BAB II
STUDI LITERATUR

2.1 Umum

Banjir adalah peristiwa yang terjadi ketika aliran air yang berlebihan merendam daratan. Pengarahan banjir Uni Eropa mengartikan banjir sebagai perendaman sementara oleh air pada daratan yang biasanya tidak terendam air. Dalam arti "air mengalir", kata ini juga dapat berarti masuknya pasang laut. Banjir diakibatkan oleh volume air di suatu badan air seperti sungai atau danau yang meluap atau menjebol bendungan sehingga air keluar dari batasan alaminya.

Ukuran danau atau badan air terus berubah-ubah sesuai perubahan curah hujan dan pencairan salju musiman, namun banjir yang terjadi tidak besar kecuali jika air mencapai daerah yang dimanfaatkan manusia seperti desa, kota, dan permukiman lain.

Banjir juga dapat terjadi di sungai, ketika alirannya melebihi kapasitas saluran air, terutama di kelokan sungai. Banjir sering mengakibatkan kerusakan rumah dan pertokoan yang dibangun di dataran banjir sungai alami. Meski kerusakan akibat banjir dapat dihindari dengan pindah menjauh dari sungai dan badan air yang lain, orang-orang menetap dan bekerja dekat air untuk mencari nafkah dan memanfaatkan biaya murah serta perjalanan dan perdagangan yang lancar dekat perairan. Manusia terus menetap di wilayah rawan banjir adalah bukti bahwa nilai menetap dekat air lebih besar daripada biaya kerusakan akibat banjir periodik.

2.2 Analisis Hidrologi

2.2.1 Pengumpulan Data Primer dan Data Sekunder

Metode pengumpulan data merupakan suatu cara atau proses yang sistematis dalam pengumpulan, pencatatan, dan penyajian fakta untuk mencapai tujuan tertentu.

Data yang diperlukan dalam penelitian ini berupa :

a. **Data Primer**

   Data primer merupakan data yang dikumpulkan langsung dari obyek yang diteliti yang berasal dari situasi aktual dimana suatu peristiwa terjadi. Dalam penelitian ini penulis melakukan observasi/pengamatan langsung di lapangan untuk mendapatkan data fisik dengan melakukan pencatatan dan Melakukan wawancara dengan masyarakat sekitarnya tentang elevasi muka air banjir

b. **Data Sekunder**

   Data sekunder adalah data yang dikumpulkan dari pihak ketiga atau dari sumber lain yang telah tersedia sebelum penelitian ini dilakukan. Data sekunder pada penelitian ini diperloleh dari data dokumentasi teknis bangunan, dan dokumen-dokumen mengenai curah hujan di wilayah kajian

2.2.2 Uji Konsistensi Data Hujan

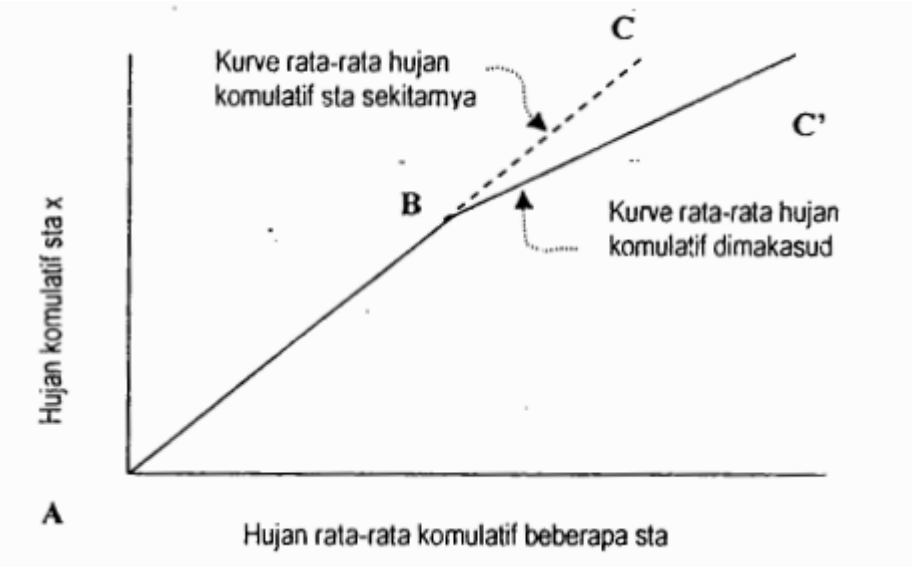
Adanya perubahan lokasi stasiun pengamatan, penggantian alat serta penggantian orang (pengamat) dapat menyebabkan data hujan tidak konsisten. Untuk mengetahui hal tersebut perlu dilakukan uji konsistensi data pengamatan dari stasiun yang bersangkutan. Pada dasarnya pengujian tersebut merupakan perbandingan data stasiun yang bersangkutan dengan data stasiun lain di sekitarnya.

2.2.2.1 Cara Regresi / Korelasi

Mencari korelasi antara stasiun yang akan diuji konsistensinya dengan data stasiun pembanding. Bila korelasi kedua data mendekati satu maka data tersebut dapat dikatakan kosisten. Cara ini dipakai jika karakteristik daerah tangkapan air (*cathment area)* dari stasiun-stasiun pengamatan data dapat diasumsikan homogen.

2.2.2.2 Cara Massa Ganda

Data hujan pada suatu stasiun akan diuji konsistensinya dengan meninjau data pos stasiun pengamatan di sekitarnya. Caranya dengan cara memplot data kumulatifnya (sebagai absis). Jika dari data-data tersebut bisa ditarik suatu garis lurus dengan kemiringan tertentu, maka data tersebut dianggap konsisten. Apabila terdapat perubahan kemiringan, maka data-data yang menyebabkan kemiringan tersebut harus disesuaikan dengan perbandingan kemiringan dari kedua segmen kurva. Deviasi di sekitar garis rata-rata, dan perubahan kemiringan hanya dapat diterima jika memenuhi standar yang telah ditentukan.



Gambar 2. 1 Kurva massa ganda

(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

2.2.3 Memperkirakan Data Hujan yang Hilang

Seringkali data hujan yang tercatat tidak lengkap. Hal ini disebabkan oleh kemungkinan kerusakan atau pemindahan alat penakar, maupun ketidakhadiran si pencatat. Karena pengolahan data hujan membutuhkan data yang kontinyu, maka seringkali dilakukan taksiran data yang tidak lengkap/hilang tersebut. Cara yang bisa digunakan adalah cara rata-rata aritmatik, rasio normal dan kebalikan kodrat jarak. Uraian dari ketiga metode tersebut disajikan di bawah ini.

2.2.3.1 Rata-rata Aljabar

Cara rata aljabar maksudnya adalah memperkirakan data curah hujan yang tidak lengkap dengan menghitung rata-rata curah hujan dari stasiun-stasiun yang terdekat dengan stasiun yang ditinjau pada waktu yang sama. Misalnya A, B, C dan D adalah stasiun pengamat hujan, apabila pada stasiun D ada data hujan yang tidak lengkap maka data hilang tersebut dapat diperkirakan dengan menggunakan formulasi sebagai berikut:

$$H_D = 1/3\ (H_A + H_B + H_C), \quad \text{.....(2.1)}$$

Dimana :

H_A, H_B, H_C = data hujan yang teramati pada masing-masing stasiun (A, B, C)

H_D = data hujan pada stasiun D yang diperkirakan.

Cara tersebut belaku, apabila perbedaan antara data hujan pada stasiun terdekat untuk jangka waktu tahunan rata-rata < 10%.

2.2.3.2 Perbandingan Rasio Normal

Bila ternyata perbedaan data hujan untuk jangka waktu tahunan rata-rata antara stasiun hujan yang terdekat > 10%, maka rasio nomal lebih dianjurkan, yaitu sebagai berikut:

$$H_D = \frac{1}{3}\left(\frac{N_D}{N_A}\ H_A\ +\ \frac{N_D}{N_B}\ H_B\ +\ \frac{N_D}{N_C}\ H_C\ \right), \quad \text{.....(2.2)}$$

Dimana :

N_A, N_B, N_C = hujan tahunan rata-rata pada masing-masing stasiun A, B dan C

N_D = hujan tahunan rata-rata pada stasiun D

H_A, H_B, H_C = hujan pada masing-masing stasiun D

H_D = data hujan pada stasiun D yang diperkirakan.

Perhitung-perhitungan ini akan lebih mendekati kenyataan jika dipergunakan pada daerah-daerah pengunungan.

2.2.3.3 Kebalikan Kuadrat Jarak

Metode ini digunakan oleh 'US National Weather Service' untuk peramalan debit sungai. Dengan memperkirakan hujan pada suatu stasiun sebagai rata-rata berbobot dari emapat stasiun yang terdekat dimana masing-masing terdapat dalam kuadrat yang dibatasi oleh garis utara-selatan dan timur-barat melalui stasiun yang bersangkutan rumus yang di pergunakan adalah:

$$H_x = \frac{\frac{1}{R_I^2}H_I + \frac{1}{R_{II}^2}H_{II} + \frac{1}{R_{III}^2}H_{III} + \frac{1}{R_{IV}^2}H_{IV}}{\frac{1}{R_I^2} + \frac{1}{R_{II}^2} + \frac{1}{R_{III}^2} + \frac{1}{R_{IV}^2}} \quad \text{.....(2.3)}$$

Dimana :

$H_{I,}\ H_{II,}\ H_{III,}\ H_{IV}$ = huajan pada masing-masing stasiun pada kuadrat I, II, III dan IV

$R_{I,}\ R_{II,}\ R_{III,}\ R_{IV}$ = jarak masing-masing stasiun terhadap stasiun yang di tinjau

H_x = hujan yang diperkirakan pada sistem yang ditinjau.

Apabila satu atau lebih kuadrat tidak terisi stasiun hujan, seperti yang mungkin terjadi pada kasus suatu titik pada daerah tangkapan air, maka perhitungannya hanya melibatkan kuadrat yang tersisa.

2.2.4 Memperkirakan Data Hujan Wilayah

Curah hujan yang diperlukan untuk penyusunan rancangan pemanfaatan air adalah curah hujan rata-rata di seluruh daerah yang bersangkutan. Stasiun-stasiun pengamatan hujan yang tersebar pada suatu daerah aliran dapat dianggap sebagai titik point. Tujuan mencari hujan rata-rata adalah mengubah hujan titik (*point rainfall*) menjadi hujan wilayah (*regional rainfall*) atau mencari suatu nilai yang dapat mewakili pada suatu daerah aliran. Ada tiga cara pendekatan untuk menghitung hujan rata-rata wilayah seperti yang akan diuraikan berikut ini.

2.2.4.1 Metode Rata-rata Aljabar

Cara yang paling sederhana adalah dengan melakukan perhitungan rata – rata arimatik (aljabar) dari rerata presipitasi yang diperoleh dari seluruh alat penakar hujan yang digunakan. Cara ini dianggap cukup memadai sepanjang digunakan di daerah yang relative landai dengan variasi curah hujan yang tidak terlalu besar

serta penyebaran alat penakar hujan diusahakan seragam. Kedaan seperti ini sering tidak dapat dijumpai sehingga perlu cara lain yang lebih memadai.

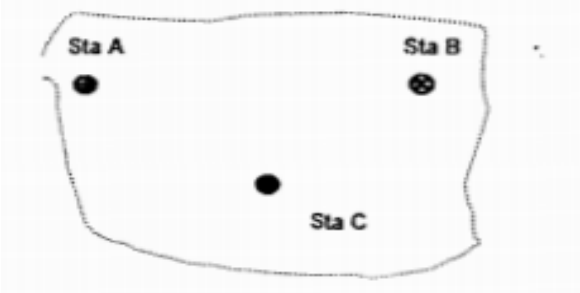
$$\overline{R_H} = \frac{1}{n}(R_1 + R_2 + R_3 + \ldots . R_n) \quad \text{.....(2.4)}$$

Dimana :

R = Curah hujan rerata tahunan (mm)

n = Jumlah stasiun yang digunakan

$R_1 + R_2 + R_3 + R_n$ = Curah hujan rerata tahunan di tiap titik pengamatan (mm)



Gambar 2. 2 Metode Rata-rata Aljabar

(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

2.2.4.2 Metode Poligon Thiessen

Metode ini digunakan secara luas karena dapat memberikan data memberikan data presipitasi yang lebih akurat, karena setiap bagian wilayah tangkapan hujan diwakili secara proposional oleh suatu alat penakar hujan. Dengan cara ini, pembuatan gambar polygon dilakukan sekali saja, sementara perubahan data hujan per titik dapat diproses secara cepat tanpa menghitung lagi luas per bagian poligon.

$$R = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \ldots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \ldots + A_n} \quad \text{.....(2.5)}$$

$$R = W_1 R_1 + W_2 R_2 + \ldots + W_n R_n \quad \text{.....(2.6)}$$

Dimana :

R = Curah hujan rerata tahunan (mm)

R_1,R_2,R_3 = Curah hujan rerata tahunan di tiap titik pengamatan (mm)

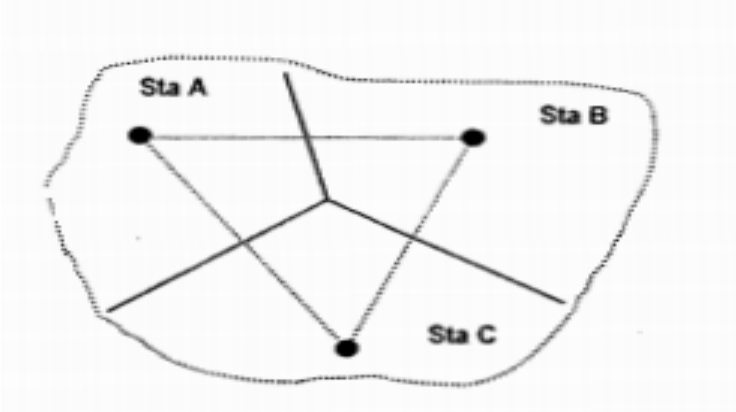
R_n = Jumlah titik pengamatan

A_1,A_2 = Luas wilayah yang dibatasi polygon

A = Luas daerah penelitian

Cara membuat polygon Thiessen

a. Mengambil peta lokasi stasiun hujan di suatu DAS
b. Menghubungkan garis antar stasiun 1 dan lainnya hingga membentuk segi tiga
c. Mencari garis berat kedua garis, yaitu garis yang membagi dua sama persis dan tegak lurus garis
d. Menguhubungkan ketiga garis berat dari segi tiga sehingga membuat titik berat yang akan membentuk polygon.



Gambar 2. 3 Metode Polygon Thiessen

(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

2.2.4.3 Cara Garis Isohyet

Peta Isohyet digambarkan pada peta topografi berdasarkan data curah hujan (interval 10 – 20 mm) pada titik pengamatan di dalam dan sekitar daerah yang dimaksud. Luas bagian daerah antara dua garis isohyets yang berdekatan diukur

dengan planimeter. Harga rata – rata dari garis – garis isohyets yang berdekatan yang termasuk bagian – bagian daerah itu dapat dihitung. Curah hujan daerah dihitung menurut persamaan seperti dibawah ini.

$$R = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \ldots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \ldots + A_n} \quad \ldots\ldots (2.7)$$

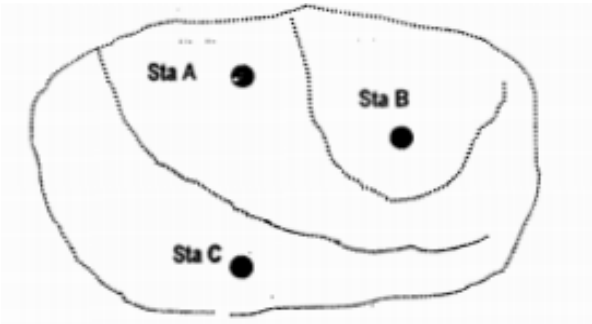
Dimana :

R = Curah hujan rerata tahunan

A_1, A_2 = Luas bagian antar dua garis isohyets

R_1, R_2, R_n = Curah hujan rata – rata tahunan pada bagian A_1, A_2, …. , A_n

Cara ini adalah cara rasoinal yang terbaik jika garis – garis isohyets dapat digambarkan dengan teliti. Akan tetapi jika titik – titik pengamatan itu banyak sekali dan variasi curah hujan di daerah bersangkutan besar, maka pada pembuatan peta isohyets ini akan terdapat kesalahn – kesalahn si pembuat (individual error). Namun teknik perhitungan curah hujan dengan menggunakan metode ini menguntungkan karena memungkinkan dipertimbangkannya bentuk bentang lahan dan tipe hujan yang terjadi, sehingga dapat menunjukkan besarnya curah hujan total secara realistis.



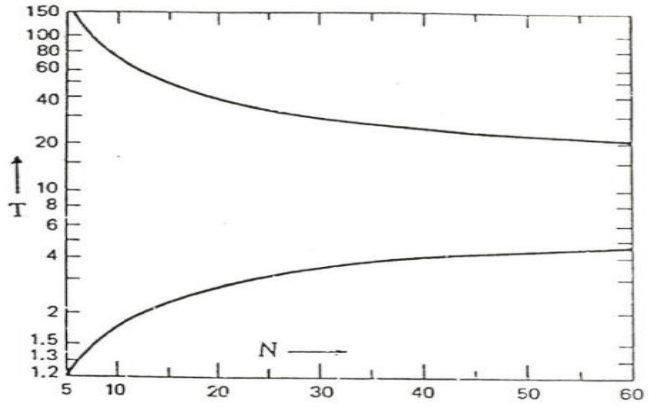
Gambar 2. 4 Metode Isohyet

(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

2.2.5 Menggabungkan Data Bebarapa Stasiun

Pada beberapa wilayah yang belum berkembang, stasiun yang ada sering memiliki jumlah data yang kurang memadai untuk digunakan dalam analisis frekuensi. Dalam mengatasi hal ini dapat digunakan penggabungan data dari beberapa

stasiun yang datanya dapat dianggap mempunyai sebaran yang setara. Dalam hal ini, stasiun yang akam digabungkan tersebut harus memenuhi tes homogenitas seperti kurva di bawah ini.



Gambar 2. 5 Kurva Tes Homogenitas

Data-data stasiun yang akan dianalisis disatukan. Berdasarkan data yang telah disatukan tersebut kemudian dihitung besaran-besaran sebagai berikut:

- N = jumlah tahun pengamatan
- b = besarnya curah hujan dengan periode ulang 10 tahun
- c = besar curah hujan bulanan rata-rata
- d = perbandingan b dan c
- e = rata-rata dari d
- f = periode ulang dari c
- T = perkalian antara e dan f

Besaran N dan T kemudian di plot pada grafik homogenitas, bila plotting jatuh dalam daerah antara 2 garis lengkung, maka data stasiun yang disatukan dapat dikatakan homogen, bila plotting jatuh diluar garis lengkung, data stasiun dikatakan tidak homogen.

2.2.6 Aliran Permukaan (Runoff)

Air aliran permukaan atau run off adalah bagian dari curah hujan yang mengalir di atas perkaan tanah yang menuju ke sungai, danau dan lautan. Sebagian dari air tidak sempat meresap ke dalam tanah dan oleh karena itu mengalir menuju kedaerah yang lebih rendah. Ada pula air yang telah masuk kedalam tanah

kemudian keluar lagi karena tanah telah jenuh terhadap air dan mengalir ke tempat yang lebih rendah.

agian yang terpenting dalam membangun pengendalian run off adalah besar debit puncak (peak flow), waktu tercapainya debit puncak, volume dan penyebaran air larian. Sebelum air hujan mengalir diatas permukaan tanah, curah hujan terlebih dahulu harus memenuhi keperluan air untuk evaporasi, intersepsi, infiltrasi, surface desenation, dan bentuk penampungan air lainnya

Debit aliran merupakan komponen yang paling diperhatikan dalam analisis banjir. Pada sebagian besar studi hidrograf analisis tidak dilakukan dengan melakukan pemisahan seperti diatas tetapi analisis dilakukan dengan memisahkan aliran cepat (Quickflow) dan aliran lambat (baseflow): aliran air pada musim kemarau ketika tidak ada curah hujan yang ikut membentuk debit aliran.

2.2.7 Perhitungan Debit Limpasan

Cara perkiraan debit limpasan berdasarkan curah hujan lebat, dapat diklasifikasi menjadi 3 cara sebagai berikut :

1. Cara dengan rumus empiris
2. Cara statistik atau teori kemungkinan
3. Cara dengan Unit Hidrograf

Rumus empiris biasanya digunakan sebagai alat terakhir, yakni untuk memeriksa hasil perhitungan dengan menggunakan cara lain.

Tabel 2. 1 Rumus Empiris Debit Banjir

No	Pembuat Rumus	Rumus Empiris	Catatan	Negara	Satuan
1		$Q = (10 - 70)A^{0,5}$	Curah hujan sedang A = 3.000 – 16.000 km²	Fracis	M
2		$Q_a = 150\ A^{0,5}$	Hujan lebat A = 400 – 3.000 km²	Fracis	M
3		$Q_m = 24,12\ A^{0,516}$	A = 15 – 200.000 km²	Jerman	M
4	Whistler	$Q_m = \left(\frac{1,538}{(A + 259)} + 0,054\right)A$	A = 1.000 – 12.000 km²	Itali	M
5	Pagliaro	$Q = \frac{2900\ h}{(A + 90)}$	A < 1.000 km²	Itali	M
6		$Q_m = 20.000\ A^{0,5}$		New Zealan	E
7	Inglis	$Q = \frac{7000\ A}{\sqrt{A + 4}}$	Untuk CA bentuk kipas	India	E
9	Ryues	$Q_a = 560\ A^{0,67}$ $Q = 675\ A^{0,67}$		India	E
10	Bransby Williams	$Q = 4600\ A^{0,52}$	A > 10 mile²	Brittania	E
11	US Geological Survey	$Q = 1400\ A^{0,476}$	A = 1.000 – 24.000 mile²	USA	E
12	Myer	$Q = 10.000\ A^{0,5}$		USA	E
13	Baird & McIlwraith	$Q = \frac{131000\ A}{(107 + A)^{0,78}}$	Debit banjir maksimum di seluruh dunia	Australia	E
14	Baird & McIlwraith	$Q = \frac{222000\ A}{(185 + A)^{0,50}}$		Australia	E
15	Fanning	$Q = 200A^{5/6}$		USA	E

(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

Empiris yang digunakan di bebarapa negara untuk memperhitung debit banjir. Setiap daerah aliran sungai mempunyai karateristik sendiri-sendiri, secara umum rumusan debit banjir dapat ditulis:

$Q = kA^n$ atau $Q = \frac{a}{b + A^n} + c$ .....(2.8)

Dimana :

Q = debit banjir

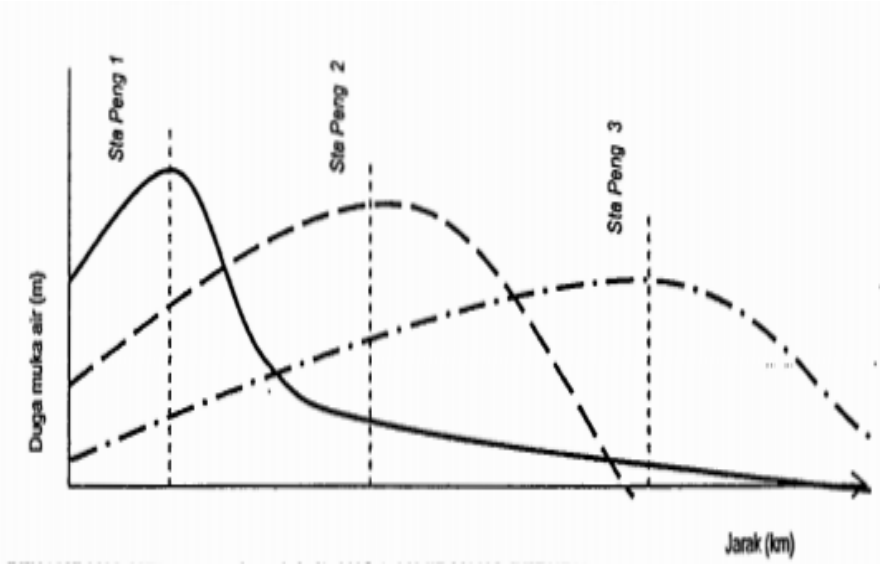
n = tetapan < 1

a,b dan c = tetapan-tetapan

k = koefisien karateristik curah hujan dan daerah pengaliran.

Hidrograf adalah catatan tentang tingi gelombang yang bergerak melalui suatu stasiun pengamatan. Bila gelombang tersebut bergerak arah kehilir, bentuknya akan berubah karena adanya tambahan volume aliran dari anak-anak sungai dan

juga karena perbedaan kecepatan aliran sepanjang alur gelombang. Tanpa penurunan tinggi puncak dan pemanjangan waktu gelombang banjir.



Gambar 2. 6 Penampang Memanjang Gelombang Banjir

(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

Debit limpasan air hujan dipengaruhi tanah sangat dipengaruhi oleh beberapa faktor sebagai berikut :

1. Intensitas curah hujan (mm/menit)
2. Waktu konsentrasi aliran (Tc)
3. Koefisien pengaliran yaitu perbandingan tinggi limpasan air hujan maksimum dengan tinggi hujan rata-rata yang jatuh dipermukan.

Secara alamiah air hujan yang jatuh dipermukaan tanah akan mengalir ke daerah lebih rendah dan selanjutnya mengalir melalui alur-alur sebagai bagian paling hulu dari sungai. Pengaliran secara alamiah sangat tergantung pada besarnya hilling / kelandaian permukaan tanah.

2.2.8 Perhitungan Debit Rencana

2.2.8.1 Metode Rasional

Metode rasional adalah rumus perhitungan debit paling tua, dengan anggapan yang sangat sederhana. Debit adalah tinggi hujan per satuan waktu jatuh pada luasan tertentu.

$$QP = i.A \quad \text{.....(2.9)}$$

Dimana :

QP = debit puncak

I = intensitas hujan

A = luas

$$Q = \frac{10^{-3}\ x\ 10^{6}}{3600}\ c_s ciA = \frac{C_s\ CiA}{3{,}6} \quad \text{.....(2.10)}$$

Rumus Rasional ditulis : $Qp = C_S C\frac{i\ A}{3{,}6}$.....(2.11)

Dimana :

Q = debit limpasan (m^3/dt)

C = koefisien pengaliran

C_S = koefisien koreksi rasional modifikasi

I = intensitas hujan rata-rata (mm/jam) untuk hujan deras yang durasinya sama dengan waktu konsentrasi (Tc), untuk mendapatkan i tersedia kurva IDF terlampir.

A = luas daerah yang dikeringkan (km^2)

Bila A dalam satuan (ha), maka rumus diatas menjadi :

$$Q = \frac{C_s\ CiA}{3{,}6\ .100} = 0{,}00278\ C_s\ CiA \quad \text{.....(2.12)}$$

Asumsi-asumsi Metode Rasional

1. Pada saat debit puncak terjadi dianggap seluruh luasan melimpas
2. Debit puncak pada suatu titik tinjauan, merupakan fungsi dari intensitas hujan deras rata-rata yang durasinya (waktu) sama dengan waktu konsentrasi sampai dititik tersebut.
3. Intensitas hujan seragam diseluruh daerah dan tetap terhadap waktu, ini merupakan alasan yang kuat bahwa rumus rasional hanya digunakan untuk luasan yang kecil (terbatas).
4. Frekuensi banjir adalah sama seperti curah hujan. Asumsi ini tidak menggambarkan kondisi fisik senyatannya untuk daerah yang lolos air.

2.2.9 Koefisien Pengaliran C

Koefisien pengaliran adalah hasil perbandingan besarnya limpasan permukaan maksimum dengan tingginya curah hujan rata-rata, besarnya koefisien tergantung vegetasi lahan, rapatnya pemukiman, kedapnya permukaan, kelandaian lahan dan jenis atau material permukaan. Pada tabel berikut untuk setiap nilai c kondisi permukaan limpasan.

Berdasarkan hasil modifikasi rumus rasional oleh beberapa ahli menetapkan; nilai koefisien pengaliran (C) berdasarkan pengaruh luasan daerah kedap air :

$$C = 0{,}9\ \frac{Ak}{A} + \left(1 + \frac{Ak}{A}\right) Cp \quad \text{.....(2.13)}$$

Dimana :

C = koefisien pengaliran

Ak = luas daerah yang kedap air (km, ha)

A = luas total daerah yang akan di keringkan (km,ha)

Cp = koefisien pengaliran daerah yang tidak kedap

Tabel 2. 2 Koefisien Limpasan (Mononobe's)

No	Jenis Permukaan Lahan	Koef. Limpasan C
1	Daerah pegunungan curam	0,75 - 0,90
2	Daerah pegunungan tersier	0,70 - 0,80
3	Tanah bergelombang dan hutan	0,50 - 0,75
4	Tanah dataran di tanami	0,45 - 0,60
5	Persawahan diairi	0,70 - 0,80
6	Sungai di daerah pegunungan	0,75 - 0,85
7	Sungai kecil di dataran	0,45 - 0,75
8	Sungai besar yang lebih dari 50% daerah	
	pengaliranya merupakan dataran	0,50 - 0,75

(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

Tabel 2. 3 Koefisien Limpasan Umum

No	Jenis Lahan	% kemiringan	Loam berpasir	Lempung Silt loam	Lempung padat
1	Hutan	0-5 5-10 10-30	0,10 0,25 0,30	0,30 0,35 0,50	0,40 0,50 0,60
2	Padang rumput atau semak-semak	0-5 5-10 10-30	0,10 0,15 0,20	0,30 0,35 0,40	0,40 0,55 0,60
3	Tanah Pertanian	0 - 5 5 - 10 10 - 30	0,30 0,40 0,50	0,50 0,60 0,70	0,60 0,70 0,80

(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

Pada perbaikan metode rasional yang lain untuk luas kurang dari 300 ha, dan luas perdesaan maksimum 30% koefisien koreksi Cs diambil sebagai berikut :

A < 20 ha Cs = 1,00

20 ha < A < 50 ha Cs = 1,05

50 ha < A < 10 ha Cs= 1,10

10 ha < A Cs = 1,15

Bila terdapat beberapa luasan yang didrain / dikeringkan, masing-masing mempunyai koefisien pengaliran, maka dihitung koefisien pengaliran gabungan dengan persamaansebagai berikut :

$$C_{gab} = \frac{\sum A_i\, C_i}{\sum A_i} = \frac{A_1C_1 + A_2C_2 + \ldots\ldots\ldots + A_nC_n}{A_1 + C_2 \ldots\ldots + A_n} \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots(2.14)$$

Dimana :

A_i = bagian luasan yang didrain i

C_i = koefisien bagian luasan i

I = merupakan beberapa bagian luasan 1,2,3 dan seterusnya

2.2.10 Koefisien Koreksi C_s

Air pada satu kawasan akan mengumpulkan selama waktu Tc dan keluar mengalir. Selama waktu Tc ditambah dengan waktu selama melalui saluran Tt. Akibat anggapan tersebut rumus debit rasional modifikasi menambahkan suatu koefisien koreksi tampungan yang dipengaruhi oleh waktu perjalanan aliran permukaan tanah (Ti) dan saluran (Tt). Jumlahnya disebut waktu konsentrasi (Tc) = Ti + Tt. Waktu turun hidrograf = Tc +Tt atau Ti + 2Tt, sesungguhnya sangat tergantung padaa besarnya debit pengeluran. Debit keluar tergantung dari landainya saluran, koefisien kekasaran dan besarnya tampang basah saluran.

Koefisien koreksi (Cs) adalah perbandingan debit maksimum yang terjadi (Qmaks) dengan besarnya intensitas hujan yang jatuh (i) pada luasan (A) dengan koefisien pengaliran (C).

Volume hujan yang jatuh : V_1 = i.Tc.C.A

Sedangkan daari hidrograf yang terjadi akibat hujan i selama Tc tersebut dapat ditentukan volume air yang terkumpul.

Volume air dari hidrograf : $V_2 = \frac{Qmaks}{2}(2Tc + Tt)$....................................(2.15)

Persamaan (1) = (2), $V_1 = V_2$, maka

Qmaks = $i.\left[\frac{2Tc}{2Tc+Tt}\right].C.A$ atau $\frac{2Tc}{2Tc+Tt} = \frac{Qmaks}{i.C.A}$...(2.16)

2.2.11 Analisis Frekuensi

Analisis ferekuensi dapat dilakukan dengan dua cara yaitu cara plotting dan cara analitik. Rincian dari metode ini dapat dilihat uraian dibawah ini

2.2.11.1 Plotting

Plotting dilakukan dengan memplot data yang ada pada kertas probabilitas kemudian menarik garis yang representatif bagi populasi. Garis ini yang akan digunakan untuk menentukan besaran yang dicari dengan probabilitas tertentu. Biasanya garis ini diusahakan dapat ditarik sebagai garis lurus, untuk itu dibutuhkan kertas probabilitas yang sesuai dengan jenis distribusi data yang bersangkutan.

Plotting data pengamatan pada kertas probabilitas dapat dilakukan dengan asumsi bahwa data pengamatan tersebut bersifat homogen dengan independen. Data yang diplot dengan probabilitas tertentu harus benar-benar mewakili populasinya. Untuk itu biasanya data pengamatan dibagi dalam populasi yang merepresentastifkan distribusi datanya. Dalam melakukan perhitungan besarnya probabilitas dari setiap data pengamatan dapat dilakukan dengan salah satu metode sebagai berikut :

1. *California (1923)*

   $$\mathbf{P} = \frac{\boldsymbol{m}}{\boldsymbol{n}} \quad \text{.....(2.17)}$$

2. *Hazen (1930)*

   $$\mathbf{P} = \frac{(\boldsymbol{2m-1})}{\boldsymbol{2n}} \quad \text{.....(2.18)}$$

3. *Weilbull (1939)*

   $$\mathbf{P} = \frac{\mathbf{m}}{(\mathbf{n+1})} \quad \text{.....(2.19)}$$

Dimana :

P = probabilitas dari X

m = rengking / urutan besaran X dari besar ke kecil atau dari k ecil ke besar

n = jumlah populasi X

Dari ke ketiga cara tersebut, metode wailbull yang kerap dipakai, karena hasil yang diperoleh lebih sering mendekati kenyataan. Urutan data dinyatakan setelah data yang ada di susun berdasarkan besarannya sebagai berikut :

a. Dari kecil ke besar bila digunakan untuk mencari probabilitas $x \leq X$
b. Dari besar ke kecil bila digunakan untuk mencari probabilitas $x > X$

2.2.11.2 Analitik

Metode ini dilakukan dengan cara persamaan garis dari populasi tersebut dengan memanfaatkan fungsi probabilitas yang telah diketahui sesuai dengan jenis distribusi populasi tersebut. Berdasarkan persamaan garis tersebut kemudian dapat dicari besaran dengan probabilitas yang diinginkan. Dikenal beberapa metode sesuai dengan jenis distribusi yang digunakan. Menurut chow (1951) persamaan umum dari harga ekstrem dengan probabilitas tertentu dapat di tuliskan sebagai berikut :

$$X_T = \bar{X}\ (1 + C_v K_T) \quad \text{.....(2.20)}$$

Dengan memasukan definisi $C_v = S/\bar{X}$ persamaan tersebut dapat dituliskan dalam bentuk sebagai berikut :

$$X_T = X + K_T S_x \quad \text{.....(2.21)}$$

Dimana :

n = jumlah data minimum 16 tahun

$\bar{X}$ = rata-rata

X_i = hujan tahun ke i

T = periode ulang

S_x= standard deviasi dari sample data X

K_T = faktor frekuensi

Faktor frekuensi bergantung pada jenis distribusi probabilitas data pengamatan. Untuk itu langkah pertama yang harus dilakukan pada analisis frekuensi adalah melakukan evaluasi untuk mengetahui jenis distribusi probabilitas dari data pengamatan yang akan dianalisis. Daalam kuliah ini hanya akan dibahas metode

normal, log normal, log person type III dan gambel. Uraian dari masing-masing metode tersebut dapat dilihat dibawah ini.

1. Metode Distribusi Normal

Merupakan fungsi distribusi kumulatif (CDF) Normal atau dikenal dengan distribusi Gauss (Gaussian Distribution). Distribusi normal memiliki fungsi kerapatan probabilitas yang dirumuskan :

$$f(x) = \frac{1}{\sigma.\sqrt{2.\pi}}.exp\left[-1/2.\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right] \quad \text{.....(2.22)}$$

Dimana :

μ dan σ adalah parameter statistik, yang masing-masing adalah nilai ratarata dan standar deviasi dari varian.

2. Metode Distribusi Log Normal 2 Parameter

Pada peramalan nilai ekstrim dengan menggunakan distribusi log normal,setiap rangkaian data konversikan menjadi bentuk logaritma : y = log x, sehingga parameter statistik yang digunakan akan menjadi sebagai berikut :

- Besaran rata-rata

  $$\bar{y} = \overline{\log} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\log x \quad \text{.....(2.23)}$$

- Standar deviasi logaritma

  $$S_y = S_{\log x}\sqrt{\frac{\sum(\log x_i - \overline{\log x})^2}{N-1}} \quad \text{.....(2.24)}$$

- Koefisien asimetri (Skewness Coeficients)

  $$C_{sy} = C_{s-\log x} = \frac{N\sum(\log x_i - \overline{\log x})^3}{(N-1)(N-2)(S_{\log x})^3} \quad \text{.....(2.25)}$$

Dengan demikian untuk distribusi log normal persamaan peramalan harga ekstreem dapat dituliskan dalam bentuk :

$$\text{Log } X_T = \overline{\log x} + K_T\, S_{\log x} \quad \text{.....(2.26)}$$

Atau

$$Y_T = \bar{y} + K_T S_Y \quad \text{.....(2.27)}$$

Menurut Chow (1964), besaran dari faktor frekuensi dari distribusi log-normal tersebut diatas adalah sebagai berikut :

$$K_T = \frac{[\exp(\sigma_y K_y - 0.5\,\sigma_y^2) - 1]}{[\exp(\sigma_y^2) - 1]} \quad \text{.....(2.28)}$$

Dimana

$$K_y = \frac{y - \mu_y}{\sigma_y} \quad \text{..... (2.29)}$$

Besaran faktor frekuensi tersebut diatas telah di tabelkan dalam fungsi koefisien skewness C_s dan deviasi C_v

3. Metode Distribusi Log Normal 3 Parameter

Distribusi Log Normal 3 Parameter dapat dituliskan sebagai:

$$X_t = \bar{X} + K.S_X \quad \text{.....(2.30)}$$

di mana:

Xt = Nilai curah hujan untuk periode ulang T tahun (mm)

X= Nilai curah hujan maksimum rata-rata

SX = Standar deviasi nilai X

K = Nilai karakteristik distibusi Log Normal 3 Parameter

yang nilainya bergantung dari koefisien kemencengan (CS)

4. Metode Distribusi Pearson Type 3

Secara sederhana fungsi kerapatan distribusi Pearson Type III adalah sebagai berikut:

$$Xt = Xi + KT.Si \quad \text{.....(2.31)}$$

Dimana:

Xi = Data ke-i

Si = Standar deviasi

Cs = Koefisien skewness

KT = Faktor sifat distribusi Pearson Type III

5. Metode Distribusi Log Pearson Type 3

Secara sederhana fungsi kerapatan peluang distribusi Pearson Type III ini mempunyai persamaan sebagai berikut

$$\log Xt = \overline{log}\ Xi + KT.Si \quad \text{.....(2.32)}$$

$$\log X = \frac{\sum \log Xi}{N} \quad \text{.....(2.33)}$$

Si = standar deviasi

$$= \sqrt{\frac{(\log Xi - \log X)^2}{N-1}} \quad \text{.....(2.34)}$$

Cs = koefisien skewness

$$= \frac{\sum(\log Xi - \log X)^2}{(N-1).(N-2)Si^3} \quad \text{.....(2.35)}$$

6. Gumbel

Distribusi data pengamatan dapat diasumsikan mengikuti distribusi Gumbel bila koefisien skewness memiliki harga kostan sebesar 1.14 sehingga hanya merupakan fungsi dati T (Natural Enviromental Council 1975, voll, p 42; Gumbel 1958, p.25). bila hal ini dipenuhi maka, perhitungan faktor frekuensi K_T dapat dilakukan dengan menggunakan metode distribusi Gumbel. Dari analisis tersebut diperoleh 2 cara perhitung K_t sebagai berikut :

- Langsung dihitung dengan menggunakan formulasi di bawah ini

  $K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi}\left(0.5772 + In\ \left[In\ \left(\frac{T}{T-1}\right)\right]\right)$ .....(2.36)

- Dihitung dengan menggunakan tabel reduced parameter seperti di bawah ini

  $K_T = \frac{Y_T - Y_N}{S_N}$ .....(2.37)

  Dimana :

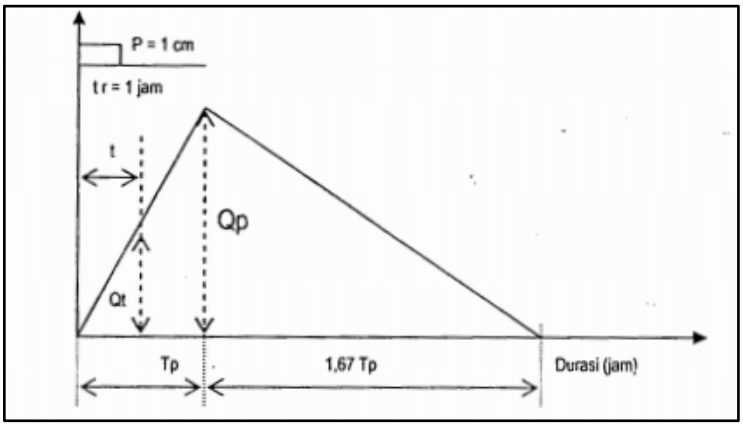
  Y_T = reduced variate

  Y_N = reduced mean

  S_N = reduced standard deviasi

2.2.12 Hidrograf Satuan Sintetik SCS–USA
(*Soil Concervation Services*)

Hidrograf satuan sintetik SCS-USA merupakan hidrograf satuan tidak berdemensi, diexpresikan dalam bentuk perbandingan debit q_t dengan debit puncak q_p dan waktu t dengan waktu naik (*time of rise*) t_p seperti tergambar. Nilai Q_p dan T_P dapat diperkirakan dengan menggunakan penyedarahanaan berbentuk segitiga. Dalam kajian terhadap banyak hidrograf satuan, waktu turun (*time of recession*) dapat diperkirakan sebesar 1.67 T_p dan basis hidrograf T_b = 2,67 T_p. Untuk limpasan langsung (*direct runoff*) P = 1 inchi.



Gambar 2. 7 Hidrograf SCS-USA

(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

Persamaan Hidrograf Satuan Sintetik SCS-USA merupakan kombinasi hasil penyilidikan Snyder dimana SCS mengangap hidrograf berbentuk segitiga dengan ukuran seperti Gambar 2.7, volume hujan yang jatuh pada luasan A adalah :

$$Vol = \frac{Qp.Tp}{2} + \frac{Qp.1{,}67Tp}{2} = \frac{2{,}67}{2} Tp.Qp \quad \text{.....(2.38)}$$

$$Qp = \frac{2.Vol}{2{,}67Tp} = \frac{0.75.Vol}{Tp} Tp.Qp \quad \text{.....(2.39)}$$

A (mile^2), Tp (jam) dan Qp (cfs), 1 acre.inchi/jam = 1008 cfs 1 km = 0,621 mile, 1 mile = 5.280 ft, 1 mile^2 = 259 ha = 2,79 x 10^7 ft^2 = 2,50 km^2.

1. Disatu oilihab volume hujan yang jatuh sebesar 1 inchi, Qp dalam yang luasnya 1 mile^2, menghasilkan volume sebesar

$$Vol = \frac{5.280^1 \, x \, 1/2}{3.600} A = 645{,}34.A \quad \text{.....(2.40)}$$

$maka$ persamaan diatas dapat dihasilkan

$Qp = \frac{0.75(645,34)}{Tp} = 484\frac{A}{Tp}\ \ (cfs)$ .....(2.41)

dimana : A daam (mile^2), Tp dalam (jam), P = 1 inchi, Qp dalam (cfs), atau bila debit kompersi ke (m^3/detik).

$Qp = 484\ (0.03048^3)\frac{A}{Tp} = 13,7\frac{A}{Tp}\ \ (m^3/detik)$ .....(2.42)

Awas: disini hujan P = 1 inchi dan luas (mile^2)

2. Bila hujan yang jatuh 1 cm, pada area yang luasnya 1 km^2, maka dihasilkan volume air sebesar :

   $V = \frac{(1.000^2)x10^{-2}}{3600}\ A = 2,78A,\ A\ dalam\ (km^2), Tp\ dalam\ (jam)$.....(2.43)

   $Qp = \frac{0.75(2,78)A}{Tp} = 2,08\ \frac{A}{Tp}\ \ (m^3/detik)$ .....(2.44)

   Awas : disini hujan P =1 cm dan luas (km^2)

   Tp = 0,60Tc + 0,5tr

   Tc = 0,01947 L^{0,77} S$^{-0,385}$

   KRIPICH 1940 Tc = (menit), L = (m)

   Q naik mengikuti rumus Qt = $\frac{t}{Tp}Qp$

   Q turun mengikuti rumus Qt = $\frac{t}{1,67Tp}Qp$

   Waktu dasar Tb = 2,67 Tp, tr = waktu hujan standar = 1 jam dengan tinggi hujan P = 1 cm.

2.2.13 Intensitas Hujan

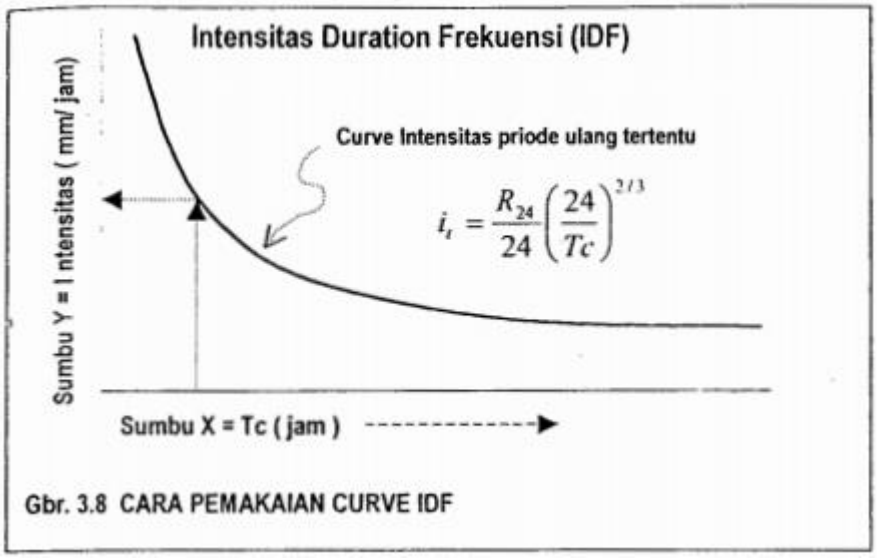
Intensitas hujan adalah tinggi curah hujan yang terjadi pada satuan waktu tertentu (mm/jam).

Semakin pendek waktu Tc, semakin tinggi hujan per satuan waktu lihat kurva IDF dengan rumus mononobe's. Rumus ini banyak digunakan di jepang dan indonesia. Rumus ini cukup baik dan sudah banyak digunakan oleh Direktorat Jenderal Sumber Daya Air.

Cara mendapatkan nilai i_t (intensitas hujan)

a. Tentukan besar Tc pada titik tinjauan berdasarkan waktu aliran air dipermukaan dan saluran.

b. Dengan nilai Tc tersebut plot pada IDF di sumbuh x, baca pada sumbu y besarnya intensitas hujan (i_t) yang sesuai



Gambar 2. 8 Intensitas Durasi Frekuensi

(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

IDF dapat digunakan rumus dari Mononobe's

$$i_t = \frac{R_{24}}{24}\left(\frac{24}{Tc}\right)^{2/3} \quad \text{.....(2.45)}$$

dimana :

i_t = intensitas hujan pada Tc tertentu (mm/jam)

R_{24} = curah hujan sehari 24 jam (mm/hari)

Tc = waktu konsentrasi (jam)

2.2.14 Uji Kecocokan Sebaran Smirnov-Kolmogorov

Untuk mengetahui distribusi frekuensi yang memenuhi kriteria perencanaan digunakan uji kecocokan. Pengujian kecocokan sebaran dengan metode Smirnov-Kolmogorov adalah untuk menguji apakah sebaran yang dipilih dalam pembuatan duration curve cocok dengan sebaran empirisnya. Prosedur dasarnya mencakup perbandingan antara probabilitas kumulatif lapangan dan ditribusi kumulatif teori. Secara lengkap urutan pengerjaan uji kecocokan Smirnov-Kolmogorov yang dilakukan dengan tahapan sebagai berikut :

- ❖ Data curah hujan harian diurutkan dari kecil ke besar.
- ❖ Menghitung besarnya harga probabilitas dengan persamaan Weibull.
- ❖ Dari grafik pengeplotan data curah hujan di atas kertas probabilitas akan didapat harga Δhit tersebut kemudian dibandingkan dengan Δcr yang didapat dari tabel Smirnov-Kolmogorov untuk suatu derajat (α), dimana untuk bangunan-bangunan air harga α di ambil 5%
- ❖ Bila harga Δhit < Δcr, maka dapat di simpulkan bahwa penyimpanan yang terjadi masih dalam batas-batas yang diijinkan.

Tabel 2. 4 Nilai Kritis (α_{cr}) dari Smirnov-Kolmogorov

n	Nilai kritis Smirnov-Kolmogorov			
	0.2	**0.1**	**0.05**	**0.01**
5	0.45	0.51	0.56	0.67
10	0.32	0.37	0.41	0.49
15	0.27	0.30	0.34	0.40
20	0.23	0.26	0.29	0.36
25	0.21	0.24	0.27	0.32
30	0.19	0.22	0.24	0.29
35	0.18	0.20	0.23	0.27
40	0.17	0.19	0.21	0.25
45	0.16	0.18	0.20	0.24
50	0.15	0.17	0.19	0.23
n>50	$\frac{1.07}{n^{0.5}}$	$\frac{1.22}{n^{0.5}}$	$\frac{1.36}{n^{0.5}}$	$\frac{1.63}{n^{0.5}}$

2.3 Analisis Hidrolika

2.3.1 Skema Saluran

Jarak yang diambil dengan mempertimbangkan data penampang melintang yang tersedia berdasar hasil pengukuran topografi dari Sungai pada kawasan Padaherang. Pada umumnya jarak yang diambil antara 50 m sampai 150 m.

Kondisi batas yang diperlukan untuk melakukan pemodelan numerik ini dikategorikan dalam dua macam:

a) Kondisi batas luar yang dapat dibagi dalam beberapa kemungkinan berikut:

- Hubungan antara debit - waktu pada bagian batas sungai
- Hubungan antara ketinggian muka air - waktu atau ketinggian muka air - debit (*lengkung debit*) yang digabungkan dengan hubungan antara debit - waktu pada bagian batas sungai
- Hubungan antara ketinggian muka air - waktu atau ketinggian muka air - debit (*lengkung debit*) pada bagian batas hilir

b) Kondisi batas dalam. Dapat dinyatakan dalam bentuk keberadaan bangunan air, jembatan, percabangan atau penggabungan saluran.

Lebih jauh, semua struktur hidraulik yang ditemukan di lapangan yang dapat mempengaruhi perubahan morfologi sungai, seperti bendung, jembatan, waduk dan pertemuan sungai juga ditambahkan ke dalam model dan dianggap sebagai batas internal.

2.3.2 Permodelan Kondisi Eksisting Sungai

Untuk simulasi yang akan dilakukan, maka terdapat beberapa kondisi batas luar yang perlu dimodelkan. Kondisi batas yang digunakan pada simulasi kondisi eksisting sungai

2.3.3 Prosedur Desain

Untuk mencari nilai kecepatan aliran dapat menggunakan rumus manning yang dapat ditulis sebagai berikut :

$$V = \frac{1}{n}\, x\, R^{2/3}\, x\, S^{1/2} \qquad \text{... (2.35)}$$

Dengan :

R = Jari-jari hidraulik

I = kemiringan saluran

n = Koefisen manning

Untuk nilai manning dan kecepatan izin yang di persyaratkan sesuai dengan bahan nya dapat dilihat pada tabel dibawah ini :

Tabel 2.5 Koefisien Manning

Bahan	Koefisien Manning n
Besi tuang dilapis	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

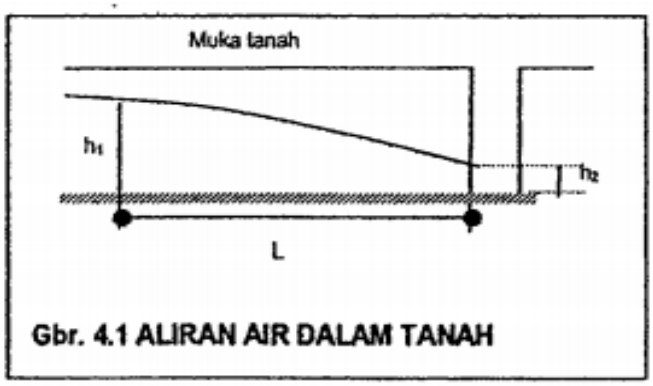
(Sumber : B. Triatmodjo, 1993)

2.4 Metode Pengeringan

2.4.1 Rembesan Air Dalam Tanah

Semua macam tanah terdiri dari butir-butir dengan ruang antara disebut pori-pori yang saling berhubungan satu dengan lainnya.

Menurut hukum Darcy's terjadinya rembesan air dalam tanah akibat adanya perbedaan tegangan, bisa diukur dari perbedaan ketinggian disebut hydraulic head (h), bila titik (1) dan (2) berjarak sebesar L, maka gradien hydrolik (i). Menurut hukum Darcy's kecepatan aliran.



Gambar 2. 9 Aliran Air Dalam Tanah
(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

$$V = k.i$$

$$i = \frac{h_1 - h_2}{L} = \frac{\Delta h}{L} \quad \text{.....(2.46)}$$

Dimana:

k = koefisien permeabilitas

i = kemiringan muka air tanah

hasil penelitian loboratorium mekanika tanah menunjukan hubungan antara macam tanah dan koefisien rembesan (k) sebagaimana pada tabel berikut :

Tabel 2. 6 Macam Tanah dan Koefisien Rembesan (k)

No	Macam tanah	Nilai k (m/dt)
1	Pasir lempungan atau lanau	$1x10^{-4}$ sampai $5x10^{-5}$
2	Pasir halus	$5x10^{-4}$ sampai $1x10^{-5}$
3	Pasir kelanauan	$2x10^{-5}$ sampai $1x10^{-6}$
4	Lanau	$4x10^{-6}$ sampai $1x10^{-7}$
5	Lempung	$1x10^{-8}$ sampai $1x10^{-11}$

(Sumber : soekrasno-nassaruddin)

1. Cara mendapatkan nilai k

$Q = AV,$ $A = 2\pi xy$

$V = k.i$ $i = \frac{dy}{dx}$

$Q = 2\pi xy.k.\frac{dy}{dx}$ ..... (2.47)

Dimana :

Q = debit dengan pompa setelah kostan

A = luas lingkaran pengaruh pemompaan dengan jari-jari y yaitu batas dimana debit pompa kostan, muka air tanah tidak berubah

2. Pengukuran (k) dilaboratorium

$Q = AV,$ $V = k.i$

$Q = A.k.i = A.k\frac{h}{L}$

$k = \frac{QL}{A.h}$ .....(2.48)

2.4.2 Hubungan Daya Rembesan dan Angka Pori

Kecepatan rembesan dalam tanah tidaklah tergantung kepada besarnya volume total pori, tetapi kepada besarnya masing-masing pori. Jadi tanah lempung dengan angka pori tinggi (misalkan e =2) dapat mempunyai nilai k sebesar $1x10^{-11}$ m/dt, sedangkan pasir dengan angka pori rendah (misalnya e =0,5) dapat mempunyai nilai k sebesar $1x10^{-4}$ m/dt.

Hubungan antara koefisien permeabilitas k dan angka pori untuk tanah berpasir.

$$k = K\frac{e^3}{(1+e)} \qquad e = \frac{V_V}{V_S} \quad \text{..... (2.49)}$$

Dimana:

k = koefisien daya rembesan

e = angka pori

K = kostanta

V_V = volume pori

V_S = volume butiran tanah

Hubungan lain antara nilai k dan angka pori, dari Tarzaghi dan Peck, rumus ini hanya tepat untuk pasir

$$k = 1{,}4\, k_0\, e^2 \quad \text{..... (2.50)}$$

Dimana:

k = koefisien rembesan pada saat angka pori sebesar e

k_o = koefisien rembesan pada saat angka pori sebesar 0,85

2.5 Kolam Retensi

Fungsi dari kolam retensi adalah untuk menggantikan peran lahan resapan yang dijadikan lahan tertutup/perumahan/perkantoran maka fungsi resapan dapat digantikan dengan kolam retensi. Fungsi kolam ini adalah menampung air hujan langsung dan aliran dari sistem untuk diresapkan ke dalam tanah. Sehingga kolam retensi ini perlu ditempatkan pada bagian yang terendah dari lahan. Jumlah,

volume, luas dan kedalaman kolam ini sangat tergantung dari berapa lahan yang dialihfungsikan menjadi kawasan permukiman.

Kolam Retensi juga berfungsi sebagai pengendali banjir dan penyalur air; Pengolahan limbah, kolam retensi dibangun untuk menampung dan mentreatment limbah sebelum dibuang; dan pendukung waduk/bendungan, kolam retensi dibangun untuk mempermudah pemeliharaan dan penjernihan air waduk. karena jauh lebih mudah dan murah menjernihkan air di kolam retensi yang kecil sebelum dialirkan ke waduk dibanding dengan menguras/menjernihkan air waduk itu sendiri.

Kolam retensi memiliki berbagai tipe, seperti:

1. Kolam retensi tipe di samping sungai



Gambar 2. 10 Kolam Retensi Samping Sungai

(Sumber : www.google.com)

Tipe ini memiliki bagian-bagian berupa kolam retensi, pintu inlet, bangunan pelimpah samping, pintu outlet, jalan akses menuju kolam retensi, ambang rendah di depan pintu outlet, saringan sampah dan kolam penangkap sedimen. Kolam retensi jenis ini cocok diterapkan apabila tersedia lahan yang luas untuk kolam retensi sehingga kapasitasnya bisa optimal. Keunggulan dari tipe ini adalah tidak mengganggu sistem aliran yang ada, mudah dalam pelaksanaan dan pemeliharaan.

2. Kolam retensi tipe di dalam badan sungai

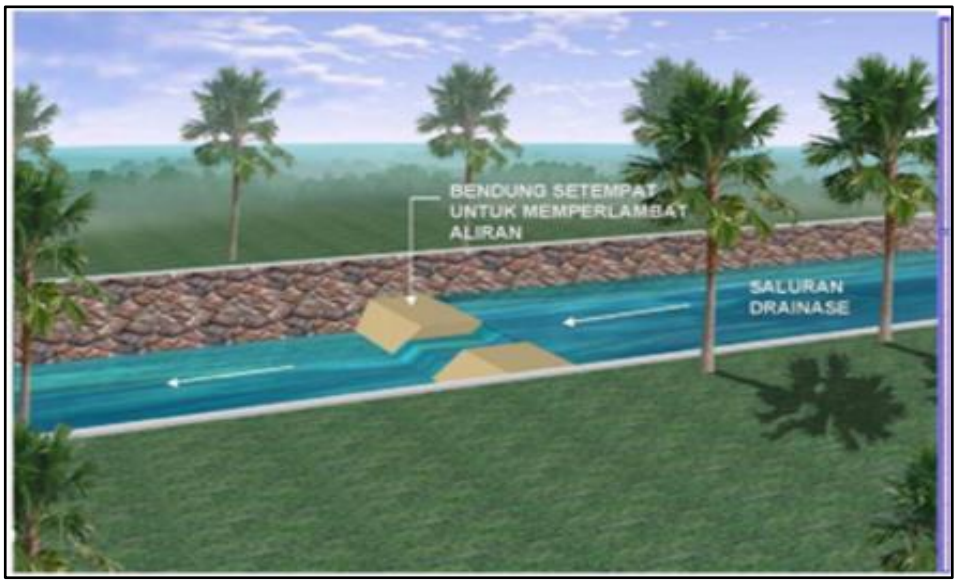


Gambar 2. 11 Kolam Retensi Dalam Badan Sungai

(Sumber : www.google.com)

Kolam retensi jenis ini memiliki bagian-bagian berupa tanggul keliling, pintu outlet, bendung, saringan sampah dan kolam sedimen. Tipe ini diterapkan bila lahan untuk kolam retensi sulit didapat. Kelemahan dari tipe ini adalah kapasitas kolam yang terbatas, harus menunggu aliran air dari hulu, pelaksanaan sulit dan pemeliharaan yang mahal.

3. Kolam retensi tipe storage memanjang



Gambar 2. 12 Kolam Retensi Storage Memanjang

(Sumber : www.google.com)

Kelengkapan sistem dari kolam retensi tipe ini adalah saluran yang lebar dan dalam serta cek dam atau bendung setempat. Tipe ini digunakan apabila lahan tidak tersedia sehingga harus mengoptimalkan saluran drainase yang ada. Kelemahan dari tipe ini adalah kapasitasnya terbatas, menunggu aliran air yang ada dan pelaksanaannya lebih sulit.

Ukuran ideal suatu kolam retensi adalah dengan perbandingan panjang/lebar lebih besar dari 2:1. Sedang dua kutub aliran masuk (inlet) dan keluar (outlet) terletak kira-kira di ujung kolam berbentuk bulat telor itulah terdapat kedua ”mulut” masuk dan keluarnya (aliran) air. Keuntungan yang diperoleh adalah bahwa dengan bentuk kolam yang memanjang semacam itu, ternyata sedimen relatif lebih cepat mengendap dan interaksi antar kehidupan (proses aktivitas biologis) di dalamnya juga menjadi lebih aktif karena terbentuknya air yang ’terus bergerak, namun tetap dalam kondisi tenang, pada saatnya tanaman dapat pula menstabilkan dinding kolam dan mendapat makanan (nutrient) yang larut dalam air.

$S = K (XI + (1-X)O)$ .....(2.51)

Dimana :

S : Tampungan

I : Inflow

O: Outflow

K : Konstanta waktu atau koefisien tampungan

X : Faktor bobot (X berkisar antara 0 sampai 0,5)

Nilai X tergantung dari pemodelan bentuk tampungan baji. Jika X = 0 maka tidak ada tampungan baji jadi tidak ada efek back water, S = K O (model reservoir linier). Pada saluran alam X berkisar antara 0 sampai 0,3, rata-rata adalah 0,2

2.6 Normalisasi/Dredging

Normalisasi sungai adalah menciptakan kondisi sungai dengan lebar dan kedalaman tertentu. Sungai mampu mengalirkan air sehingga tidak terjadi limpasan dari sungai tersebut. Kegiatan normalisasi sungai berupa membersihkan sungai dari endapan lumpur dan memperdalamnya agar kapasitas sungai dalam

menampung air dapat meningkat. Hal ini dilakukan dengan cara mengeruk sungai tersebut di titik-titik rawan aliran air upaya pemulihan lebar sungai merupakan bagian penting dari program normalisasi sungai karena meningkatkan kapasitas sungai dalam menampung dan mengalirkan ke hulu atau ke laut.

Normalisasi sungai mencakup pengerasan dinding sungai, pembangunan sudetan, pembuatan tanggul dan juga pengerukan. Pengerasan atau penguatan tebing sungai dilakukan dengan pembetonan dinding atau dengan pemasangan batu kali, sudetan dilakukan dengan membuat sungai baru yang lurus dengan lintasan terpendek. Sedangkan pembuatan tanggul dilakukan dengan timbunan tanah atau dengan dinding beton yang dipasang memanjang di lokasi–lokasi bergeografi rendah yang rawan banjir.



Gambar 2. 13 Normalisasi Sungai

(Sumber : www.google.com)

2.7 Pendekatan Analisis Model Numerik

Pendekatan ini untuk mengetahui kapasitas saluran yang akan didekati dengan perhitungan hidrolik saluran terhadap banjir rencana. Perhitungan hidrolik penampang.

2.7.1 Hec-Ras 5.0.3

Secara ringkas program HEC RAS 5.0.3 diuraikan seperti berikut ini:

a. Model matematik HEC RAS 5.0.3 ini secara umum dapat digunakan untuk menangani aplikasi yang sangat luas seperti halnya penjalaran gelombang pasang surut di muara saluran, gelombang banjir di saluran, operasi system irigasi, drainasi dan sebagainya.

b. HEC RAS 5.0.3 ini dapat menghasilkan keluaran yang langsung dapat digunakan untuk proses lebih lanjut, misalnya desain struktur bangunan air.

c. Didalam sistem HEC RAS 5.0.3, suatu model dapat disusun dari suatu rangkaian elemen tipe dari elemen yang tersedia adalah penampang saluran terbuka (sungai maupun saluran) dan bangunan pengatur.

d. Bagan jaringan Drainase yang menunjukan hubungan antara ruas-ruas dapat divisualisasikan oleh program bila diperlukan. Hal ini untuk memudahkan pemeriksaan bila terjadi kesalahan dalam pemasukan data.

e. Bentuk penampang yang rumit seperti pada drainase batu aji, maka lebar aliran (flow width) dan lebar tampungan (storage width), faktor tahanan dan radius hidrolik dapat diberikan sebagai fungsi dari elevasi air.

f. Dalam program HEC RAS 5.0.3 dimungkinkan untuk menggunakan salah satu dari rumus gesekan air, yaitu rumus Manning

g. Didalam HEC RAS 5.0.3 ada beberapa jenis bangunan air yang dapat dimodelkan sebagai overflow dan underflow. Transisi dari berbagai situasi seperti overflow dan underflow, aliran sub kritis dan super kritis dari berbagai arah akan diperhitungkan secara otomatis oleh program HEC RAS.

Program HEC RAS 5.0.3 sudah dikompilasi dalam program Windows, sehingga operasional input data (geometri jaringan dan batasan model) dan tampilan hasil yang aplikatif untuk pekerjaan selanjutnya. Secara ringkas lingkup model matematik HEC RAS 5.0.3 adalah :

A. Skematisasi sistem jaringan yang ada

B. Pemilihan boundary condition dan initial condition

C. Running desain model dengan berbagai alternatif

D. Evaluasi hasil running

E. Rekomendasi sistem tata air berdasarkan pemilihan dari alternatif desain model.

2.7.1 Prinsip Dasar Model Numerik Hec-Ras

Untuk menganalisa profil permukaan air sungai digunakan model dari program Hec-Ras 4.1.0 yaitu: Hidrodinamik. Model hidrodinamik dapat menyelesaikan persamaan energi dan persamaan momentum aliran air.

a. Rumus Energi

Tinggi profil muka air diperhitungkan dari satu penampang melintang ke penampang melintang berikutnya diselesaikan dengan rumus energi dengan prosedur mengulang yang disebut metode tahan standart. Rumus energi sebagai berikut

$$Y_2 + Z_2 + \frac{\alpha_2 . V_2^{\,2}}{2g} = Y_1 + Z_1 + \frac{\alpha_1 . V_1^{\,2}}{2g} + h_e \quad \text{.....(2.52)}$$

Dimana :

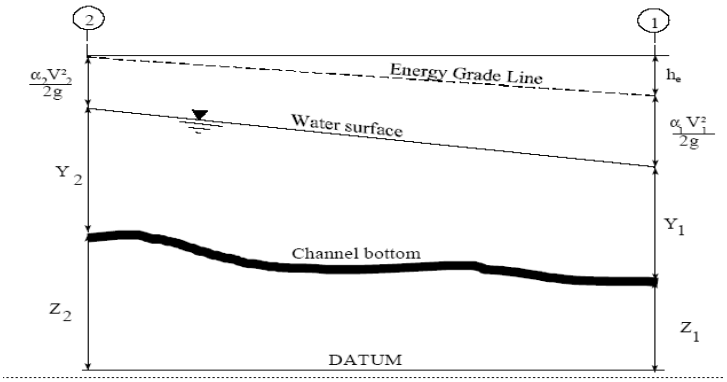
Y1, Y2 : kedalaman air di penampang melintang

Z1, Z2 : elevasi dasar sungai

V1, V2 : kecepatan rata-rata

g : percepatan gravitasi

he : energi head loss



Gambar 2. 14 Diagram Rumus Energi

Kehilangan energi di antara dua penampang melintang dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$h_e = L\bar{S}_f + C\left|\frac{\propto_2 V_2^2}{2g} - \frac{\propto_1 V_1^2}{2g}\right| \quad \text{.....(2.53)}$$

L : panjang jangkauan debit

$\overline{S}_f$: selisih kemiringan penampang sungai yang mewakili

C : koefisien kehilangan karena ekspansi dan kontraksi

b. Persamaan Momentum

Hukum kedua Newton untuk pergerakan air diantara 2 penampang melintang dapat menggunakan rumus perubahan momentum dalam satuan waktu, dapat ditulis:

$$P_2 - P_1 + W_x - F_f = Q\rho\Delta V_x \quad \text{.....(2.54)}$$

Dimana

Pi : tekanan hidrostatik di lokasi 1 dan 2

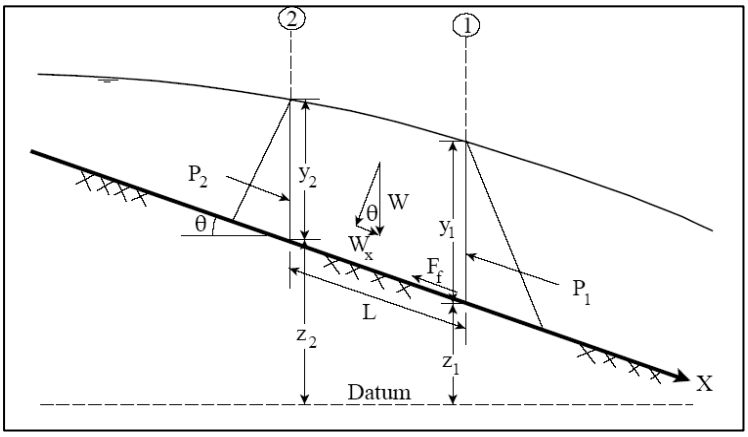
Wx : gaya karena berat air di arah x

Fx : gaya gesek eksternal dari 2 ke 1

Q : Debit

ρ : berat jenis air

ΔVx : perubahan kecepatan dari 2 ke 1



Gambar 2. 15 Diagram Prinsip Momentum

Tekanan hidrostatik

Tekanan hidrostatik dilokasi 2 dan 1 dapat ditulis dengan rumus**:**

$P_1 = \gamma A_1 \bar{Y}_1$ .....(2.55)

$P_2 = \gamma A_2 \bar{Y}_2$ .....(2.56)

Dimana :

γ : berat kesatuan air

Ai : penampang basah lokasi 1 dan 2

$\overline{Yi}$: kedalaman dari permukaan air ke titik berat luas penampang melintang di lokasi 1 & 2

Gaya berat air

$W = \gamma \left(\frac{A_1 + A_2}{2}\right) L$ .....(2.57)

$W_x = W \; x \; \sin\theta$ .....(2.58)

$\sin\theta = \frac{z_2 - z_1}{L} = S_0$.....(2.59)

$W_x = \gamma \left(\frac{A_1 + A_2}{2}\right) L S_0$ .....(2.60)

Dimana :

L : jarak antara penampang melintang

So : Kemiringan saluran , berdasarkan elevasi dasar rata-rata

zi : elevasi rata-rata dilokasi 1 dan 2

Gaya geser luar

$F_f = \tau \bar{P} L$ .....(2.61)

$\tau = \gamma \bar{R} \bar{S}_f$ .....(2.62)

$F_f = \gamma \frac{\bar{A}}{\bar{P}} \bar{S}_f \bar{P} L$ .....(2.63)

$F_f = \gamma \left(\frac{A_1 + A_2}{2}\right) S_f L$.....(2.64)

Dimana:

τ : Shear stress

$\overline{P}$: keliling basah rata-rata antara section 1 dan 2

$\overline{R}$: jari-jari hidrolis rata-rata

$\overline{S}f$: kemiringan garis energy

Massa percepatan waktu

$$m\,a = Q\rho\Delta V_x \quad \text{.....(2.65)}$$

$$\rho = \frac{\gamma}{g}\ dan\ \Delta V_x = (\beta_1 V_1 - \beta_2 V_2) \quad \text{.....(2.66)}$$

$$ma = \frac{Q\gamma}{g}(\beta_1 V_1 - \beta_2 V_2) \quad \text{.....(2.67)}$$

2.8 Pengenalan HEC-HMS 3.5

Hydrologic Engineering Center's Hydrologic Modeling System (HEC-HMS 3.5) merupakan perangkat lunak yang dirancang untuk mensimulasikan proses hujan-aliran/limpasan (rainfall-runoff), HEC-HMS 3.5 dapat diterapkan secara luas untuk berbagai permasalahan diantaranya adalah ketersediaan air dan banjir di perkotaan maupun DAS alami. Hidrograf yang dihasilkan dari program ini dapat digunakan untuk studi ketersediaan air, drainase perkotaan, peramalan aliran, pengaruh urbanisasi, perancangan pelimpah bendungan, mitigasi dampak banjir dan lain-lain. Berikut ini merupakan tahapan-tahapan dalam menggunakan HEC-HMS 3.5:

1. Membuat project baru.
2. Memasukkan data yang dibutuhkan model DAS dan meteorologi.
3. Mendefinisikan karakteristik fisik dengan membangun dan mengedit model DAS sesuai dengan lokasi studi.
4. Memilih metode yang sesuai untuk perhitungan hujan dan evapotranspirasi.
5. Mendefinisikan *control specification* untuk periode dan tahapan waktu simulasi.

6. Menggabungkan komponen model DAS, meteorologi, dan *control specification* untuk membuat suatu simulasi.
7. Mengakses dan melihat hasil simulasi dan mengedit kembali model DAS, meteorologi, dan *control specification* bila diperlukan.