

BAB III

LANDASAN TEORI

A. Gerusan

Gerusan adalah fenomena alam yang disebabkan oleh aliran air yang biasanya terjadi pada dasar sungai yang terdiri dari material *alluvial* namun terkadang dapat juga terjadi pada dasar sungai yang keras. Pengalaman menunjukkan bahwa gerusan dapat menyebabkan terkikisnya tanah di sekitar fondasi dari sebuah bangunan pada aliran air. Gerusan biasanya terjadi sebagai bagian dari perubahan morfologi dari sungai dan perubahan akibat bangunan buatan manusia (Ariyanto,2010).

Menurut Laursen (1952) dalam Wibowo (2007), gerusan didefinisikan sebagai pembesaran dari suatu aliran yang disertai pemindahan material melalui aksi gerakan fluida. Gerusan lokal (*local scouring*) terjadi pada suatu kecepatan aliran dimana sedimen ditranspor lebih besar dari sedimen yang disuplai. Transpor sedimen bertambah dengan meningkatnya tegangan geser sedimen, gerusan terjadi ketika perubahan kondisi aliran menyebabkan peningkatan tegangan geser dasar.

Menurut Laursen (1952) dalam Fuad Halim (2014), sifat alami gerusan mempunyai fenomena sebagai berikut:

1. Besar gerusan akan sama selisihnya antara jumlah material yang di transpor keluar daerah gerusan dengan jumlah material yang di transpor masuk ke dalam daerah gerusan.
2. Besar gerusan akan berkurang apabila penampang basah di daerah gerusan bertambah (misal karena erosi)
3. Untuk kondisi aliran akan terjadi suatu keadaan gerusan yang disebut gerusan batas.

Menurut Graf dan Altinakar (1998) dalam Rustiati (2007) juga menyebutkan bahwa aliran air pada sungai dengan dasar bergerak (*movable bed*) memiliki kemungkinan terhadap lajunya angkutan sedimen. Gerak sedimen yang dapat berupa erosi, deposisi dan angkutan sedimen tidak saja akan merubah aliran tetapi

juga merubah dasar sungai/saluran yakni tinggi elevasi dasar, kemiringan dasar dan kekasaran butiran penyusun dasar sungai/saluran.

1. Tipe Gerusan

Gerusan yang terjadi pada sungai dapat digolongkan menjadi 3, yaitu :

a. Gerusan umum (*general scour*)

Gerusan umum adalah bertambah dalamnya dasar aliran sungai akibat interaksi yang terjadi antara aliran yang terjadi dengan material dasar sungai. Hal ini menyebabkan terjadinya angkutan sedimen pada sungai.

b. Gerusan dilokalisir (*constriction scour*)

Gerusan ini terjadi akibat perubahan bentuk morfologi sungai yang semakin menyempit yang sebagian besar diakibatkan adanya bangunan air.

c. Gerusan lokal (*local scour*)

Gerusan akibat penggerusan pada dasar atau tebing sungai yang terjadi setempat di sekitar bangunan struktur akibat peningkatan energi dan turbulensi aliran karena gangguan bangunan atau gangguan alami.

Peristiwa ketiga jenis gerusan tersebut dapat terjadi bersamaan namun pada tempat yang berbeda. Gerusan dilokalisir terjadi dialur sungai dan gerusan lokal terjadi disekitar bangunan. Selanjutnya gerusan dari tipe gerusan (2) dan (3) dapat dibedakan menjadi 2, yaitu :

a. Kondisi tidak ada angkutan sedimen (*clear water scour*)

Yaitu berkaitan dengan suatu keadaan dimana dasar sungai di sebelah hulu bangunan dalam keadaan diam (tidak ada material yang terangkut) atau secara teoritik ($t_0 < t_c$), dimana tegangan geser yang terjadi (t_0) lebih kecil dari pada tegangan geser kritis dari butiran dasar sungai (t_c), yang dapat di bedakan menjadi:

a.1 Untuk $\left(\frac{U}{U_{cr}}\right) \leq 0,5$

Yaitu, kondisi gerusan lokal tidak terjadi dan proses transportasi sedimen tidak terjadi pada daerah sekitar pilar.

a.2 Untuk $0,5 < \left(\frac{U}{U_{cr}}\right) \leq 1,0$

Yaitu, penyebab utama terjadinya proses gerusan adalah *clear water scour* dan ini akan terjadi kondisi dimana gerusan lokal terjadi menerus dan proses transportasi sedimen tidak terjadi. Pada kondisi $U/U_c < 1,0$ maka kecepatan aliran sangat dominan dan menurut Shen (1972) dan Graff (1995) dalam Wibowo (2007) : kekuatan *horseshoe vortex* dan angka Reynold pada pilar adalah :

$$y_{se} = 0.00022 \left(\frac{U_b}{v}\right)^{0.609} \dots\dots\dots(3)$$

- b. Kondisi ada angkutan sedimen (*live bed scour*)

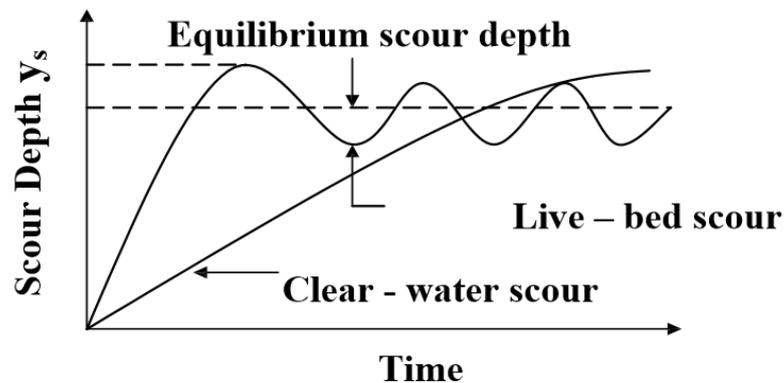
Dimana gerusan yang disertai dengan angkutan sedimen dari material dasar saluran akibat aliran dalam saluran yang menyebabkan material dasar bergerak ($t_0 > t_c$) akan tetapi tidak menimbulkan dampak sampai tergerusnya dasar di sekitar pilar berarti pada daerah tersebut terjadi kesetimbangan antara pengendapan dan erosinya.. Hal tersebut menunjukkan bahwa tegangan geser yang terjadi (t_0) pada dasar saluran lebih besar dari pada tegangan geser kritis dari butiran dasar sungai (t_c), jika :

$$\left(\frac{U}{U_{cr}}\right) > 1,0$$

Dimana : U = Kecepatan aliran rata-rata (m/det)

U_{cr} = Kecepatan aliran kritis (m/det)

Keseimbangan kedalaman gerusan tercapai jika jumlah material yang terangkat dari lubang gerusan sama dengan material yang disuplai ke lubang gerusan. Perbedaan prinsipil antara gerusan oleh air bersih dibandingkan dengan air bersedimen adalah mengikuti skema seperti disajikan pada Gambar 3.1



Gambar 3.1 Hubungan kedalaman gerusan (y_s) dengan waktu
(sumber: Breuser dan raudkivi, 1991:62 dalam Wibowo, 2007)

Pada grafik diatas menunjukkan keadaan *clear water scour*, terjadi proses gerusan terus menerus tetapi tidak terjadi adanya angkutan sedimen. Sedangkan pada keadaan *live bed scour*, terjadi proses gerusan yang disertai dengan angkutan sedimen. Keseimbangan kedalaman gerusan dicapai pada daerah transisi antara *live bed scour* dan *clear-water scour*.

2. Mekanisme Gerusan

Menurut Istiarto, (2002) dalam Ariyanto (2010) proses erosi dan deposisi di sungai pada umumnya terjadi karena adanya perubahan pola aliran, terutama pada sungai alluvial. Perubahan pola aliran dapat terjadi karena adanya rintangan atau halangan pada aliran sungai tersebut yaitu berupa bangunan sungai misal: pangkal jembatan, krib sungai, revetment, dan sebagainya. Bangunan semacam ini dipandang dapat merubah geometri alur serta pola aliran, yang selanjutnya diikuti dengan timbulnya gerusan lokal di sekitar bangunan

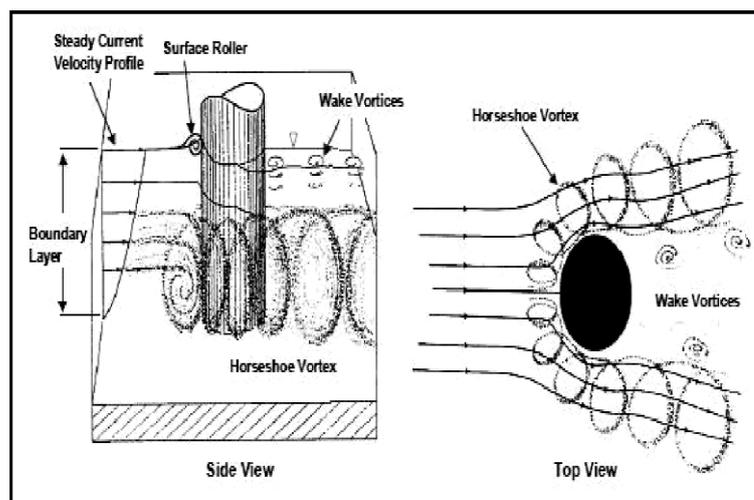
Melville (1975) dalam Wibowo (2007) menyebutkan peran penting pola aliran hingga terbentuknya lubang gerusan, dimana pola aliran dibedakan dalam beberapa komponen :

- a. Arus bawah didepan pilar.
- b. Pusaran sepatu kuda (*horse shoes vortex*).
- c. Pusaran yang terangkat (*cast-off vortices*) dan menjalar (*wake*)

d. Punggung gelombang (*bow wave*)

Menurut Miller (2003) dalam Mukti (2016), jika struktur ditempatkan pada suatu arus air, aliran air di sekitar struktur tersebut akan bertambah, dan gradient kecepatan vertikal (*vertical velocity gradient*) dari aliran akan berubah menjadi gradient tekanan (*pressure gradient*) ini merupakan hasil dari aliran bawah yang membentur bed. Pada dasar struktur, aliran bawah ini membentuk pusaran yang akhirnya menyapu sekeliling dan bagian bawah struktur dengan memenuhi seluruh aliran. Hal ini dinamakan pusaran tapal kuda (*horseshoe vortex*), karena dilihat dari atas bentuk pusaran ini mirip tapal kuda.

Pada permukaan air, interaksi aliran dan struktur membentuk busur ombak (*bow wave*) yang disebut sebagai gulungan permukaan (*surface roller*). Pada saat terjadi pemisahan aliran pada struktur bagian dalam mengalami *wake vortices*.



Gambar 3.2 Mekanisme Gerusan Akibat Pola Aliran Air di Sekitar Pilar (Miller, 2003 dalam Qudus dan Agustina, 2007)

Berdasarkan Vanoni (1975) dalam Wibowo (2007) ada tiga jenis sistem gaya pusaran yang bekerja disekitar pilar, yaitu sistem pusaran tapal kuda (*horse shoes system*), sistem pusaran belakang (*wake vortek system*) dan sistem pusaran seret (*trailing vortex system*).

Melville (1975) dalam Wibowo (2007) menjelaskan tahap-tahap gerusan yang terjadi antara lain sebagai berikut:

- a. Peningkatan aliran yang terjadi pada saat perubahan garis aliran di sekeliling pilar.
- b. Pemisahan aliran dan peningkatan pusaran tapal kuda yang lebih intensif sehingga menyebabkan pembesaran lubang gerusan.
- c. Longsor/turunnya material disekitar lubang gerusan pada saat lubang cukup besar setelah terkena pusaran tapal kuda.

Nakagawa dan Suzuki (1975) dalam Wibowo (2007) membedakan gerusan dalam empat tahap:

- a. Gerusan di sisi (kanan dan kiri) pilar yang disebabkan kekuatan tarikan dari arus utama (*main flow*).
- b. Gerusan di depan pilar yang diakibatkan *horseshoe vortex* (pusaran tapal kuda).
- c. Pembesaran gerusan oleh pusaran stabil yang mengalir melewati pilar.
- d. Periode reduksi gerusan selama penurunan kapasitas transpor di lubang gerusan.

B. Aliran

Kondisi aliran dalam saluran terbuka berdasarkan pada kedudukan permukaan bebas cenderung berubah menurut ruang dan waktu, disamping itu ada hubungan ketergantungan antara lain kedalaman aliran, debit air, kemiringan dasar saluran dan permukaan bebas. Kondisi fisik saluran terbuka jauh lebih bervariasi dibandingkan dengan saluran tertutup. Berikut beberapa faktor yang dapat mempengaruhi pola aliran :

1. Debit Aliran

Debit aliran merupakan hubungan perkalian antara kecepatan aliran dengan luas tampang basah saluran. Ven Te Chow (1989), dalam Sudiyono dkk (2014).

$$Q = U \cdot A \dots\dots\dots (1)$$

- Dimana :
- Q = Debit aliran, m³/det
 - U = Kecepatan aliran rata-rata, m/det
 - A = Luas penampang aliran, m²

2. Kecepatan Aliran Rata-rata

Menurut Ven Te Chow (1989), Sudiyono dkk (2014) kecepatan aliran rata-rata merupakan perbandingan antara debit aliran yang melewati saluran (Q) dengan luas tampang basah saluran (A) seperti persamaan dibawah ini:

$$U = \frac{Q}{A} = \frac{Q}{B \cdot Y_o} \dots\dots\dots(2)$$

Dimana : U = Kecepatan aliran rata-rata, (m/det)

Y_o = Kedalaman aliran, (m)

B = Lebar saluran, (m)

Q = Debit, (m³/det)

A = Luas penampang aliran, (m²)

Kecepatan rata-rata menurut Chezy dirumuskan sebagai berikut:

$$U = C \sqrt{R S_f} \dots\dots\dots(3)$$

$$C = 18 \log \frac{12 Y_o}{k+2 \frac{\delta}{7}} \dots\dots\dots(4)$$

$$\delta = \frac{11,6 \nu}{U_o} \dots\dots\dots(5)$$

Dimana : C = Koefisien Chezy

S_f = Kemiringan garis energi

Y_o = Kedalaman aliran

R = Jari –jari hidrolis

K = Diameter kekasaran dasar

Δ = Batas daerah transisi laminar dan turbulen

Y = Viskositas

3. Bilangan Reynolds

Tipe aliran dapat dibedakan menggunakan bilangan Reynolds. Menurut Reynolds tipe aliran dibedakan sebagai berikut :

- a. Aliran laminar adalah suatu tipe aliran yang ditunjukkan oleh gerak partikel-partikel menurut garis-garis arusnya yang halus dan sejajar. Dengan nilai Reynolds lebih kecil lima ratus (Re<500).

- b. Aliran turbulen mempunyai nilai bilangan Reynolds lebih besar dari seribu ($Re > 1000$), aliran ini tidak mempunyai garis-garis arus yang halus dan sejajar sama sekali.
- c. Aliran transisi biasanya paling sulit diamati dan nilai bilangan Reynolds antara lima ratus sampai seribu ($500 \leq Re \leq 1000$).

Persamaan untuk menghitung bilangan Reynolds yaitu :

$$Re = \frac{U \cdot l}{\nu} \dots\dots\dots (6)$$

Dimana : Re = Bilangan Reynolds

U = Kecepatan aliran (m/dtk)

l = Panjang karakteristik (meter)

ν = Viskositas kinematik (m^2/dtk)

4. Bilangan *Froude*

Menurut Chow (1959) dalam buku *Open Channel Hydraulics* dalam Mulyandari (2010) dijelaskan bahwa akibat gaya tarik bumi terhadap aliran dinyatakan dengan rasio gaya inersia dengan gaya tarik bumi (g). Rasio ini diterapkan sebagai bilangan *Froude* (Fr). Bilangan *Froude* untuk saluran terbuka dinyatakan sebagai berikut, yaitu :

- a. Aliran kritis, jika bilangan *Froude* sama dengan satu ($Fr = 1$) dan gangguan permukaan misal, akibat riak yang terjadi akibat batu yang dilempar ke dalam sungai tidak akan bergerak menyebar melawan arah arus.
- b. Aliran subkritis, jika bilangan *Froude* lebih kecil dari satu ($Fr < 1$). Untuk aliran subkritis, kedalaman biasanya lebih besar dan kecepatan aliran rendah (semua riak yang timbul dapat bergerak melawan arus).
- c. Aliran superkritis, jika bilangan *Froude* lebih besar dari satu ($Fr > 1$). Untuk aliran superkritis, kedalaman aliran relatif lebih kecil dan kecepatan relatif tinggi (segala riak yang ditimbulkan dari suatu gangguan adalah mengikuti arah arus).

Persamaan untuk menghitung bilangan *Froude*, yaitu :

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{g \cdot h}} \dots\dots\dots (7)$$

Dimana : $Fr = \text{Bilangan Froude}$
 $U = \text{Kecepatan aliran (m/dtk)}$
 $g = \text{Percepatan gravitasi (m/dtk}^2\text{)}$
 $h = \text{Kedalaman aliran (m)}$

Nilai kecepatan (U) diperoleh dengan rumus :

$$U = \frac{Q}{A} \dots\dots\dots (8)$$

Dimana : $Q = \text{Debit aliran (m}^3\text{/dtk)}$
 $A = \text{Luas saluran (m}^2\text{)}$

Nilai luas saluran (A) diperoleh dengan rumus :

$$A = b \cdot h \dots\dots\dots (9)$$

Dimana : $h = \text{Hinggi aliran (m)}$
 $b = \text{Lebar saluran (m)}$

5. Koefisien Kekasaran Manning

Menurut Chow (1989), faktor-faktor yang mempengaruhi kekasaran Manning adalah sebagai berikut :

- a. Kekasaran permukaan, yang ditandai dengan ukuran dan bentuk butiran bahan yang membentuk luas basah dan menimbulkan efek hambatan terhadap aliran. Secara umum dikatakan bahwa butiran halus menyebabkan nilai n yang relatif rendah dan butiran kasar memiliki nilai n yang tinggi.
- b. Tetumbuhan yang juga memperkecil kapasitas saluran dan menghambat aliran.
- c. Ketidakteraturan saluran, yang mencakup pula ketidakteraturan keliling basah dan variasi penampang, ukuran dan bentuk di sepanjang saluran. Secara umum perubahan lambat laun dan teratur dari penampang 62 ukuran dan bentuk tidak terlalu mempengaruhi nilai n , tetapi perubahan tiba-tiba atau peralihan dari penampang kecil ke besar memerlukan penggunaan nilai n yang besar.

- d. Trase saluran, dimana kelengkungan yang landai dengan garis tengah yang besar akan mengakibatkan nilai n yang relatif rendah, sedangkan kelengkungan yang tajam dengan belokan-belokan yang patah akan memperbesar nilai n .
- e. Pengendapan dan penggerusan. Secara umum pengendapan dapat mengubah saluran yang sangat tidak beraturan menjadi cukup beraturan dan memperkecil n , sedangkan penggerusan dapat berakibat sebaliknya dan memperbesar n . Namun efek utama dari pengendapan akan tergantung dari sifat alamiah bahan yang diendapkan.
- f. Hambatan, berupa balok sekat, pilar jembatan dan sejenisnya yang cenderung memperbesar nilai n .

Besarnya koefisien dasar saluran dapat dihitung menurut Chow, (1989) dalam Koyari dkk (2012) dengan rumus :

$$n = \frac{1}{v} R^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \dots\dots\dots(10)$$

Dimana : n = Koefisien kekasaran Manning

V = Kecepatan aliran (m/dt)

R = Jari-jari hidrolik (m)

I = Kemiringan Saluran

Nilai jari-jari hidraulik (R) diperoleh dengan rumus :

$$R = \frac{A}{P} \dots\dots\dots(11)$$

Dimana : P = Keliling tampang basah (m)

A = Luas saluran (m^2)

Nilai kemiringan saluran (I) diperoleh dengan rumus :

$$I = \frac{\Delta h}{s} \dots\dots\dots(12)$$

Dimana : Δh = Beda tinggi saluran hulu dan hilir (m)

s = Panjang tinjauan hulu dan hilir (m)

Tabel 3.1 Koefisien kekasaran Manning

Bahan	n
Besi tulang lapis	0,014
Kaca	0,010
Saluran beton	0,013
Bata dilapis mortar	0,015
Pasangan batu disemen	0,025
Saluran tanah bersih	0,022
Saluran tanah	0,030
Saluran dengan dasar batu dan tebing rumput	0,040
Saluran pada galian batu padas	0,040

Sumber : Triatmodjo, 2008

C. Pilar Jembatan

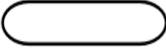
Menurut Mukti (2016) mendefinisikan pilar suatu bangunan bawah yang terletak di tengah – tengah bentang antara dua buah abutment yang berfungsi juga untuk memikul beban – beban bangunan atas dan bangunan lainnya dan meneruskannya ke pondasi serta disebarkan ke tanah dasar yang keras.

Wibowo (2007) menyebutkan pengaruh bentuk pilar berdasarkan potongan horizontal dari pilar telah diteliti oleh Laursen dan Toch (1956), Neil (1973) dan Dietz (1972). Menurut Wibowo (2007) kedalaman gerusan lokal tergantung pada kedudukan / posisi pilar terhadap arah aliran yang terjadi serta panjang dan lebarnya pilar. Karena kedalaman gerusan merupakan rasio dari panjang dan lebar serta sudut dari tinjauan terhadap arah aliran. Bentuk pilar akan berpengaruh pada kedalaman gerusan lokal, pilar jembatan yang tidak bulat akan memberikan sudut yang lebih tajam terhadap aliran datang yang diharapkan dapat mengurangi gaya pusaran tapal kuda sehingga dapat mengurangi besarnya kedalaman gerusan.

Pada penelitian ini untuk bentuk pilar tajam/persegi (*rectangular*) menggunakan perbandingan dimensi 1:1, sedangkan untuk bentuk pilar kapsul

(*Lenticular*) menggunakan perbandingan dimensi 1:2. Model ini menyerupai bentuk pilar menurut Dietz, 1971 dalam Breuser dan Raudkivi, 1991.

Tabel 3.2 Koefisien *factor* bentuk pilar

Bentuk Pilar	b/l	K_s	Gambar Bentuk Pilar
<i>Lenticular</i>	1:2	0.80	
	1:3	0.70	
Persegi / <i>Rectangular</i>	1 : 1	1.22	
	1 : 5	0.99	

(Sumber : Breuser dan Raudkivi,1991:73)

D. *IRIC: Nays2DH 1.0*

Nays2DH adalah simulasi komputasi dua dimensi (2d) untuk menganalisa permasalahan gerusan, transportasi sedimen, perubahan dasar sungai dan morfologi sungai dalam arah horizontal. Program ini merupakan gabungan dari program nays2d dan morpho2d sebelumnya sudah ada didalam *software* iRIC. Metode perhitungan ini dikembangkan oleh Hiroshi Takebayashi dari Kyoto University dan Yasutuki Shimizu dari Hokkaido University. Persamaan yang mengatur/digunakan dalam metode tersebut telah ditulis sesuai dengan batas sistem koordinat secara umum. Nays2DH dipublikasikan tanggal 12 Juni 2014 dan sampai saat ini belum ada lagi pembaharuan *software* ini.

Nays2DH dapat menganalisa aliran tidak seragam dan menghasilkan luaran berupa sebaran material dasar sungai secara horizontal. Sebagai tambahan, generasi, proses perkembangan dan migrasi/perpindahan pada ambang sungai dapat ditiru/dimodelkan. Nays2DH biasanya diaplikasikan/digunakan untuk simulasi sungai-sungai alami. Efek dari vegetasi/tanaman pada perubahan dasar sungai dan proses transportasi sedimen pada dasar sungai yang kasar (contoh: bebatuan) dapat disimulasikan atau dimodelkan.

a. Karakteristik Model Aliran

1. Sistem koordinat yang digunakan adalah sistem koordinat secara umum. Bentuk (batas) sungai yang kompleks dapat diperhitungkan / dipertimbangkan pada permodelan.
2. Skema TVD-MacCormack (orde ketelitian tingkat 2) biasa digunakan untuk jangka konfeksi pada persamaan momentum sebagai perbedaan metode yang digunakan.
3. Model persamaan 0 biasa digunakan untuk perhitungan pada difusi/persebaran aliran turbulen.
4. Kondisi batas spasial meliputi kedalaman air bagian hilir akhir dan debit air pada bagian hulu akhir.
5. Kedalaman normal rata-rata secara longitudinal/memanjang digunakan sebagai kedalaman air awal. Kemiringan dasar sungai rata-rata secara longitudinal digunakan untuk menghitung kedalaman normal. Ketika elevasi air mula-mula di dalam grid numerik lebih rendah dari elevasi air mula-mula pada bagian hilir, elevasi air mula-mula pada bagian hilir akan digunakan untuk kondisi awal kedalaman air dalam grid numerik.
6. Hukum Manning digunakan untuk memperkirakan tegangan geser pada dasar sungai. Angka koefisien Manning dapat didistribusikan secara horizontal.
7. Hambatan dalam suatu domain/daerah perhitungan dapat dipertimbangkan berdasarkan data ketinggian area yang tidak tererosi. Dengan menggunakan data tersebut, pilar pada jembatan dan bangunan lainnya dapat dipertimbangkan dalam perhitungan.
8. Tanaman vegetasi dapat diperhitungkan/dianggap sebagai gaya tarik atau gaya penahan yang bekerja pada arus aliran. Tingkat/jumlah lapisan yang tertutupi oleh tanaman dan tinggi tanaman dapat digunakan untuk estimasi besarnya gaya tarik atau gaya penahan yang bekerja.

b. Karakteristik Pemodelan Transportasi Sedimen dan Perubahan Dasar Sungai

1. Pengguna dapat memilih untuk simulasi/perhitungan aliran air atau simulasi/perhitungan untuk analisa perubahan dasar sungai.
2. Pengguna dapat memilih untuk menggunakan simulasi/perhitungan *bed load* atau *bed load + suspended load*.
3. Aliran sedimen seragam (*uniform sediment*) dan tidak seragam (*non-uniform sediment*) dapat disimulasikan. Ketika menggunakan simulasi sediment tidak seragam (*non-uniform sediment*), ukuran gradasi butiran / ukuran distribusi sedimen dapat diperhitungkan (dijadikan data *input* untuk analisa perhitungan simulasi).
4. Erosi pada bagian tepi/sisi sungai dapat diperhitungkan dengan mempertimbangkan sudut sedimentasi yang terbentuk. Ketika kemiringan dasar sungai lokal (di suatu bagian tertentu) lebih besar dari sudut sedimentasi yang terbentuk, sedimen pada grid numerik yang lebih tinggi akan berpindah ke grid numerik yang lebih rendah untuk menjaga nilai kemiringan dasar sungai lokal lebih kecil dari pada nilai sudut sedimentasi yang terbentuk.

c. Lain-lain

1. Fungsi simulasi berkelanjutan dapat digunakan. Simulasi / perhitungan yang baru dapat dimulai dengan menggunakan kondisi akhir dari simulasi sebelumnya.

d. Persamaan dalam Aliran

d.1 Persamaan dalam Koordinat Kartesius (*Cartesian Coordinate*)

Pertama, persamaan dalam koordinat Kartesius (x, y) akan ditransformasikan/dirubah ke sistem koordinat umum.

[Persamaan Continuum (Rangkaian Kesatuan)]

$$\Lambda \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uh) + \frac{\partial}{\partial y}(vh) + \frac{\partial}{\partial x}(u_g h_g) + \frac{\partial}{\partial y}(v_g h_g) = 0 \quad \dots\dots\dots (1)$$

[Persamaan Momentum]

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(hu) + \frac{\partial}{\partial x}(huu) + \frac{\partial}{\partial y}(huv) \\ &= -gh \frac{\partial}{\partial x}(h + z_b) - \frac{\tau_x}{\rho} + \frac{\partial}{\partial x}(h\sigma_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(h\tau_{yx}) - \frac{F_{vx}}{\rho} \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(hv) + \frac{\partial}{\partial x}(huv) + \frac{\partial}{\partial y}(hvv) \\ &= -gh \frac{\partial}{\partial y}(h + z_b) - \frac{\tau_y}{\rho} + \frac{\partial}{\partial x}(h\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(h\sigma_{yy}) - \frac{F_{vy}}{\rho} \dots\dots\dots (3) \end{aligned}$$

dimana,

$$\tau_x = \tau_b \frac{u_b}{\sqrt{u_b^2 + v_b^2}}, \tau_y = \tau_b \frac{v_b}{\sqrt{u_b^2 + v_b^2}}, \frac{\tau_b}{\rho} = u_*^2 \dots\dots\dots (4)$$

$$\sigma_{xx} = 2\varepsilon \frac{\partial}{\partial x}, \sigma_{yy} = 2\varepsilon \frac{\partial}{\partial y}, \tau_{xy} = \tau_{yx} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \dots\dots\dots (5)$$

$$F_{xy} = F_v \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}}, F_{vy} = F_v \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}}, \frac{F_v}{\rho} = \frac{1}{2} C_{dv} \lambda_v (u^2 + v^2) h_v \dots\dots\dots (6)$$

Dimana, t adalah waktu, x adalah koordinat di sepanjang arah memanjang dan y untuk arah melintang. u mewakili/mempresentasikan kecepatan aliran pada kedalaman rerata di dasar sungai sepanjang aliran arah memanjang dan v untuk arah melintang. Kedalaman rerata- untuk rembesan air dari kecepatan aliran sepanjang koordinat x dan y pada sistem koordinat Kartesius ditunjukkan sebagai u_g dan v_g secara berturut-turut. z adalah elevasi muka air, z_b adalah elevasi dasar sungai. Kedalaman aliran dari permukaan air ditunjukkan sebagai h dan kedalaman rembesan aliran ditunjukkan dengan h_g . g adalah nilai untuk gravitasi, ρ adalah kerapatan (massa jenis) air. τ_x adalah tegangan geser sepanjang arah memanjang dan τ_y untuk arah melintang. τ_b adalah tegangan geser di dasar sungai. ε adalah nilai koefisien viskositas eddy. u_* adalah nilai kecepatan gesekan, u_b and v_b menunjukkan kecepatan di dekat permukaan dasar sungai pada arah memanjang dan melintang secara berurutan. F_{vx} dan F_{vy} adalah gaya geser sebagai akibat dari vegetasi sepanjang arah memanjang dan melintang. C_{dv}

($\cong 1.0$) adalah nilai koefisien dari bentuk gesekan, λ_v adalah kerapatan (massa jenis) vegetasi. h_v adalah kedalaman air pada daerah/bidang yang ditumbuhi vegetasi. Ketika tinggi tanaman vegetasi lebih besar/tinggi daripada kedalaman air, h_v bernilai sama dengan kedalaman air. Ketika tinggi tanaman vegetasi lebih rendah dari kedalaman air, h_v bernilai sama dengan tinggi tanaman vegetasi. Λ adalah parameter yang terkait dengan porositas dalam tanah, dimana $\Lambda = 1$ jika $z \geq z_b$ dan $\Lambda = \lambda$ jika $z < z_b$, dimana z_b adalah level/elevasi dasar sungai dan λ adalah porositas dalam tanah. Rembesan aliran diasumsikan sebagai kejenuhan air/aliran dalam dua dimensi arah horizontal.

d.2 Perubahan ke Sistem Koordinat Umum

Selanjutnya, persamaan yang mengatur dari aliran dua dimensi arah horizontal dalam sistem koordinat Kartesius dirubah kedalam bentuk sistem koordinat umum (ξ, η). Dengan menggunakan sistem- koordinat umum, maka grid numerik yang kompleks dapat digunakan. Hubungan antara sistem koordinat Kartesius dengan sistem koordinat umum adalah berdasarkan:

$$\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} \dots\dots\dots (7)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} = \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \eta} \dots\dots\dots (8)$$

atau,

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x} \\ \frac{\partial}{\partial y} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \xi_x & \eta_x \\ \xi_y & \eta_y \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial \xi} \\ \frac{\partial}{\partial \eta} \end{pmatrix} \dots\dots\dots (9)$$

dimana,

$$\xi_x = \frac{\partial \xi}{\partial x}, \xi_y = \frac{\partial \xi}{\partial y}, \eta_x = \frac{\partial \eta}{\partial x}, \eta_y = \frac{\partial \eta}{\partial y}, \dots\dots\dots (10)$$

sejalan dengan,

$$\frac{\partial}{\partial \xi} = \frac{\partial x}{\partial \xi} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial \xi} \frac{\partial}{\partial y} \dots\dots\dots(11)$$

$$\frac{\partial}{\partial \eta} = \frac{\partial x}{\partial \eta} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial \eta} \frac{\partial}{\partial y} \dots\dots\dots(12)$$

atau

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial \xi} \\ \frac{\partial}{\partial \eta} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_\xi & y_\xi \\ x_\eta & y_\eta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x} \\ \frac{\partial}{\partial y} \end{pmatrix} \dots\dots\dots(13)$$

dimana

$$x_\xi = \frac{\partial x}{\partial \xi}, x_\eta = \frac{\partial x}{\partial \eta}, y_\xi = \frac{\partial y}{\partial \xi}, \dots\dots\dots(14)$$

karenanya,

$$\begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial \xi} \\ \frac{\partial}{\partial \eta} \end{pmatrix} = \frac{1}{\xi_x \eta_y - \xi_y \eta_x} \begin{pmatrix} \eta_y & -\eta_x \\ -\xi_y & \xi_x \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x} \\ \frac{\partial}{\partial y} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_\xi & y_\xi \\ x_\eta & y_\eta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x} \\ \frac{\partial}{\partial y} \end{pmatrix} \dots\dots\dots (15)$$

dimana, dengan menggunakan hubungan

$$\frac{1}{J} \begin{pmatrix} \eta_y & -\eta_x \\ -\xi_y & \xi_x \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} x_\xi & y_\xi \\ x_\eta & y_\eta \end{pmatrix} \dots\dots\dots(16)$$

karenanya,

$$x_\xi = \frac{1}{J} \eta_y, y_\xi = -\frac{1}{J} \eta_x, x_\eta = -\frac{1}{J} \xi_y, y_\eta = -\frac{1}{J} \xi_x, \dots\dots\dots(17)$$

atau,

$$\eta_y = J x_\xi, \eta_x = -J y_\xi, \xi_y = -J x_\eta, \xi_x = J y_\eta \dots\dots\dots(18)$$

$$J = \xi_x \eta_y - \xi_y \eta_x = J^2 (x_\xi y_\eta - x_\eta y_\xi) \dots\dots\dots(19)$$

karena itu,

$$J = \frac{1}{(x_\xi y_\eta - x_\eta y_\xi)} \dots\dots\dots(20)$$

(ξ, η) komponen dari kecepatan dinyatakan sebagai (u^ξ, u^η) ,

$$u^\xi = \xi_x u + \xi_y v \dots\dots\dots(21)$$

$$u^\eta = \eta_x u + \eta_y v \dots\dots\dots (22)$$

atau,

$$\begin{pmatrix} u^\xi \\ u^\eta \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \xi_x & \xi_y \\ \eta_x & \eta_y \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} \dots\dots\dots (23)$$

$$\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \frac{1}{J} \begin{pmatrix} \eta_y & -\xi_y \\ -\eta_x & \xi_x \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u^\xi \\ u^\eta \end{pmatrix} \dots\dots\dots (24)$$

d.3. Persamaan dalam Sistem Koordinat Umum

Persamaan dalam Sistem Koordinat Umum yang dirubah dari sistem koordinat Kartesius (x, y) adalah sebagai berikut:

[Persamaan Continuum (Rangkaian Kesatuan)]

$$\Lambda \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{z}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{hU}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{hv}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{h_g U g}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{h_g V g}{J} \right) = 0 \dots\dots\dots (25)$$

[Persamaan Momentum]

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{hU}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(U \frac{hU}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(V \frac{hU}{J} \right) \\ & - \frac{hu}{J} \left(U \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \right) + V \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \right) \right) - \frac{hv}{J} \left(U \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\partial \xi}{\partial y} \right) + V \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \right) \\ & - gh \left(\frac{1}{J} \left(\left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \xi}{\partial y} \right)^2 \right) \frac{\partial z_s}{\partial \xi} + \frac{1}{J} \left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \frac{\partial z_s}{\partial \eta} \right) - \frac{\tau_{h\xi}}{\rho J} - \frac{F_{v\xi}}{\rho J} \\ & + \frac{1}{J} \left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial}{\partial \xi} (h\sigma_{xx}) + \frac{1}{J} \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} (h\sigma_{xx}) + \frac{1}{J} \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} (h\tau_{xy}) + \\ & \frac{1}{J} \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} (h\tau_{xy}) \dots\dots\dots (26) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{hv}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(U \frac{hv}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(V \frac{hv}{J} \right) - \frac{hu}{J} \left(U \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \right) - \\ & \frac{hv}{J} \left(U \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + V \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \right) - gh \left(\frac{1}{J} \left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \frac{\partial z_s}{\partial \xi} \right) \frac{1}{J} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^2 + \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \left(\frac{\partial \eta}{\partial y}\right)^2 \frac{\partial z_s}{\partial \eta} - \frac{\tau_{h\eta}}{\rho J} - \frac{F_{v\eta}}{\rho J} + \frac{1}{J} \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \xi} (h\sigma_{xx}) + \frac{1}{J} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x}\right)^2 \frac{\partial}{\partial \eta} (h\sigma_{xx}) + \\ & \frac{1}{J} \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \xi} (h\tau_{yx}) + \frac{1}{J} \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} (h\tau_{yx}) + \frac{1}{J} \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \xi} (h\tau_{xy}) + \\ & \frac{1}{J} \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \eta} (h\tau_{xy}) + \frac{1}{J} \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \xi} (h\sigma_{yy}) + \frac{1}{J} \left(\frac{\partial \eta}{\partial y}\right)^2 \frac{\partial}{\partial \eta} (h\sigma_{yy}) \dots\dots\dots (27) \end{aligned}$$

dimana, U dan V menunjukkan kecepatan aliran pada kedalaman rerata **contravariant** di dasar sungai sepanjang koordinat ξ dan η , berurutan. Kecepatan tersebut didefinisikan sebagai

$$U = \frac{\partial \xi}{\partial x} u + \frac{\partial \xi}{\partial y} v, \quad V = \frac{\partial \eta}{\partial x} u + \frac{\partial \eta}{\partial y} v \dots\dots\dots (28)$$

U_g dan V_g menunjukkan kecepatan aliran rembesan kedalaman rerata **contravariant** sepanjang koordinat ξ dan η , berurutan. Kecepatan ini didefinisikan sebagai

$$U_g = \frac{\partial \xi}{\partial x} u_g + \frac{\partial \xi}{\partial y} v_g, \quad V_g = \frac{\partial \eta}{\partial x} u_g + \frac{\partial \eta}{\partial y} v_g \dots\dots\dots (29)$$

$\tau_{b\xi}$ dan $\tau_{b\eta}$ menunjukkan **contravariant** tegangan geser sepanjang ξ dan η , berurutan. Tegangan geser tersebut didefinisikan sebagai

$$\tau_{b\xi} = \frac{\partial \xi}{\partial x} \tau_{bx} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \tau_{by}, \quad \tau_{b\eta} = \frac{\partial \eta}{\partial x} \tau_{bx} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \tau_{by} \dots\dots\dots (30)$$

Hukum Manning digunakan untuk memperhitungkan kecepatan gesekan (u_*) berdasarkan,

$$u_*^2 = \frac{n_m^2 g}{R^{1/3}} (u^2 + v^2) \dots\dots\dots (31)$$

dimana, n_m adalah koefisien kekasaran Manning, R adalah radius hidraulika, k_s adalah tinggi kekasaran, u_b dan v_b menunjukkan kecepatan di dekat permukaan dasar sungai sepanjang sumbu x dan y secara berurutan. $F_{v\xi}$ dan $F_{v\eta}$ menunjukkan **contravariant** gaya geser sebagai akibat dari tanaman vegetasi sepanjang ξ dan η , secara berurutan. Gaya geser/seret tersebut didefinisikan sebagai

$$F_{v\xi} = \frac{\partial \xi}{\partial x} F_{vx} + \frac{\partial \xi}{\partial y} F_{vy}, \quad F_{v\eta} = \frac{\partial \eta}{\partial x} F_{vx} + \frac{\partial \eta}{\partial y} F_{vy} \dots\dots\dots (32)$$

Persamaan momentum dari rembesan aliran air adalah berdasarkan,

$$u_g = -k_{gx} \left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial z_b}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial z_b}{\partial \eta} \right), \quad v_g = -k_{gy} \left(\frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial z_b}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial z_b}{\partial \eta} \right) \dots\dots\dots (33)$$

dimana, k_{gx} dan k_{gy} secara berturut-turut adalah koefisien permeabilitas sepanjang arah longitudinal/memanjang dan melintang.

e. Metode Perhitungan pada Aliran Turbulen

Model persamaan 0 digunakan untuk perhitungan tekanan turbulen di dalam Morpho2D. Secara umum, koefisien viskositas eddy (ϵ) dapat dianggap sebagai hasil dari representasi kecepatan v_t dan panjang l berdasarkan persamaan

$$\epsilon = v_t l \dots\dots\dots (34)$$

Dalam bidang/daerah aliran yang mana kedalaman air dan kekasaran pada dasar sungai secara bertahap berubah dalam arah melintang, urutan koefisien viskositas eddy dalam arah horizontal dan vertikal diasumsikan sama dan koefisien viskositas eddy ϵ yang diasumsikan bergantung pada kecepatan gesekan dan kedalaman air.

$$\epsilon = au_* h \dots\dots\dots (35)$$

dimana, a adalah nilai konstan.

Percobaan yang telah dilakukan oleh Fisher dan Webel * Schatzmann mengindikasikan bahwa nilai a konstan karena terkait dengan perpindahan/transportasi momentum vertikal sebesar 0.07. Karena itu, koefisien viskositas eddy ϵ dapat ditunjukkan dengan menggunakan nilai konstan dari Karman, K , (0.4) berdasarkan persamaan

$$\epsilon = \frac{k}{6} u_* h \dots\dots\dots (36)$$

Persamaan pergerakan/perpindahan (transpor) aliran turbulen secara nilai statistik tidak digunakan pada permodelan ini. Karena itu, permodelan disebut dengan persamaan model 0.

f. Persamaan Tegangan Geser pada Dasar Sungai

Tegangan geser pada dasar sungai dirumuskan berdasarkan Hukum Manning dalam Morpho2D. Koefisien kekasaran Manning dapat didistribusikan secara spasial.

Tegangan geser dasar τ_x, τ_y diperhitungkan berdasarkan kecepatan gesekan u^* . Hubungan antara kecepatan gesekan u^* dan kekasaran Manning n_m adalah berdasarkan persamaan berikut,

$$u_*^2 = \frac{n_m^2 g}{R^{1/3}} (u^2 + v^2) \dots\dots\dots (37)$$

g. Persamaan Gaya Geser/Penahan dari Tanaman Vegetasi

Gaya geser (penahan) yang diakibatkan oleh tanaman vegetasi dapat diperhitungkan dengan menggunakan nilai koefisien gaya geser C_{dv} , rapat massa tanaman vegetasi λ_v dan area proyeksi (tinggi) h_v dalam Morpho2D. Rapat massa vegetasi λ_v dapat diperhitungkan dengan menggunakan tingkat pelapisan/permukaan yang ditutupi dari tanaman vegetasi pada sel perhitungan c_{av} dan rapat massa maksimum vegetasi λ_{vb} berdasarkan persamaan sebagai berikut,

$$\lambda_v = c_{uv} \lambda_{vb} \dots\dots\dots (38)$$

Distribusi spasial dari vegetasi dapat dipertimbangkan berdasarkan perubahan secara horizontal tingkat pelapisan/permukaan yang tertutupi tanaman c_{av} . Sebagai tambahan, dengan menggunakan data tinggi tanaman vegetasi h_v , proyeksi area (tinggi) dapat diestimasi lebih akurat.

h. Persamaan Transportasi Sedimen

Sebagai salah satu permodelan transpor sedimen, Morpho2D dapat menggunakan simulasi [hanya *bed load*] dan [*bed load + suspended load*].

Sebagai tambahan, jenis material dasar dapat dipilih dari [sedimen seragam (*uniform sediment*)] dan [sedimen tidak seragam (*non-uniform sediment*)].

h.1 Tegangan Geser Non-Dimensional (Besarnya Tanpa Batas)

Tegangan geser non-dimensional digunakan untuk memperhitungkan tingkat transpor sedimen. Ketika nilai tegangan geser non-dimensional ini besar, maka tingkat transpor sedimen juga besar. Begitu pula ketika nilai tegangan geser non-dimensional bernilai kecil, maka tingkat transpor sedimen juga kecil. Tegangan geser non-dimensional menggunakan diameter rata-rata dari material dasar sungai dalam perpindahan/pertukaran lapisan material dengan berdasarkan persamaan,

$$\tau_{*m} = \frac{u_*^2}{sgd_m} \dots\dots\dots (39)$$

dimana, d_m adalah diameter sedimen rata-rata dari pertukaran lapisan, s adalah nilai berat spesifik dari sedimen dalam air.

h.2 Bed load

Debit aliran dengan input *bed load* dalam arah *bed load* q_{bk} diperhitungkan oleh Ashida Michiue dengan persamaan sebagai berikut^{3,4} dan 5)

$$q_{bk} = 17 \frac{\rho u_{*e}^3}{(\rho_s - \rho)g} \left(1 - \sqrt{K_C} \frac{u_{*ck}}{u_*}\right) \left(1 - K_C \frac{u_{*ck}^2}{u_*^2}\right) f_{bk} r_b \dots\dots\dots (40)$$

dimana, ρ_s adalah kerapatan/rapat massa sedimen, dan u_{*c} adalah kecepatan gesekan efektif yang besarnya adalah berdasarkan persamaan

$$u_*^2 = \frac{u^2 + v^2}{\left(6 + 2.5 \ln \frac{h}{d_m(1 + 2\tau_{*m})}\right)^2} \dots\dots\dots (41)$$

Kecepatan gesekan kritis dari kelas ukuran sedimen k berdasarkan persamaan³⁾

$$u_{*ck}^2 = u_{*cm}^2 \left[\frac{\log_{10} 19}{\log_{10}(19d_k/d_m)} \right]^2 \frac{d_k}{d_m} d_k/d_m \geq 0.4 \dots\dots\dots (42)$$

$$u_{*ck}^2 = 0.85u_{*cm}^2 d_k/d_m \leq 0.4 \dots\dots\dots (43)$$

Kecepatan gesekan kritis dari diameter rata-rata sedimen dihitung dengan menggunakan persamaan dari Iwagaki⁶⁾ sebagai berikut

$$u_{*cm}^2 = 80.9d_m d_m \geq 0.303 \dots\dots\dots (44)$$

$$u_{*cm}^2 = 134.6m^{31/22} \quad 0.118 \leq d_m < 0.303 \dots\dots\dots (45)$$

$$u_{*cm}^2 = 55.0d_m \quad 0.0565 \leq d_m < 0.118 \dots\dots\dots (46)$$

$$u_{*cm}^2 = 8.41d_m^{11/32} \quad 0.0065 \leq d_m < 0.0565 \dots\dots\dots (47)$$

$$u_{*cm}^2 = 226d_m \quad d_m < 0.0065(\text{Unit: em}) \dots\dots\dots (48)$$

r_b adalah fungsi dari ketebalan pertukaran lapisan berdasarkan

$$r_b = 1, E_{sd} \geq E_{be} \dots\dots\dots (49)$$

$$r_b = \frac{E_b}{E_{be}}, E_{sd} \leq E_{be} \dots\dots\dots (50)$$

K_c adalah fungsi modifikasi dari pengaruh kemiringan dasar sungai lokal pada transpor sedimen ditunjukkan dengan persamaan,

$$K_c = 1 + \frac{1}{\mu_s} \left[\left(\frac{\rho}{\rho_s - \rho} + 1 \right) \cos\alpha \cdot \tan\theta_y + \sin\alpha \cdot \tan\theta_x \right] \dots\dots\dots (51)$$

dimana α adalah sudut deviasi didekat/sekitar aliran dasar sungai dari arah sumbu x yang ditunjukkan dengan persamaan

$$\alpha = \arctan\left(\frac{v_b}{u_b}\right) \dots\dots\dots (52)$$

μ_s adalah koefisien gesek statis, Θ_x dan Θ_y secara berurutan adalah kecenderungan dasar sungai pada arah x dan y . Kecenderungan ini dievaluasi berdasarkan persamaan

$$\theta_x = \arctan\left(\frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial z_b}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial z_b}{\partial \eta}\right), \theta_y = \arctan\left(\frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial z_b}{\partial \xi} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial z_b}{\partial \eta}\right) \dots\dots\dots (53)$$

$q_{b\xi k}$ dan $q_{b\eta k}$ secara berurutan adalah *bed load* dari ukuran kelas k pada arah ξ dan η , yang dihitung dengan persamaan

$$q_{b\xi k} = \frac{\partial \xi}{\partial x} q_{bxk} + \frac{\partial \xi}{\partial y} q_{byk}, \quad q_{b\eta k} = \frac{\partial \eta}{\partial x} q_{bxk} + \frac{\partial \eta}{\partial y} q_{byk} \dots\dots\dots(54)$$

q_{bxk} dan q_{byk} secara berurutan adalah *bed load* dari ukuran kelas k pada arah x dan y yang dihitung berdasarkan persamaan^{3, 4 dan 5)}

$$q_{bxk} = q_{bk} \cos \beta_k, \quad q_{byk} = q_{bk} \sin \beta_k \dots\dots\dots (55)$$

Kemiringan dasar sungai lokal sepanjang arah *bed load* dengan diameter rerata sedimen (Θ) didapatkan berdasarkan persamaan

$$\sin \theta = \cos \beta_m \sin \theta_x + \sin \beta_m \sin \theta_y \dots\dots\dots (56)$$

dimana β_m adalah sudut deviasi/penyimpangan dari *bed load* dengan diameter rerata untuk arah sumbu x . Sudut deviasi dari *bed load* dengan kelas ukuran k untuk arah x (β_k), yang bergantung pada aliran di sekitar dasar sungai dan kecenderungan/condong ke dasar, dihitung dengan persamaan

$$\tan \beta_k = \frac{\sin \alpha - \Pi \theta_y \left(\frac{u_*^2 c_k}{u_*^2} \right) \tan \theta_y}{\cos \alpha - \Pi \theta_x \left(\frac{u_*^2 c_k}{u_*^2} \right) \tan \theta_x} \dots\dots\dots (57)$$

$$\Pi = K_{ld} + 1/u_s \dots\dots\dots (58)$$

$$\Theta_y = \frac{\partial}{1 + \tan^2 \theta_x + \tan^2 \theta_y}, \quad \Theta_y = \Theta_y + \frac{\rho}{\rho_x - \rho} \cos^2 \theta_x \dots\dots\dots (59)$$

dimana, K_{ld} ($\cong 0.85$) adalah rasio gaya angkat untuk gaya gesek/seret.

h.3 Perhitungan Kecepatan di sekitar Dasar Sungai

Kecepatan aliran di sekitar dasar sungai dievaluasi menggunakan radius/jari-jari lengkung dari garis/batas sungai berdasarkan persamaan

$$u_b = u_{bs} \cos \alpha_s - v_{bs} \sin \alpha_s, \quad v_b = u_{bs} \sin \alpha_s + v_{bs} \cos \alpha_s \dots\dots\dots (60)$$

$$u_{bs} = 8.5u_* , \quad V_{bs} = \frac{h}{r} u_{bs} \dots\dots\dots (61)$$

dimana, u_b dan v_b secara berurutan menunjukkan kecepatan di dekat permukaan dasar sungai sepanjang koordinat x dan y . $\alpha_s = \arctan (v/u)$, N_ϕ sebesar $7.0^{(7)}$ dan r jari-jari lengkung dari garis/batas sungai yang didapatkan dari kedalaman digabungkan dengan bidang aliran.

h.4 Jari-jari Lengkung dari Garis/Batas Sungai

Jari-jari lengkung dari garis/batas sungai r dihitung dengan menggunakan hubungan persamaan sebagai berikut

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{(u^2 + v^2)^{3/2}} \left\{ u \left(u \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial x} \right) + v \left(u \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right\} \dots\dots\dots (62)$$

h.5 Suspended Load / Beban Sedimen yang Tersuspensi

Pengguna dapat memilih persamaan dari Lane & Kalinske⁹⁾ atau persamaan dari Itakura dan Kishi¹⁰⁾. Konsentrasi keseimbangan dari *suspended load* pada ketinggian referensi (c_{sbek}) dari persamaan Lane & Kalinske⁹⁾ menggunakan persamaan

$$c_{sbek} = 5.55 \left(\frac{1}{2} \frac{u_x}{w_{fk}} \exp \left(- \frac{W_{fk}}{u_x} \right) \right)^{1.61} f_{bk} \Gamma_b \quad (\text{Unit;ppm}) \dots\dots\dots (63)$$

Ketika konsentrasi dari distribusi arah vertikal pada sedimen tersuspensi diasumsikan sebagai distribusi eksponen (uraian distribusi), hubungan antara konsentrasi suspensi pada kedalaman rerata (c_{sk}) dan konsentrasi tersuspensi dari sedimen dengan kelas ukuran k pada tingkat referensi (c_{sbk}) dihitung dengan persamaan

$$c_{sk} = \frac{c_{sbk}}{\beta_{sk}} (1 - e^{(-\beta_{sk}l)}) \dots\dots\dots (64)$$

$$\beta_{sk} = \frac{w_{fk}h}{D_h} \dots\dots\dots (65)$$

dimana, D_h adalah koefisien penyebaran/dispersi pada arah vertikal. Untuk penyederhanaan, ε digunakan sebagai D_h . Kecepatan pengendapan dari

sedimen yang tersuspensi (w_{fk}) diestimasi dengan menggunakan persamaan¹¹⁾

$$W_{fk} = \left(\sqrt{\frac{2}{3}} + \frac{36v^2}{(\frac{\rho_s}{\rho-1})gd_k^3} - \sqrt{\frac{36v^2}{(\frac{\rho_s}{\rho-1})gd_k^3}} \right) \sqrt{\left(\frac{\rho_s}{\rho-1}\right)gd_k} \dots\dots\dots(66)$$

Keseimbangan konsentrasi dari *suspended load* pada tinggi referensi (C_{sbck}) dari persamaan Itakura dan Kishi¹⁰⁾ dihitung sebagai berikut

$$q_{su} = p_k^* K \left[\alpha_* \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} \cdot \frac{gd}{\sqrt{\tau_*}} \Omega - w \right] \dots\dots\dots(67)$$

$$\Omega = \frac{\tau_*}{B_*} \cdot \frac{\int_{\alpha}^{\infty} \frac{\varepsilon}{\sqrt{\pi}} \exp[-\varepsilon^2] d\varepsilon}{\int_{\alpha}^{\infty} \frac{\varepsilon}{\sqrt{\pi}} \exp[-\varepsilon^2] d\varepsilon} + \frac{\tau_*}{B_* \eta_o} - 1 \dots\dots\dots(68)$$

$$\alpha' = \frac{B_*}{\tau_*} - \frac{1}{\eta_o}, \eta_o = 0.5, \alpha_* = 0.14, K=0.008 \dots\dots\dots(69)$$

dimana, q_{su} adalah beban sedimen tersuspensi dari dasar sungai per unit area, w_f adalah kecepatan pengendapan dari *suspended load* yang menggunakan persamaan dari Rubey¹²⁾. B_* adalah koefisien konversi dengan nilai yang biasa digunakan sebesar $B_* = 0.143$.

h.6 Persamaan Transportasi Sedimen Tersuspensi

Kedalaman rerata konsentrasi tersuspensi pada ukuran kelas k dievaluasi dengan rangkaian persamaan dari sedimen tersuspensi sebagai berikut :

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{hC_{sk}}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \varepsilon} \left(U \frac{hC_{sk}}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(V \frac{hC_{sk}}{J} \right) \\ & = \frac{1}{J} [W_{fk} (C_{sbek} - C_{sbk})] \qquad \qquad \qquad + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{1}{J} \left(D_x \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^2 + D_y \left(\frac{\partial \eta}{\partial y} \right)^2 \right) \frac{\partial C_{sk}}{\partial \xi} + \right. \\ & \left. \frac{1}{J} \left(D_x \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} + D_y \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \frac{\partial C_{sk}}{\partial \eta} \right) \dots\dots\dots(70) \end{aligned}$$

dimana, D_x dan D_y secara berurutan adalah koefisien dispersi/penyebaran dalam arah x dan y . (untuk penyederhanaan disini maka, $D_x = D_y = \varepsilon$).

h.7 Persamaan Continuum (Rangkaian) Sedimen

Persamaan continuum (kesatuan rangkaian) sedimen untuk bidang dua dimensi arah horizontal dalam sistem koordinat Kartesius adalah sebagai berikut

$$\frac{\partial}{\partial t}(C_b E_b) + (1 - \lambda) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \left(\frac{\partial}{\partial x} (\sum_{k=1}^n q_{byk}) + \frac{\partial}{\partial y} (\sum_{k=1}^n q_{byk}) - \sum_{k=1}^n w_k (c_{sbek} - c_{sbk}) \right) = 0 \dots\dots\dots (71)$$

Sedangkan persamaan continuum (kesatuan rangkaian) sedimen untuk bidang dua dimensi arah horizontal dalam sistem koordinat umum menggunakan persamaan berikut

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{C_b E_b}{J} \right) + (1 - \lambda) \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{z_b}{J} \right) + \left(\frac{\partial}{\partial \xi} \left(\sum_{k=1}^n \frac{q_{b\xi k}}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\sum_{k=1}^n \frac{q_{b\eta k}}{J} \right) + \sum_{k=1}^n \frac{1}{J} w_k (c_{sbek} - c_{sbk}) \right) = 0$$

$$E_{sd} \geq E_{be} \frac{c_b}{1-\lambda} \dots\dots\dots (72)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{z_b}{J} \right) = 0 \quad E_{sd} \geq E_{be} \frac{c_b}{1-\lambda} \dots\dots\dots (73)$$

i. Permodelan Aliran Sedimen Tidak Seragam (Non-uniform Sediment)

Untuk menghasilkan perhitungan analisa numerik yang melibatkan ukuran distribusi sedimen, maka ukuran distribusi sedimen di bagi kedalam n ukuran kelas sedimen. Ukuran kelas sedimen menunjukkan ukuran sedimen yang direpresentasikan/digunakan d_k dan konsentrasi dari k sebagai ukuran kelas sedimen f_{bk} . Ukuran diameter rata-rata d_m ditunjukkan berdasarkan persamaan berikut

$$D_m = \sum_{k=1}^n f_{mk} D_k \dots\dots\dots (74)$$

dimana, d_k menunjukkan ukuran sedimen dari kelas ukuran sedimen k .
 Persamaan kekekalan/konservasi massa (*mass conservation equation*) dari setiap ukuran kelas sedimen dalam lapisan pertukaran dan lapisan deposisi/pengendapan adalah berdasarkan persamaan berikut¹³⁾

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{C_b E_b f_{bk}}{J} \right) + (1 - \lambda) F_{bk} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Z_b}{J} \right) + \left(\frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{q_{b\xi k}}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{q_{b\eta k}}{J} \right) + \frac{1}{J} w_k (c_{sbe k} - c_{sbk}) \right) = 0$$

- $F_{bk} = F_{d1k}, \frac{\partial z_b}{\partial t} \leq 0, E_{sd} \geq E_{be} \frac{c_b}{1-\lambda}$
- $F_{bk} = f_c, \frac{\partial z_b}{\partial t} \leq 0, E_{sd} \leq E_{be} \frac{c_b}{1-\lambda}$
- $F_{bk} = f_{bk}, \frac{\partial z_b}{\partial t} \geq 0$ (75)

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{E_{d1} f_{d1k}}{J} \right) - F_{dk} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{E_{d1}}{J} \right) = 0$$

$$F_{dk} = F_{d1k}, \frac{\partial z_b}{\partial t} \leq 0$$

$$F_{dk} = F_{bk}, \frac{\partial z_b}{\partial t} \geq 0$$
 (76)

dimana, f_{bk} adalah konsentrasi dari *bed load* pada kelas ukuran k dalam lapisan *bed load*, f_c adalah konsentrasi sedimen pada kelas ukuran k dalam lapisan sedimen kohesif, f_{dmk} adalah konsentrasi sediment pada kelas ukuran k dalam lapisan dasar *nth*, c_b adalah konsentrasi kedalaman rerata dari *bed load*. E_{bc} adalah keseimbangan/kesetimbangan (*equilibrium*) dari ketebalan lapisan *bed load*; yang dihitung berdasarkan persamaan¹²⁾

$$\frac{E_b}{d_m} = \frac{1}{C_b \cos \theta (\tan \phi - \tan \theta)} \tau_{*m}$$
 (77)

dimana, d_m adalah diameter rerata dari *bed load*, Φ adalah sudut peletakan (pengendapan) dan $\tau_{\Phi m}$ adalah tegangan geser *non-dimensional* (besarnya tanpa batas) dari diameter rerata. E_{sd} adalah ketebalan lapisan sedimen

pada dasar sedimen kohesif. E_b adalah ketebalan lapisan *bed load* yang dihitung dengan persamaan

$$E_b = E_{be} \quad E_{sd} \geq E_{be} \frac{C_b}{1-\lambda} \dots\dots\dots(78)$$

$$E_b = E_{sd} \frac{C_b}{1-\lambda} \quad E_{sd} \leq E_{be} \frac{C_b}{1-\lambda} \dots\dots\dots(79)$$

j. Permodelan Erosi Tepi Sungai

Erosi pada tepi sungai dapat diperhitungkan dengan mempertimbangkan sudut peletakan/pengendapan dari sedimen yang terjadi. Ketikan kemiringan dasar sungai lokal (pada daerah tertentu) nilainya lebih besar dari pada sudut pembentukkan (peletakan/pengendapan), sedimen pada grid numerik yang bernilai besar akan bergerak/berpindah ke grid numerik yang lebih kecil untuk menjaga kemiringan dasar sungai lokal tetap lebih kecil dari sudut pengendapan.