

BAB II

PENDEKATAN PEMECAHAN MASALAH

A. Intensitas Curah Hujan

Menurut Joesron (1987: IV-4), “Intensitas curah hujan adalah ketinggian curah hujan yang terjadi pada suatu kurun waktu. Analisa intensitas curah hujan dapat diproses dari data curah hujan yang terjadi pada masa lampau”. Intensitas curah hujan ini sangat penting untuk perencanaan seperti debit banjir rencana. Dari analisa melalui grafik alat ukur hujan otomatis akan dihasilkan data intensitas hujan. Seandainya data curah hujan yang ada hanya curah hujan harian maka oleh Dr. Mononobe yang dikutip oleh Joesron (1987) dirumuskan intensitas curah hujan sebagai berikut.

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t} \right)^{2/3} \dots\dots\dots (1)$$

dimana :

- I = intensitas curah hujan (mm/jam)
- t = lama curah hujan (jam)
- R_{24} = curah hujan maksimum dalam 24 jam (mm)

B. Distribusi Curah Hujan dalam Daerah Pengaliran

Curah hujan yang diperlukan untuk penyusunan suatu rancangan pemanfaatan air dalam rancangan pengendalian banjir adalah curah hujan rata-rata di seluruh daerah yang bersangkutan, bukan curah hujan pada suatu titik tertentu. Curah hujan ini disebut curah hujan wilayah/ daerah dan dinyatakan dalam mm. (Sosrodarsono, 2003: 27)

Cara perhitungan curah hujan daerah dari pengamatan curah hujan di beberapa titik adalah sebagai berikut.

1. Metode *Arithmatik Mean*

Menurut Joesron (1987: V-1), “Metode *arithmatik mean* dipakai pada daerah yang datar dan mempunyai banyak stasiun curah hujan, dengan anggapan bahwa di daerah tersebut sifat curah hujannya adalah *uniform*”. Cara perhitungan metode *arithmatik mean* menurut Sosrodarsono (2003: 27) sebagai berikut.

$$\bar{R} = \frac{1}{n} (R_1 + R_2 + \dots + R_n) \dots\dots\dots(2)$$

dimana :

- \bar{R} = curah hujan rata-rata (mm)
- n = jumlah stasiun hujan
- R_1, R_2, \dots, R_n = besarnya curah hujan pada masing-masing stasiun hujan (mm)

2. Metode Thiessen

Menurut Hadisusanto (2010: 19), Perhitungan hujan rata-rata metode Thiessen dapat dilakukan dengan cara sebagai berikut.

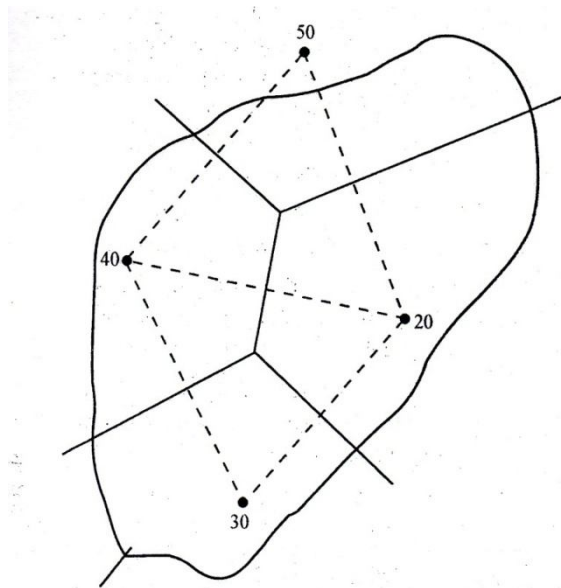
- a. Menghubungkan masing-masing stasiun hujan dengan garis poligon.
- b. Membuat garis berat antara 2 stasiun hujan hingga bertemu dengan garis berat lainnya pada suatu titik dalam poligon.
- c. Luas area yang mewakili masing-masing stasiun hujan dibatasi oleh garis berat pada poligon.
- d. Luas sub-area masing-masing stasiun hujan dipakai sebagai faktor pemberat dalam menghitung hujan rata-rata.

Perhitungan hujan rata-rata metode thiessen menurut Sosrodarsono (2003: 27) sebagai berikut.

$$\bar{R} = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A} \dots\dots\dots(3)$$

dimana :

\bar{R}	= rata-rata curah hujan (mm)
R_1, R_2, \dots, R_n	= curah hujan di masing-masing stasiun dan n adalah jumlah stasiun hujan
A	= $A_1 + A_2 + \dots + A_n$ (km ²)
A_1, A_2, \dots, A_n	= luas sub-area yang mewakili masing-masing stasiun hujan (km ²)



Gambar 1. Poligon Thiessen (Triatmodjo, 2003: 34)

3. Metode Isohiet

Menurut Triatmodjo (2003: 36),

Isohiet adalah garis kontur yang menghubungkan tempat-tempat yang mempunyai jumlah hujan yang sama. Perhitungan hujan rata-rata metode isohiet dapat dilakukan dengan cara sebagai berikut.

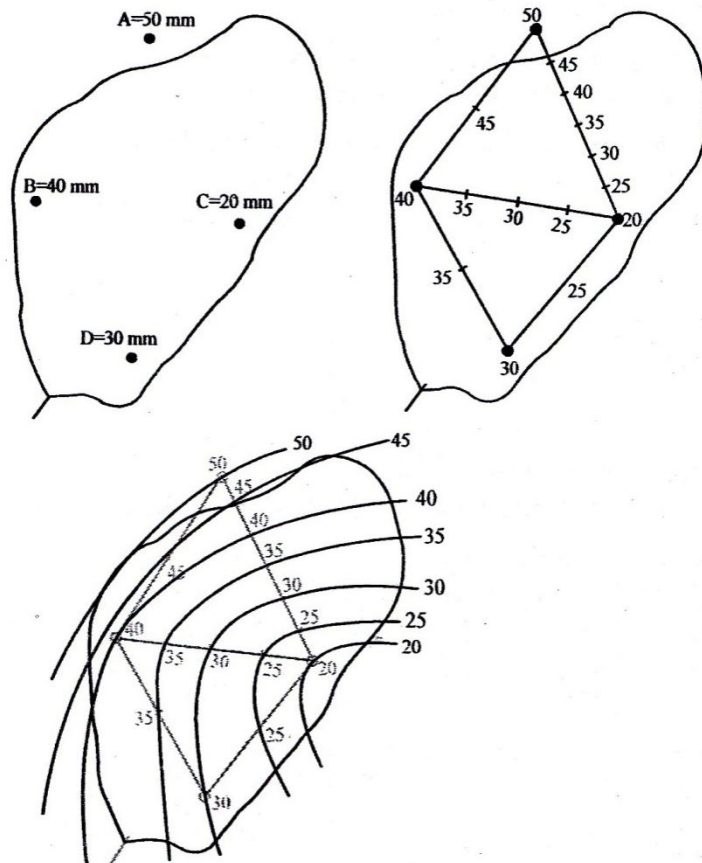
- Lokasi stasiun hujan dan curah hujan pada peta daerah yang ditinjau.
- Dari nilai curah hujan, stasiun curah hujan yang berdekatan dibuat interpolasi dengan pertambahan nilai yang ditetapkan.
- Dibuat kurva yang menghubungkan titik-titik interpolasi yang mempunyai curah hujan yang sama. Ketelitian tergantung pada pembuatan garis isohiet dan intervalnya.
- Diukur luas daerah antara dua isohiet yang berurutan dan kemudian dikalikan dengan nilai rerata dari kedua garis isohiet.
- Jumlah dari perhitungan pada butir d untuk seluruh garis isohiet dibagi dengan luas daerah yang ditinjau menghasilkan curah hujan rata daerah tersebut.

Perhitungan hujan rata-rata metode isohiet menurut Triatmodjo (2003: 36) adalah sebagai berikut.

$$\bar{R} = \frac{A_1 \frac{I_1 + I_2}{2} + A_2 \frac{I_2 + I_3}{2} + \dots + A_n \frac{I_n + I_{n+1}}{2}}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \dots\dots\dots(4)$$

dimana :

- \bar{R} = curah hujan rata-rata (mm)
- I_1, I_2, \dots, I_n = garis isohiet ke 1, 2, 3, ..., n, n+1
- A_1, A_2, \dots, A_n = luas daerah yang dibatasi oleh garis isohiet ke 1 dan 2, 2 dan 3, ..., n dan n+1



Gambar 2. Metode Isohiet (Triatmodjo, 2003: 37)

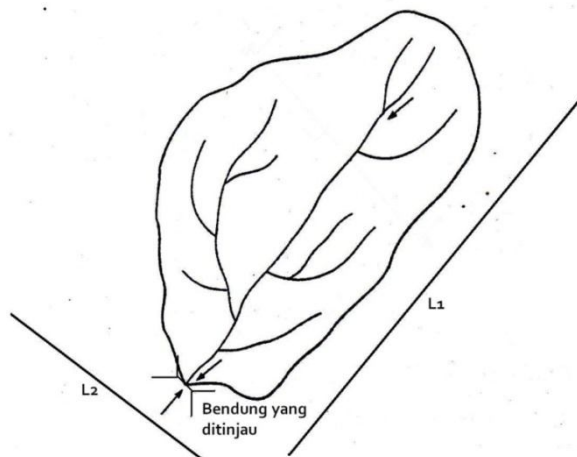
C. Daerah Aliran Sungai (DAS)

Menurut Triatmodjo (2008: 7), “Daerah aliran sungai (DAS) adalah daerah yang dibatasi oleh punggung-punggung gunung atau pegunungan dimana air hujan yang jatuh di daerah tersebut akan mengalir menuju sungai pada suatu titik/stasiun tertentu”. Daerah aliran sungai dapat ditentukan dengan menggunakan peta topografi skala 1:50.000 yang dilengkapi dengan garis-garis kontur. Garis-garis kontur tersebut dipelajari untuk menentukan arah dari limpasan permukaan. Limpasan permukaan berasal dari titik-titik tertinggi dan bergerak menuju titik-titik yang lebih rendah. Luas DAS dapat dihitung dengan metode elips, dimana A_s yang pendek sekurang-kurangnya $2/3$ dari A_s panjang. Luas daerah aliran sungai dengan metode elips ditentukan dengan rumus.

$$F = \frac{1}{4} \times \pi \times L_1 \times L_2 \dots\dots\dots(5)$$

dimana :

- F = luas daerah aliran sungai (km^2)
- L_1 = sumbu terpanjang (km)
- L_2 = sumbu terpendek (km)



Gambar 3. Luas DAS

Dari gambar 3 di atas dijelaskan bahwa L_1 adalah sumbu terpanjang yaitu panjang sungai yang diukur pada peta. Panjang sungai ini diukur dari bendung yang ditinjau sampai hulu sungai. Sedangkan L_2 adalah sumbu terpendek yang panjangnya kurang dari $2/3 L_1$.

D. Debit Banjir Rencana

Menurut Hadisusanto (2010: 151), Untuk menentukan besarnya debit sungai berdasarkan hujan perlu meninjau kembali hubungan antara hujan dan aliran sungai. Besarnya aliran sungai sangat ditentukan oleh besarnya hujan, intensitas hujan, luas daerah pengaliran sungai, lamanya waktu hujan dan karakteristik daerah pengaliran itu.

Metode yang dapat digunakan untuk menghitung debit banjir rencana adalah sebagai berikut.

1. Metode Hasper

Menurut Hadisusanto (2010: 169), “Hasper melakukan penelitian pada beberapa daerah aliran sungai dengan luas maksimum lebih dari 100 km²”.

Rumus untuk mencari debit banjir dengan metode Hasper dalam Joesron (1987) adalah.

$$Q_n = \alpha \times \beta \times q \times F \dots\dots\dots (6)$$

dimana:

- Q_n = debit maksimum untuk periode ulang n tahun (m³/det)
- α = koefisien pengaliran
- β = koefisien reduksi
- q = hujan maksimum (m³/det/km²)
- F = luas daerah pengaliran (km²)

Untuk koefisien pengaliran (α) dalam metode Hasper memberikan rumus.

$$\alpha = \frac{1+0,012 \times F^{0,7}}{1+0,075 \times F^{0,7}} \dots\dots\dots (7)$$

Hasper juga menetapkan koefisien reduksi (β) dengan persamaan.

$$\frac{1}{\beta} = 1 + \frac{t+3,7 \cdot 10^{-0,4t}}{t^2+15} \times \frac{F^{3/4}}{12} \dots\dots\dots (8)$$

Mengenai waktu konsentrasi (t) Hasper menyatakan bahwa waktu konsentrasi adalah fungsi dari panjang sungai dan kemiringan.

$$t = 0,1 \times L^{0,8} \times i^{-0,3} \dots\dots\dots (9)$$

dimana :

- t = waktu konsentrasi (jam)
- L = panjang sungai utama (m)
- i = kemiringan dasar sungai

$$i = \frac{\Delta H}{0,9 L} \dots\dots\dots (10)$$

ΔH = beda tinggi sungai dari titik terjauh sampai titik pengamatan (m)

Untuk hujan maksimum (q) dengan menggunakan persamaan.

$$q = \frac{R_t}{3,6 \times t} \dots\dots\dots (11)$$

dimana :

- q = hujan maksimum ($m^3/det/km^2$)
- R_t = hujan selama t jam
- t = waktu konsentrasi

Hujan selama t jam (R_t) dapat dicari dengan rumus.

untuk $t < 2$ jam

$$R_t = \frac{t \cdot R_n}{t+1-0,0008(260-R_n) \times (2-t)^2} \dots\dots\dots (12)$$

untuk 2 jam < t < 19 jam

$$R_t = \frac{t.R_n}{t+1} \dots\dots\dots(13)$$

untuk 19 jam < t < 30 jam

$$R_t = 0,707 R_n (t + 1)^{1/2} \dots\dots\dots(14)$$

Dengan R_n adalah curah hujan maksimum periode ulang n tahun (mm) yang diperoleh dari persamaan-persamaan berikut.

$$R_n = \overline{R_{24}} + S.\mu \dots\dots\dots (15)$$

dimana :

- $\frac{R_n}{R_{24}}$ = curah hujan maksimum periode ulang n tahun (mm)
- $\overline{R_{24}}$ = curah hujan rata-rata (mm)
- S = standar deviasi
- μ = standar variabel

$\overline{R_{24}}$ dapat diperoleh dengan rumus:

$$\overline{R_{24}} = \frac{\Sigma R_{24}}{n} \dots\dots\dots(16)$$

Standar deviasi dapat diperoleh dengan rumus:

$$S = \sqrt{\frac{\Sigma_{n-1}^n (R_{24} - \overline{R_{24}})^2}{n-1}} \dots\dots\dots(17)$$

Untuk metode Hasper nilai standar variabel (μ) digunakan angka 3,43.

2. Metode Melchior

Menurut Hadisusanto (2010: 159), “Pada penelitiannya Melchior banyak membuat rumusan-rumusan tentang memperkirakan debit puncak banjir pada tahun 1895-1896”.

Rumus untuk menghitung debit banjir dengan rumus Melchior dalam Hadisusanto (2010: 159) sebagai berikut.

$$Q_n = \alpha \times \beta \times q \times F \times \frac{R_n}{200} \dots\dots\dots (18)$$

dimana :

- Q_n = debit maksimum untuk periode ulang n tahun (m³/det)
- α = koefisien pengaliran
- β = koefisien reduksi
- q = hujan maksimum (m³/det/km²)
- F = luas daerah pengaliran (km²)
- R_n = curah hujan maksimum periode ulang n tahun (mm)

Melchior menetapkan koefisien pengaliran (α) sebagai angka perbandingan antara limpasan dan curah hujan total, yang besarnya dipengaruhi oleh kemiringan, vegetasi, keadaan tanah, temperatur angin, penguapan dan lama hujan. Pada umumnya koefisien pengaliran ini bernilai antara 0,42-0,62. Melchior menganjurkan untuk memakai $\alpha = 0,52$. Sedangkan untuk koefisien reduksi (β), Melchior menetapkan hubungan antara hujan rata-rata sehari dan hujan terpusat maksimum sehari sebagai berikut.

$$F = \frac{1970}{\beta - 0,12} - 3960 + 1720\beta \dots\dots\dots (19)$$

Untuk mencari hujan maksimum (q) dapat ditentukan dengan interpolasi luas daerah pengaliran (F) dengan menggunakan Tabel 1. Penentuan q untuk suatu harga F sebagai berikut.

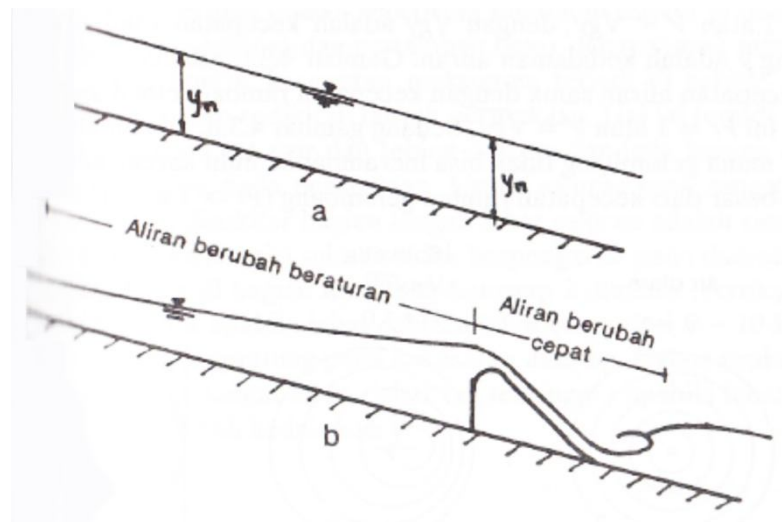
Tabel 1. Penentuan q untuk Suatu Harga F
(Hadisusanto, 2010: 161)

F (km ²)	q (m ³ /det/km ²)	F (km ²)	q (m ³ /det/km ²)	F (km ²)	q (m ³ /det/km ²)
0,14	29,60	144	4,75	720	2,30
0,72	22,45	216	4,00	1080	1,85
1,40	19,90	288	3,60	1440	1,55
7,20	14,15	360	3,30	2160	1,20
14,00	11,85	432	3,05	2880	1,00
29,00	9,00	504	2,85	4320	0,70
72,00	6,25	567	2,65	5670	0,54
108,00	5,25	658	2,45	7200	0,48

E. Klasifikasi Aliran

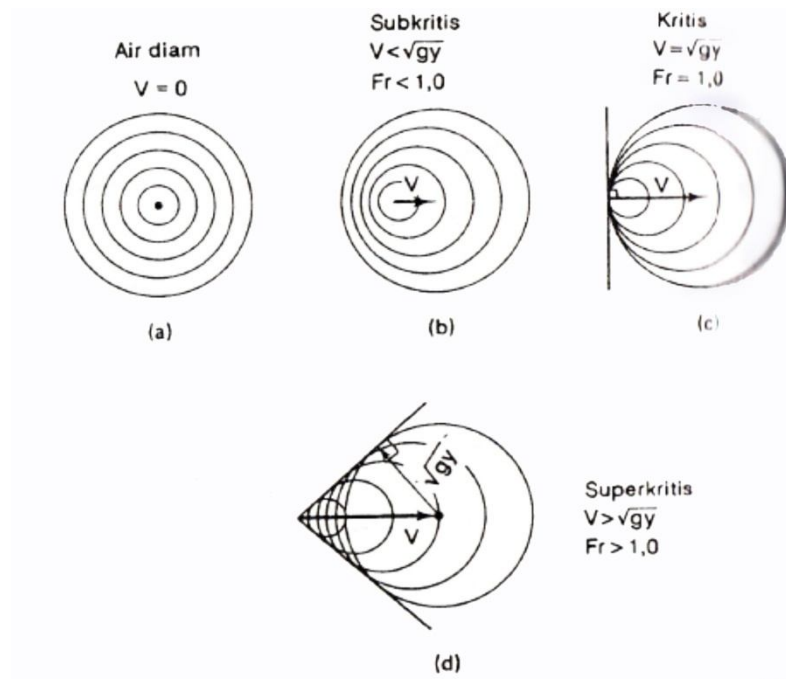
Pada umumnya tipe aliran melalui saluran terbuka adalah turbulen, karena kecepatan aliran dan kekasaran dinding relatif besar. Aliran melalui saluran terbuka akan turbulen apabila angka *Reynolds* $Re > 12.500$.

Aliran melalui saluran terbuka disebut seragam (*uniform*) apabila berbagai variabel aliran seperti kedalaman, tampang basah, kecepatan, dan debit pada setiap tampang adalah sama atau konstan. Kedalaman air pada aliran seragam disebut dengan kedalaman normal y_n . Sedangkan aliran disebut tidak seragam (*non uniform flow*) apabila variabel aliran seperti kedalaman, tampang basah, kecepatan di sepanjang saluran tidak konstan. Apabila perubahan aliran terjadi pada jarak yang pendek disebut aliran berubah cepat (*rapidly varied flow*), sedangkan bila terjadi pada jarak yang panjang disebut dengan aliran berubah beraturan (*gradually varied flow*). (Triatmodjo: 2003)



Gambar 4. Aliran Seragam (a) dan Berubah (b)
(Triatmodjo, 2003: 105)

Aliran melalui saluran terbuka juga dapat dibedakan menjadi aliran sub kritis (mengalir) dan superkritis (meluncur). Diantara kedua tipe aliran tersebut adalah kritis. Penentuan tipe aliran dapat didasarkan pada nilai *Froude Fr*, yang mempunyai bentuk $Fr = \frac{V}{\sqrt{gD}}$, dengan *V* dan *y* adalah kecepatan dan kedalaman aliran. Aliran adalah sub kritis apabila $Fr < 1$, kritis apabila $Fr = 1$, dan super kritis apabila $Fr > 1$. (Triatmodjo: 2003)



Gambar 5. Pola Penjalaran Gelombang di Saluran Terbuka (Triatmodjo, 2003:106)

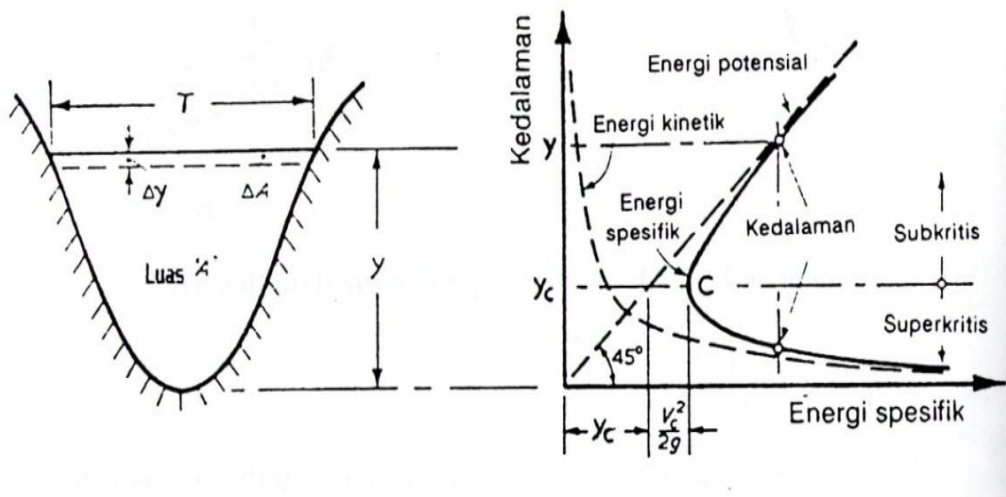
F. Energi Spesifik

Menurut Triatmodjo (2003: 126), Energi pada tampang lintang saluran yang dihitung terhadap dasar saluran disebut dengan energi spesifik atau tinggi

spesifik. Jadi energi spesifik adalah jumlah dari energi tekanan dan energi kecepatan di suatu titik, yang diberikan oleh bentuk berikut.

$$E_s = y + \frac{v^2}{2g} \dots\dots\dots(20)$$

Persamaan (20) menunjukkan bahwa energi spesifik sama dengan jumlah dari kedalaman air dan tinggi kecepatan. Apabila dibuat hubungan antara kedalaman aliran dan energi spesifik, maka akan diperoleh kurva energi spesifik seperti yang ditunjukkan dalam gambar 6.



Gambar 6. Hubungan Energi Spesifik dan Kedalaman (Triatmodjo, 2003: 128)

kedalam kritik y_c diperoleh dengan rumus.

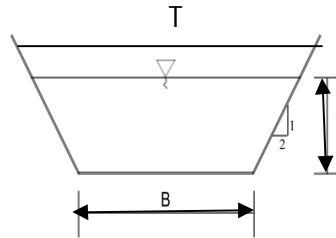
$$y_c = \sqrt[3]{\frac{Q^2}{gB^2}} = \sqrt[3]{\frac{q^2}{g}} \dots\dots\dots(21)$$

dengan q adalah debit aliran tiap satu satuan lebar saluran.

Kecepatan kritik V_c diberikan oleh.

$$V_c = \dots\dots\dots(22)$$

Untuk saluran dengan bentuk trapesium dimana.



Gambar 7. Bentuk Tampang Trapesium

luas tampang basah : $A = (B + my) y$

lebar muka air : $T = B + 2 my$

maka persamaan untuk aliran kritis menjadi.

$$\dots\dots\dots = 1$$

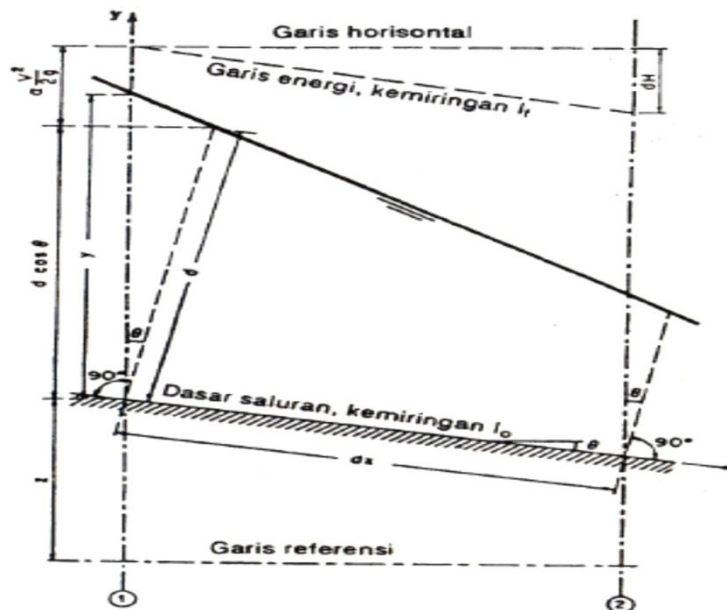
atau

$$y_c = \dots\dots\dots(23)$$

kedalaman kritik y_c dapat dihitung dengan cara coba banding. (Triatmodjo : 2003)

G. Aliran Berubah Beraturan

Penurunan persamaan dasar aliran berubah beraturan dilakukan dengan menggunakan gambar 8. Gambar tersebut merupakan profil muka air dari aliran berubah beraturan sepanjang dx yang dibatasi tampang 1 dan 2.



Gambar 8. Penurunan Persamaan Aliran Berubah Beraturan (Triatmodjo, 2003: 141)

Tinggi tekanan total terhadap garis referensi pada tampang 1 adalah.

$$H = z + d \cos \Theta + \alpha \frac{V^2}{2g} \dots\dots\dots(24)$$

dengan :

- H = tinggi tekanan total
- z = jarak vertikal dasar saluran terhadap garis referensi
- d = kedalaman aliran dihitung terhadap garis tegak lurus dasar
- Θ = sudut kemiringan dasar saluran
- α = koefisien energi
- V = kecepatan aliran rerata pada tampang 1

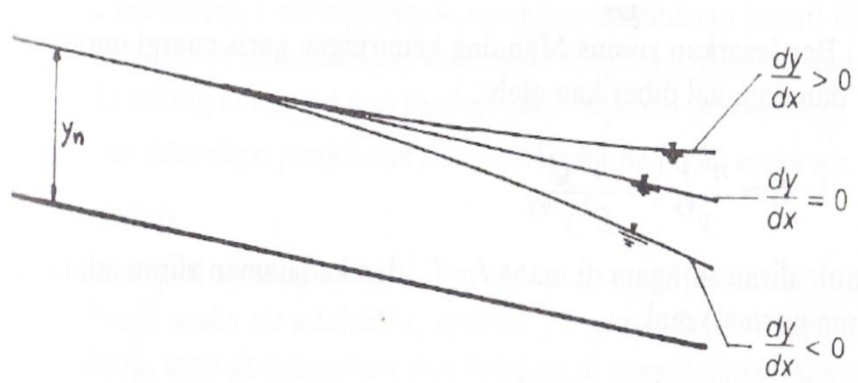
Koefisien α biasanya mempunyai nilai antara 1,05 dan 1,40, yang dihitung berdasarkan distribusi vertikal dari kecepatan. Oleh karena profil kecepatan tidak diketahui, maka biasanya koefisien tersebut dihilangkan (dianggap $\alpha = 1$). Pada pengaliran berubah beraturan, sudut kemiringan dasar saluran biasanya kecil sehingga $d \cos \Theta \approx y$. Dengan demikian persamaan (24) dapat ditulis menjadi.

$$H = z + y + \frac{V^2}{2g} \dots\dots\dots(25)$$

persamaan (25) dapat ditulis dalam bentuk.

$$\frac{dy}{dx} = \frac{I_0 - I_f}{1 - \frac{Q^2 T}{gA^3}} \dots\dots\dots(26)$$

Persamaan (26) merupakan persamaan diferensial aliran berubah beraturan yang dapat digunakan untuk memprediksi profil muka air dari aliran melalui saluran terbuka. Berdasarkan persamaan (26) tersebut dapat dibedakan tiga kondisi muka air berdasarkan nilai $\frac{dy}{dx}$, seperti yang ditunjukkan gambar 9.



Gambar 9. Profil Muka Air (Triatmodjo, 2003: 143)

Jika $\frac{dy}{dx} = 0$, maka muka air sejajar dengan dasar saluran

$\frac{dy}{dx} > 0$, kedalaman air bertambah dengan arah aliran di sepanjang saluran

$\frac{dy}{dx} < 0$, kedalaman air berkurang dengan arah aliran di sepanjang saluran.

(Triatmodjo: 2003)

H. Klasifikasi Profil Muka Air

Persamaan (26) akan digunakan untuk menentukan berbagai bentuk profil muka air yang banyak dijumpai dalam aliran tidak seragam. Di dalam persamaan tersebut pembilang dan penyebut yang ada pada ruas kanan dipengaruhi oleh karakteristik saluran dan debit aliran. (Triatmodjo, 2003: 144)

Persamaan (26) dapat ditulis dalam bentuk.

$$\frac{dy}{dx} = \frac{I_o \left(1 - \frac{I_f}{I_o}\right)}{1 - \frac{Q^2 T}{g A^3}} \dots\dots\dots(27)$$

Berdasarkan rumus Manning kemiringan garis energi untuk saluran lebar dan dangkal diberikan oleh.

$$I_f = \frac{n^2 V^2}{y_n^{4/3}} = \frac{n^2 Q^2}{B^2 y_n^{10/3}} \dots\dots\dots(28.a)$$

Untuk aliran seragam dimana $I_f = I_o$ dan kemiringan aliran adalah y_n (kedalaman normal) maka.

$$I_o = \frac{n^2 V^2}{y_n^{4/3}} = \frac{n^2 Q^2}{B^2 y_n^{10/3}} \dots\dots\dots(28.b)$$

Untuk saluran segiempat kedalaman kritik y_c diberikan oleh.

$$y_c = \sqrt[3]{\frac{Q^2}{g B^2}} \dots\dots\dots(28c)$$

dengan menggunakan hubungan (28.a), (28.b) dan (28.c) maka persamaan (27) dapat ditulis dalam bentuk.

$$\frac{dy}{dx} = I_o \frac{1 - (y_n/y)^{10/3}}{1 - (y_c/y)^3} \dots\dots\dots(29)$$

Persamaan (29) menggambarkan perubahan kedalaman pada arah aliran. Profil muka air akan berubah tergantung pada I_o . Kemiringan dasar saluran dapat negatif, nol, atau positif. Kemiringan negatif disebut kemiringan balik yang diberi symbol A (*adverse slope*). Kemiringan dasar nol apabila dasar saluran horisontal dan diberi symbol H. kemiringan positif dapat dibedakan menjadi landai (*mild*), kritis (*critical*) dan curam (*steep*) yang diberi simbol M, C, dan S. (Triatmodjo, 2003: 128)

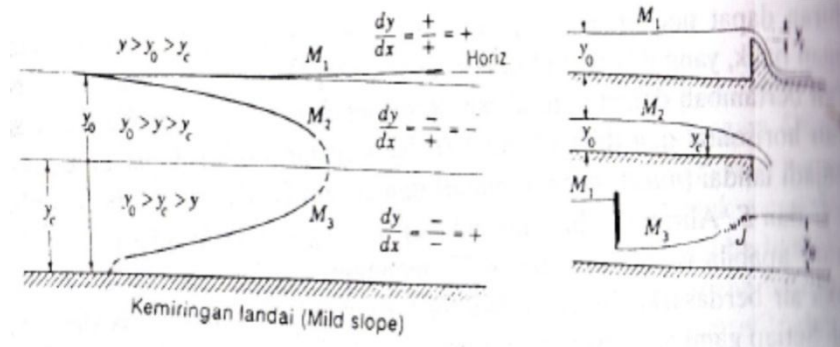
Berikut ini diberikan penjelasan dari berbagai tipe profil muka air dalam Triatmodjo (2003).

1. Kurva M (*Mild*)

Kurva M terjadi apabila $I_o < I_c$ dan $y_n > y_c$. Ada tiga tipe kurva M seperti berikut ini. Profil muka air M₁ apabila $y > y_n > y_c$. Suatu bangunan air seperti bendung dan belokan di sungai dapat menyebabkan terjadinya pembendungan di daerah sebelah hulu.

Profil M2 terjadi apabila $y_n > y > y_c$, yang merupakan garis terjunan. Tipe ini terjadi pada saluran landai dengan ujung hilirnya adalah saluran curam, pelebaran saluran atau terjunan.

Profil M3 apabila $y_n > y_c > y$. profil ini terjadi apabila air mengalir dari saluran curam menuju saluran landai, yaitu bagian hulu dari loncat air. Profil M2 dan M3 sangat pendek dibanding dengan M1.



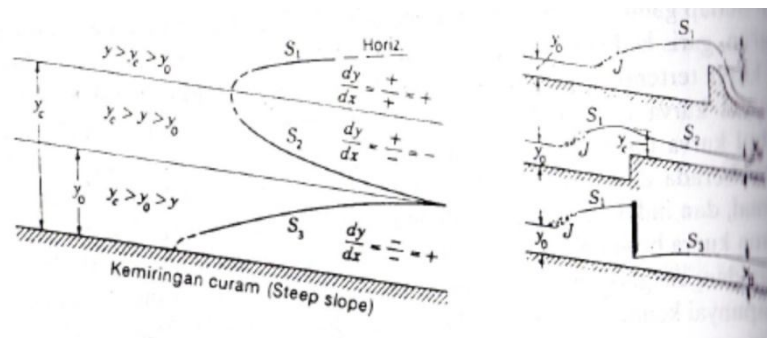
Gambar 10. Profil M (Triatmodjo, 2003: 146)

2. Kurva S (*Steep*)

Kurva S terjadi apabila $I_o > I_c$ dan $y_n < y_c$. Ada tiga tipe kurva S seperti berikut ini. Profil S_1 apabila $y > y_c > y_n$. Profil ini terjadi di sebelah hulu bangunan (bendung) yang berada di saluran curam, dimana di sebelah hulunya terdapat loncat air.

Profil S_2 terjadi apabila $y_c > y > y_n$, biasanya terdapat pada perubahan aliran dari saluran landai masuk ke saluran curam. Profil S_2 ini sangat pendek.

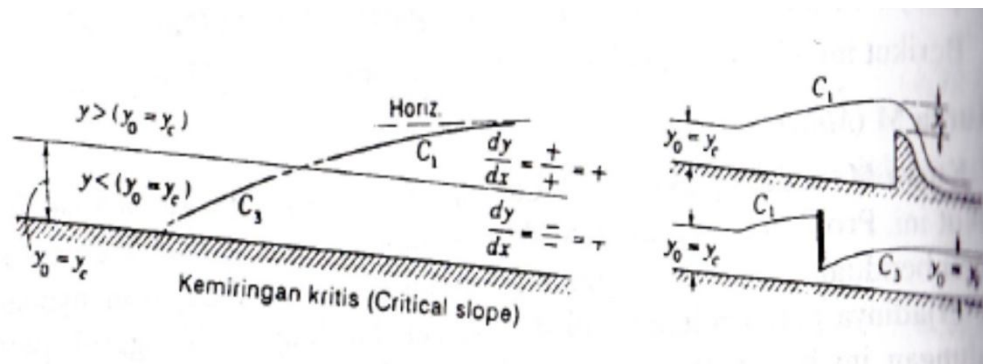
Profil S_3 terjadi apabila $y_c > y_n > y$, dan terdapat di sebelah hilir dari pintu air yang berada di saluran curam. Profil ini merupakan transisi antara profil M dan S.



Gambar 11. Profil S (Triatmodjo, 2003: 146)

3. Profil C (*Critical*)

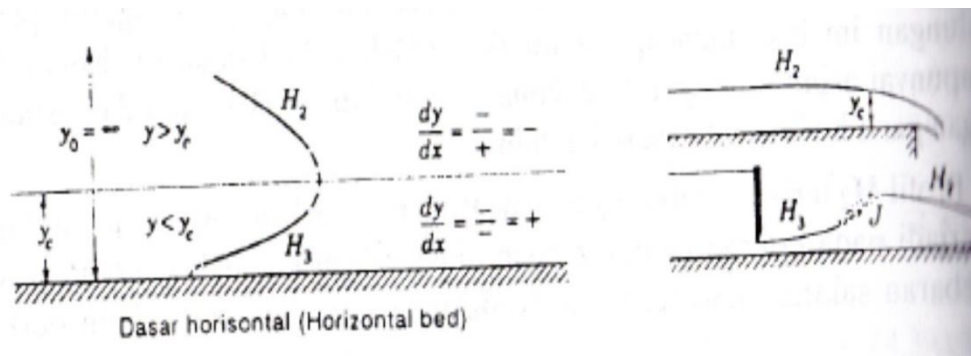
Profil ini terjadi apabila $I_o = I_c$ dan $y_n = y_c$. Mengingat garis kedalaman normal dan kritik berimpit maka hanya ada dua profil yaitu profil C_1 dan profil C_3 .



Gambar 12. Profil C (Triatmodjo, 2003: 146)

4. Profil H (*Horizontal*)

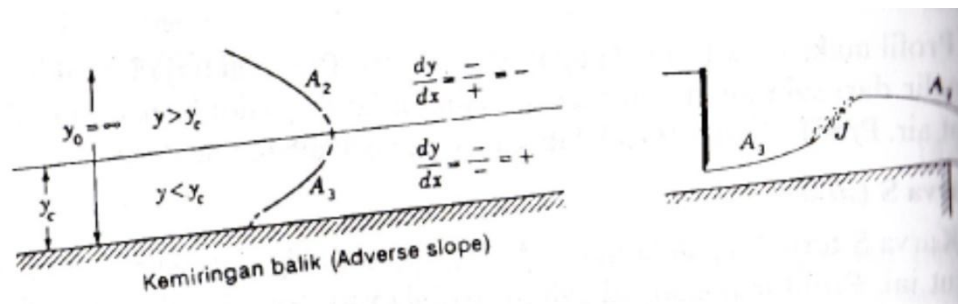
Profil H terjadi apabila $I_o = 0$ dan $y_n = \infty$, sehingga hanya ada dua profil yaitu H_2 dan H_3 . Profil ini serupa dengan profil M tetapi untuk dasar saluran horizontal. Profil H_2 dan H_3 sama dengan profil M_2 dan M_3 .



Gambar 13. Profil H (Triatmodjo, 2003: 146)

5. Profil A (*adverse*)

Profil A terjadi apabila $I_o < 0$. Karena nilai y_n tidak riil, maka hanya ada dua profil yaitu A_2 dan A_3 . Profil A_2 dan A_3 serupa dengan profil H_2 dan H_3 .



Gambar 14. Profil A (Triatmodjo, 2003: 146)

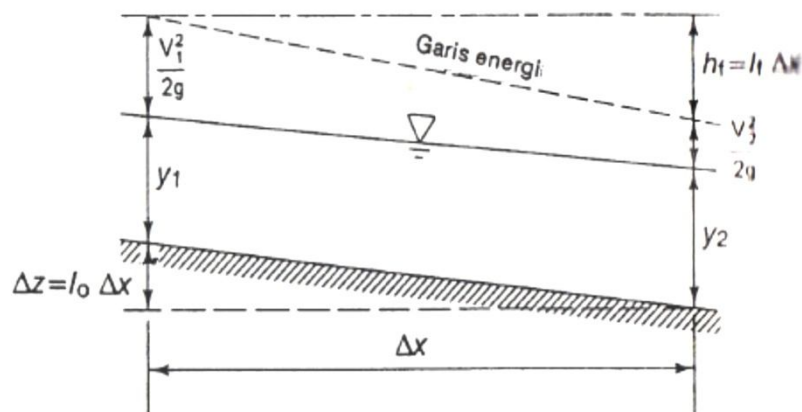
I. Hitungan Profil Muka Air

Kedalaman aliran di sepanjang saluran dapat dihitung dengan menyelesaikan persamaan diferensial untuk aliran berubah beraturan (persamaan 26). Hitungan biasanya dimulai dari suatu tampang dimana hubungan antara elevasi muka air (kedalaman) dan debit diketahui.

Menurut Triatmodjo (2003: 147), “Hitungan profil muka air biasanya dilakukan secara bertahap dari satu tampang ke tampang berikutnya yang berjarak cukup kecil sehingga permukaan air diantara kedua tampang dapat didekati dengan garis lurus”. Ada beberapa metode yang dapat digunakan untuk menyelesaikan hitungan profil muka air, diantaranya adalah metode integrasi numeric, metode integrasi grafis, dan metode langkah langsung. Pada perhitungan profil muka air bendung Tukuman metode perhitungan yang akan digunakan adalah metode langkah langsung.

J. Metode Langkah Langsung

Menurut Triatmodjo (2003: 153), metode langkah langsung dilakukan dengan membagi saluran menjadi sejumlah pias dengan panjang Δx . mulai dari ujung batas hilir dimana karakteristik hidraulis di tampang tersebut diketahui, dihitung kedalaman air pada tampang di sebelah hulu. Ketelitian hitungan tergantung pada panjang pias, semakin kecil Δx semakin teliti hasil yang diperoleh. Gambar 15. Menunjukkan pias saluran antara tampang 1 dan tampang 2.



Gambar 15. Metode Langkah Langsung
(Triatmodjo, 2003: 154)

$$z_1 + y_1 + \frac{V_1^2}{2g} = z_2 + y_2 + \frac{V_2^2}{2g} + h_f$$

Mengingat :

$$z_1 + z_2 = I_o \Delta x$$

dan

$$h_f = I_f \Delta x$$

maka :

$$I_o \Delta x + y_1 + \frac{V_1^2}{2g} = y_2 + \frac{V_2^2}{2g} + I_f \Delta x$$

$$\Delta x = \frac{\left(y_2 + \frac{V_2^2}{2g}\right) - \left(y_1 + \frac{V_1^2}{2g}\right)}{I_o - I_f}$$

atau

$$\Delta x = \frac{E_{s2} - E_{s1}}{I_o - I_f} \dots\dots\dots(30)$$

Dengan mengetahui karakteristik aliran dan kekasaran pada satu tampang maka kecepatan dan kedalaman aliran di tampang yang lain dapat dihitung dengan menggunakan persamaan di atas. Kemiringan garis energi I_f adalah nilai rata-rata tampang 1 dan 2, yang dapat didasarkan pada persamaan Manning atau Chezy. Apabila karakteristik aliran di kedua tampang diketahui maka jarak antara tampang dapat dihitung dengan rumus (30). (Triatmodjo, 2003: 155)