

## BAB III

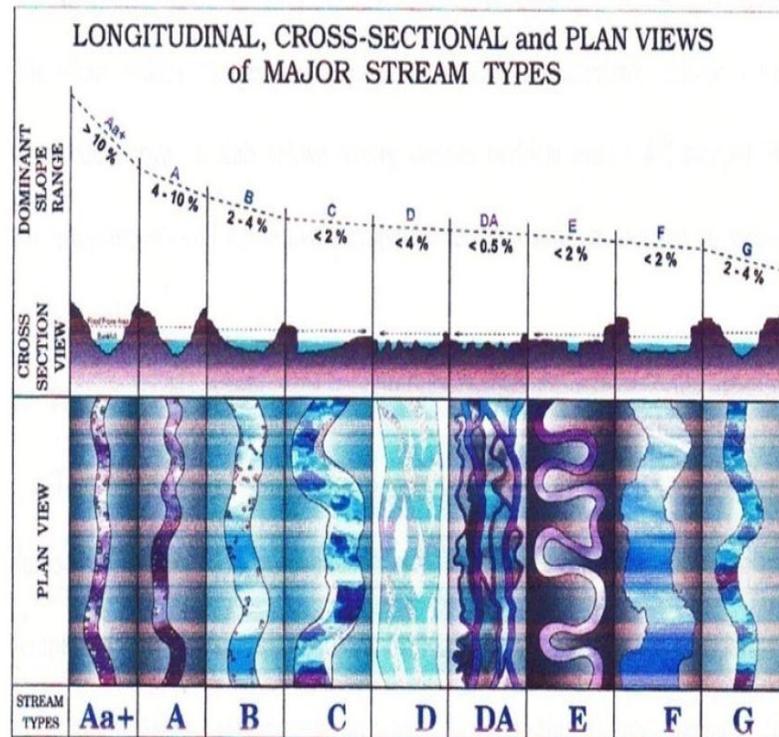
### LANDASAN TEORI

#### A. 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 morfologi sungai menyangkut sifat dinamik sungai dan lingkarannya yang saling berkaitan antara satu dengan yang lainnya (<http://elearning.gunadarma.ac.id>).

##### 1. Tipe morfologi sungai

Menurut Rosgen (1996) tipe-tipe morfologi sungai yang ditunjukkan pada gambar 3.1 adalah sebagai 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 dan aliran terjun. tipe sungai kecil “Aa+” banyak dijumpai pada dataran dengan timbunan agregat, zona pengendapan seperti aliran sungai bersalju, bentuk lahan yang secara structural 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 “A”

Tipe sungai kecil “A” hampir sama dengan tipe sungai kecil “Aa+” yang dilepaskan dalam pengertian bentuk lahan dan karakteristik saluran. perbedaannya adalah bahwa lereng saluran berkisar antar 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 pada kemiringan curam dan sedikit miring, dengan bentuk lahan utama sebagai kolam belerang yang sempit. banyak sungai kecil tipe B adalah hasil pengaruh perkembangan dari zona structural, patahan, sambungan, simpanan koluvial- alluvial, dan bagian lereng lembah yang terkontrol secara structural menjadi lembah yang sempit yang membatasi pengembangan daratan banjir. tipe sungai B mempunyai saluran berparit, rasio lebar per kedalaman (W/D Ratio) ( $>2$ ), sinusitis saluran rendah dan didominasi oleh aliran deras. Morfologi bentuk saluran yang dipengaruhi oleh runtuh dan pembatasan local, 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 sambal 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 oleh rasio lebar/kedalaman yang umumnya  $>12$  dan sinusitis  $>1,4$ . Bentuk morfologi utama dari tipe sungai kecil C adalah saluran dengan relief rendah, kemiringan rendah, sinusitis 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 system saluran yang menunjukkan pola berjalin, dengan rasio lebar per kedalaman sungai yang sangat tinggi ( $>40$ ), dan lereng saluran umumnya dama dengan lereng lembah. tingkat erosi pinggir sungai tinggi dan rasio lebar aliran sangat rendah dengan suplai sedimen tidak terbatas. bentuk saluran merupakan tipe sungai yang tidak bervegetasi. pola saluran berjalin 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 berjalin dengan gradient sungai sangat rendah dan lebar aliran dari tiap saluran bervariasi. tipe sungai kecil DA merupakan suatu system sungai stabil dan memiliki banyak saluran dan rasio lebar per kedalaman serta sinusitis 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. System 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 lapuk atau material abg ydag 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"

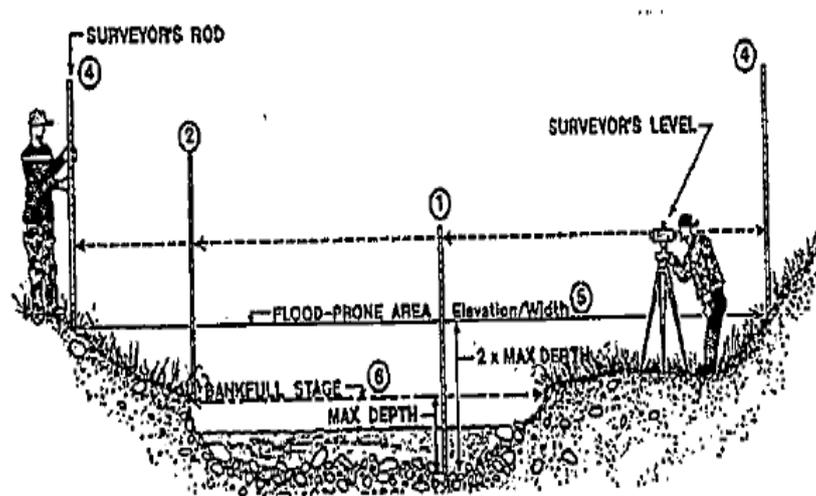
Tipe sungai kecil G adalah saluran bertingkat, berparit, sempit dan dalam dengan sinusitis tinggi sampai sederhana. kemiringan saluran umumnya  $>0,02$ , meskipun saluran dapat mempunyai lereng yang lebih landau dimana sebagai saluran yang dipotong ke bawah, tipe sungai G memiliki laju erosi tepi yang 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.

2. Langkah-langkah menentukan morfologi sungai

Dalam menentukan morfologi sungai maka harus diketahui beberapa factor 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 ( $d_{mbkf}$ ), sinusitis, atau 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.



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

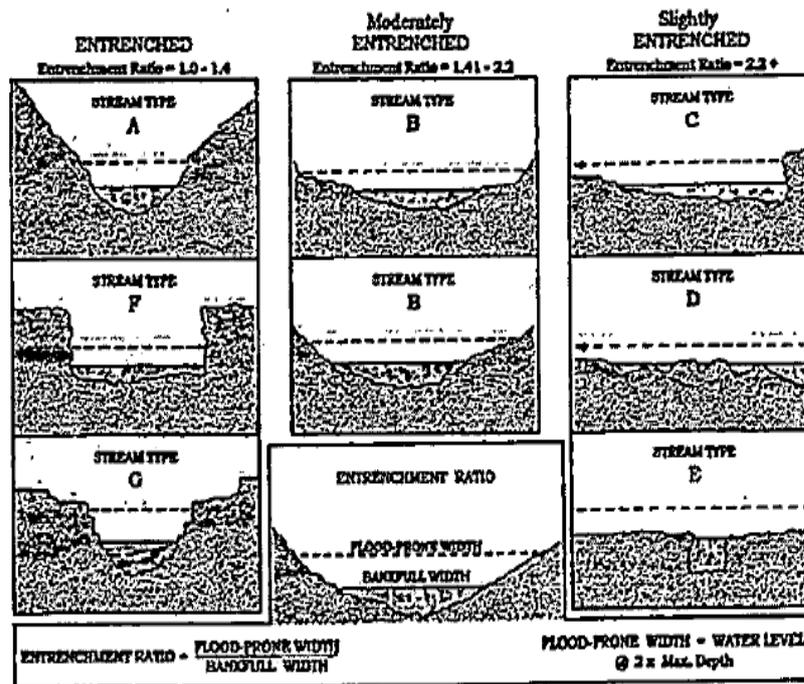
Cara perhitungan dalam menentukan entrenchment ratio adalah sebagai berikut:

$$\text{Entrenchment Ratio} = \frac{\text{lebar aliran banjir (wfpa)}}{\text{lebar aliran sungai (wbkf)}} \quad (3.1)$$

Keterangan :

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

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



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

*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 keatas mewakili tipe sungai C,D dan E

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

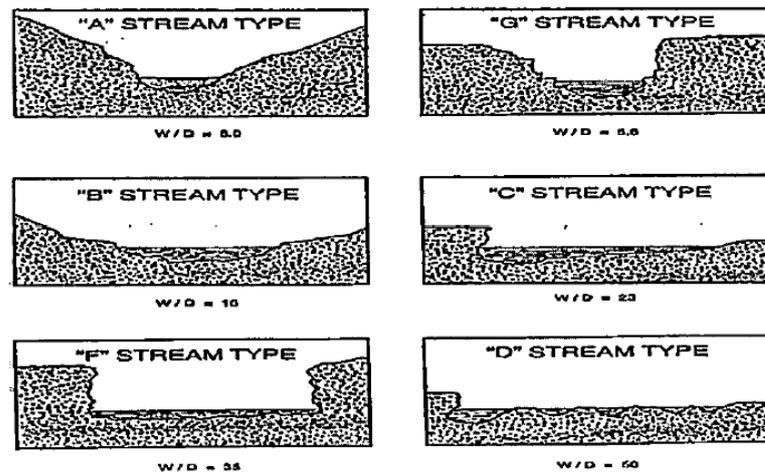
*Width/depth ratio* adalah rasio hubungan antara lebar aliran sungai ( $W_{bkf}$ ) terhadap kedalaman sungai ( $d_{bkf}$ ).adapun rumus yang digunakan adalah :

$$\text{Width/Depth Ratio} = \frac{\text{lebar aliran sungai (wbkf)}}{\text{kedalaman aliran sungai (dbkf)}} \quad (3.2)$$

Keterangan :

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

$dbkf$  = kedalaman aliran sungai (*bankfull mean depth*)



Gambar 3.4 Contoh W/D Ratio Mewakili Tipe Sungai ( Rosgen,1996)

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

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

c. Kemiringan sungai ( *slope* )

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

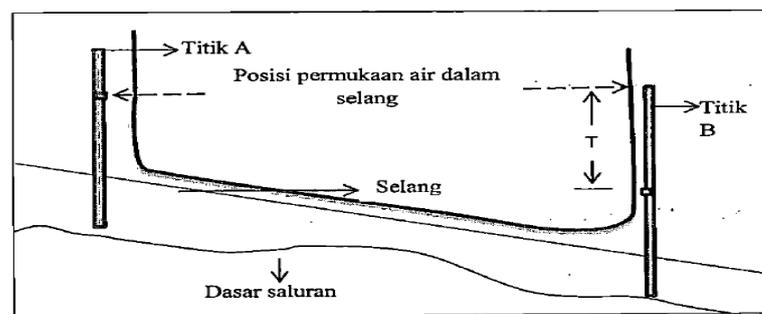
- 1) Sungai yang berbentuk lurus yang pada umumnya dimiliki sungai bertipe A
- 2) Sungai berbentuk jalin/bercabang yang umumnya dimiliki sungai bertipe D dan DA
- 3) Sungai berbentuk meander/berkelok yang umumnya dimiliki sungai bertipe B,C,E,F,G.

Kemiringan aluran 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 penyusutan dasar sungai. Berdasarkan kemiringan dominannya, sungai dapat dibagi menjadi:

- 1) Sungai dengan kemiringan dominan di atas 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 4%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe D.
- 5) Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil 2%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe C, E, dan F.
- 6) Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil 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 sungai (*slope*)

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

$$\text{Kemiringan sungai} = \frac{\text{elevasi atas} - \text{elevasi bawah}}{\text{jarak}} \quad (3.3)$$

Keterangan :

Elevasi atas = elevasi diatas menggunakan estimasi 100 m

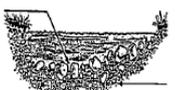
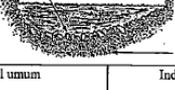
Elevasi bawah = elevasi titik yang diamati

Jarak = jarak per titik tinjauan

d. Material dasar sungai “D<sub>50</sub>”

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. dibawah ini merupakan beberapa jenis partikel penyusun material dasar sungai, yaitu :

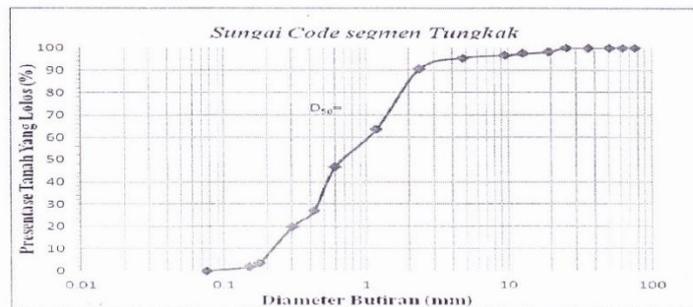
- 1) Patahan, jika berukuran lebih besar dari 2048 milimeter.
- 2) Batu besar, jika berukuran antara 256 sampai 2048 milimeter.
- 3) Batu, jika berukuran antara 64 sampai 256 milimeter.
- 4) Kerikil, jika berukuran antara 2 sampai 64 milimeter.
- 5) Pasir, jika berukuran antara 0,062 sampai 2 milimeter.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

<b>DASAR</b> BATU BESAR BATU KRIKIL		<b>BAGIAN BAWAH</b> BATU KRIKIL PASIR
<b>DASAR</b> KRIKIL PASIR		<b>BAGIAN BAWAH</b> KRIKIL PASIR
<b>DASAR</b> KRIKIL PASIR LUMPUR		<b>BAGIAN BAWAH</b> PASIR LUMPUR
Ukuran partikel umum		Indeks ukuran partikel
Batu besar = besar 20 inchi		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
Kecil 10-20 inchi		
Batu = 2,5-10 inchi		
Kerikil = 0,8-2,5 inchi		
Pasir = 0,65-2,0 mm		

Gambar 3.6 Material penyusun dasar sungai

(Rosgen, 1996)

Untuk menentukan material dasar sungai, maka diambil yang memiliki butiran paling 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 persen dari populasi sampel yang dikumpulkan lalu diamati sehingga mewakili diameter partikel di lokasi tersebut.



Gambar 3.7 Sampel analisis butiran  $D_{50}$

Setelah melakukan perhitungan analisis morfologi kemudian hasilnya dalam table dan gambar yang ditunjukkan pada tabel 3.1

Tabel 3.1 Contoh hasil morfologi sungai

No	Nama	Slope	Enterenchment Ratio				W/D Ratio			D50	Tipe Morfologi Sungai
			Elevasi	Slope %	Lebar Banjir	Lebar Aliran	Entranchment	Lebar Aliran	Kedalaman		
1	Seqmen 1	121	0,0171	25	14,4	1,736	14,4	0,23	62,6	Kerikil berpasir	-
2	Seqmen 2	117	0,00605	26,98	19,8	1,362	19,8	0,49	40,4	Berpasir	-
3	Seqmen 3	114	0,0132	28,3	27,3	1,036	27,3	0,166	164,457	Berpasir	-
4	Seqmen 4	85	0,01625	32,2	8,5	3,788	8,5	0,35	24,285	berpasir	-

## B. Hidrometri

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 berpengaruh peninggian muka air atau aliran lahar. Pos duga air adalah lokasi disungai yang digunakan sebagai tempat pengukuran aliran yang meliputi pengukuran tinggi muka air, debit dan angkutan sedimen yang dilaksanakan secara sistematis. (Soewarno, 1991).

Menurut Harto Br (1993), hidrometri adalah cabang ilmu (kegiatan) pengukuran air atau penhimpunan 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 di suatu penampang sungai tidak dapat dilakukan (paling tidak dengan cara konvensional). Kecepatan aliran ini diukur dalam dimensi suatu panjang setiap suatu waktu, umumnya dinyatakan dalam m/detik. Pengukuran kecepatan menggunakan pelampung (*float*).

Pelampung digunakan sebagai alat pengukuran 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 disalah satu sisi sungai, dan satu sisi di seberang sungai, sehingga kalau ditarik garis (semu) antara dua titik tersebut, maka garis akan tegak lurus arah aliran sungai.
- b. Ditetapkan jarak (L) tertentu, misal 5 m, 20 m, 30 m, 50 m (tergantung kebutuhan dan keadaan), dan garis yang ditarik pada butir 1 diatas. Maka 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 disebelah 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 ( disebelah hilir ) maka tombol stopwatch ditekan kembali. dengan demikian, maka waktu (T) yang diperlukan oleh aliran untuk menghanyutkan pelampung dapat diketahui:
- f. Kecepatan aliran dapat dihiutng dengan :

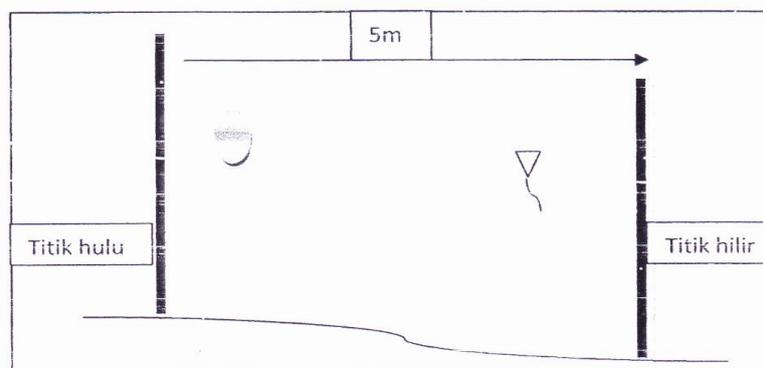
$$V = \frac{L}{T} \text{ m/detik} \quad (3.4)$$

Keterangan :

V = Kecepatan aliran

K = jarak

T = waktu



Gambar 3.8 Pengukuran kecepatan aliran dengan pelampung (*float*)

- g. Perlu diketahui disini 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 factor koreksi C, besar C ini berkisar antara 0,85-0,95.
- h. 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 dibagian kanan sungai. Hasil yang diperoleh kemudian dirata-ratakan.

## 2. Debit

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

$$Q = A \cdot V \quad (3.5)$$

Keterangan :

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

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

V = kecepatan aliran (m/detik)

## 3. Pengukuran kedalaman air atau tinggi muka air

Untuk dapat 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. 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.

#### 4. Pengukuran penampang sungai

Pengukuran penampang dilakukan untuk menentukan debit aliran sungai dan estimasi penampang berbentuk trapesium, sedangkan untuk mengetahui luas penampang digunakan rumus :

$$A = h (b + m.h) \quad (3.6)$$

Keterangan :

A = Luas penampang basah

h = tinggi muka air / kedalaman air

b = lebar saluran sungai

m = kemiringan sungai

### C. Klasifikasi ukuran butiran ( *grand 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 pengujian tentang metode analisis saringan agregat halus dan kasar ).

Menurut Rosgen (1996), jenis dan ukuran partikel penyusun dasar sungai dibedakan menjadi patahan ( $\geq 2048$  mm ), batu besar (256 mm sampai 2048 ), batu (64 mm sampai 256 mm ), kerikil (2 mm sampai 64 mm ), pasir ( 0,062 sampai 2 mm ), lempung/lumpur ( $\leq 0.062$  mm ).

Setiap tanah/sedimen 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 – 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 ontok tanah akan lolos melalui susunan saringan setelah saringan digetarkan. tanah yang tertahan pada masing-masing saringan ditimbang dan selanjutnya dihitung persentase dari tanah yang tertahan pada saringan tersebut. pengujian analisa saringan agregat halus dan kasar dapat dilihat pada tabel 3.2:

Tabel 3.2 Pengujian analisa saringan agregat halus dan kasar  
( SNI 03-1968-1990 )

Saringan	Ukuran Butiran	Berat Tertahan	% Tertahan	% Tertahan Kumulatif	% Lolos
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 (1/4")	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				
N0.100	0,15				
No.200	0,075				
Pan					

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

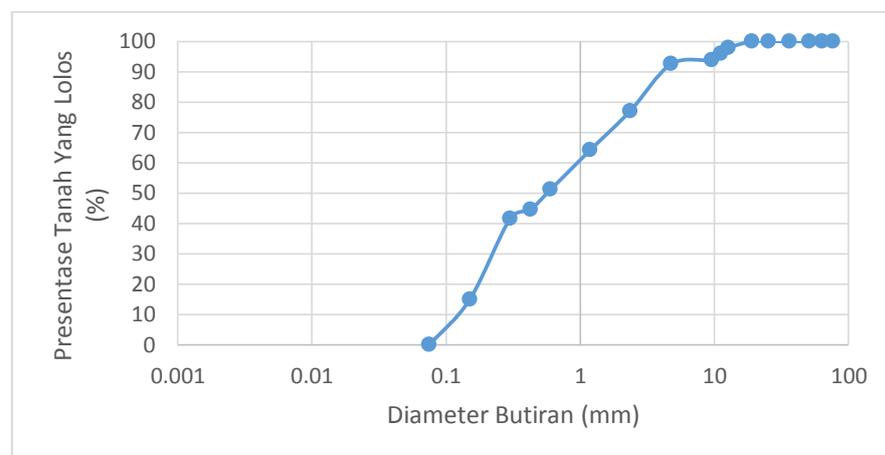
$$\% \text{ Berat tertahan pada saringan} = \frac{W_i}{W} \times 100\% \quad (3.7)$$

Keterangan :

$W_i$  = berat tertahan

$W$  = berat total tertahan

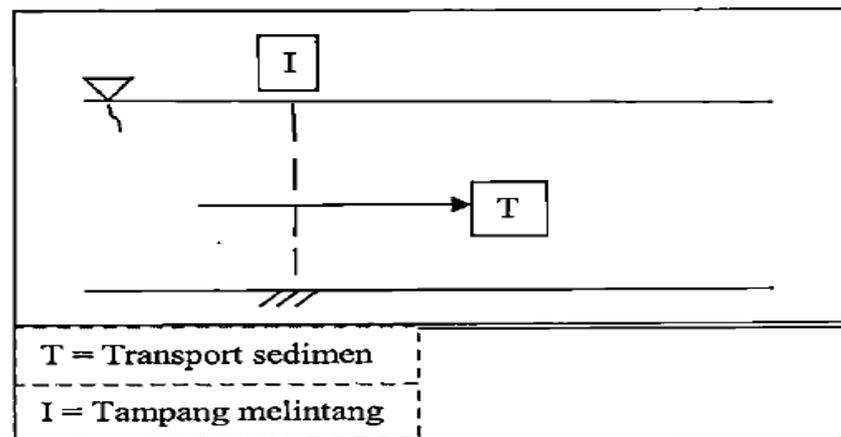
Kemudian hasilnya digambarkan pada grafik persentase partikel yang lecih kecil dari pada saringan yang diberikan ( partikel yang lolos saringan ) pada sumbu partikel dan ukuran partikel pada sumbu horizontal (dalam skala logaritma).grafik ini dinamakan dengan kurva distribusi ukuran partikel atau kurva gradasi seperti ditunjukkan pada Gambar 3.9



Gambar 3.9 Kurva distribusi butiran

#### D. Transport sedimen

Menurut Kironoto,(1997) 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 3.10 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 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 temperature, tekanan, kohesi dan laju perpindahan momentum molekulnya. Viskositas zat cair cenderung menurun dengan seiring bertambahnya kenaikan temperature, hal ini disebabkan gaya gaya kohesi pada zat cair bila dipanaskan akan mengalami penurunan dengan semakin bertambahnya temperature pada zat cair yang menyebabkan berturutnya viskositas dari zat cair tersebut. Pengaruh

viskositas terhadap temperatur seperti yang ditunjukkan dalam tabel 3.3 :

Tabel 3.3 Pengaruh viskositas terhadap temperatur

Temperature (°C)	Viskositas (x10 <sup>-3</sup> N.s/m <sup>2</sup> )
0	1,79 × 10 <sup>-3</sup>
5	1,51 × 10 <sup>-3</sup>
10	1,31 × 10 <sup>-3</sup>
15	1,14 × 10 <sup>-3</sup>
20	1,00 × 10 <sup>-3</sup>
25	8,91 × 10 <sup>-4</sup>
30	7,96 × 10 <sup>-4</sup>
35	7,20 × 10 <sup>-4</sup>
40	6,53 × 10 <sup>-4</sup>
50	5,47 × 10 <sup>-4</sup>
60	4,66 × 10 <sup>-4</sup>
70	4,04 × 10 <sup>-4</sup>
80	3,54 × 10 <sup>-4</sup>
90	3,15 × 10 <sup>-4</sup>
100	2,82 × 10 <sup>-4</sup>

Untuk dapat menghitung angkutan sedimen dasar perlu menentukan ukuran butiran d<sub>35</sub> dan d<sub>65</sub>, mengetahui gradasi ukuran butiran hasil analisis saringan pada tabel 3.4 dibawah ini.

Tabel 3.4 Contoh gradasi ukuran butiran hasil analisis saringan

Interval ukuran butiran (mm)	Ukuran butiran rata-rata (mm)	% Material
0,062- 0,125	0,0935	40%
0,125- 0,250	0,1875	45%
0,2500- 0,500	0,3750	15%

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

1. Kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

$$U' = \sqrt{g \cdot Rb' \cdot S} \quad (3.9)$$

Keterangan :

$U'$  = kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

$g$  = gravitasi

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

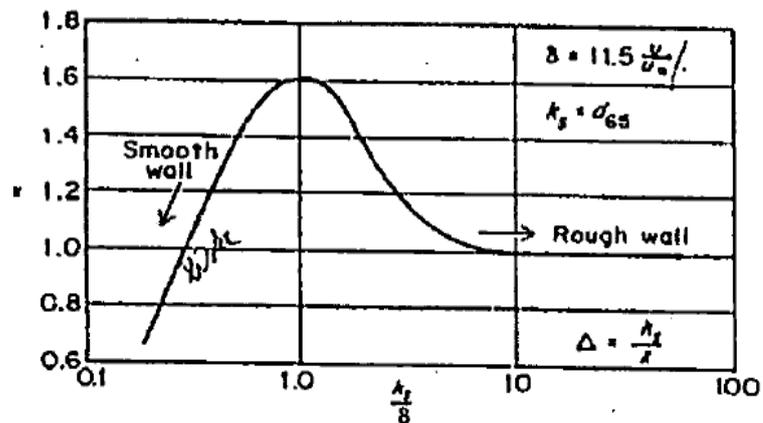
$S$  = kemiringan dasar saluran

2. Tebal lapis kekentalan (sub-viscous)

$$\delta' = \frac{11,6}{U'} \quad (3.10)$$

$$\frac{ks}{\delta} = \frac{d65}{\delta'} \quad (3.10a)$$

Ukuran  $\frac{ks}{\delta'}$  dari gambar 3.14, diperoleh nilai  $x$



Gambar 3.11 Faktor koreksi dalam persamaan distribusi kecepatan logaritmik.

$$\Delta = \frac{d65}{\delta'} \quad (3.10b)$$

$$\frac{\Delta}{\delta'} = (\dots) < \text{atau} > 1,8 \rightarrow x = (\dots) \quad (3.10c)$$

Keterangan :

$\delta'$  = tebal lapis sub-viscous

V = viskositas

$U'$  = kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

$k_s$  = diameter butiran

$\Delta$  = kekasaran dasar saluran

X = karakteristik ukuran butiran tidak seragam, dengan:

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

$$X = 1,39 \delta' \text{ untuk } \Delta / \delta' > 1,8$$

3. Kecepatan aliran rata-rata dihitung dengan persamaan logaritmik. Untuk menentukan nilai x di peroleh dari gambar 3.14:

$$V = 5,75 \cdot U' \cdot \text{Log} \left( 12,27 \frac{Rb \cdot x}{k_s} \right) \quad (3.11)$$

Keterangan:

V = kecepatan aliran rata-rata

$U'$  = kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

$K_s$  = diameter butiran

4. Intensitas aliran

$$\Psi = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \frac{d_{35}}{s \cdot Rb} = 1,65 \frac{d_{35}}{s \cdot Rb} \quad (3.12)$$

$\Psi$  = intensitas aliran

D = diameter butiran

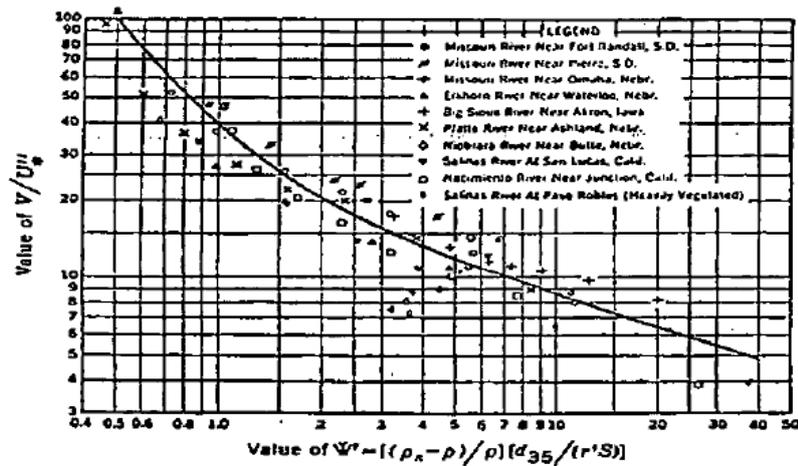
S = kemiringan dasar saluran

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

$\gamma_s$  = berat spesifik air

$\gamma$  = berat spesifik sedimen

untuk  $\Psi$  gambar 3.15 ( Einstein dan Barbosa,1952 ) diperoleh nilai  $\frac{V}{U'}$  :



Gambar 3.12 Grafik Einstein dan Barbarossa (1952)

$$\frac{V}{U'} = (...) \rightarrow U' = \tag{3.13}$$

Keterangan:

$U'$  = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

$V$  = kecepatan aliran rata-rata

5. Jari-jari hidraulik akibat konfigurasi dasar

$$Rb'' = \frac{(U')^2}{gS} \tag{3.14}$$

Jari-jari hidraulik total diperoleh:

$$Rb = Rb' + Rb'' \tag{3.14a}$$

$$Rb = \frac{Bh}{B+2h} \rightarrow h = \tag{3.14b}$$

Keterangan:

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

$U'$  = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

$g$  = gravitasi

$S$  = kemiringan dasar saluran

#### 6. Kontrol hitungan debit

$$Q = AV = (B h U') = \quad (3.15)$$

Keterangan:

$Q$  = debit

$A$  = luas penampang sungai

$V$  = kecepatan

$B$  = lebar saluran sungai

$h$  = tinggi jari-jari hidraulik terhadap aliran

$U'$  = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

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

$$\Psi' = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} = \frac{d}{S \cdot Rb} = \quad (3.16)$$

$\Psi$  = intensitas aliran

$d$  = ukuran butiran rata-rata

$S$  = kemiringan dasar saluran

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

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

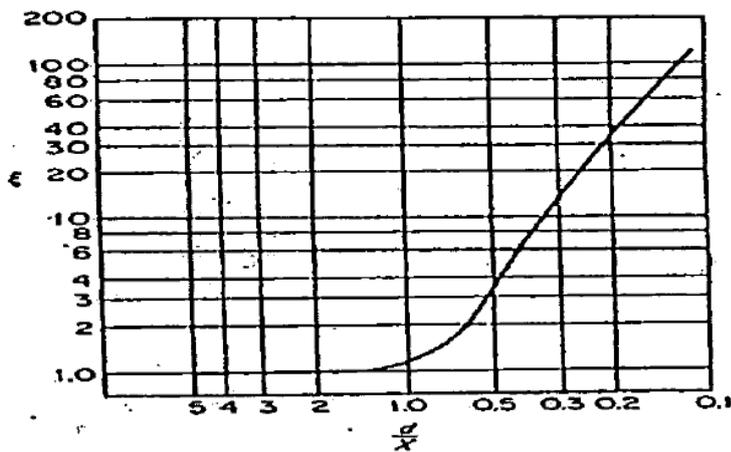
$$\frac{d}{x} = \quad (3.17)$$

Keterangan:

$d$  = ukuran butiran rata-rata

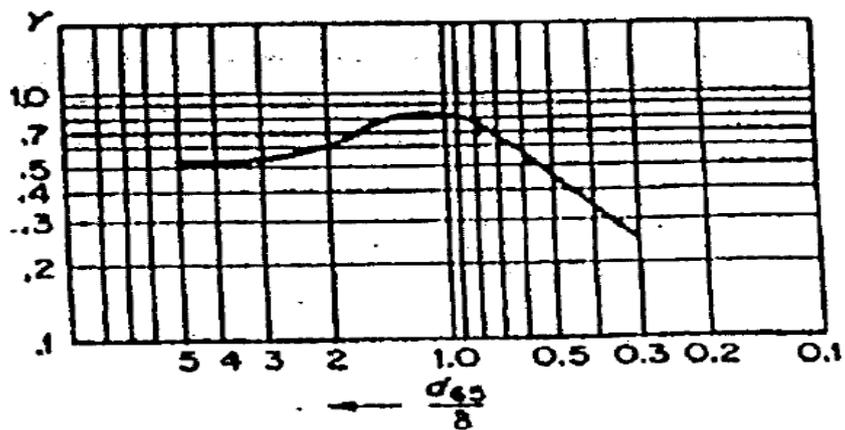
$x$  = karakteristik ukuran butiran

Untuk  $\frac{d}{x}$  dari gambar 3.16, diperoleh nilai hiding factor,  $\xi$



Gambar 3.13 Nilai *hiding* factor,  $\xi$

Untuk  $\frac{d_{65}}{x}$  dari gambar 3.13, diperoleh nilai koreksi gaya angkat,  $Y$



Gambar 3.14 Koreksi gaya angkat,  $Y$

Intensitas aliran yang telah dikoreksi dapat diperoleh:

$$\left[ \frac{R_b}{R_b'} \right]^2 = \left[ \frac{\log(10,6)}{\log(10,6 \frac{x}{\Delta})} \right]^2 = \quad (3.18)$$

$$\Psi_{,i'} = \xi Y \left[ \frac{R_b}{R_b'} \right]^2 \Psi_{,}' \quad (3.18a)$$

Keterangan :

$\left[ \frac{R_b}{R_b'} \right]^2$  = sama dengan satu untuk material seragam dan  $x = 1$

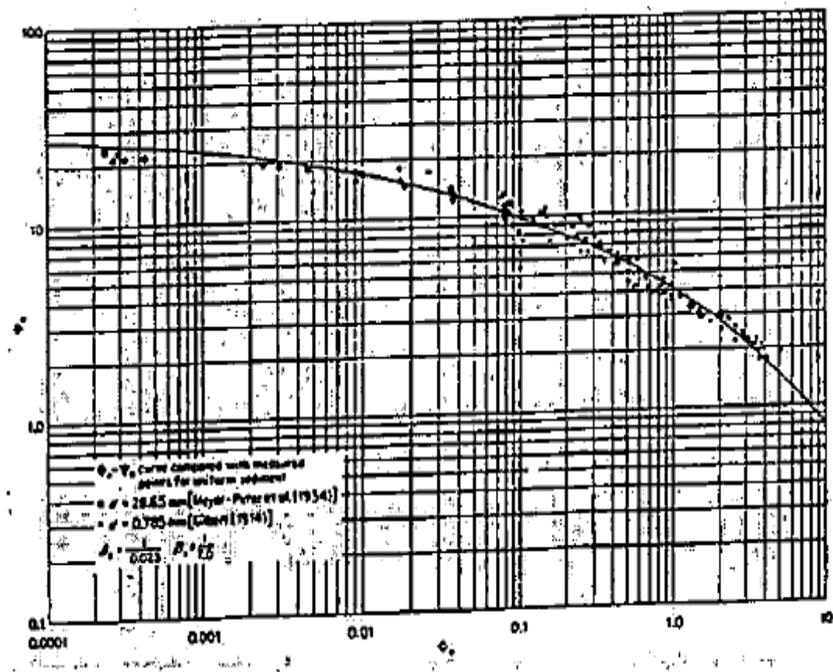
$\Psi_{,i'}$  = intensitas aliran yang telah dikoreksi

$\xi$  = nilai hiding factor

$Y$  = nilai koreksi gaya angkat

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

Untuk  $\Psi_{,}' = (\dots)$  dari gambar 3.18 (grafik Einstein ) diperoleh nilai  $\theta$ , jika nilai  $\theta$  berada di luar kurva maka dianggap nilai  $\theta = 0,0$



Gambar 3.15 Grafik Einstein

7. Besar angkutan sedimen suspense untuk fraksi butiran berukuran

$$(i_b q_b) = i_b \theta \gamma_s (g d)^{3/2} (\Psi)^{1/2} \quad (3.19)$$

Keterangan :

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

$i_b$  = nilai % material

$\theta$  = nilai derajat kemiringan pada grafik Einstein

$g$  = gravitasi

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

$d$  = ukuran butiran rata-rata

$\Psi$  = intensitas aliran

Perhitungan selengkapnya untuk menghitung angkutan sedimen dasar sungai diperlihatkan pada tabel 3.5 berikut ini :

Tabel 3.5 Perhitungan selengkapnya untuk menghitung angkutan sedimen

	d (mm)	$i_b$ (%)	$R_b'$ (m)	$\Psi, \theta$	d/x	$\xi_s$	Y	$\Psi, I'$	$\Theta$	$(i_b q_b)$ (kg/ms)
1										
2										
3										
$\Sigma$										

Jadi besar angkutan sedimen dapat dihitung dengan rumus :

$$q_B = (\sum i_b q_b) \times 60 \text{detik} \times 60 \text{menit} \times 24 \text{jam} \times B \quad (3.20)$$

Keterangan :

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

$(\sum i_B Q_B)$  = besar angkutan sedimen setiap fraksi

B = lebar saluran / sungai

60detik = per menit

60menit = per jam

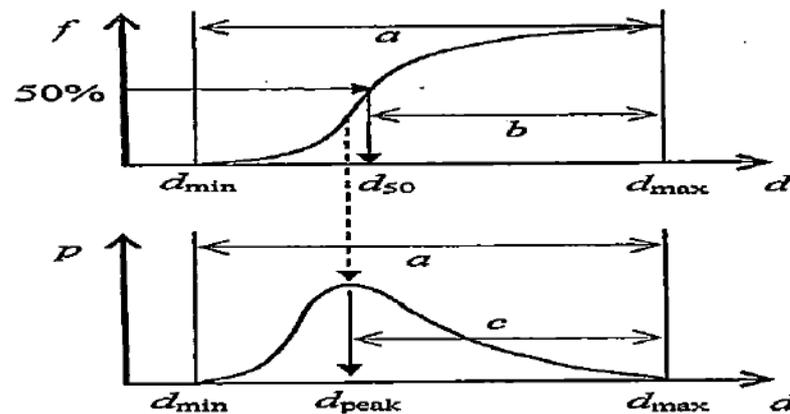
24jam = per hari

### E. Porositas sedimen

Menurut Sulaiman (2008), untuk menghitung nilai porositas sedimen dasar sungai dilakukan dengan langkah-langkah berikut. pertama, material dasar disetiap titik yang mewakili bagian atas, tengah dan bawah diayak untuk mendapatkan distribusi ukuran butir. selanjutnya, jenis distribusi ukuran butir ditentukan berdasarkan nilai parameter  $\gamma$  dan  $\beta$ , yang dihitung dengan persamaa berikut:

$$\gamma = \frac{\log d_{max} - \log d_{50}}{\log d_{max} - \log d_{min}} \quad (3.21)$$

$$\beta = \frac{\log d_{max} - \log d_{peak}}{\log d_{max} - \log d_{min}} \quad (3.22)$$

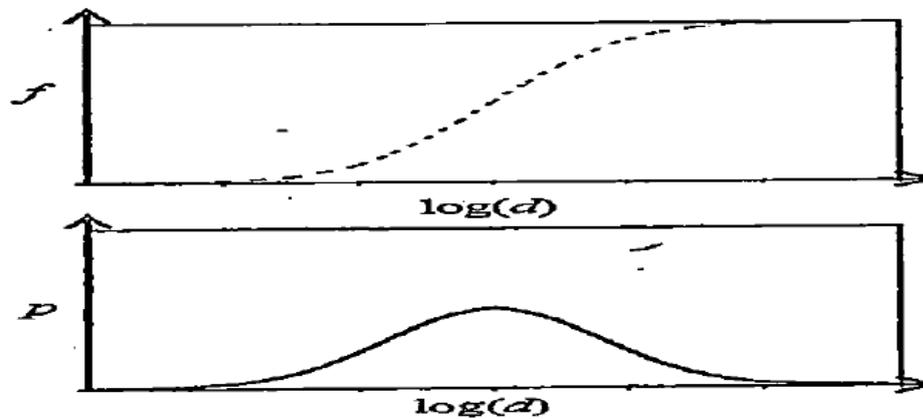


Gambar 3.16 Gambar skematik grafik indikasi geometric  $\gamma$  dan  $\beta$  (sulaiman,2008 )

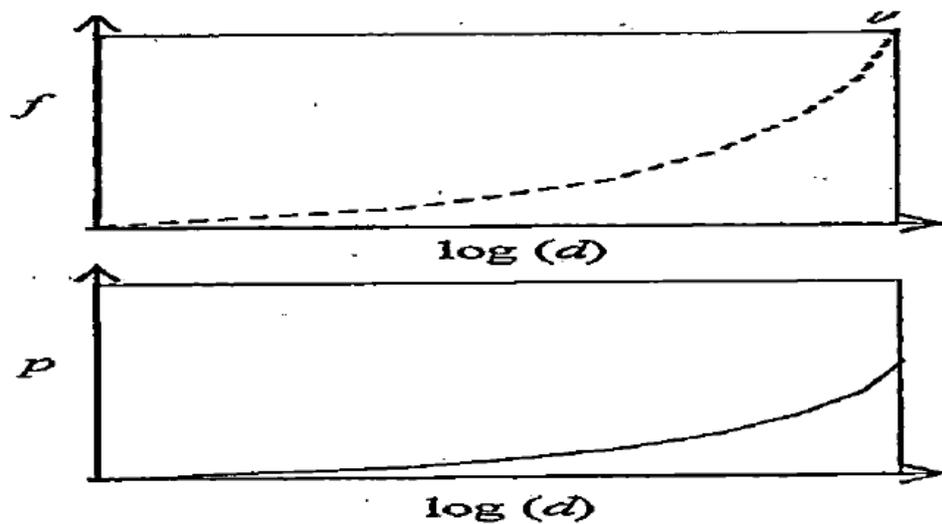
Keterangan :

$\gamma$ dan $\beta$	= parameter geometric
$d_{max}$	= diameter maksimal
$d_{min}$	= diameter minimal
$d_{peak}$	= ukuran butir puncak
$d_{50}$	= 50% populasi sampel yang diamati

setelah nilai-nilai  $\gamma$  dan  $\beta$  diketahui, jenis distribusi ukuran butir dapat ditemukan dengan menggunakan diagram diusulkan oleh Sulaiman (2008).



Gambar 3.17 Diagram tipe log normal distribusi  
( Sulaiman,2008)



Gambar 3.18 Diagram tipe Talbot distribusi  
( Sulaiman,2008)

Selanjutnya, nilai porositas dihitung dengan persamaan berikut:

1. Distribusi lognormal

$$\sigma_l^2 = \sum_{j=1}^N (Ind_j - Ind)^2 P_{sj} \quad (3.23)$$

Dengan ketentuan :

$$\gamma = (0,1561 \text{ jika } 1 < \sigma) \quad (3.23a)$$

$$\gamma = (0,0465 \sigma) + (0,2258 \text{ jika } 1,25 < \sigma < 1,5) \quad (3.23b)$$

$$\gamma = (-0,141 \sigma) + (0,3445 \text{ jika } 1 < \sigma < 1,25) \quad (3.23c)$$

$$\gamma = (-0,105 \sigma) + (0,3088 \text{ jika } 0,75 < \sigma < 1,0) \quad (3.23d)$$

$$\gamma = (-0,1871 \sigma) + (0,3698 \text{ jika } 0,5 < \sigma < 0,75) \quad (3.23e)$$

Keterangan:

QC = standar deviasi

D = diameter butir

J = kelas ukuran butir

Psj = proporsi kelas j

$\gamma$  = porositas

Tipe distribusi ukuran butir log normal adalah yang sering terjadi pada kondisi sungai yang masih alamnia.dan material dasar sungai umumnya seragam berupa material kasar dan material halus.

2. Distribusi m tallbot

$$n_T(x\%) = \frac{\ln(F(DX\%))}{\ln\left(\frac{\log Dx\% - \log Dmin}{\log Dmin - \log Dmin}\right)} \quad (3.24)$$

$$n_T = \frac{nT(16\%) + nT(25\%) + (50\%) + nT(75\%) + nT(85\%)}{5} \quad (3.24a)$$

Dengan ketentuan:

$$100 < D_{\text{maks}}/D_{\text{min}} = \gamma = 0,0125 n_T + 0,3 \quad (3.24b)$$

$$100 \leq D_{\text{maks}}/d_{\text{min}} = \gamma = 0,0125 N_t + 0,3 \quad (3.24c)$$

$$D_{\text{maks}}/d_{\text{min}} 1000 \geq \gamma = 0,0125 N_t + 0,15 \quad (3.24d)$$

Keterangan :

$f(d)$  = persen kumulatif butiran halus

$n_T$  = angka Tablot

Tipe distribusi M Talbot sering terjadi disungai vulkanik di mana material dasar sungai umumnya didominasi oleh material kasar.