

BAB III

LANDASAN TEORI

A. Tinjauan Umum

Hidrolika adalah bagian dari ilmu yang mempelajari perilaku air baik dalam keadaan diam atau yang disebut hidrostatisa maupun dalam keadaan bergerak atau disebut hidrodinamika. Untuk mengetahui karakteristik suatu aliran air sungai dengan lebar penampang yang besar memerlukan pendekatan beberapa pengamatan dengan melakukan pengukuran. Dalam hidrologi ilmu hidrologi sangat dibutuhkan dalam pendekatan secara nyata atau kondisi sesungguhnya.

Aliran air dalam sungai sangat beragam dan dipengaruhi oleh beberapa faktor diantaranya adalah debit sungai yang tergantung pada daerah aliran sungai tersebut. Faktor kemiringan sungai yang dapat digunakan sebagai petunjuk tingkat kecepatan aliran. Kemudian faktor lebar penampang sungai yang dapat mempengaruhi kecepatan arus. Dengan faktor-faktor itulah terjadi dampak minor dan mayor terhadap penyebab terjadinya erosi dan sedimentasi.

Dalam ilmu hidrolika dapat digunakan untuk menganalisis serta identifikasi suatu aliran yaitu tinggi muka air dan kecepatan aliran. Hidrolika juga digunakan dalam menganalisa koefisien manning atau koefisien kekasaran saluran pada sisi kiri, sisi kanan, dan dasar saluran atau sungai. Analisa koefisien manning didasarkan pada tinggi muka air dan kecepatan aliran permukaan hasil pengamatan di lapangan. Pengamatan di lapangan mendapatkan data debit dan beberapa input nilai angka koefisien kekasaran saluran maka akan diperoleh suatu nilai output berupa nilai tinggi muka air dan kecepatan aliran yang paling mendekati hasil pengamatan yang telah dilakukan. Data tersebutlah menjadi titik acuan untuk penelitian angkutan sedimen yang berada pada suatu saluran. Untuk mengetahui perilaku sedimen pada kondisi tertentu apakah terjadi keadaan seimbang, erosi, maupun sedimentasi. Juga untuk memprediksi kuantitas angkutan sedimen pada proses tersebut. Proses yang terjadi secara alami ini

kuantitasnya ditentukan oleh gaya geser aliran serta diameter butiran sedimen, angkutan sedimen dapat menyebabkan terjadinya perubahan dasar sungai. Angkutan sedimen pada suatu ruas sungai yang dibatasi oleh tebing kanan dan kiri akan mengalami erosi atau pengendapan tergantung besar kecilnya debit aliran. Sedangkan untuk mengetahui seberapa besar ruang dasar sungai juga dilakukan penelitian dengan mengambil data dari lebar, panjang, dan kedalaman sungai di Pias Jembatan Bantar dan *Intake* Sapon. Dengan teori-teori yang telah ada yaitu seperti *Meyer Peter Muller* (1948) , *Enstein* dan *Frijlink* (1952) dapat dilakukan komparasi untuk menganalisa angkutan sedimen yang ada pada saluran sungai di Pias Jembatan Bantar dan *Intake* Sapon.

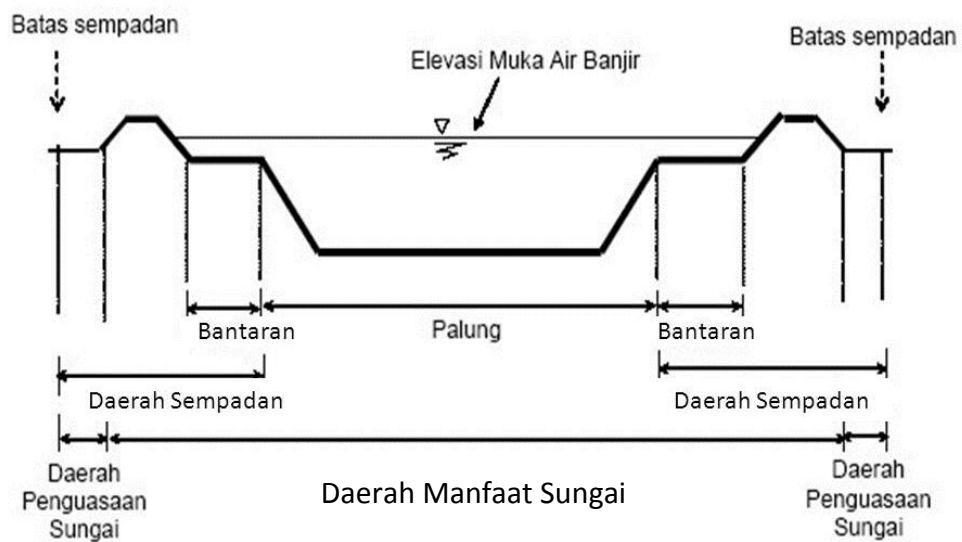
B. Hidrometri

Hidrometri adalah cabang ilmu (kegiatan) pengukuran air, atau pengumpulan data dasar bagi analisis hidrologi (Brotowiryatmo, 1993). Dapat disimpulkan bahwa kegiatan hidrometri pada sungai diartikan sebagai kegiatan untuk mengumpulkan data hidrologi sungai, baik dari ketinggian muka air sungai, kecepatan aliran sungai, luas penampang sungai, debit sungai maupun sedimentasi pada sungai dan unsur – unsur lain yang terkait tentang data hidrologi sungai. Beberapa macam dari kegiatan hidrometri (pengukuran dan pengolahan data) pada aliran sungai meliputi jenis :

1. Pengukuran Tinggi Muka Air

Pengukuran tinggi muka air dapat dilakukan dengan bermacam – macam alat tergantung dari kondisi aliran sungai yang akan di ukur, salah satunya dengan tongkat duga atau papan duga yang pada sisinya terdapat rambu ukur ataupun menggunakan alat yang memantulkan sonar sampai ke dasar saluran. Pada Gambar 3.1, tinggi muka air biasanya dinyatakan dalam satuan meter (m) atau centimeter (cm). Fluktuasi permukaan air sungai menunjukkan adanya perubahan kecepatan aliran dan debitnya. Pengukuran tinggi muka air merupakan langkah awal dalam pengumpulan data aliran sungai sebagai data dasar hidrologi.

Data tinggi muka air dapat digunakan misalnya menentukan perubahan kedalaman aliran dari waktu ke waktu. Hal tersebut berlaku untuk keperluan analisa hidrologi, data tinggi muka air digunakan sebagai dasar perhitungan debit setelah dibuat hubungan antara tinggi muka air dan debit hasil pengukuran debit yang dilakukan secara berkala, yang mencakup pengukuran debit pada muka air rendah sampai tinggi. Dengan demikian ketelitian dalam perhitungan data debit juga tergantung daripada ketelitian pengukuran tinggi muka air.

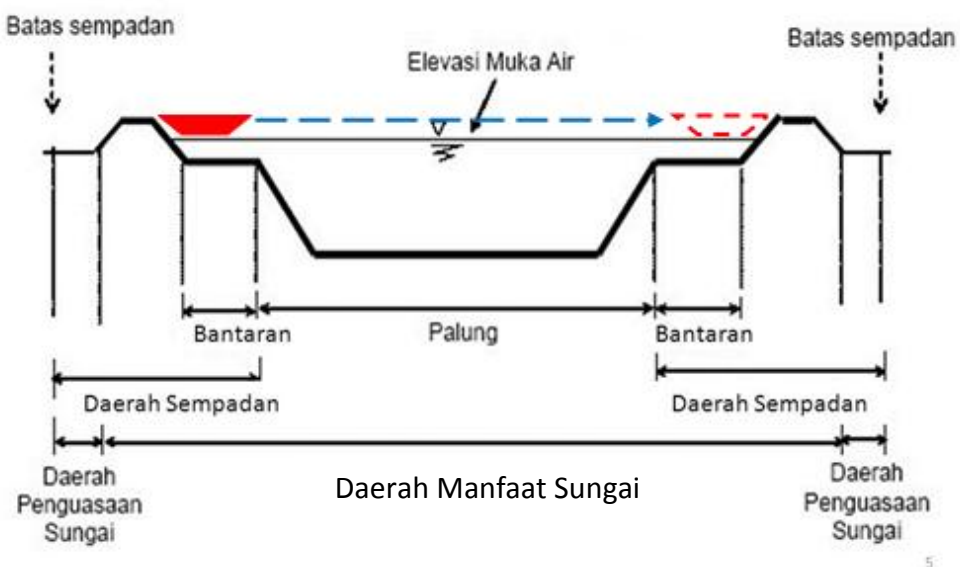


Gambar 3.1 Potongan melintang saluran (Irdi, 2007).

2. Pengukur Lebar Saluran

Keputusan Menteri Permukiman dan Prasarana Wilayah Nomor: 360/KPTS/M/2004 pengukuran penampang melintang sungai dilakukan dengan metode tachymetri. Metode tachymetri adalah pengukuran detail situasi menggunakan alat-alat optis, elektronis, dan digital. Pengukuran detail cara tachymetri dimulai dengan penyiapan alat ukur di atas titik ikat (*banchmark*) dan penempatan rambu di titik bidik. Setelah alat siap untuk pengukuran, dimulai dengan perekaman data di tempat alat berdiri, pembidikan ke rambu ukur, pengamatan azimuth dan pencatatan data di rambu BT, BA, BB serta sudut miring.

Dalam keputusan menteri tersebut menyatakan apabila kondisi aliran sungai tidak memungkinkan untuk menggunakan rambu ukur, maka pengukuran detail dasar sungai dilakukan dengan cara *sounding* dapat dilihat pada Gambar 3.2. *Sounding* adalah pengukuran kedalaman dengan memanfaatkan pantulan gelombang suara menggunakan alat *Echosounder*. Alat ini mampu merekam kedalaman serta lebar penampang basah karena pada dasarnya merupakan GPS dengan system *tracking* yang kemudian data tersebut diolah menggunakan *software* guna mengetahui lebar penampang untuk keperluan analisis luas pada penampang melintang.



Gambar 3.2 Pengukuran lebar saluran (Irdi, 2007).

3. Kecepatan Aliran

Kecepatan aliran merupakan komponen aliran yang sangat penting. Hal ini disebabkan karena pengukuran debit secara langsung tidak dapat dilakukan. Kecepatan diukur dalam dimensi satuan panjang suatu waktu, umumnya dinyatakan dalam satuan meter / detik (m/d) dapat dilihat pada Gambar 3.3. Pengukuran kecepatan aliran dapat dilakukan dengan berbagai cara salah satunya adalah dengan pelampung (*float*). Pelampung digunakan sebagai alat pengukur kecepatan aliran apabila kecepatan yang diperlukan adalah kecepatan aliran dengan tingkat ketelitian relative kecil. Adapun langkah – langkah pengukuran kecepatan aliran dengan pelampung adalah sebagai berikut :

- a. Sebuah titik (tiang, pohon atau tanda lain) ditetapkan di salah satu sisi sungai, dan satu titik disisilain sungai, sehingga kalau ditarik garis semu antara kedua titik tersebut, maka akan terbentuk garis tegak lurus yang searah dengan aliran sungai.
- b. Menetapkan jarak (L) tertentu, misalnya 5 m, 10 m, 20 m, atau 50 m. Jarak tersebut tergantung kebutuhan dan keadaan antara titik yang sudah di tentukan sebelumnya. Semakin deras arus aliran sungai maka jarak yang dibutuhkan akan semakin panjang.
- c. Mencari benda yang dapat mengapung untuk dijadikan pelampung (biasanya botol atau bola ping pong yang diisi sedikit air).
- d. Pelampung tersebut di hanyutkan dari titik pertama ke titik yang kedua. Saat pelampung mulai dihanyutkan maka penghitungan waktu dimulai juga. Waktu yang didapat adalah waktu dimana pelampung hanyut dari titik pertama ke titik kedua.
- e. Kecepatan aliran (v) dapat dihitung dengan rumus :

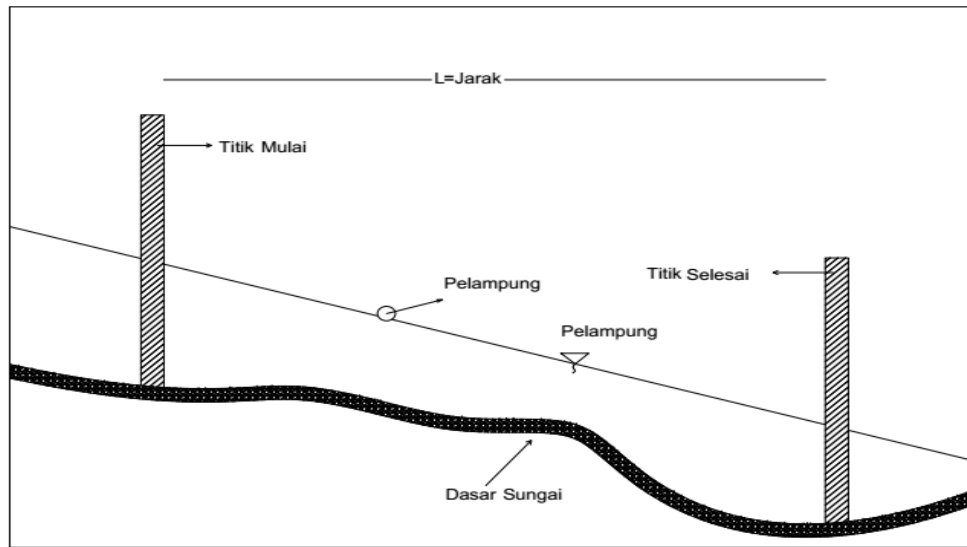
$$v = \frac{l}{t} \text{ (m/s) } \dots\dots\dots(3.1)$$

dengan :

l = Jarak (m)

t = Waktu (s)

- f. Kecepatan yang diperoleh disini adalah kecepatan air yang ada di permukaan sungai, bukan kecepatan rata – rata penampang sungai. Hal tersebut dikarenakan pelampung hanya hanyut pada permukaan sungai saja .
- g. Pengukuran ini tidak boleh dilakukan hanya sekali saja karena distribusi kecepatan aliran pada area permukaan sungai tidak merata. Maka dianjurkan paling tidak dengan tiga kali pengukuran, yaitu pengukuran pada sisi kiri sungai , tengah sungai, dan sisi kanan sungai. Hasil yang didapat kemudian dirata- rata maka kita akan mendapatkan kecepatan permukaan aliran sungai.



Gambar 3.3 Metode pengukuran kecepatan aliran dengan pelampung (*float*)

4. Pengukuran Debit

Debit (*discharge*), atau besarnya aliran sungai (*stream flow*) adalah volume aliran yang mengalir melalui suatu penampang melintang sungai per satuan waktu. Debit dinyatakan dalam satuan m^3/d atau liter/detik. Aliran adalah pergerakan air di dalam alur sungai. Pada dasarnya perhitungan debit adalah pengukuran luas penampang, kecepatan aliran, dan tinggi muka air.

Debit (Q) dapat dihitung dengan rumus :

$$Q = A \cdot v \dots \dots \dots (3.2)$$

dengan :

- Q = Debit (m^3/d)
- A = Luas penampang (m^2)
- v = Kecepatan aliran rata-rata (m/d)

Nilai A didapat dari asli lapangan maka menggunakan persamaan

$$A = h (b + m \times h) \dots \dots \dots (3.3)$$

dengan :

- A = Luas penampang (m^2)
- h = Kedalaman aliran (m)
- b = Lebar dasar aliran (m)
- m = Kemiringan tebing (vertical : horizontal)

Dengan demikian perhitungan debit adalah pengukuran dan perhitungan kecepatan aliran, lebar aliran dan pengukuran tinggi muka air yang akan digunakan untuk perhitungan luas penampang.

C. Klasifikasi Ukuran Butiran Sedimen

Ukuran partikel merupakan karakteristik sedimen yang dapat diukur secara nyata. Beberapa ahli hidraulika menggunakan klasifikasi ukuran butiran menurut AGU (*American Geophysical Union*) sebagaimana yang ditunjukkan pada Tabel 3.1 serta menggunakan teknik analisis penyaringan dengan metode ayak kering dan ayak basah yang menggunakan saringan sedimen bertingkat dengan diameter berbeda-beda. Ponce (1989) menyatakan bahwa batu besar (*boulders*) dan krakal (*cobbles*) dapat diukur tersendiri, kerikil (*gravel*) dapat diukur tersendiri atau dengan ayakan, dan pasir diukur dengan ayakan. Ayakan nomor 200 digunakan untuk memisahkan partikel pasir dari partikel yang lebih halus seperti lumpur dan lempung.

Tabel 3.1 Klasifikasi ukuran butiran menurut *American Geophysical Union* (AGU)

Interval/range (mm)	Nama	Interval/range (mm)	Nama
4096 - 2048	Batu sangat besar (<i>Very Large Boulders</i>)	1/2 - 1/4	Pasir sedang (<i>Medium Sand</i>)
2048 - 1024	Batu besar (<i>Large Boulders</i>)	1/4 - 1/8	Pasir halus (<i>Fine Sand</i>)
1024 - 512	Batu sedang (<i>Medium Boulders</i>)	1/8 - 1/16	Pasir sangat halus (<i>Very Fine Sand</i>)
512 - 256	Batu kecil (<i>Small Boulders</i>)	(s/d 0.0625 mm) 1/16 - 1/32	Lumpur kasar (<i>Coarse Silt</i>)
256 - 128	Kerakal besar (<i>Large Cobbles</i>)	1/32 - 1/64	Lumpur sedang (<i>Medium Silt</i>)
128 - 64	Kerakal kecil (<i>Small Cobbles</i>)	1/64 - 1/128	Lumpur halus (<i>Fine Silt</i>)
64 - 32	Kerikil sangat kasar (<i>Very Coarse Gravel</i>)	1/128 - 1/256	Lumpur sangat halus (<i>Very Fine Silt</i>)
32 - 16	Kerikil kasar (<i>Coarse Gravel</i>)	1/256 - 1/512	Lempung kasar (<i>Coarse Clay</i>)
16 - 8	Kerikil sedang (<i>Medium Gravel</i>)	1/512 - 1/1024	Lempung sedang (<i>Medium Clay</i>)
8 - 4	Kerikil halus (<i>Fine Gravel</i>)	1/1024 - 1/2048	Lempung halus (<i>Fine Clay</i>)
4 - 2	Kerikil sangat halus (<i>Very Fine Gravel</i>)	1/2048 - 1/4096	Lempung sangat halus (<i>Very Fine Clay</i>)
2 - 1	Pasir sangat kasar (<i>Very Coarse Sand</i>)		Koloid
1 - 1/2	Pasir kasar (<i>Coarse Sand</i>)		

Sumber : *Mechanics of Sediment Transportation and Alluvial Stream Problem*, Garde & Raju (1985).

Bentuk butir sedimen merupakan salah satu sifat sedimen yang sering dianggap ikut berpengaruh terhadap proses transport sedimen. Pengaruh yang terjadi berupa kecepatan endap sedimen itu sendiri. Koefisien/parameter bentuk butir sedimen direpresentasikan menjadi 3 bagian :

1. Koefisien yang didasarkan pada volume butir sedimen,
2. Koefisien yang didasarkan pada proyeksi luas butir sedimen, dan
3. Koefisien yang didasarkan pada sumbu triaxial (sumbu panjang, sumbu pendek dan sumbu tengah).

D. Analisis Ukuran Butiran Sedimen Dan Berat Jenis

Analisis butiran merupakan analisis dasar untuk mengidentifikasi tanah dalam sistem klasifikasi. Analisa saringan agregat merupakan penentuan presentase berat butiran agregat yang lolos dari alat saring yang kemudian persentasenya di gambarkan kedalam sebuah grafik pembagi butiran (SNI 03 – 1969 – 1990). Pengujian menggunakan satu set alat saringan standart ASTM (*American Society for Testing and Materials*), oven untuk mengeringkan benda uji, cawan untuk menyimpan benda uji setelah ditimbang maupun sebelum ditimbang, alat timbang untuk menimbang benda uji yang tertahan di setiap saringan.

Agregat adalah butiran alami. Salah satu cara yang banyak dilakukan untuk membedakan jenis agregat adalah dengan didasarkan pada ukuran butirannya. Agregat yang mempunyai ukuran butiran yang lebih besar disebut agregat kasar sedangkan yang mempunyai ukuran butiran yang lebih kecil disebut dengan agregat halus. Tjokrodimulyo (2007) mengatakan dalam pelaksanaan di lapangan pada umumnya agregat dikelompokkan menjadi 3 yaitu

- 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.

Setiap jenis tanah memiliki grafik tertentu sendiri. Hal ini disebabkan tanah yang satu dengan tanah yang lain memiliki ukuran butiran dan bentuk yang berbeda maka distribusi butirannya pun akan berbeda. Salah satu cara untuk menentukan gradasi butiran adalah dengan analisis saringan.

1. Analisa Saringan

Menurut Muntohar (2009) 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 yang memiliki ukuran lubang yang berbeda – beda disusun dengan ukuran yang terbesar diatas yang kecil. Sampel tanah dikeringkan dalam oven, gumpalan tanah dihancurkan dan sampel tanah akan lolos melalui susunan saringan setelah digetarkan. Tanah yang tertahan pada masing – masing saringan ditimbang dan selanjutnya dihitung persentase 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 persentase berat yang tertahan adalah :

$$\% \text{ berat tertahan pada saringan} = \frac{W_i}{W} \times 100 \% \dots\dots\dots(3.4)$$

dengan :

W_i = Berat tertahan.

W = Berat total tertahan.

Tabel 3.2 Contoh isian pengujian analisa saringan

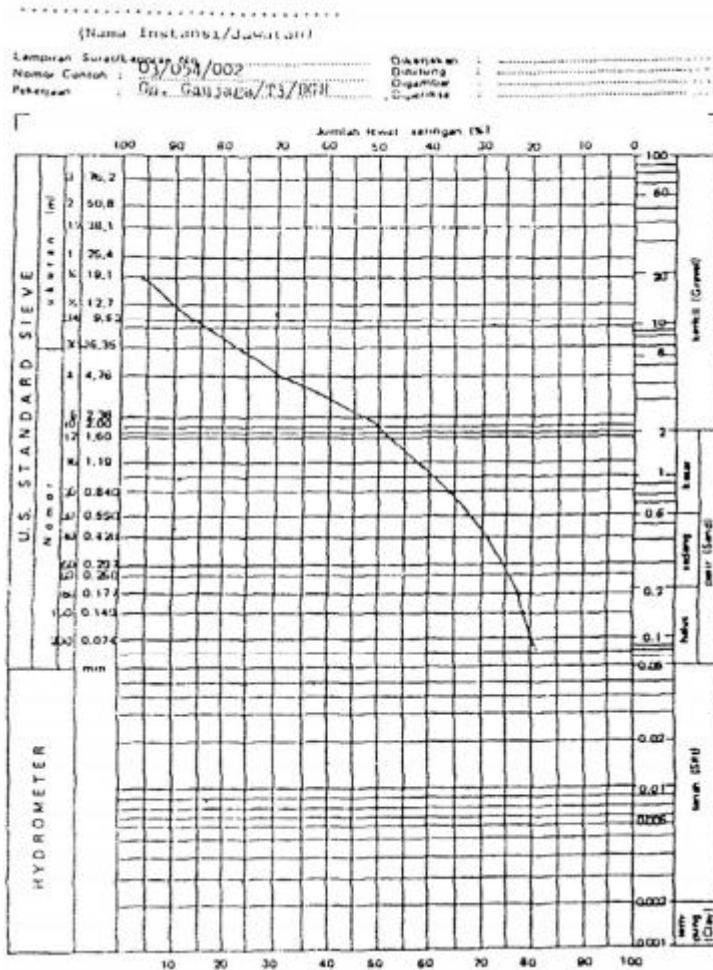
No Saringan (mm)	Berat Tertahan Saringan (mm)	% Tertahan (gr)	% Tertahan Kumulatif	% Lolos Komulatif
75.2 (3'')				
63.5 (21/9)				

50.8 (2'')				
36.1 (1 1/2)				
25.4 (1'')				
19.1 (1/4'')	9,97	9,97	40	96,00
12.7 (1/2)				
9.52 (3/8)	22,95	32,9	43,20	86,80
4	43,54	76,46	30,6	69,40
8	49,58	126,04	50,40	49,60
20	33,07	469,11	63,60	36,40
30				
40	18,49	177,54	71,00	29,00
50				
80	17,19	194,73	77,90	22,10
100	2,76	197,49	79,00	21,00
200	3,31	200,80	80,30	19,70
PAN				

Sumber : Metode pengujian tentang analisis saringan agregat halus dan kasar (SNI 03 – 1969 – 1990).

Hasil pengujian digambarkan pada grafik presentase yang lebih kecil dari pada saringan yang diberikan (partikel yang lolos saringan) pada sumbu partikel dan ukuran partikel ada sumbu horizontal (dalam skala logaritma). Grafik ini

dinamakan dengan kurva distribusi ukuran partikel atau kurva gradasi seperti yang ditunjukkan pada Gambar 3.4.



Gambar 3.4. Contoh grafik pembagian butir metode pengujian tentang analisis saringan agregat halus dan kasar (*Metode Pengujian Tentang Analisis Saringan Agregat Halus dan Kasar SNI 03 – 1969 – 1990*).

2. Menentukan Berat Jenis

Berat jenis sedimen adalah perbandingan antara berat sedimen dengan berat air murni pada volume yang sama dalam temperatur tertentu Ramadhan (2016). Untuk mendapatkan berat jenis sedimen maka harus dilakukan pengujian berat jenis sedimen. Tujuan pengujian ini adalah untuk mendapatkan nilai berat jenis dari suatu contoh sampel sedimen yang memiliki ukuran butiran

kurang dari 4,75 mm. Untuk mendapatkan nilai berat jenis butiran tanah digunakan rumus :

$$G_s = \frac{(w_2 - w_1)}{w_4 - [w_3 - (w_2 - w_1)]} \dots\dots\dots(3.5)$$

dengan :

G = Berat jenis sedimen.

w_1 = Berat piknometer kosong.

w_2 = Berat piknometer + sampel kering.

w_3 = Berat piknometer + sampel kering + air.

w_4 = Berat piknometer + air.

Tabel 3.3 Klasifikasi berat jenis tanah

Jenis Tanah	Berat Jenis
Kerikil	2.65-2.68
Pasir	2.65-2.68
Lanau Organik	2.65-2.68
Lempung Organik	2.58-2.65
Humus	1.37
Gembus	1.25-1.8

Sumber : Mekanika tanah I, Hardiyatmo (2010).

E. Angkutan Sedimen

Sedimen merupakan hasil pelapukan batuan induk tersebut kita kenal sebagai partikel-partikel tanah, partikel-partikel tanah tersebut dapat terkelupas dan terangkut ke tempat yang lebih rendah untuk kemudian masuk kedalam

sungai. Oleh karena adanya transport sedimen dari tempat tinggi ke daerah hilir dapat menyebabkan pendangkalan suatu saluran yang berdampak terbentuknya tanah-tanah baru di pinggir-pinggir saluran dan di delta-delta sungai.

Pasir, tanah liat, kerikil dan lain-lain merupakan jenis sedimen dengan perbedaan karakteristik pada ukuran partikel-partikel tanah serta komposisi mineral dari bahan induk yang menyusunnya. Hal tersebutlah yang akan menentukan jumlah besarnya angkutan sedimen pada suatu saluran. Tidak hanya jenis ukuran saja yang berpengaruh pada angkutan sedimen yaitu adanya pengaruh kecepatan aliran pada suatu saluran. Pada pola aliran sungai tidak menentu atau berputar-putar (*turbulence flow*) tenaga momentum yang diakibatkan oleh kecepatan aliran yang tidak menentu tersebut akan dipindahkan ke arah aliran yang lebih lambat oleh gulungan-gulungan air yang berawal dan berakhir secara tidak menentu pula. Gulungan-gulungan aliran air ini akan mengakibatkan terjadinya bentuk perubahan dari tenaga kinetis yang dihasilkan oleh adanya gerakan aliran air sungai tersebut menjadi tenaga panas, artinya ada tenaga yang hilang oleh adanya gulungan-gulungan air tersebut. Namun demikian ada sebagian tenaga kinetis yang bergerak ke dasar sungai yang memungkinkan terjadinya gerakan partikel-partikel besar sedimen yang tinggal di dasar sungai dan dikenal sebagai sedimen merayap.

Dengan demikian, tampak bahwa perbedaan antara muatan sedimen dan sedimen merayap adalah terletak pada cara partikel-partikel sedimen tersebut bergerak yang ditentukan oleh besar kecilnya ukuran partikel. Lebih rinci lagi, muatan sedimen adalah gerakan partikel-partikel tanah yang karena kecil ukurannya dapat terlarut dalam air. Sementara jenis partikel yang lebih besar tidak dapat larut dalam aliran air, dan oleh karenanya mengendap di atas permukaan tanah untuk kemudian bergerak merayap apabila tenaga pendorong dari luar (energy kinetis) yang bekerja pada partikel tanah berukuran besar tersebut lebih besar daripada tenaga resisten yang bekerja pada benda tersebut.

Hasil penelitian tentang transport sedimen yang telah banyak dilakukan menunjukkan bahwa secara statistik tenaga penggerak partikel-partikel sedimen di dasar sungai dapat dijelaskan sebagai berikut (Bagnold, 1973).

Kecepatan transport sedimen adalah hasil perkalian antara berat partikel suatu benda (partikel sedimen) dengan kecepatan rata-rata partikel tersebut. Telah diketahui bahwa perkalian antara gaya yang bekerja pada suatu benda dengan jarak adalah tenaga penggerak. Sementara kecepatan gerak suatu benda adalah jarak dibagi lama waktu benda tersebut bergerak. Tenaga (penggerak) dibagi lama waktu yang diperlukan benda tersebut bergerak dari satu titik ke titik lainnya adalah kekuatan (power). Dengan demikian (berat/jarak) x waktu. Laju transport sedimen, oleh karenanya, ditentukan besarnya kekuatan (penggerak) tersebut di atas.

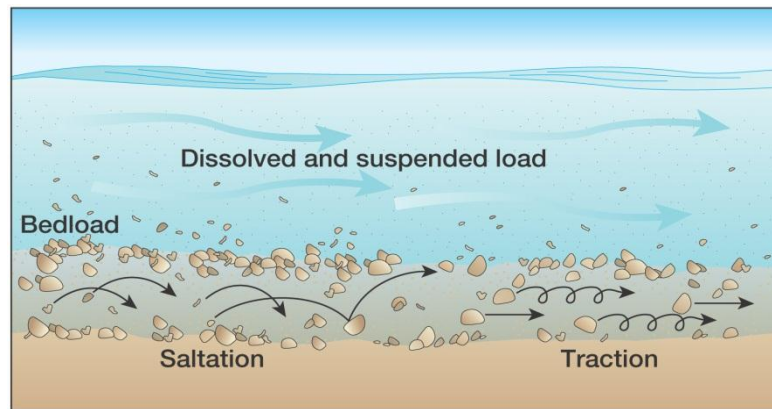
Proses yang terjadi ketika aliran air sungai mengangkut sedimen dapat disamakan dengan alat transportasi pada umumnya yang memiliki hubungan karakteristik sebagai berikut:

$$\text{Laju Kerja} = \text{Kekuatan yang tersedia} \times \text{Efisiensi}$$

Besarnya transport sedimen dalam aliran sungai merupakan fungsi dari suplai sedimen dan energi aliran sungai (*stream energy*). Ketika besarnya energi aliran sungai melampaui besarnya suplai sedimen, terjadi degradasi sungai. Pada sisi lain, ketika suplai sedimen lebih besar daripada energi aliran sungai, terjadilah aggradasi sungai.

1. Proses Transport Sedimen

Begitu sedimen memasuki badan sungai, maka berlangsunglah transport sedimen. Kecepatan sedimen dipengaruhi dari kecepatan aliran sungai dan ukuran partikel sedimen. Partikel sedimen ukuran kecil seperti tanah liat dan debu dapat diangkut aliran air secara tersuspensi dalam bentuk terlarut (*washload*). Sedang partikel yang lebih besar antara lain pasir cenderung bergerak dengan cara melompat. Partikel yang lebih besar dari pasir, misalnya kerikil (*gravel*) bergerak dengan cara merayap atau menggelinding di dasar sungai (*bedload*) seperti tampak pada Gambar 3.5.



Gambar 3.5 Transport sedimen dalam aliran sungai (McKnight and Hess, 2000).

Besarnya ukuran sedimen yang terangkut aliran air ditentukan oleh interaksi faktor-faktor sebagai berikut : ukuran sedimen yang masuk ke badan sungai/saluran air, karakteristik saluran, debit, dan karakteristik fisik partikel sedimen. Besarnya debit ditentukan oleh faktor iklim, topografi, geologi, vegetasi dan cara bercocok tanam di daerah tangkapan air yang merupakan asal datangnya sedimen. Sedang karakteristik sungai yang penting, terutama bentuk morfologi sungai, tingkat kekasaran dasar sungai dan kemiringan sungai. Interaksi dari masing-masing faktor tersebut di atas akan menentukan jumlah dan tipe sedimen serta kecepatan transport sedimen.

2. Pegukuran Sedimen

Alat pengumpul sedimen merayap yang banyak digunakan pada dasarnya dapat dibedakan menjadi tiga tipe, yaitu tipe *pit*, tipe keranjang, dan tipe alat ukur sedimen yang memanfaatkan beda tekanan yang dikembangkan oleh *Helley-Smith*. Idealnya alat pengumpul sedimen merayap mampu menangkap sedimen dengan ukuran yang berbeda dengan tingkat efisiensi yang sama. Tingkat efisiensi (nisbah antara sampel sedimen terhadap keseluruhan transport sedimen) antara 60-70% sudah dianggap memadai. Berikut ini akan diuraikan secara singkat cara kerja masing-masing alat pengumpul sedimen merayap.

a. Alat pengumpul sedimen merayap tipe *Pit*

Adalah alat penangkap sedimen merayap yang dibuat dengan cara menggali dasar sungai atau aliran air yang akan diukur besarnya transport sedimennya sehingga berbagai bentuk sedimen merayap akan terperangkap apanila melalui *pit* tersebut. Ukuran alat pengumpul sedimen ini dapat disesuaikan dengan lebar bidang dasar sungai atau disesuaikan dengan keperluan dilakukannya pengambilan sampel, sedimen merayap. Pada tipe alat pengumpul sedimen yang lebih canggih, *Pit* atau lubang di dasar sungai tersebut dengan sabuk berjalan yang dapat memindahkan sedimen yang terperangkap ke tempat khusus yang dilengkapi dengan alat penimbang sedimen, dalam bentuknya yang sederhana *Pit* tersebut dibuat dalam bentuk lubang segi empat dimana permukaan lubang tersebut diusahakan sejajar dengan permukaan dasar sungai sehingga memungkinkan sedimen masuk ke dalam *Pit*. Selama periode waktu tertentu sedimen yang terperangkap di dalam lubang tersebut diambil untuk ditimbang beratnya.

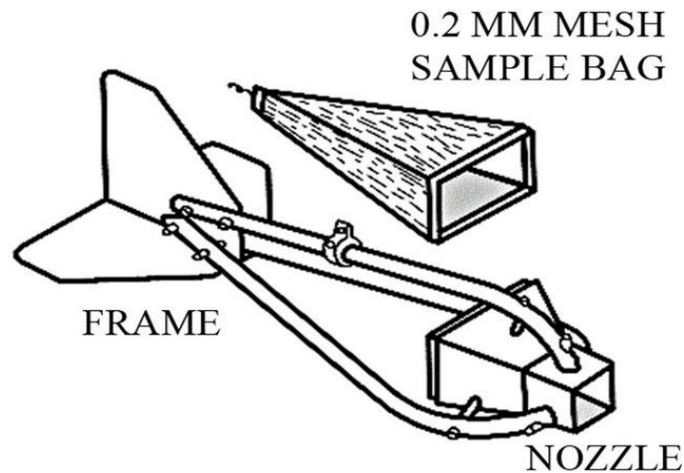
b. Alat pengumpul sedimen tipe keranjang

Pada umumnya dibuat dengan menggunakan jaring dari bahan plastik atau bahan lainnya yang tahan air dengan ukuran lubang sedemikian rupa sehingga dapat meloloskan sedimen melayang dan menahan sedimen merayap. Ukuran lubang jaring biasanya ditentukan berdasarkan pembatasan ukuran antara sedimen melayang dan sedimen merayap dengan ukuran panjang yang disesuaikan dengan lebar dasasr sungai atau disesuaikan dengan keperluan studi.

c. Alat pengumpul sedimen tipe Helley-Smith

Alat pengumpul sedimen ini dirancang sedemikian rupa sehingga diperoleh beda tekanan (penurunan tekanan secara tiba-tiba) pada bagian belakang alat pengumpul sedimen yang berupa kantung (tempat keluarnya sedimen yang terperangkap). Dengan adanya beda/penurunan tekanan (air) inilah yang akan menyebabkan terjadi pemisahan antara sedimen

melayang (tidak terperangkap dan lolos dari kantung pengumpul sedimen) dan sedimen merayap (terperangkap dalam kantung). Tipe alat pengumpul sedimen yang terakhir ini telah banyak dimanfaatkan dan tampaknya telah menjadi alat standar untuk pengumpulan sedimen merayap.



Gambar 3.6 Alat ukur angkutan sedimen *Helley Smith*.

F. Analisis Hitungan Metode Empiris

Dalam Kironoto (1997) mengatakan bahwa persamaan angkutan sedimen dasar pertama kali di pelajari oleh Du Boys pada tahun 1879. Secara umum persamaan – persamaan angkutan sedimen yang ada dapat dikelompokkan menjadi 3, yaitu :

- a. Persamaan yang diperoleh dengan pendekatan empiris.
- b. Persamaan dengan pendekatan analisis dimensi.
- c. Persamaan yang diperoleh dengan pendekatan semi teoritik.

Berikut adalah metode analisis dengan pendekatan empiris :

1. Metode Meyer-Petter dan Muller.

Persamaan ini termasuk dalam persamaan yang diperoleh dengan pendekatan empiris. Persamaan ini dianggap lebih unggul dibandingkan

dengan persamaan – persamaan yang lainnya karena range data yang digunakan sangat besar (Kironoto,1997)

$$\frac{q^{\frac{2}{3}} I}{d} = n + b \frac{Tb^{\frac{2}{3}}}{d} \dots\dots\dots(3.6)$$

dengan :

q = Debit tiap satuan lebar satuan waktu yang menentukan *bedload*

$$Tb = \left(\frac{kg \cdot f}{m \cdot det} \right).$$

Tb = Berat *bedload* di udara tiap satuan lebar tiap satuan waktu.

$$\left(\frac{kg \cdot f}{m \cdot det} \right).$$

d = Diameter butiran yang representatif. (mm)

I = Kemiringan garis energi.

n,b = Koefisien.

Persamaan diatas diturunkan dengan berdasarkan data material sedimen seragam dengan rapat massa $\rho_s = 2680 \text{ kg/m}^3$. Kemudian persamaan tersebut dikembangkan untuk material sedimen tidak seragam. Dalam Kironoto,1997 Meyer–Peter dan Muller menyatakan bahwa gesekan atau kehilangan energi yang terjadi pada dasar sungai (*ripple* atau *dunes*) disebabkan oleh bentuk gelombang (*shape roughness*) dan ukuran butiran (*grain roughness*).

Nilai koefisien kekasaran (ks') karena dianggap yang terakhir lebih menentukan nilai transportasi sedimen dasar (*bedload*) maka ditempatkan dalam rumus angkutan sedimen dasar total (Tb). Dengan rumus *Strickler* :

$$\bar{U} = K_s R^{\frac{3}{2}} I^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots(3.7)$$

dengan :

K_s = Koefisien kekasaran.

R = Radius hidrolis.

I = Kemiringan atau *slope*.

Diperoleh kemiringan garis energi akibat gesekan butiran (I') sebagai fungsi I total :

$$I' = \left(\frac{K_s}{K'_s} \right)^2 * I \dots\dots\dots(3.8)$$

Yang kemudian diperbaiki berdasarkan percobaan menjadi :

$$I' = \left(\frac{K_s}{K'_s} \right)^{\frac{3}{2}} * I \dots\dots\dots(3.9)$$

Sehingga :

$$\mu = \frac{I}{I'} = \left(\frac{K_s}{K'_s} \right)^{\frac{3}{2}} \dots\dots\dots(3.10)$$

Biasa disebut *ripple factor*

dengan :

K_s = Koefisien kekasaran strickler.

K'_s = Kekasaran akibat butiran.

Dengan demikian rumus Meyer Peter dan Muller yang sesuai untuk angkutan sedimen dasar dengan material sedimen tidak seragam adalah :

$$\gamma_w \frac{Q_s}{Q} \left(\frac{K_s}{K'_s} \right)^{\frac{3}{2}} h I = 0,047 (\gamma_s - \gamma_w) d_m + 0,25 \left(\frac{\gamma_w}{g} \right)^{\frac{1}{2}} (T_b)^{\frac{2}{3}} \dots\dots\dots(3.11)$$

dengan :

γ_w = Berat jenis air

$\frac{Q_s}{Q} = \frac{R}{h}$ = faktor koreksi berhubung dengan tampang saluran, $\frac{Q_s}{Q} = 1$

untuk $B = \infty$.

$\left(\frac{K_s}{K_{s'}}\right)^{\frac{3}{2}} = \text{Riple factor.}$

d_m = Diameter median $\approx d_{50} - d_{60}$.

γ_s = Berat jenis sedimen.

T_b = Berat sedimen (padat) dalam air tiap satuan panjang tiap satuan waktu.

Volume sedimen padat = $\frac{T_b}{\gamma_w - \gamma_s}$ ($m^3 / m \cdot det$)(3.12)

Catatan :

a. Dalam satuan m k s $\gamma_w = \rho_w g = 1000 \cdot 9,8 = 9800 \text{ N/m}^3$

b. Dalam keadaan kritik $T_b = 0$ maka rumus MPM menjadi : τ_o

$$\frac{\gamma_w h l}{(\gamma_w - \gamma_s) d_m} = 0,047 \quad B = \infty ; \mu = 1 \dots\dots\dots(3.13)$$

$$\frac{\tau_o}{(\gamma_w - \gamma_s) g d_m} = 0,047 \dots\dots\dots(3.14)$$

2. Metode Einstein.

Menurut (Kironoto,1997) Einstein merupakan ahli pertama yang mencoba menurunkan persamaan angkutan sedimen dasar (*bedload*) dengan metode persamaan teoritik,yaitu dengan teori statistik. Persamaan ini diturunkan secara dua tahap. Tahap pertama tahun 1942 dimana Einstein belum memperhitungkan konfigurasi dasar sungai pada persamaanya. Pada tahap

kedua yaitu tahun 1950 Einstein memodifikasi persamaan sebelumnya dengan memperhitungkan konfigurasi dasar sungai.

Metode pendekatan Einstein didasarkan pada dua konsep dasar. Konsep dasar pertama bahwa konsep kondisi kritik untuk terjadinya angkutan sedimen ditiadakan karena kondisi kritik pada awal pergerakan sedimen sangat sulit untuk didefinisikan. Konsep dasar kedua adalah angkutan sedimen dasar lebih dipengaruhi oleh fluktuasi aliran yang terjadi akibat 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 dalam air.

Adapun langkah – langkah untuk menghitung angkutan sedimen dengan persamaan Einstein adalah sebagai berikut :

1. Menentukan nilai (Rb') jari-jari hidraulik akibat pengaruh kekasaran butiran (*grain roughness*) dengan cara coba – coba hingga nilai debit alirannya sama dengan nilai debit aliran yang sudah diketahui ($Q_{hitung} = Q_{diketahui}$)

- a. Menghitung kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

$$u' = \sqrt{g Rb'S} \dots\dots\dots(3.15)$$

dengan :

g = Gravitasi (m/s^2).

Rb' = Jari-jari hidraulik akibat kekasaran butiran.

S = Kemiringan dasar sungai atau *slope*.

- b. Menghitung tebal lapis sub – viscositas

Nilai viskositas atau kekentalan air dapat dilihat pada tabel di bawah ini

Tabel 3.4 Nilai viskositas atau kekentalan air

Temperatur (°C)	Viskositas (Ns / m^2) $\times 10^{-3}$
0	$1,79 \times 10^{-3}$
5	$1,51 \times 10^{-3}$
10	$1,31 \times 10^{-3}$

15	$1,41 \times 10^{-3}$
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	$4,40 \times 10^{-4}$
80	$3,34 \times 10^{-4}$
90	$3,15 \times 10^{-4}$
100	$2,82 \times 10^{-4}$

Sumber : Hidraulika transpor sedimen. Kironoto, 1997.

Rumus tebal lapis sub – viskositas :

$$\delta' = \frac{11,6 u}{u'} \dots\dots\dots(3.16)$$

dengan :

δ' = Tebal lapis sub - viskositas

u = Viskositas atau kekentalan air.

u' = Kecepatan gesek akibat kekasaran butiran.

c. Menentukan faktor koreksi pengaruh viskositas (x)

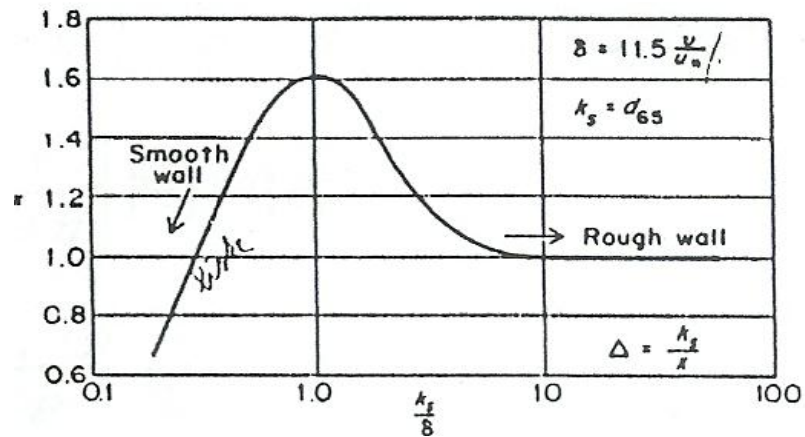
$$\frac{Ks}{\delta'} = \frac{d_{65}}{\delta'} \dots\dots\dots(3.17)$$

dengan :

Ks = Nilai kekasaran butiran.

δ' = Tebal lapis sub – viskositas.

Kemudian hasil dari persamaan di atas diplotkan pada gambar di bawah ini yang diturunkan dari grafik Nikuradse untuk mendapatkan nilai faktor koreksi pengaruh viskositas (x).



Gambar 3.7 Faktor koreksi dalam persamaan distribusi kecepatan logaritmik (Kironoto, 1997).

d. Menentukan kecepatan aliran rata – rata

$$v = 5,75 u' \log \left(\frac{12,27 Rb' x}{Ks} \right) \dots\dots\dots(3.18)$$

dengan :

- v = Kecepatan aliran rata – rata.
- Rb' = Jari – jari hidraulik akibat kekasaran butiran.
- X = Faktor koreksi pengaruh viskositas.
- Ks = nilai kekasaran butiran = d_{65} .

e. Menghitung intensitas aliran

$$\Psi' = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \frac{d_{35}}{S Rb'} \dots\dots\dots(3.19)$$

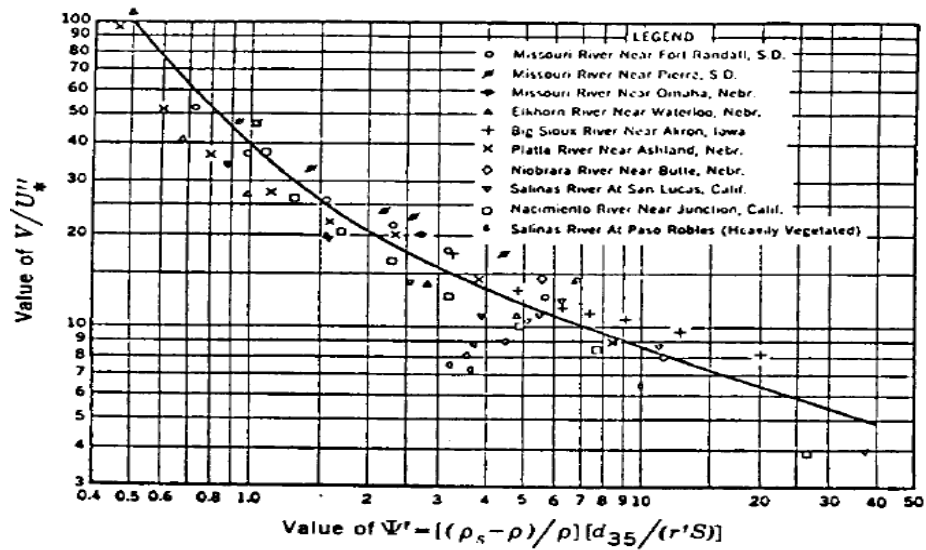
dengan :

- Ψ' = Intensitas aliran.
- γ_s = Berat jenis sedimen.
- γ = Berat jenis air.
- d_{35} = Ukuran rata - rata butiran dari d_{35} .

Rb' = Jari – jari hidraulik.

S = Kemiringan dasar atau *Slope*.

Nilai dari intensitas aliran (Ψ') diplotkan ke grafik pada Gambar 3.8 untuk mendapatkan nilai v/u'' . Dari persamaan tersebut didapat kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar sungai (u'')



Gambar 3.8 Grafik menentukan v/u'' (Kironoto, 1997).

f. Menghitung jari – jari hidraulik akibat konfigurasi dasar sungai (Rb')

$$u'' = \sqrt{g Rb'' S} \rightarrow Rb'' = \frac{u''^2}{g S} \dots\dots\dots(3.20)$$

dengan :

Rb'' = Jari – jari hidraulik akibat konfigurasi dasar sungai.

g = Gravitasi (m/s^2).

S = Kemiringan dasar sungai.

u'' = Kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar sungai.

g. Menghitung jari – jari total

$$Rb = Rb' + Rb'' \dots\dots\dots(3.21)$$

dengan

Rb = Jari – jari hidraulik total.

Rb' = Jari – jari hidraulik akibat kekasaran butiran.

Rb'' = Jari – jari hidraulik akibat konfigurasi dasar sungai.

h. Menghitung debit kontrol

$$Q = A \cdot v \dots\dots\dots(3.22)$$

dengan :

$$Q = \text{Debit hitungan (m}^3/\text{s)}$$

$$A = \text{Luas penampang (} B \times h + 2h^2 \text{) , } h = Rb' \text{ (m}^2\text{)}.$$

$$v = \text{Kecepatan aliran (m/s)}.$$

Jika nilai debit hitungan mendekati debit pengukuran lapangan maka asumsi nilai jari – jari hidraulik akibat kekasaran butiran sudah benar, jika tidak mendekati maka asumsi salah.

2. Menghitung angkutan sedimen dengan asumsi jari – jari hidraulik akibat kekasaran butiran (Rb') yang sudah benar. Adapun langkah – langkahnya adalah sebagai berikut:

- Menghitung intensitas aliran (Ψ) menggunakan persamaan (3.19).
- Menghitung kecepatan gesek akibat kekasaran butiran (u') dengan persamaan (3.15).
- Menghitung tebal lapis sub-viskositas (δ') menggunakan persamaan (3.16).

- $\Delta = \frac{d_{35}}{x} \dots\dots\dots(3.23)$

- Untuk $\frac{\Delta}{\delta'} > 1,8 \quad x = 0,77 \times \Delta \dots\dots\dots(3.24)$

- Untuk $\frac{\Delta}{\delta'} < 1,8 \quad x = 1,39 \times \delta \dots\dots\dots(3.25)$

- Mencari *Hiding factor* (ξ)

Untuk fraksi $d_i = \text{ukuran} \times 10^{-3}$

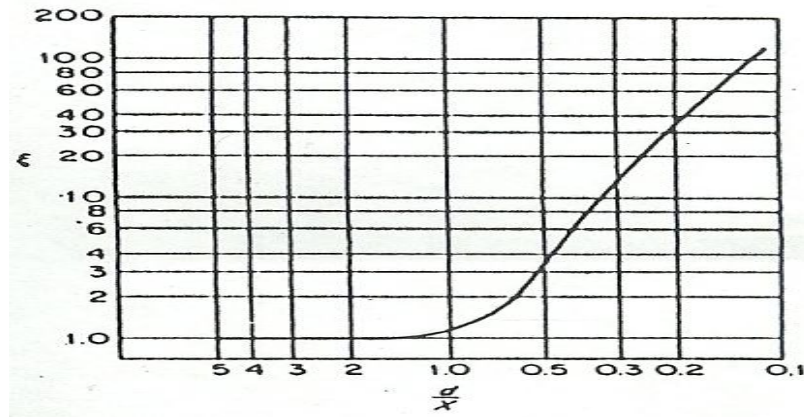
$$\frac{d_i}{x} \dots\dots\dots(3.26)$$

dengan :

$$d_i = \text{Kekasaran butiran} = d_{65}.$$

$$x = \text{Nilai karakteristik ukuran butiran tidak seragam.}$$

Dengan memasukan nilai hasil dari persamaan 3.26 ke grafik *hiding factor* maka didapat nilai *hiding factor* (ξ).



Gambar 3.9 Grafik *Hiding Factor* (Kironoto, 1997).

g. Mencari nilai koreksi gaya angkat (Y)

$$\frac{Ks}{\delta'} = \frac{d_{65}}{\delta'} \dots\dots\dots(3.27)$$

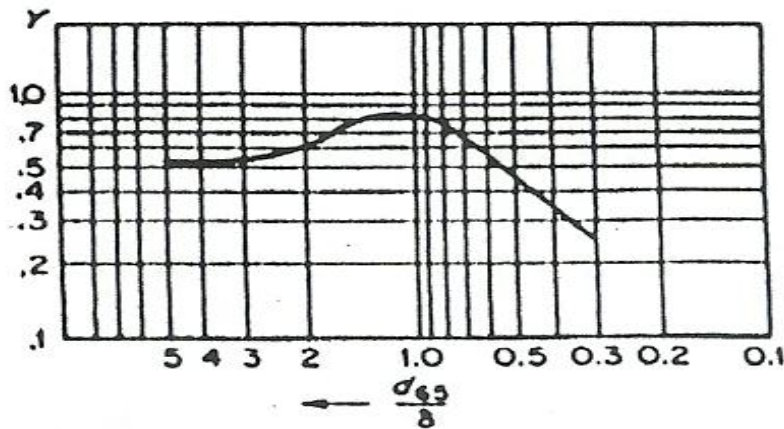
dengan :

Ks = Nilai kekasaran butiran.

d_{65} = Fraksi yang tertampung sebanyak 65 %.

δ' = Tebal lapis sub viskositas.

Dengan memasukan hasil persamaan 3.27 kedalam grafik nilai koreksi gaya angkat maka didapat nilai korekai gaya angkat .



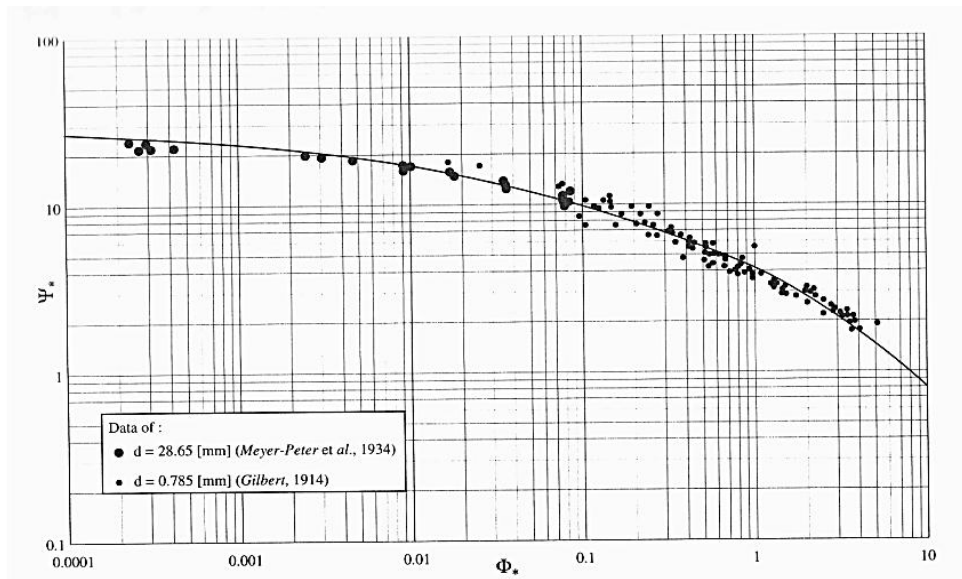
Gambar 3.10 Grafik nilai koreksi gaya angkat (Kironoto, 1997).

h. Mencari intensitas aliran yang sudah dikoreksi

$$\left(\frac{\beta}{\beta x}\right)^2 = \left(\frac{\log(10,6)}{\log(10,6 \frac{x}{\Delta})}\right)^2 \dots\dots\dots(3.28)$$

$$\Psi'_{o1} = \xi_1 Y_1 \left(\frac{\beta}{\beta x}\right)^2 \dots\dots\dots(3.29)$$

Dari hasil persamaan 3.26 yang diplotkan pada grafik 3.11 maka didapat nilai Φ . jika nilai Φ berada di luar kurva maka nilainya = 0,0001



Gambar 3.11 Grafik Einstein (Kironoto, 1997).

i. Menghitung besar angkutan sedimen dasar untuk fraksi d_{35}

$$(i_b q_b)_1 = i_b \Phi_{o1} \rho_s (g d_{35})^{3/2} \left(\frac{\rho - \rho_s}{\rho}\right)^{1/2} \dots\dots\dots(3.30)$$

dengan :

i_b = Fraksi kelas ukuran i dalam material dasar.

q_b = Angkutan sedimen dasar dalam berat persatuan waktu dan lebar.

g = Percepatan gravitasi.

Φ = Intensitas angkutan sedimen dasar.

ρ = Rapat massa air.

ρ_s = Rapat massa sedimen.

d_1 = Diameter ukuran butir kelas I (mm).

j. Dengan prinsip yang sama seperti persamaan 3.26 maka fraksi d_1, d_2 dan d_3 dapat dihitung besar angkutan sedimen dasarnya.

k. Menghitung angkutan sedimen dasar total

$$(i_b q_b)_{tot} = (i_b q_b)_1 + (i_b q_b)_2 + (i_b q_b)_3 \dots\dots\dots(3.31)$$

l. Menghitung besar angkutan sedimen dasar total perhari

$$\Sigma(i_b q_b) \times 60 \times 60 \times 24 \times b \dots\dots\dots(3.32)$$

Dengan :

$$\Sigma(i_b q_b) = \text{Angkutan sedimen dasar total (m}^3\text{/hari).}$$

$$b = \text{Lebar dasar sungai (m).}$$

3. Metode Frijlink

Dasar dari persamaan Frijlink adalah rumus atau persamaan dalam menghitung besaran angkutan sedimen dasar (*bedload*) haruslah memperhitungkan konfigurasi dasar sungai secara khusus. Dalam hal tersebut Frijlink menjabarkan nilai *Ripple Factor* sebagai berikut:

$$\mu = \left(\frac{C}{C_{d90}} \right)^{3/2} \dots\dots\dots (3.33)$$

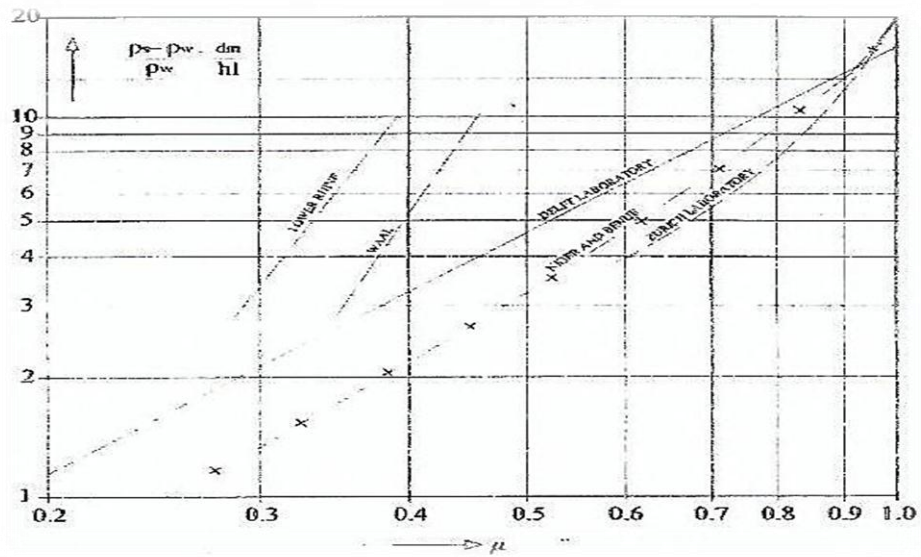
dengan :

$$\mu = \text{Ripple factor.}$$

$$C = \text{Koefisien Chezy total (kekasaran butiran + konfigurasi dasar sungai).}$$

$$C_{d90} = \text{Koefisien Chezy akibat kekasaran butiran dengan diameter representatif } d_{90}.$$

Nilai *ripple factor* dapat diperoleh melalui grafik berikut pada Gambar 3.12.



Gambar 3.12 Grafik *Ripple Factor* (Kironoto, 1997).

Sedangkan persamaan untuk menentukan nilai koefisien Chezy baik yang dipengaruhi oleh kekasaran butiran maupun konfigurasi dasar tersebut adalah:

$$C = 18 \log \frac{12.R}{k} \dots\dots\dots(3.34)$$

dengan:

- C = Nilai koefisien Chezy total.
- R = Radius hidraulik.
- k = Koefisien kekasaran.

$$C_{d90} = 18 \log \frac{12.R}{d_{90}} \dots\dots\dots(3.35)$$

dengan :

- C_{d90} = Koefisien Chezy dengan diameter representatif d_{90} .
- R = Radius hidraulik.
- d_{90} = Diameter representatif 90%.

Untuk dasar saluran yang rata nilai koefisien Chezy total sama dengan nilai koefisien Chezy akibat kekasaran butiran ($C = C_{d90}$) maka dapat disimpulkan nilai *Ripple factor* (μ) untuk saluran dengan dasar rata = 1.

Pada tahun 1952 Frijlink menurunkan persamaan untuk menghitung besaran angkutan sedimen dasar sebagai berikut :

$$\frac{Tb}{d_m \sqrt{g \cdot \mu \cdot R \cdot I}} = 5e^{-0,21 \frac{\Delta d_m}{\mu \cdot R \cdot I}} \dots\dots\dots(3.36)$$

dengan :

Tb = Nilai angkutan sedimen dasar.

d_m = Diameter butiran representatif = d_{50} .

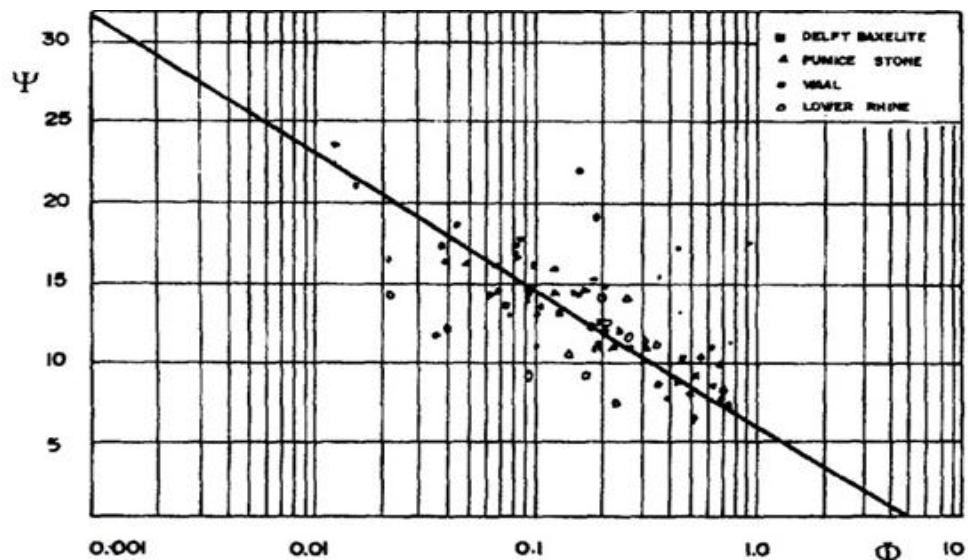
g = Gravitasi.

μ = *Ripple factor*.

R = Radius hidraulik.

I = Kemiringan dasar / slope.

$$\Delta = \frac{\rho_s - \rho}{\rho}$$



Gambar 3.13 Grafik angkutan sedimen Frijlink (Kironoto, 1997).