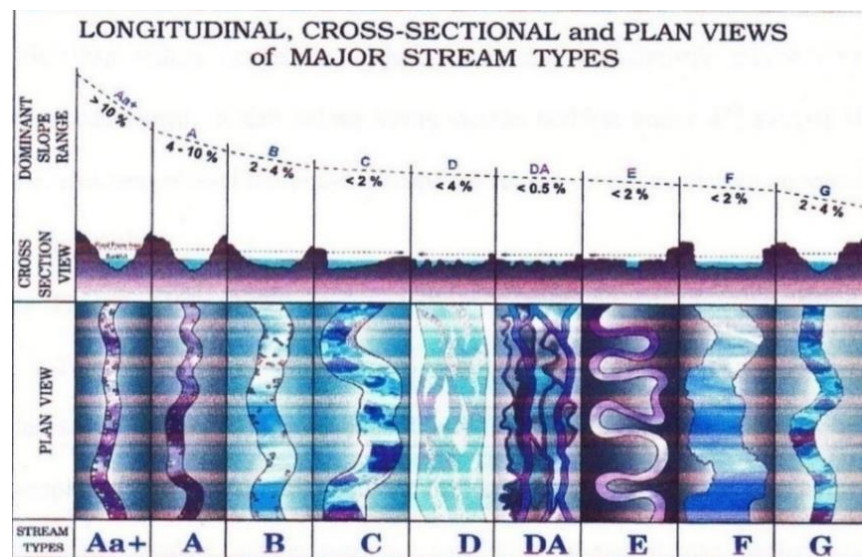
### A. Morfologi Sungai

Morfologi sungai adalah ilmu yang mempelajari tentang geometri (bentuk dan ukuran), jenis, sifat, dan perilaku sungai dengan segala aspek dan perubahannya dalam dimensi ruang dan waktu. Dengan demikian, morfologi sungai ini akan menyangkut juga sifat dinamik sungai dan lingkungannya yang saling terkait. (<https://www.scribd.com/doc/67066505/Bahan-Ajar-Morfologi-Sungai>).

Dalam menentukan morfologi suatu sungai diperlukan data-data geometri sungai tersebut seperti lebar sungai, kedalaman sungai, penampang sungai, kemiringan dasar sungai, dan koordinat lokasi sungai.

#### 1. Tipe Morfologi Sungai Menurut Rosgen

Menurut Rosgen, (1996) ada sembilan tipe morfologi sungai seperti pada Gambar 3.2 berikut:



Gambar 3.1 Tipe bentuk morfologi

#### 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 air 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 sistem 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 membedakan antara sungai kecil “Aa+” dengan “A” 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 sungai 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 runtunan 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” terpadat 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 *sinuosity*  $> 1,4$ . Bentuk morfologi utama dari tipe sungai kecil “C” adalah saluran dengan relief rendah,

kemiringan rendah, *sinuosity* sedang, saluran berparit rendah, rasio lebar perkedalaman 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 perkedalaman 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 gradien rendah, rata, dan sangat bebas yang berisi material yang lebih halus.

f. Tipe Sungai Kecil “DA”

Tipe sungai “DA” atau beranastomosis adalah suatu sistem saluran berjaln dengan gradien sungai sangat rendah dan lebar aliran dari tiap saluran bervariasi. Tipe sungai kecil “DA” merupakan suatu sistem sungai yang stabil dan memiliki banyak saluran dan rasio lebar perkedalaman serta *sinuosity* 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 sungai “F”. Tipe sungai kecil “E” agak berparit, yang menunjukkan rasio lebar perkedalaman 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 yang 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 lapuk atau material yang mudah terkena erosi. Karakteristik sungai kecil “F” adalah

mempunyai rasio lebar perkedalaman 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 *sinuosity* tinggi sampai sederhana. Kemiringan saluran umumnya  $> 0,002$  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 perkedalaman saluran yang rendah, suplai sedimen yang tinggi, beban dasar yang tinggi dan laju sedimen terlarut yang sangat tinggi.

2. Langkah-langkah Menentukan Morfologi Sungai

Dalam menentukan morfologi suatu sungai ada beberapa skema/langkah-langkah yang harus dilakukan, berikut adalah skema/langkah-langkah dalam menentukan morfologi sungai menurut teori Dave Rosgen :

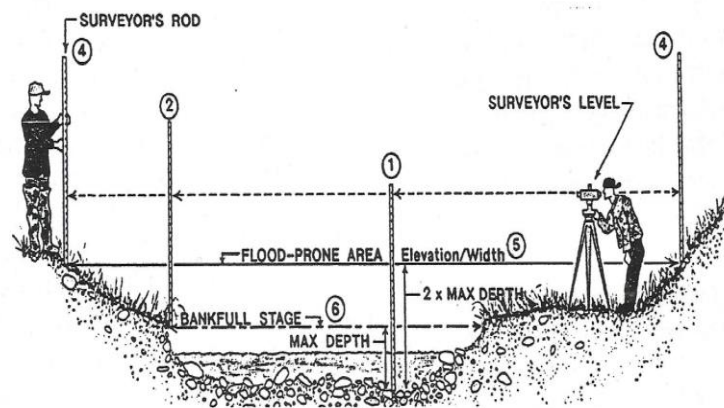


Gambar 3.2 Skema alur penggambaran morfologi (Rosgen,1996).

Sebelum menentukan morfologi sungai, ada beberapa hal yang harus diketahui seperti karakteristik sungai tersebut dan data yang diperlukan dalam menentukan morfologi suatu sungai adalah lebar aliran ( $W_{bkf}$ ), kedalaman aliran ( $d_{bkf}$ ), lebar aliran banjir ( $W_{fpa}$ ), kedalaman maksimal aliran ( $d_{mbkf}$ ), *sinuosity* (belokan sungai), *slope* (kemiringan aliran), dan material dasar sungai ( $d_{50}$ ).

a. *Entrenchment Ratio*

*Entrenchment Ratio* adalah rasio hubungan antara lebar aliran banjir ( $W_{fpa}$ ) terhadap lebar aliran sungai ( $W_{bkf}$ ). Untuk studi akan digunakan alat meteran untuk melakukan pengukuran lebar sungai seperti pada gambar 3.3 .



Gambar 3.3 Cara pengukuran *Entrenchment Ratio* (Rosgen,1966).

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

$$\text{Entrenchment Ratio} = \frac{\text{Lebar aliran banjir (} W_{fpa} \text{)}}{\text{Lebar Aliran Sungai (} W_{bkf} \text{)}} \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.1}$$

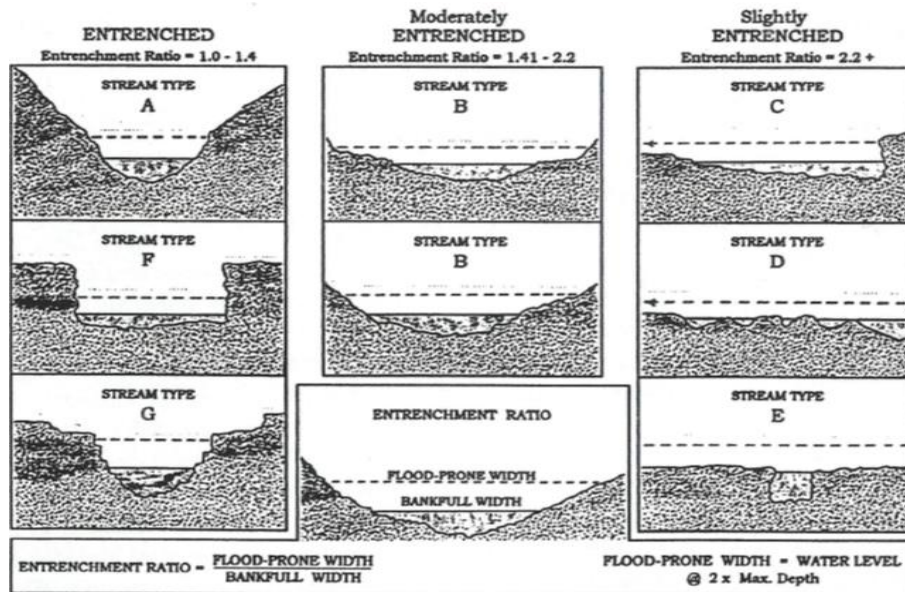
Dengan:

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

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

Ada tiga macam *Entrenchment Ratio* pada sungai (dapat dilihat pada gambar 3.4), yaitu:

- Aliran berparit besar = 1 - 1,4 (mewakili tipe sungai A, F, dan G).
- Aliran berparit tengah = 1,4 - 2,2 (mewakili tipe sungai B).
- Aliran berparit = 2,2 + (mewakili tipe C, D, dan E).



Gambar 3.4 *Entrenchment Ratio* mewakili tipe sungai (Rosgen,1996).

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

*Width/Depth Ratio* adalah rasio hubungan antara lebar sungai ( $W_{bkf}$ ) terhadap kedalaman sungai ( $d_{bkf}$ ).

Cara perhitungan yang digunakan dalam menentukan *Width/Depth Ratio* adalah sebagai berikut:

$$\text{Width/Depth Ratio} = \frac{\text{Lebar aliran sungai } (W_{bkf})}{\text{Kedalaman Aliran Sungai } (D_{bkf})} \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.2}$$

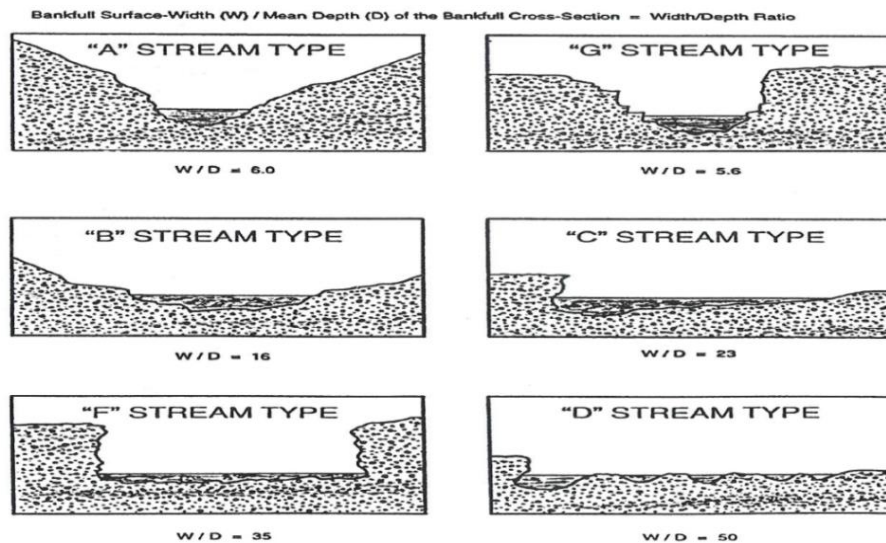
Keterangan:

$d_{bkf}$  =Kedalaman sungai (*bankfull mean depth*).

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

Ada 4 kriteria *Width/Depth Ratio* sungai, yaitu:

- Untuk tipe sungai A, E, dan G mewakili W/D ratio lebih kecil dari 12.
- Untuk tipe sungai B, C, dan F mewakili W/D ratio lebih besar dari 12.
- Untuk tipe sungai DA mewakili W/D rati lebih kecil dari 40.
- Untuk tipe sungai D mewakili W/D ratio lebih besar dari 40.



Gambar 3.5 *Width/Depth Ratio* mewakili tipe sungai (Rosgen,1996)

c. Kemiringan sungai (*slope*)

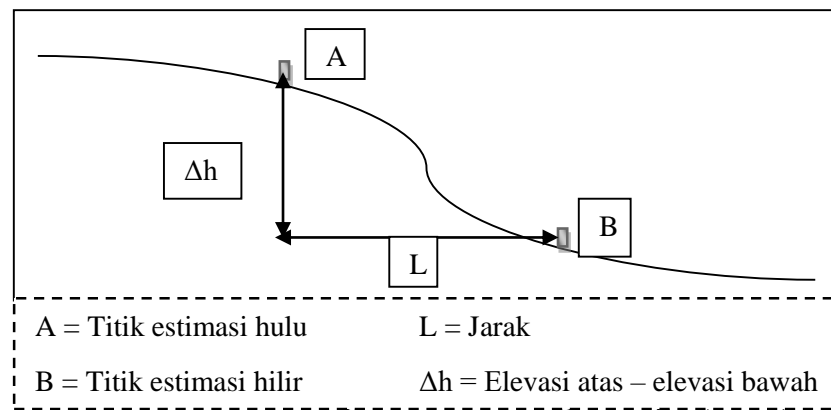
Kemiringan alur sungai merupakan faktor utama dalam menentukan tipe jenis sungai. Setelah tipe sungai diketahui maka dapat ditentukan morfologi suatu sungai dan hubungannya terhadap sedimentasi, fungsi hidrolis, dan fungsi ekologi. Pada sudut pandang morfologi klasik, bentuk alur sungai dibagi menjadi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

- Sungai berbentuk lurus yang ada pada umumnya dimiliki sungai bertipe A.
- Sungai berbentuk bercabang yang umumnya dimiliki sungai bertipe D dan DA.
- 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, E, F, G. Tipe tersebut terbentuk akibat pengaruh kemiringan memanjang dan penyusun dasar sungai. Berdasarkan kemiringan dominannya, sungai dapat dibagi menjadi 7, yaitu:

- Sungai dengan kemiringan dominan diatas 10%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe A+.
- Sungai dengan kemiringan dominan antara 4% sampai 10%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe A.

- Sungai dengan kemiringan dominan antara 2% sampai 4% umumnya dimiliki oleh sungai bertipe B dan G.
- Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 4%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe D.
- Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 2%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe C, E, dan F.
- Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 0,5% umumnya dimiliki oleh sungai bertipe DA.
- Agar lebih mudah dan mempunyai nilai akurat yang tinggi dalam penelitian, maka peneliti mengambil data kemiringan sungai (*slope*) menggunakan selang ukur.



Gambar 3.6 Pengukuran kemiringan dasar sungai

Berikut adalah 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

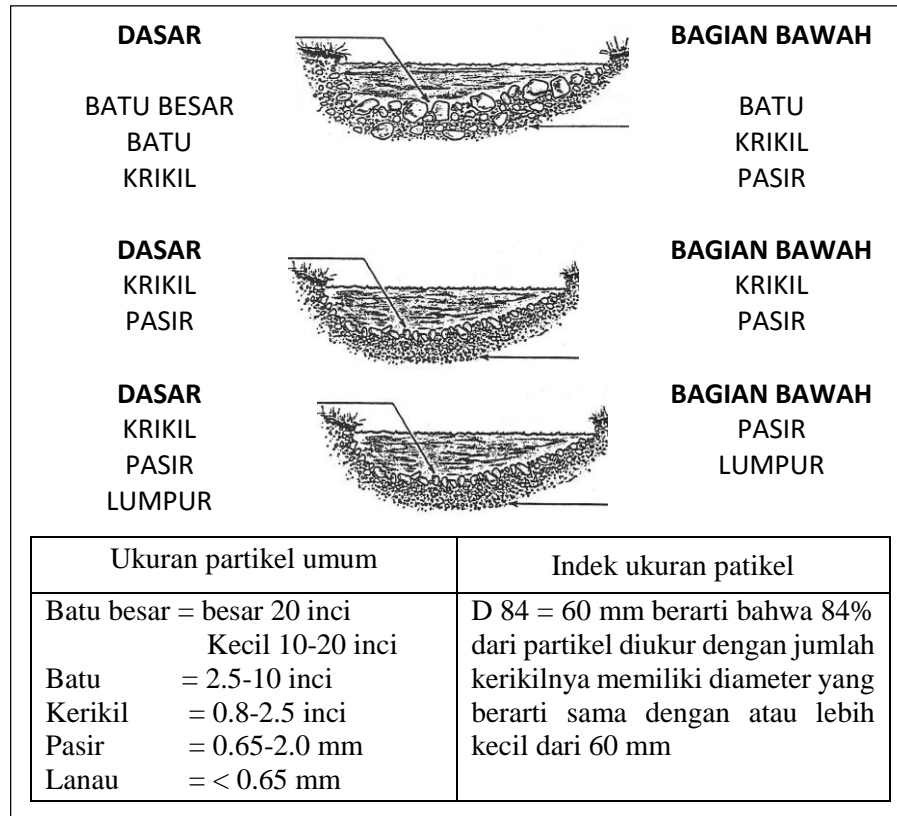
d. Material dasar sungai “D50”

Pengamatan dan pengambilan sampel dasar sungai dilakukan untuk mengetahui ukuran dan jenis sedimen yang membentuk sungai. Untuk mengetahui ukuran butiran pasir dan kerikil maka dilakukanlah uji distribusi butiran. Jenis partikel penyusun material dasar sungai yaitu:

- Patahan, jika berukuran lebih besar dari 2048 milimeter.
- Batu besar, jika berukuran antara 256 - 2048 milimeter.



- Batu, jika berukuran antara 64 – 256 milimeter.
- Kerikil, jika berukuran antara 2 – 64 milimeter.
- Pasir, jika berukuran antara 0,062 – 2 milimeter.
- Lempung lumpur, jika berukuran lebih kecil dari 0,062 milimeter.



Gambar 3.7 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. Ukuran partikel yang dominan merupakan jumlah terbesar dari ukuran partikel yang diamati, selain itu dapat juga ditentukan dengan D-50. D-50 merupakan 50% dari populasi sampel yang dikumpulkan lalu diamati sehingga mewakili diameter partikel di lokasi pengamatan.

## B. Hidrometri

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. (Harto, 1993 dalam Indreswari Nur Kumalawati, 2012)

Berdasarkan penjelasan tersebut maka ruang lingkup hidrometri pada penelitian ini meliputi:

#### 1. Kecepatan Aliran

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

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

- a. Sebuah titik (tiang, pohon, atau tanda lainnya) ditetapkan di salah satu sisi sungai, dan satu sisi diseborang sungai, sehingga kalau ditarik garis (semu) antara dua titik maka garis akan tegak lurus arah aliran sungai.
- b. Ditetapkan jarak (L) tertentu, missal 5m, 20m, 30m, 50m (tergantung kebutuhan dan keadaan), dari garis yang ditarik pada butir satu 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 benda-benda yang dapat terapung (apabila pelampung khusus tidak tersedia).
- e. Pelampung tersebut dilemparkan beberapa meter di sebelah hulu garis pertama, dan gerakannya diikuti. Apabila pelampung tersebut melewati garis yang pertama (di sebelah hulu) maka tombol *stopwatch* ditekan, dan pelampung terus diikuti sampai melewati garis ke dua (di sebelah hilir) maka tombol *stopwatch* ditekan kembali. Dengan demikian waktu (T) yang diperlukan oleh aliran untuk menghanyutkan pelampung dapat diketahui.

Cara menghitung kecepatan aliran sungai:

$$V = \frac{L}{T} \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.4}$$

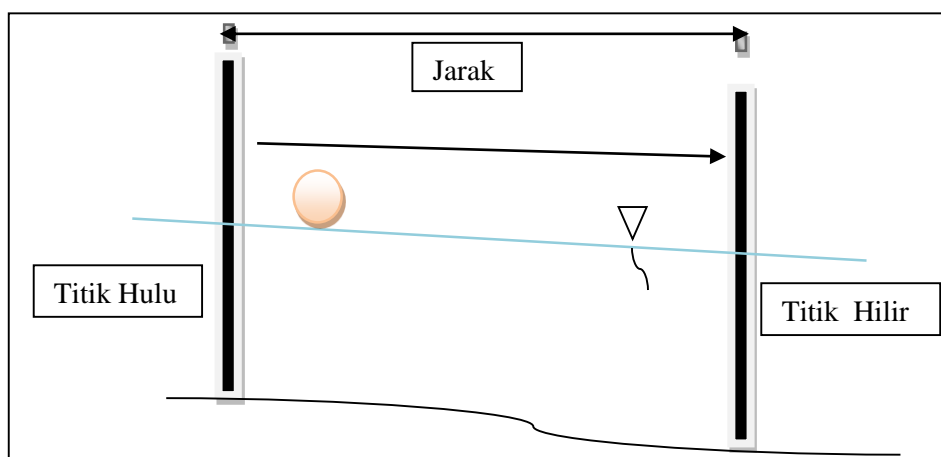
Dengan:

V =Kecepatan rata-rata (m/detik)

L =Jarak (m)

T =Waktu (detik)

Kecepatan yang diperoleh adalah kecepatan permukaan sungai, bukan kecepatan rata-rata penampang sungai. Untuk memperoleh kecepatan rata-rata penampang sungai, nilai tersebut harus dikalikan dengan faktor koreksi C, besar C ini berkisar antara 0,85-0,95. Hal lain yang harus 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 dibagian sepertiga kiri, tengah, dan sepertiga kanan sungai. Setelah hasil diperoleh maka hasil dirata-ratakan.



Gambar 3.8 Sketsa pengukuran kecepatan aliran dengan pelampung.

## 2. Debit

Debit sungai dapat dihitung dengan cara mengukur luas penampang basah dan kecepatan alirannya. Apabila kecepatan alirannya diukur dengan pelampung, cara menghitung debit sungai yaitu:

$$Q = A.V \dots\dots\dots \text{Persamaan 3. 5}$$

Dengan:

Q =Debit sungai (m<sup>3</sup>/detik)

A =Luas penampang sungai (m<sup>2</sup>)

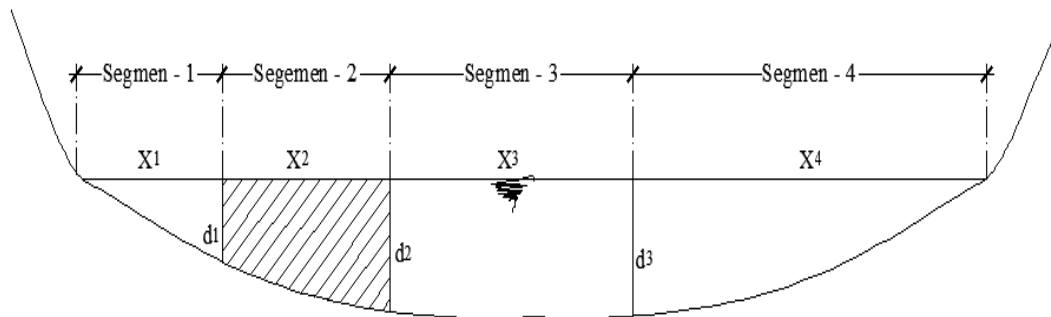
$V$  =Kecepatan rata-rata (m/detik)

### 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 digunakan apabila penampang sungai relatif baik dan mudah diamati baik pada keadaan muka air rendah maupun pada saat muka air tinggi.

### 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

$$L \text{ segmen 1} = \frac{1}{2} \cdot d1 \cdot x1 \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.6}$$

$$L \text{ segmen 2} = \frac{d1+d2}{2} \cdot x2 \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.6 a}$$

$$L \text{ segmen 3} = \frac{d2+d3}{2} \cdot x3 \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.6 b}$$

$$L \text{ segmen 4} = \frac{1}{2} \cdot d3 \cdot x4 \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.6 c}$$

A =Total luas segmen.

= Luas segmen 1 + Luas segmen 2 + Luas Segmen 3 + Luas Segmen 4

### C. Klarifikasi 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 Tentang Metode Analisis Agregat Halus dan Kasar).

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 (Tjokrodinuljo, 2007 dalam Indreswari Nur K, 2012), yaitu sebagai berikut:

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

Jenis dan ukuran partikel penyusun dasar sungai dibedakan menjadi patahan ( $\geq 2048$  mm), batu besar (256 mm - 2048 mm), batu (64 mm - 256 mm), kerikil (2 mm - 64 mm), pasir (0,062 mm - 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 distribusi tidak pernah sama (Rosgen, 1996). Cara menentukan gradasi adalah:

#### - Analisis Saringan

Menurut Muntohar (2006), penyaringan merupakan metode yang biasanya secara langsung untuk menentukan ukuran partikel dengan didasarkan pada batas-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 yang akan diuji dikeringkan dalam oven, gumpalan dihancurkan dan contoh tanah akan lolos melalui susunan saringan setelah saringan digetarkan. Tanah yang tertahan pada masing-masing

saringan ditimbang dan selanjutnya dihitung presentase dari tanah yang tertahan pada saringan tersebut.

Tabel 3.1 Form pengujian analisa saringan agregat halus dan kasar

Saringan	Ukuran butiran	Berat tertahan saringan	% Tertahan (gram)	% tertahan komulatif (gram)	% Lolos saringan
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)

Bila  $W_i$  adalah berat tanah yang tertahan pada saringan ke-1 (dari atas susunan saringan) dan  $W$  adalah berat tanah total, maka presentase berat tanah yang tertahan adalah:

$$\% \text{ Berat tertahan pada saringan} = \frac{W_i}{W} \times 100\% \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.7}$$

Dengan:

$W_i$  =Berat tertahan.

$W$  =Berat total tertahan.

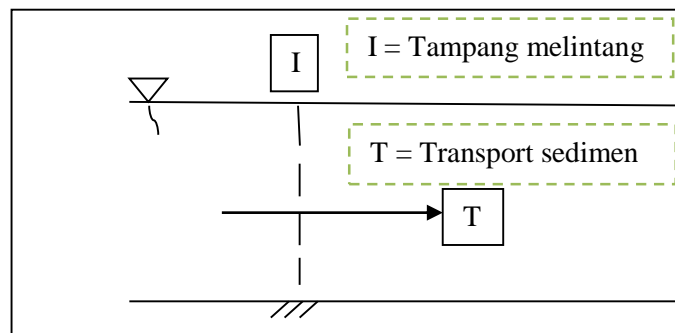
Kemudian hasilnya digambarkan pada grafik presentase partikel yang lebih kecil dari pada saringan yang diberikan (partikel yang lolos saringan) pada sumbu

vertikal dan ukuran partikel pada sumbu horizontal (dalam skala logaritma). Grafik ini dinamakan dengan kurva distribusi ukuran partikel / kurva gradasi.

#### D. Angkutan 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 (1952).

Banyaknya angkutan sedimen atau *transport sediment* (T) dapat dikarenakan dari perpindahan tempat netral sedimen yang melalui suatu tampang melintang selama periode waktu tertentu. Pengetahuan angkutan sedimen atau *transport sediment* untuk mengetahui keadaan seimbang, erosi, dan pengendapan (Kironoto, 1997).



Gambar 3.10 Angkutan 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, yaitu:

- Konsep kondisi kritis ditiadakan, karena kondisi kritik untuk awal gerak sedimen sangat sulit untuk didefinisikan.
- 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 partikel sedimen lebih tepat

dinyatakan dengan konsep probabilitas yang menghubungkan gaya angkat hidrodinamik sesaat dengan berat partikel di dalam 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 temperature pada zat cair yang menyebabkan turunnya viskositas dari zat cair tersebut. Pengaruh viskositas terhadap temperatur seperti gambar yang ditunjukkan dalam Tabel 3.2.

Tabel 3.2 Pengaruh viskositas terhadap temperatur

Temperatur (°C)	Viskositas ( $\times 10^{-3}$ N.s/m <sup>2</sup> )
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	$5,47 \times 10^{-4}$
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	$2,82 \times 10^{-4}$

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.



Tabel 3.3 Contoh gradasi ukuran butiran hasil analisis saringan

Interval ukuran butiran (mm)	Ukuran butiran rata-rata (mm)	% Material
19,1-4,75	11,517	18% = 0,18
2,35-0,425	1,138	58% = 0,58
0,3-0,075	0,1755	24% = 0,24

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

- a. Kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

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

Dengan:

$U'$  =Kecepatan gesek akibat kekasaran butiran.

$g$  =Gravitasi.

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

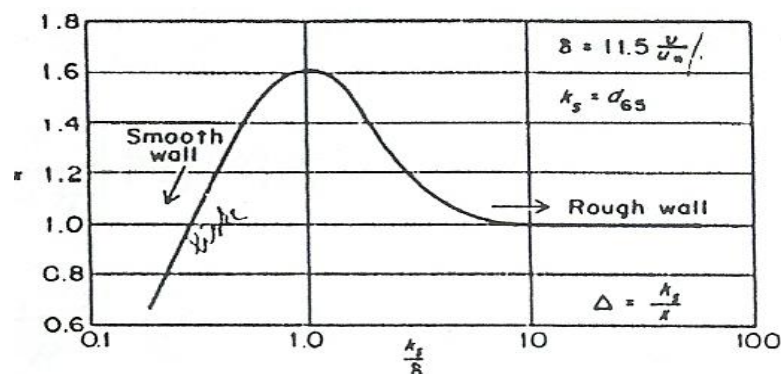
$S$  =Kemiringan dasar saluran.

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

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

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

Untuk  $\frac{ks}{\delta'}$  dari Gambar 3.18, diperoleh nilai x



Gambar 3.11 Faktor koreksi dalam persamaan distribusi kecepatan logaritmik (Einstein, 1952 dalam Daryl B.Simon dan Fuad Senturk, 1992)

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

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

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  $\Delta / \delta' < 1,8$

- c. Kecepatan aliran rata-rata, dihitung dengan persamaan logaritmik, untuk menentukan nilai x di peroleh dari Gambar 3.18.

$$V = 5,75 \cdot u \cdot \log\left(12,27 \frac{Rb' \cdot x}{k_s}\right) \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.10}$$

Dengan:

$V$  =Kecepatan aliran rata-rata.

$u$  =Kecepatan gesek akibat kekasaran butiran.

$k_s$  =Diameter butiran.

- d. Intensitas aliran

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

Dengan:

$\Psi$  =Intensitas aliran.

$d$  =Diameter butiran.

$S$  =Kemiringan dasar saluran.

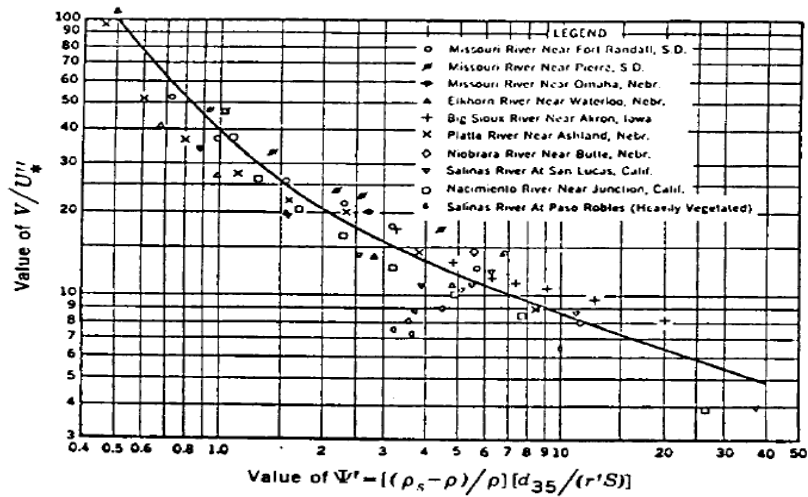
$R_b'$  =Jari-jari hidraulik akibat pengaruh kekasaran butiran.

$\gamma_s$  =Berat spesifik air

$\gamma$  =Berat spesifik sedimen

Untuk  $\psi$  diperoleh berdasarkan Gambar 3.19 (Einstein dan Barbossa, 1952)

diperoleh nilai  $\frac{V}{u}$  :



Gambar 3.12 Grafik perbandingan  $\Psi'$  dengan  $\frac{v}{U'}$  (Einstein, 1952 dalam Daryl B.Simon dan Fuad Senturk, 1992)

$$\frac{v}{U'} = \rightarrow U' \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.12}$$

Dengan:

$u'$  =Kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar.

$V$  =Kecepatan aliran rata-rata.

e. Jari-jari hidraulik akibat konfigurasi dasar.

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

Jari-jari hidraulik total diperoleh:

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

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

Dengan:

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

$U'$  =Kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar.

$g$  =Gravitasi.

$S$  =Kemiringan dasar saluran.

f. 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:

$$\Psi, ' = \frac{\gamma s - \gamma}{\gamma} = \frac{d}{S \cdot R_b'} \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.15}$$

Dengan:

$\Psi$  =Intensitas aliran.

d =Ukuran butiran rata-rata.

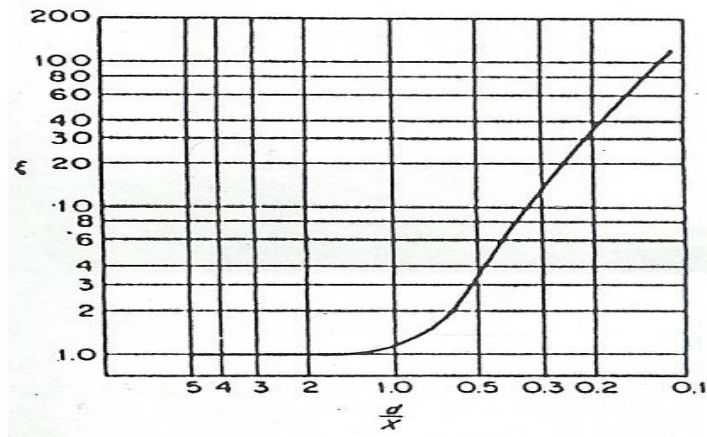
S =Kemiringan dasar saluran.

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

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

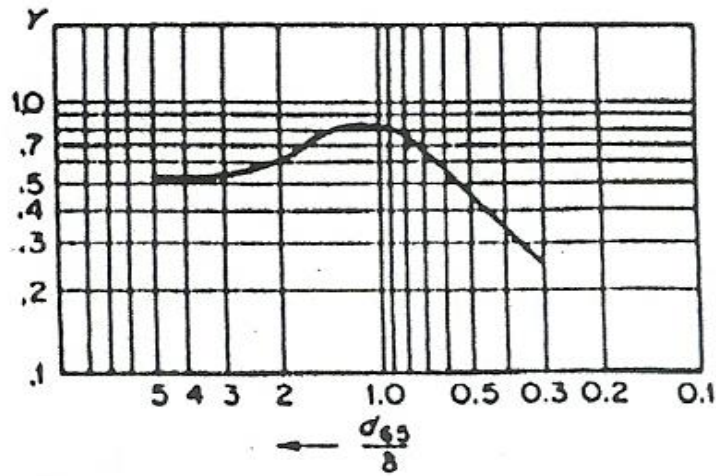
$$\frac{d}{x} = \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.16}$$

Untuk  $\frac{d}{x}$  dari Gambar 3.20, diperoleh nilai *hiding factor*,  $\xi$



Gambar 3.13 Nilai *hiding factor*,  $\xi$  (Eintein, 1952 dalam Deryl B.Simon dan Fuad Senturk, 1922)

Untuk  $\frac{d_{65}}{x}$  dari Gambar 3.21, diperoleh nilai koreksi gaya angkat, Y



Gambar 3.14 Grafik nilai koreksi gaya angkat, Y (Einstein, 1952 dalam Daryl B.Simon dan Fuad Senturk, 1922)

Intensitas aliran yang telah dikoreksi dapat diperoleh:

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

$$\Psi_{,i}' = \xi Y \left[ \frac{\beta}{\beta_s} \right]^2 \psi_{,}' \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.17 a}$$

Dengan:

$\left[ \frac{\beta}{\beta_s} \right]^2$  = Sama dengan satu material seragam dan  $x = 1$

$\Psi_{,i}'$  = Intensitas aliran yang telah dikoreksi.

$\xi$  = Nilai *hiding factor*.

Y = Nilai koreksi gaya angkat.

$\Psi_{,}'$  = Intensiitas aliran berdasarkan nilai  $R_b'$  yang benar.

Untuk  $\Psi_{,}' = (\dots)$  dari Gambar 3.22 (Grafik Einstein) diperoleh nilai  $\theta$ . jika nilai  $\theta$ . berada di luar kurva maka dianggap nilai  $\theta = 0,0$ .



Tabel 3.4  
(Lanjutan)

3										
									$\Sigma$	

Jadi besar angkutan sedimen dapat dihitung dengan persamaan 3.24 berikut ini:

$$q_B = (\Sigma i_b q_b) \times 60 \text{detik} \times 60 \text{menit} \times 24 \text{jam} \times B \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.19}$$

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.

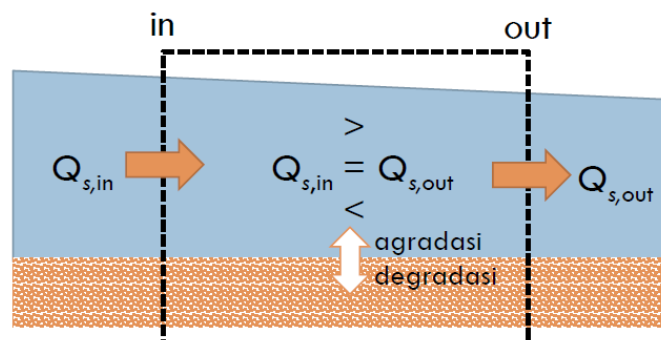
60 detik = Per menit.

60 menit = Per jam.

24 jam = Per hari.

### E. Agradasi dan Degradasi

Dalam sebuah aliran sungai tentu saja ada sedimen yang mengalir bersama dengan aliran air sungai tersebut. Hal inilah yang akan memicu adanya agradasi ataupun degradasi. Degradasi sendiri adalah proses yang terjadi akibat suplai sedimen kecil dan debit aliran sungai yang besar maka akan terjadi degradasi, sedangkan agradasi adalah proses yang terjadi akibat suplai sedimen yang besar namun debit aliran sungai kecil.



Gambar 3.16 Konsep agradasi/degradasi

$$\Delta Q = Q_{in} - Q_{out} \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.20}$$

Dengan:

$Q_{in}$  = Debit yang mengalir di titik tinjauan 1.

$Q_{out}$  = Debit yang mengalir di titik tinjauan 2.

Kemudian mencari nilai aggradasi/degradasi

$$h = \frac{\Delta Q}{A} \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.21}$$

Dengan :

$h$  = Tinggi aggradasi/degradasi.

$A$  = Luas permukaan sungai.

Jika hasil  $h$  negatif, maka pada daerah yang ditinjau terjadi degradasi (gerusan).

Tetapi jika hasil  $h$  positif maka pada daerah yang ditinjau terjadi aggradasi (penumpukan) sedimen setinggi “ $h$ ” dalam satuan jarak/waktu.