

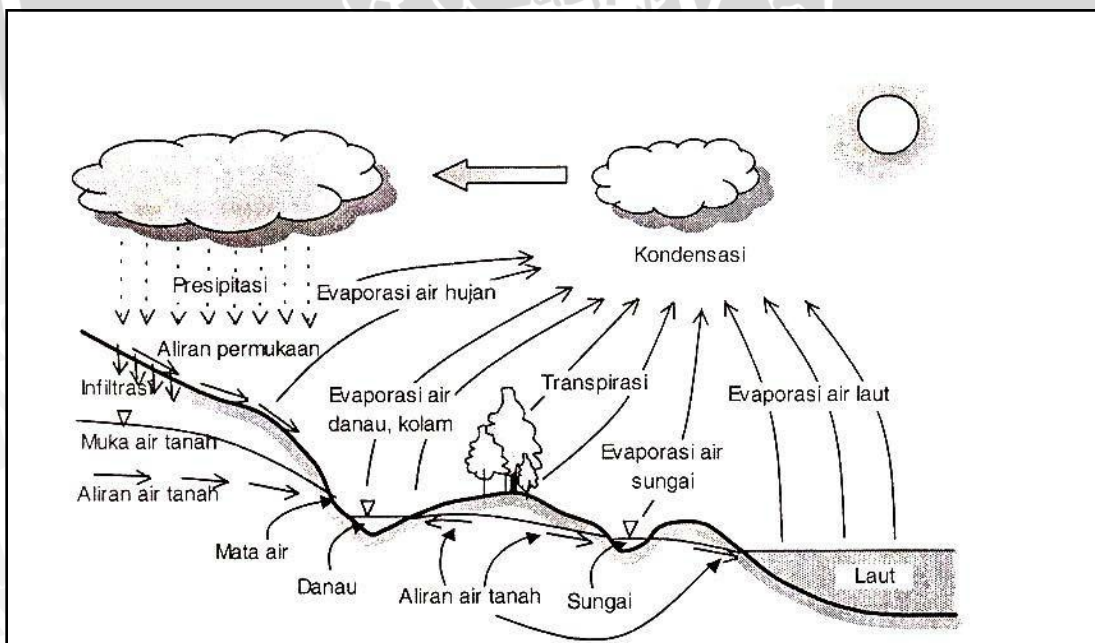
BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Hidrologi

Menurut CD Soemarto (1995), Hidrologi adalah ilmu yang menjelaskan tentang kehadiran dan gerakan air di alam kita ini, yang meliputi berbagai bentuk air, yang menyangkut perubahan-perubahannya antara keadaan cair, padat, dan gas dalam atmosfer, di atas dan di bawah permukaan tanah. Sedangkan menurut Sri Harto (1990), Secara umum, hidrologi dimaksudkan sebagai ilmu yang menyangkut masalah air.

2.1.1. Daur (Siklus) Hidrologi

Siklus Hidrologi adalah sirkulasi air yang tidak pernah berhenti dari atmosfer ke bumi dan kembali ke atmosfer melalui kondensasi, presipitasi, evaporasi dan transpirasi. Pemanasan air samudera oleh sinar matahari merupakan kunci proses siklus hidrologi tersebut dapat berjalan secara kontinu. Air berevaporasi, kemudian jatuh sebagai presipitasi dalam bentuk hujan, salju, hujan batu, hujan es dan salju (*sleet*), hujan gerimis atau kabut. Pada perjalanan menuju bumi beberapa presipitasi dapat berevaporasi kembali ke atas atau langsung jatuh yang kemudian diintersepsi oleh tanaman sebelum mencapai tanah. Setelah mencapai tanah, siklus hidrologi terus bergerak secara kontinu dalam tiga cara yang berbeda seperti pada Gambar 2.1.



Gambar 2.1. Siklus Hidrologi
Sumber : Suripin (2004 : 20)

Gambar di atas menjelaskan sebagai berikut :

- Evaporasi / transpirasi; Air yang ada di laut, di daratan, di sungai, di tanaman, dan sebagainya kemudian akan menguap ke angkasa (*atmosfer*) dan kemudian akan menjadi awan. Pada keadaan jenuh uap air (awan) itu akan menjadi bintik-bintik air yang selanjutnya akan turun (*precipitation*) dalam bentuk hujan, salju, dan es.
- Infiltrasi/ perkolasi ke dalam tanah; Air bergerak ke dalam tanah melalui celah-celah dan pori-pori tanah dan batuan menuju muka air tanah. Air dapat bergerak akibat aksi kapiler atau air dapat bergerak secara vertikal atau horizontal di bawah permukaan tanah hingga air tersebut memasuki kembali sistem air permukaan.
- Air Permukaan; Air bergerak di atas permukaan tanah dekat dengan aliran utama dan danau, makin landai lahan dan makin sedikit pori-pori tanah, maka aliran permukaan semakin besar. Aliran permukaan tanah dapat dilihat biasanya pada daerah urban. Sungai-sungai bergabung satu sama lain dan membentuk sungai utama yang membawa seluruh air permukaan disekitar daerah aliran sungai menuju laut. Air permukaan, baik yang mengalir maupun yang tergenang (danau, waduk, rawa), dan sebagian air bawah permukaan akan terkumpul dan mengalir membentuk sungai dan berakhir ke laut. Proses perjalanan air di daratan itu terjadi dalam komponen-komponen siklus hidrologi yang membentuk sistem Daerah Aliran Sungai (DAS).

2.2. Limpasan Permukaan

Sebagaimana telah diuraikan dalam siklus hidrologi, bahwa air hujan yang turun dari atmosfer jika tidak ditangkap oleh vegetasi atau oleh permukaan-permukaan buatan seperti atap bangunan atau lapisan kedap air lainnya, maka akan jatuh ke permukaan bumi dan sebagian akan menguap, berinfiltrasi, atau tersimpan dalam cekungan-cekungan. Bila kehilangan seperti cara-cara tersebut telah terpenuhi, maka sisa air hujan akan mengalir langsung di atas permukaan tanah menuju alur aliran terdekat. Dalam perencanaan drainase, bagian air hujan yang menjadi perhatian adalah aliran permukaan (*surface runoff*), sedangkan untuk pengendalian banjir tidak hanya aliran permukaan, tetapi limpasan pengendalian banjir tidak hanya aliran permukaan, tetapi limpasan (*runoff*). Limpasan merupakan gabungan antara aliran permukaan, aliran yang tertunda pada cekungan-cekungan, dan aliran bawah permukaan (*subsurface flow*) (Suripin, 2004:74).

Kategori limpasan dibagi menjadi tiga, yaitu:

- *surface run off* (limpasan air di atas permukaan tanah)
- *sub surface run off* (limpasan air di bawah lapisan permukaan tanah)
- *groundwater run off* (limpasan air di dalam tanah)

Limpasan permukaan terjadi ketika curah hujan melebihi maksimum tingkat kejenuhan tanah dan semua penyimpanan depressional permukaan terisi penuh. Laju aliran limpasan tergantung pada rasio intensitas dengan laju infiltrasi. Jika laju infiltrasi yang relatif rendah, seperti ketika tanah berkulit atau dipadatkan, dan intensitas yang tinggi, maka tingkat limpasan juga akan tinggi.

Limpasan permukaan yang berlebih merupakan ancaman bahaya banjir sehingga dalam penataan kawasan, identifikasi dari parameter-parameter yang mempengaruhi limpasan permukaan harus dilakukan. Limpasan permukaan terjadi ketika jumlah curah hujan melampaui laju infiltrasi, setelah laju infiltrasi terpenuhi air mulai mengisi cekungan atau depresi pada permukaan tanah. Setelah pengisian selesai maka air akan mengalir dengan bebas dipermukaan tanah.

2.2.1. Faktor-faktor yang Mempengaruhi Limpasan Permukaan

Aliran pada saluran atau sungai tergantung dari berbagai faktor secara bersamaan. Dalam kaitannya dengan limpasan, faktor yang berpengaruh secara umum dapat dikelompokkan menjadi 2 kelompok, yaitu faktor meteorologi dan karakteristik daerah tangkapan saluran atau daerah aliran sungai (DAS).

2.2.1.1. Faktor Meteorologi

Faktor-faktor meteorologi yang berpengaruh pada limpasan terutama adalah karakteristik hujan, yang meliputi :

1) Intensitas Hujan

Pengaruh intensitas hujan terhadap limpasan permukaan sangat tergantung pada laju infiltrasi. Jika intensitas melebihi laju infiltrasi, maka akan terjadi limpasan permukaan sejalan dengan peningkatan intensitas curah hujan. Namun demikian, peningkatan limpasan permukaan tidak selalu sebanding dengan peningkatan intensitas hujan karena adanya penggenangan di permukaan tanah. Intensitas hujan berpengaruh pada debit maupun volume limpasan.

2) Durasi Hujan

Total limpasan dari suatu hujan berkaitan langsung dengan durasi hujan dengan intensitas tertentu. Setiap DAS mempunyai satuan durasi hujan atau lama hujan

kritis. Jika hujan yang terjadi lamanya kurang dari lama hujan kritis, maka lamanya limpasan akan sama dan tidak tergantung pada intensitas hujan.

3) Distribusi curah hujan

Laju dan volume limpasan dipengaruhi oleh distribusi dan intensitas hujan di seluruh DAS. Secara umum, laju dan volume limpasan maksimum telah terjadi jika seluruh DAS telah memberi kontribusi aliran. Namun demikian, hujan dengan intensitas tinggi pada sebagian DAS dapat menghasilkan limpasan yang lebih besar dibandingkan dengan hujan biasa yang meliputi seluruh DAS.

Jika kondisi topografi, tanah, dan lain-lain di seluruh DAS seragam, untuk jumlah hujan yang sama, maka curah hujan yang distribusinya merata menghasilkan debit puncak yang paling minimum. Karakteristik distribusi hujan dinyatakan dalam “koefisien distribusi”, yaitu nisbah antara hujan tertinggi di suatu titik dengan hujan rata-rata DAS.

2.2.1.2. Karakteristik Daerah Tangkapan Saluran

Karakteristik Daerah tangkapan saluran yang berpengaruh besar pada aliran permukaan meliputi:

- (1) luas dan bentuk daerah,
- (2) topografi, dan
- (3) tata guna lahan.

2.3. Drainase (*Drainage*)

Drainase merupakan salah satu fasilitas dasar yang dirancang sebagai sistem guna memenuhi kebutuhan masyarakat dan merupakan komponen penting dalam perencanaan kota (perencanaan infrastruktur khususnya).

Menurut Dr. Ir. Suripin, M. Eng. (2004;7) drainase mempunyai arti mengalirkan, menguras, membuang, atau mengalihkan air. Secara umum, drainase didefinisikan sebagai serangkaian bangunan air yang berfungsi untuk mengurangi dan/atau membuang kelebihan air dari suatu kawasan atau lahan, sehingga lahan dapat difungsikan secara optimal.

Sebagai salah satu sistem dalam perencanaan perkotaan, maka sistem drainase yang ada dikenal dengan istilah sistem drainase perkotaan. Menurut H.A. Halim Hasmar (2011;1) Drainase perkotaan/terapan adalah sebagai ilmu yang diterapkan mengkhususkan pengkajian pada kawasan perkotaan yang erat kaitannya dengan kondisi lingkungan sosial budaya yang ada di kawasan kota.

Sistem jaringan drainase perkotaan umumnya dibagi atas 2 bagian, yaitu :

1. Sistem Drainase Makro

Sistem drainase makro yaitu sistem saluran/badan air yang menampung dan mengalirkan air dari suatu daerah tangkapan air hujan (*Catchment Area*). Pada umumnya sistem drainase makro ini disebut juga sebagai sistem saluran pembuangan utama (*major system*) atau drainase primer. Sistem jaringan ini menampung aliran yang berskala besar dan luas seperti saluran drainase primer, kanal-kanal atau sungai-sungai. Perencanaan drainase makro ini umumnya dipakai dengan periode ulang antara 5 sampai 10 tahun dan pengukuran topografi yang detail mutlak diperlukan dalam perencanaan sistem drainase ini.

2. Sistem Drainase Mikro

Sistem drainase mikro yaitu sistem saluran dan bangunan pelengkap drainase yang menampung dan mengalirkan air dari daerah tangkapan hujan. Secara keseluruhan yang termasuk dalam sistem drainase mikro adalah saluran di sepanjang sisi jalan, saluran/ selokan air hujan di sekitar bangunan, gorong-gorong, saluran drainase kota dan lain sebagainya dimana debit air yang dapat ditampungnya tidak terlalu besar. Pada umumnya drainase mikro ini direncanakan untuk hujan dengan masa ulang 2, 5 atau 10 tahun tergantung pada tata guna lahan yang ada. Sistem drainase untuk lingkungan permukiman lebih cenderung sebagai sistem drainase mikro.

Bila ditinjau dari segi fisik (hirarki susunan saluran) sistem drainase perkotaan diklasifikasikan atas saluran primer, sekunder, tersier dan seterusnya.

1. Sistem Saluran Primer

Saluran yang memanfaatkan sungai dan anak sungai. Saluran primer adalah saluran yang menerima masukan aliran dari saluran-saluran sekunder. Saluran primer relatif besar sebab letak saluran paling hilir. Aliran dari saluran primer langsung dialirkan ke badan air.

2. Sistem Saluran Sekunder

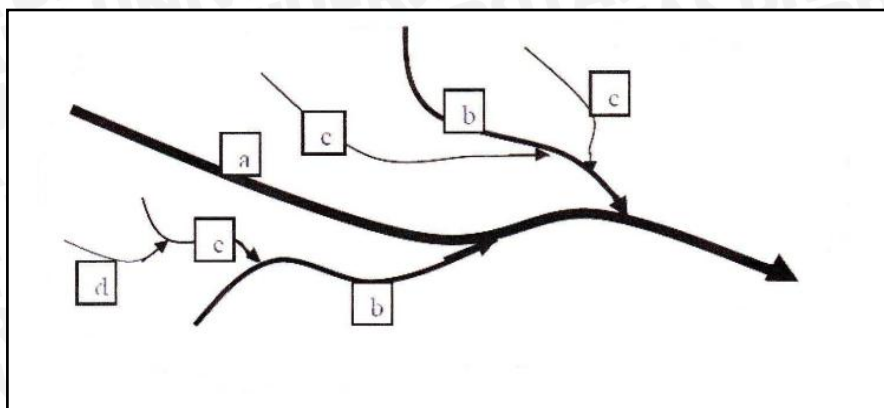
Saluran terbuka atau tertutup yang berfungsi menerima aliran air dari saluran-saluran tersier dan meneruskan aliran ke saluran primer. (dibangun dengan beton/ plesteran semen).

3. Sistem Saluran Tersier

Saluran drainase yang menerima aliran air langsung dari saluran-saluran pembuangan rumah-rumah. Umumnya saluran tersier ini adalah saluran kiri kanan jalan perumahan.

4. Saluran Kwarter

Saluran kolektor jaringan drainase lokal.



Gambar 2.2. Hirarki Susunan Saluran

Sumber : Saragi (2007:11)

Keterangan:

a = Saluran primer

c = Saluran tersier

b = Saluran sekunder

d = Saluran kwarter

2.4. Analisa Hidrologi

2.4.1. Uji Konsistensi Data

Uji konsistensi berarti menguji kebenaran data lapangan yang tidak dipengaruhi oleh kesalahan pada saat pengiriman atau saat pengukuran, data tersebut harus betul-betul menggambarkan fenomena hidrologi seperti keadaan sebenarnya di lapangan. Dengan kata lain data hidrologi disebut tidak konsisten apabila terdapat perbedaan antara nilai pengukuran dengan nilai sebenarnya (Soewarno, 1995:23). Data hujan disebut konsistensi berarti data yang terukur dan dihitung adalah teliti dan benar sesuai dengan fenomena saat hujan itu terjadi (Soewarno, 2000:199).

2.4.1.1. Pemeriksaan *Outlier* (data di luar ambang batas)

Outlier adalah data yang menyimpang cukup jauh dari trend kelompoknya. Keberadaan outlier biasanya dianggap mengganggu pemilihan jenis distribusi suatu sample data, sehingga outlier ini perlu dibuang. Uji Grubbs dan Beck (Chow, 1987 : 403, dalam Rhanty, 2004:8) menetapkan dua batas ambang X_L dan X_H sebagai berikut :

$$X_H = \bar{x} - Kn \cdot S$$

$$X_L = \bar{x} + Kn \cdot S$$

(2-1)

dengan :

X_H = nilai ambang atas

X_L = nilai ambang bawah

\bar{x} = nilai rata-rata

S = simpangan baku dari logaritma terhadap sampel

K_n = besaran yang tergantung pada jumlah sampel data

n = jumlah sampel data

Data yang nilainya di luar X_H dan X_L diklasifikasikan sebagai outlier. Berikut tabel nilai K_n pada tabel 2.1.

Tabel 2.1. Nilai K_n untuk Uji Outlier-Inlier

Jumlah Data	K_n	Jumlah Data	K_n	Jumlah Data	K_n	Jumlah Data	K_n
10	2,036	24	2,467	38	2,661	60	2,837
11	2,088	25	2,468	39	2,671	65	2,866
12	2,134	26	2,502	40	2,681	70	2,893
13	2,175	27	2,519	41	2,692	75	2,917
14	2,213	28	2,534	42	2,7	80	2,94
15	2,247	29	2,549	43	2,71	85	2,961
16	2,279	30	2,563	44	2,719	90	2,981
17	2,309	31	2,577	45	2,717	95	3
18	2,335	32	2,591	46	2,736	100	3,017
19	2,361	33	2,604	47	2,744	110	3,049
20	2,385	34	2,616	48	2,753	120	3,078
21	2,408	35	2,618	49	2,76	130	3,104
22	2,429	36	2,639	50	2,768	140	3,129
23	2,448	37	2,65	55	2,804		

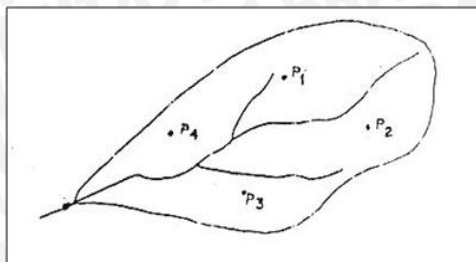
Sumber : Panduan perencanaan Bendungan Urugan Volume II,1999

2.4.2. Curah Hujan Rerata Daerah

Data hujan yang diperoleh dari alat penakaran hujan merupakan hujan yang terjadi hanya pada satu tempat atau titik saja (*point rainfall*). Mengingat hujan sangat bervariasi terdapat tempat (*space*), maka untuk kawasan yang luas, satu alat penakaran hujan belum dapat menggambarkan hujan wilayah tersebut. Dalam hal ini diperlukan hujan kawasan yang diperoleh dari harga rata-rata curah hujan beberapa stasiun penakaran hujan yang ada di dalam sekitar kawasan tersebut (Suripin, 2004:26).

Ada tiga macam cara yang umum dipakai dalam menghitung hujan rata-rata suatu kawasan, yaitu

a. Rata-rata aljabar



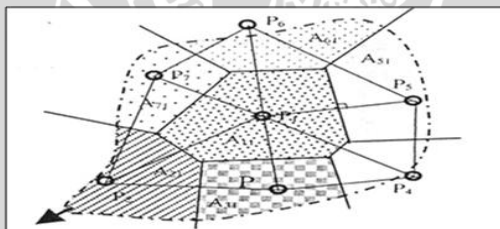
Gambar 2.3. Metode Rata-rata Aljabar
Sumber: Suripin (2004:27)

Metode ini merupakan metode yang paling sederhana dalam perhitungan hujan kawasan. Metode ini didasarkan pada asumsi bahwa semua penakar hujan mempunyai pengaruh yang setara. Cara ini cocok untuk kawasan dengan topografi rata atau datar, alat penakar tersebar merata/hampir merata dan harga individual curah hujan tidak terlalu jauh dari harga rata-ratanya. Hujan kawasan diperoleh dari persamaan :

$$P = \frac{(P_1 + P_2 + \dots + P_n)}{n} \quad (2-2)$$

dimana P adalah curah hujan rata-rata daerah (mm), n adalah banyaknya pos penakar hujan dan P_1, P_2, \dots, P_n adalah curah hujan yang tercatat di pos penakar hujan.

b. Metode Poligon Thiessen



Gambar 2.4. Metode Poligon Thiessen
Sumber: Suripin (2004:27)

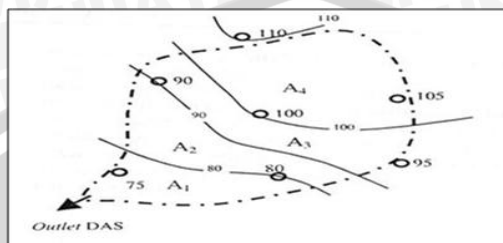
Metode ini juga dikenal sebagai metode rata-rata timbang (*weighted mean*). Cara ini memberikan proporsi luasan daerah pengaruh pos penakar hujan untuk mengakomodasi ketidakseragaman jarak. Daerah pengaruh dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antara dua pos penakar terdekat. Diasumsikan bahwa variasi hujan antara pos yang satu dengan lainnya adalah linier dan bahwa sembarang pos dianggap dapat mewakili kawasan terdekat.

Hasil metode poligon thiessen lebih akurat di dibandingkan dengan metode rata-rata aljabar. Cara ini untuk daerah datar dengan luas 5.00 – 5.000 km², dan jumlah pos penakaran hujan terbatas di dibandingkan luasnya.

$$P = \frac{A_1 P_1 + A_2 P_2 + \dots + A_n P_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2-3)$$

Dimana P adalah curah hujan rata-rata daerah (mm). P_1, P_2, \dots, P_n adalah curah hujan yang tercatat di pos penakar hujan 1, 2, ..., n. A_1, A_2, \dots, A_n adalah luas areal poligon 1, 2, ..., n. n adalah banyaknya pos penakar hujan.

c. Metode Isohyet



Gambar 2.5. Metode Isohyet
Sumber: Suripin (2004:27)

Metode ini merupakan metode yang paling akurat untuk menentukan hujan rata-rata, namun diperlukan keahlian dan pengalaman. Cara ini memperhitungkan secara aktual pengaruh tiap-tiap pos penakar hujan, dengan kata lain mengoreksi asumsi metode Thiessen yang menganggap bahwa tiap-tiap pos penakar mencatat kedalaman yang sama untuk daerah sekitarnya dapat dikoreksi.

Untuk menghitung hujan rata-rata DAS dengan persamaan berikut :

$$P = \frac{\frac{P_1 + P_2}{2} A_1 + \frac{P_2 + P_3}{2} A_2 + \dots + \frac{P_{n-1} + P_n}{2} A_{n-1}}{A_1 + A_2 + \dots + A_{n-1}} \quad (2-4)$$

$$P = \frac{\sum \left[A \left(\frac{P_1 + P_2}{2} \right) \right]}{\sum A} \quad (2-5)$$

- **Cara Memilih Metode**

Suripin (2004:31) menyatakan “lepas dari kelebihan dan kelemahan ketiga metode yang tersebut diatas, pemilihan metode yang cocok dipakai pada suatu DAS dapat ditentukan dengan pertimbangan tiga faktor berikut:

1. Jaring-jaring pos penakar hujan dalam DAS

Jumlah pos penakar hujan cukup	Metode isohyet, Thiessen atau rata-rata aljabar dapat dipakai
Jumlah pos penakar hujan terbatas	Metode rata-rata aljabar atau Thiessen
Pos penakar hujan tunggal	Metode hujan titik

2. Luas DAS

DAS besar (> 5000 km ²)	Metode isohyets
DAS sedang (500 s/d 5000 km ²)	Metode Thiessen
DAS kecil (< 500 km ²)	Metode rata-rata aljabar

3. Topografi DAS

Pegunungan	Metode rata-rata aljabar
Dataran	Metode Thiessen
Berbukit dan tidak beraturan	Metode isohyets

Sumber : Suripin (2004:31)

2.4.3. Curah Hujan Rancangan

Curah hujan rancangan adalah curah hujan terbesar yang mungkin terjadi pada suatu daerah tertentu pada periode ulang tertentu, yang dipakai sebagai dasar perhitungan dalam perencanaan suatu dimensi bangunan air. Perhitungan curah hujan rancangan didasarkan pada analisis frekuensi, dengan sasaran utama untuk menentukan kala ulang peristiwa hidrologi yang berharga tertentu, yang mencakup juga peristiwa yang diharapkan menyamai atau lebih besar dari reratanya (Subarkah, 1980:16).

Ada beberapa teknik analisis frekuensi yang digunakan dalam pengolahan data hidrologi, namun yang banyak digunakan adalah Log Pearson Tipe III dengan pertimbangan, bahwa metode ini lebih luwes dan dapat dipakai untuk semua macam sebaran data.

Tahapan untuk menghitung hujan rancangan maksimum dengan metode log-pearson Type III adalah sebagian berikut (Soewarno, 1995:142):

1. Hujan bulanan maksimum diubah dalam bentuk logaritma.
2. Menghitung harga logaritma rata-rata dengan rumus :

$$\overline{\log x} = \frac{\sum_{i=1}^n \log xi}{n} \quad (2-6)$$

3. Menghitung harga simpangan baku dengan rumus :

$$Si = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log xi - \overline{\log x})^2}{n-1}} \quad (2-7)$$

4. Menghitung harga koefisien kemencengan dengan rumus :

$$C_s = \frac{n \sum_{i=1}^n (\log x_i - \overline{\log x})^3}{(n-1)(n-2)(S_i)^3} \quad (2-8)$$

5. Menghitung logaritma hujan rancangan dengan kala ulang tertentu dengan rumus :

$$\log xt = \overline{\log x} + (G \times S_i) \quad (2-9)$$

Dimana :

Log xt = Logaritma curah hujan rancangan (mm)

$\overline{\log x}$ = Logaritma rerata curah hujan.

G = Konstanta (dari tabel)

S_i = Standar deviasi

6. Menghitung X_T untuk mendapatkan curah hujan rancangan dengan kala ulang tertentu atau dengan membaca grafik pengeplotan X_T dengan peluang pada kertas logaritma.

2.4.4. Uji Kesesuaian Distribusi

Diperlukan pengujian parameter untuk menguji kecocokan (*the goodness of fit test*) distribusi frekuensi sampel data terhadap fungsi distribusi peluang yang diperkirakan dapat menggambarkan atau mewakili distribusi frekuensi tersebut.

Pengujian parameter yang sering dipakai adalah Smirnov Kolmogorof dan Chi Square (Suripin, 2004:57).

2.4.4.1. Uji Smirnov – Kolmogorov (simpangan horisontal)

Uji Smirnov – kolmogorof adalah uji distribusi terhadap penyimpangan data ke arah horisontal untuk mengetahui suatu data sesuai dengan jenis sebaran teoritis yang di pilih atau tidak. Uji Smirnov – kolmogorof sering juga disebut uji kecocokan *non parametric*, karena pengujian tidak menggunakan fungsi distribusi tertentu (Lily montarich, 2008:97).

Simpangan horisontal ini dinyatakan dengan $\Delta_{maks} < \Delta_{cr}$ (didapat dari tabel) untuk derajat nyata tertentu, disimpulkan hipotesa distribusi dapat diterima. Adapun prosedurnya adalah sebagai berikut:

1. Data curah hujan diurutkan dari kecil ke besar.
2. Menghitung persamaan empiris dengan persamaan berikut (Sri Harto, 1981:179) :

$$P = \frac{m}{n+1} \times 100\% \quad (2-10)$$

Dengan:

P = Peluang (%)

m = Nomor urut data

n = Jumlah data

3. Mencari nilai G

$$G = \frac{(\text{Log}X_i - \text{Log}X)}{S} \quad (2-11)$$

Dengan :

G = Koefisien Frekuensi

S = Simpangan Baku

4. Mencari harga Pr dengan melalui tabel distribusi Log Pearson type III.

5. Menghitung nilai P(x)

$$P(x) = 100 - Pr \quad (2-12)$$

6. Menghitung Selisih Sn(x) dan P(x)

$$\Delta_{maks} = |Sn(x) - P(x)| \quad (2-13)$$

7. Bandingkan perbedaan dari perhitungan selisih terbesar (Δ_{maks}) dengan Δ_{cr} dari tabel Smirnov-Kolmogorff. Jika harga $\Delta_{maks} < \Delta_{cr}$, maka penyimpangan masih dalam batas ijin, yang berarti distribusi hujan pengamatan sesuai dengan model distribusi teoritis.

2.4.4.2. Uji Chi-Square

Uji Chi-Square dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sampel data yang dianalisis. Pengambilan keputusan uji ini menggunakan parameter X^2 , oleh karena itu disebut dengan Chi-Square.

Parameter X^2 dapat dihitung dengan rumus (Soewarno, 1995:194) :

$$X^2 = \sum_{i=1}^G \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i} \quad (2-14)$$

Dimana:

E_i = Nilai yang diharapkan (*expected frequency*)

O_i = Nilai yang diamati (*observed frequency*)

Prosedur uji ini adalah sebagai berikut :

- a. Urutkan data pengamatan dari besar ke kecil atau sebaliknya.

- b. Kelompokkan data menjadi G sub grup, tiap-tiap sub grup minimal 4 data pengamatan.
- c. Jumlahkan data pengamatan sebesar O_i tiap-tiap sub grup
- d. Jumlahkan data dari persamaan distribusi yang digunakan sebesar E_i
- e. Untuk tiap-tiap sub grup hitung nilai : $(O_i - E_i)^2$ dan $\frac{(O_i - E_i)^2}{E_i}$
- f. Menjumlah nilai $\frac{(O_i - E_i)^2}{E_i}$ pada seluruh G sub grup untuk menentukan nilai Chi Square hitung (X^2 hit).
- g. Menentukan derajat kebebasan, $dk = G - R - 1$
- h. Harga X^2 hit dibandingkan dengan harga X^2 Cr dari table Chi Square dengan dk dan jumlah data (n) tertentu. Apabila X^2 hit $<$ X^2 Cr maka hipotesa distribusi dapat diterima.

2.4.5. Analisa Intensitas Curah Hujan

Intensitas hujan adalah tinggi atau kedalaman air hujan persatuan waktu. Sifat umum hujan adalah makin singkat hujan berlangsung intensitasnya cenderung makin tinggi dan makin besar periode ulangnya makin tinggi pula intensitasnya. Hubungan antara intensitas, lama hujan, dan frekuensi hujan biasanya dinyatakan dalam lengkung Intensitas-Durasi-Frekuensi (IDF) (Suripin, 2004).

Apabila data hujan jangka pendek tidak tersedia, yang ada hanya data hujan harian, maka intensitas hujan dapat dihitung dengan rumus Mononobe;

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2-15)$$

dengan :

I = Intensitas curah hujan (mm/jam)

R_{24} = Curah hujan maksimum selama 24 jam (mm)

t = lamanya hujan (jam)

2.4.6. Alternating Block Method (ABM)

Alternating block method (ABM) adalah cara sederhana untuk membuat hietograf kedalaman hujan jam-jaman dari kurva intensitas-Durasi-Frekuensi (IDF) (Chow et al., 1988). Distribusi hujan jam-jaman rencana yang di hasilkan oleh metode ini adalah hujan yang terjadi dalam n rangkaian interval waktu yang berurutan dengan durasi lama waktu hujan. Kedalaman hujan diperoleh dari perkalian antara intensitas hujan dan durasi waktu hujan tertentu. Perbedaan antara nilai kedalaman hujan yang berurutan

merupakan penambahan hujan dalam interval waktu Δt . Pertambahan hujan tersebut (blok-blok), diurutkan kembali ke dalam rangkaian waktu dengan intensitas hujan maksimum berada pada tengah-tengah durasi hujan T_d dan blok-blok sisanya disusun dalam urutan menurun secara bolak-balik pada kanan dan kiri dari blok tengah. Dengan demikian telah terbentuk histogram kedalaman hujan rencana. (Bambang Triatmodjo, 2008).

Tahapan untuk menghitung distribusi hujan jam-jaman dengan metode *Alternating block method* (ABM) adalah sebagai berikut (Triatmojo, 2010 : 271)

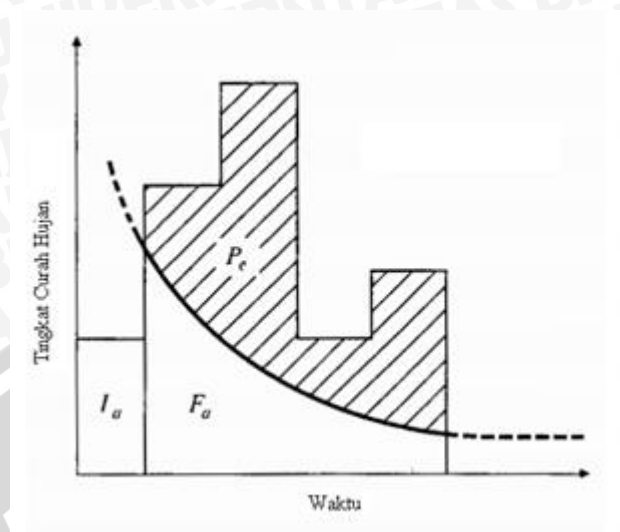
1. Menentukan durasi hujan (T_d) dan interval waktu hujan (Δt) untuk daerah studi.
2. Menghitung intensitas hujan dengan persamaan 2.15.
3. Menghitung kedalaman hujan, yaitu dengan perkalian antara intensitas hujan dengan durasi hujan (T_d) yang sudah ditentukan.
4. Menghitung pertambahan hujan atau kedalaman hujan jam-jaman, yaitu selisih kedalaman hujan yang berurutan.
5. Menghitung pertambahan hujan atau kedalaman hujan jam-jaman dalam persen.
6. Mengurutkan pertambahan hujan atau kedalaman hujan jam-jaman dalam persen dengan kedalaman hujan jam-jaman dalam persen terbesar berada pada tengah-tengah durasi hujan T_d dan kedalaman hujan jam-jaman dalam persen sisanya disusun dalam urutan menurun secara bolak-balik pada kanan dan kiri dari blok tengah.
7. Menghitung kedalaman hujan jam-jaman dalam mm, dengan cara mengalikan kedalaman hujan jam-jaman dalam persen dengan hujan rancangan.

2.5. Metode Soil Conservation Service (SCS) untuk Abstraksi

Abstraksi meliputi intersepsi curah hujan pada tanaman atau bangunan di atas tanah, penyimpanan depresi (*depression storage*) sebagai akumulasi air pada cekungan tanah lembah di atas permukaan, dan infiltrasi air dalam tanah.

Salah satu penghitungan abtraksi adalah memakai metode SCS (*Soil Conservation Service*). Untuk keseluruhan hujan, besarnya limpasan langsung atau hujan limpas P_e selalu lebih kecil atau sama dengan besarnya hujan P ; perbandingan serupa, setelah limpasan mulai, besarnya air yang tertinggal dalam Daerah Aliran Sungai (DAS), F_a , lebih kecil atau sama dengan retensi maksimal potensial S (Lihat Gambar 2.6).

Ada sejumlah hujan I_a (abstraksi awal sebelum waktu tergenang) sebelum ada limpasan, sehingga limpasan potensial adalah $P - I_a$.



Gambar 2.6. Variabel dalam metode SCS abstraksi; curah hujan: I_a = abstraksi awal, P_e = limpasan langsung, F_a = air hujan terabstraksi setelah waktu tergenang, P = curah hujan.

Sumber : Ven Te Chow (1988:147)

Pertama-tama menentukan terlebih dahulu nilai I_a yang tergantung dari nilai CN-nya, yaitu :

$$I_a = 0.2 S \quad (2-16)$$

dimana S (dalam mm) ditentukan berdasarkan CN (Curve Number),

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (2-17)$$

Besarnya air hujan yang terabstraksi setelah waktu tergenang dapat ditentukan dengan:

$$F_a = \frac{S(P - I_a)}{P - I_a + S} \quad (2-18)$$

Besarnya hujan dijumlahkan sampai tercapai waktu genang I_a . Setelah melebihi waktu genang I_a maka mulai terjadi hujan limpas, dimana besarnya hujan limpas ditentukan dengan:

$$P_e = P - I_a - F_a \quad (2-19)$$

Dimana :

P_e = hujan limpas (mm)

P = kedalaman hujan (mm)

F_a = air hujan terabstraksi setelah waktu tergenang (mm)

I_a = abstraksi awal (mm)

CN adalah *Curve Number* yang merupakan fungsi dari karakteristik DAS seperti tipe tanah, tanaman penutup, tata guna lahan, kelembaban dan cara pengerjaan tanah. Nilai *CN* untuk berbagai jenis tata guna lahan dapat diberikan dalam Tabel 2.2. Nilai *CN* bervariasi antara 0 sampai 100. Untuk $CN = 100$ (permukaan lahan kedap air), dari persamaan (2-17) diperoleh nilai $S = 0$. Nilai *CN* dalam tabel 2.2. diperoleh dari penelitian di daerah yang beriklim sedang. Namun nilai tersebut dapat digunakan apabila nilai *CN* di daerah yang sedang diteliti belum tersedia.

Tabel 2.2. Nilai *CN* untuk beberapa tataguna lahan

Jenis Tataguna Lahan	Tipe Tanah			
	A	B	C	D
tanah yang diolah dan di tanami				
- dengan konservasi	72	81	88	91
- tanpa konservasi	62	71	78	81
Padang rumput				
- kondisi jelek	68	79	86	89
- kondisi bagus	39	61	74	80
Padang rumput: kondisi baik	30	58	71	78
Hutan				
- tanaman jarang, penutupan jelek	45	66	77	83
- penutupan baik	25	55	70	77
Tempat terbuka, pekarangan, taman, lapangan Golf, kuburan, dsb				
- kondisi baik: rumput menutup 75% atau lebih luasan	39	61	74	80
- kondisi sedang: rumput menutup 50% - 75% luasan	49	69	79	84
Kawasan perniagaan dan bisnis (85% kedap air)	89	92	94	95
Kawasan industri (72% kedap air)	81	88	91	93
Pemukiman:				
Luas				
1/8 acre atau kurang	65	77	85	90
1/4 acre	38	61	75	83
1/3 acre	30	57	72	81
1/2 acre	25	54	70	80
1 acre	20	51	68	79
Tempat parkir, atap, jalan mobil (dihalamankan)	98	98	98	98
Jalan				
- Perkerasan dengan drainasi	98	98	98	98
- kerikil	76	85	89	91
- tanah	72	82	87	89

Catatan: 1 acre = 0,4047 ha

Sumber: Bambang Triatmodjo (2010:155)

Selain itu jenis tanah juga sangat berpengaruh terhadap nilai hujan efektif. Tanah berpasir mempunyai nilai infiltrasi tinggi sehingga hujan efektif kecil; sebaliknya nilai

infiltrasi tanah lempung sangat kecil sehingga sebagian hujan yang jatuh di permukaan tanah menjadi limpasan permukaan. Jenis tanah dibagi dalam empat kelompok yaitu:

1. Kelompok A : terdiri dari tanah dengan potensi limpasan rendah, mempunyai laju infiltrasi tinggi. Terutama untuk tanah berpasir (*deep sand*) dengan *silty* dan *clay* sangat sedikit; juga kerikil (*gravel*) yang sangat lulus air.
2. Kelompok B : terdiri dari tanah dengan potensial limpasan agak rendah, laju infiltrasi sedang. Tanah berbutir sedang (*sandy soils*) dengan laju meloloskan air sedang.
3. Kelompok C : terdiri dari tanah dengan potensi limpasan agak tinggi, laju infiltrasi lambat jika tanah tersebut sepenuhnya basah. Tanah berbutir sedang sampai halus (*clay* dan *colloids*) dengan laju meloloskan air lambat.
4. Kelompok D : terdiri dari tanah dengan potensi limpasan tinggi, mempunyai laju infiltrasi sangat lambat. Terutama tanah liat (*clay*) dengan daya kembang (*swelling*) tinggi, tanah dengan muka air tanah permanen tinggi, tanah dengan lapisan lempung di dekat permukaan dan tanah yang dilapisi dengan bahan kedap air. Tanah ini mempunyai laju meloloskan air sangat lambat.

2.6. Debit Air Buangan

Debit air buangan adalah debit yang erasal dari air buangan penduduk, oleh sebab itu terlebih dahulu harus dihitung besarnya jumlah penduduk. Debit rata-rata air buangan di tetapkan sebesar 70% - 90% dari jumlah kebutuhan air bersih per hari (Suhardjono,1984:39). Kebutuhan air bersih per orang perharinya disesuaikan dengan standar yang biasa digunakan serta kriteria pelayanan berdasarkan pada kategori kotanya. Kebutuhan air bersih dapat dihitung dengan rumus sebagai berikut :

$$q_b = M_n \times S \quad (2-20)$$

dimana:

q_b = kebutuhan air (ltr/jiwa/hari)

M_n = jumlah penduduk (jiwa)

S = standar kebutuhan air (ltr/hari)

2.6.1. Pertumbuhan Penduduk

Cara memprediksi pertambahan jumlah penduduk terbagi menjadi 3 antara lain :

1. Cara Geometrik

Dapat dihitung dengan menggunakan cara geometri, yaitu:

$$P_n = P_o(1+r)^n \quad (2-21)$$

dimana:

P_n = jumlah penduduk pada tahun ke n (jiwa/tahun)

P_0 = jumlah penduduk pada awal tahun (jiwa/tahun)

r = angka pertumbuhan penduduk (%)

n = interval waktu (tahun)

2. Cara Eksponensial

Dapat dihitung dengan menggunakan cara eksponensial, yaitu:

$$P_n = P_0 \cdot E^{r \cdot n} \quad (2-22)$$

dimana:

P_n = jumlah penduduk pada tahun ke n (jiwa/tahun)

P_0 = jumlah penduduk pada awal tahun (jiwa/tahun)

e = bilangan logaritma

n = interval waktu (tahun)

3. Cara Aritmatik

Dapat dihitung dengan menggunakan cara aritmatika, yaitu:

$$P_n = P_0(1+r \cdot n) \quad (2-23)$$

dimana:

P_n = jumlah penduduk pada tahun ke n (jiwa/tahun)

P_0 = jumlah penduduk pada awal tahun (jiwa/tahun)

r = angka pertumbuhan penduduk (%)

n = interval waktu (tahun)

2.6.2. Debit Air Kotor

Debit aliran air buangan rumah tangga, untuk menghitung debit air buangan rumah tangga, dapat dicari terlebih dahulu sabagai berikut :

- Jumlah penduduk yang terlayani oleh saluran (jiwa)
 - Buangan rumah tangga (m^3 /orang/hari) = 70% \times kebutuhan air bersih (ltr/jiwa/hari)
- Total debit air : $Q_{\text{rumah tangga}} (m^3/dtk) = \Sigma \text{Penduduk (jiwa)} \times \text{air buangan} (m^3/\text{orang/hari})$

2.7. Kapasitas Saluran

Untuk menghitung kapasitas saluran, dipergunakan persamaan kontinuitas dan rumus manning:

$$Q = A \cdot V \quad (2-24)$$

dimana :

Q = Debit pengaliran (m^3/dtk)

V = Kecepatan rata-rata dalam saluran (m/dt)

A = Luas penampang basah (m^2)

2.7.1. Kecepatan Aliran

Untuk menghitung kapasitas saluran, dipergunakan persamaan kontinuitas dan rumus *Manning*:

$$V = \frac{1}{n} \times R^{2/3} \times S^{1/2} \quad (2-25)$$

$$R = \frac{A_s}{P} \quad (2-26)$$

dimana:

V = Kecepatan rata-rata aliran di dalam saluran (m/dtk)

n = Koefisien kekasaran *Manning* (Tabel 2.3)

R = Jari-jari hidrolis (m)

S = Kemiringan dasar saluran

A_s = luas penampang saluran (m^2)

P = Keliling basah saluran (m)

Nilai koefisien *Manning* n, untuk gorong-gorong dan saluran pasangan dapat dilihat pada Tabel 2.3.

Tabel.2.3. Koefisien Kekasaran Manning

Tipe Saluran	Koefisien Manning (n)
a. Baja	0,011-0,014
b. Baja permukaan Gelombang	0,021-0,030
c. Semen	0,010-0,013
d. Beton	0,011-0,015
e. Pasangan Batu	0,017-0,030
f. Kayu	0,010-0,014
g. Bata	0,011-0,015
h. Aspal	0,013

Sumber: (Wesli,2008, Drainase Perkotan :97)

Nilai kemiringan dinding saluran diperoleh berdasarkan bahan saluran yang digunakan. Nilai kemiringan dinding saluran dapat dilihat pada Tabel.2.4.

Tabel.2.4. Nilai Kemiringan Dinding Saluran Sesuai Bahan

Bahan Saluran	Kemiringan dinding
Batuan/Cadas	0
Tanah lumpur	0,25
Lempung keras/tanah	0,5-1
Tanah dengan pasangan batu	1
Lempung	1,5
Tanah berpasir lepas	2
Lumpur berpasir	3

Sumber: ISBN : 979-8382-49-8

2.7.2. Tinggi Jagaaan

Tinggi jagaan atau ambang bebas adalah jarak vertikal dari puncak saluran ke permukaan air pada kondisi rencana. Ambang bebas merupakan jagaan untuk mencegah meluapnya air ke tepi saluran. Ketinggian ambang bebas atau tinggi jagaan (f) ini dapat dicari dengan rumus berikut :

$$f = \sqrt{C_f \cdot D} \quad (2-27)$$

dimana :

d = ketinggian muka air (m)

C_f = koefisien ambang bebas (lihat Tabel 2.5.)

Tabel 2.5. Harga C_f untuk suatu rentang debit

Debit Q (m^3/dt)	C_f
$Q \leq 0,6$	0,14
$0,6 < Q \leq 8$	0,14-0,22
$Q > 8$	0,23-0,25

Sumber: Moduto, Drainase Perkotaan, 1998

2.8. Sistem Informasi Geografis (SIG)

2.8.1. Definisi Sistem Informasi Geografis

Sistem Informasi Geografis (*Geographic Information System/GIS*) yang selanjutnya akan disebut SIG merupakan sistem informasi berbasis komputer yang digunakan untuk mengolah dan menyimpan data atau informasi geografis (Aronoff, 1989).

Melihat SIG sebagai suatu sistem, maka SIG terdiri dari beberapa komponen-komponen penyusun. Komponen penyusun dalam SIG adalah: perangkat keras (*hardware*), perangkat lunak (*software*), organisasi pengelola (*management*), pemakai (*users*), data, dan metode. Kombinasi dari komponen-komponen tersebutlah yang akan menentukan kesuksesan pengembangan Sistem Informasi Geografis (SIG).

2.8.2. SIG ArcView

Perangkat lunak (*software*) Sistem Informasi Geografis saat ini telah banyak dijumpai dipasaran. Masing-masing perangkat lunak (*software*) ini mempunyai kelebihan dan kekurangan dalam menunjang analisis informasi geografis. Salah satu yang sering digunakan saat ini adalah ArcView. ArcView yang merupakan salah satu perangkat lunak (*software*) Sistem Informasi Geografis yang di keluarkan oleh ESRI (*Environmental Systems Research Institute*).

ArcView dapat melakukan pertukaran data, operasi-operasi matematik, menampilkan informasi spasial maupun atribut secara bersamaan, membuat peta tematik, menyediakan bahasa pemrograman (*script*) serta melakukan fungsi-fungsi khusus lainnya dengan bantuan *extensions* (ESRI, 1996).

Saat ini ESRI telah mengeluarkan tiga seri ArcView yaitu ArcView 3.1, ArcView 3.2 dan ArcView 3.3 dimana setiap pengeluaran seri terbaru dilakukan penyempurnaan-penyempurnaan didalamnya. Contoh tampilan awal SIG ArcView 3.3 bisa dilihat pada gambar 2.7.



Gambar 2.7. Tampilan ArcView 3.3 saat pertama kali dibuka
Sumber : <http://mbojo.wordpress.com/2007/04/11/modul-arcview/>

SIG ArcView menggunakan perangkat untuk mendigitasi atau menggambarkan peta, menghasilkan data serta analisisnya. *Digitizing tools* dapat mengkonversikan peta *hard copy* kedalam format *soft copy* atau elektronik. Format peta ini juga dapat dikonversi ke dalam program teknik, seperti CAD atau program teknik lainnya.

Input Data Geometrik berupa :

- 1) Fitur yaitu titik (*points*), garis (*lines*), bentuk area (*polygons*) dan teks
Fitur geografi direpresentasikan pendekatan serupa dari rupa bumi. Fitur geografi berupa natural seperti vegetasi, sungai, tanah dan sebagainya, Objek –

objek tersebut direpresentasikan sebagai titik (*points*), garis (*lines*) dan luasan area (*polygons*).

- *Points*

Didefinisikan untuk objek – objek yang terlalu kecil dan tidak dapat direpresentasikan oleh garis dan *polygon*. *Points* memiliki satu titik koordinat (X,Y,Z) saja. Contoh seperti lokasi sumur, stasiun hujan, *points* juga mempresentasikan titik koordinat dari GPS, atau titik ketinggian dan sebagainya.

- *Lines*

Merepresentasikan objek geografi yang berupa garis yang memiliki dua koordinat (X,Y,Z) yang dihubungkan. Contoh objek yang berupa garis (*lines*) adalah jalan raya, sungai, jaringan drainase dan sebagainya.

- Poligon

Adalah area tertutup yang berupa lokasi homogen seperti administrasi, jenis tanah, jenis penggunaan lahan, dan sebagainya.

- 2) *Attribut*

Berupa informasi yang terkait dengan fitur, dan dihubungkan dengan symbol warna dan label. Didalam Sistem Informasi Geografi atribut diatur di dalam tabel yang terkait dengan konsep database.

- 3) *Imagery*

Terdiri dari struktur data raster yang terdiri dari baris dan kolom. Nilai yang dihitung adalah nilai *pixel*, dimana objek akan memberikan sinyanya ke sensor, kemudian diterjemahkan dalam nilai *pixel*.

- 4) *Surface*

Surface erat kaitannya dengan data model lapangan, yang terdiri dari beberapa macam, diantaranya:

- *Garis Kontur*

Garis imajiner yang menghubungkan titik – titik ketinggian di rupa bumi yang memiliki nilai sama.

- *Raster Dataset*

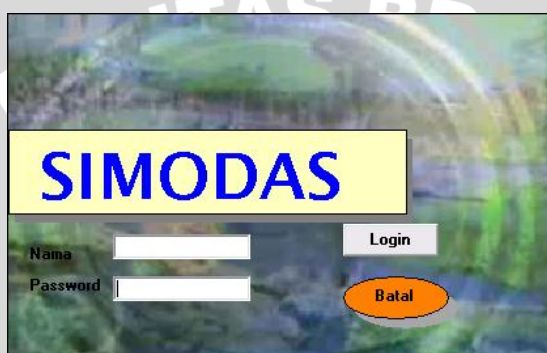
Seperti konsep imagery namun, lebih menekankan nilai pixel dengan ketinggian medan. Contohnya untuk pembuatan DEM (*Digital Elevation Model*) untuk merepresentasikan bentuk rupa bumi.

- TIN Layer

Model TIN (*Triangulate Ittengular Network*) yaitu data struktur yang terdiri dari titik seperti elevasi muka bumi yang dihubungkan oleh jaringan segitiga.

2.9. Sistem Informasi Dan Model Daerah Aliran Sungai (SIMODAS)

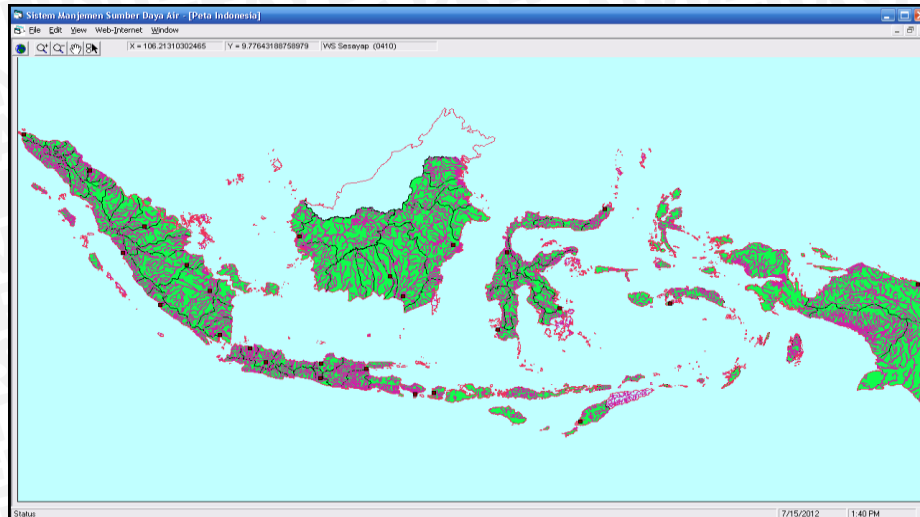
SIMODAS adalah perangkat lunak (*software*) yang dapat digunakan sebagai sistem informasi dan model hidrologi untuk pengelolaan Daerah Aliran Sungai. Perangkat lunak ini dikembangkan dengan mengintegrasikan model hidrologi sebar keruangan dan Sistem Informasi Geografis (SIG). Contoh tampilan awal SIMODAS bisa dilihat pada gambar 2.8.



Gambar 2.8. Contoh tampilan awal SIMODAS
Sumber : Pengolahan Model

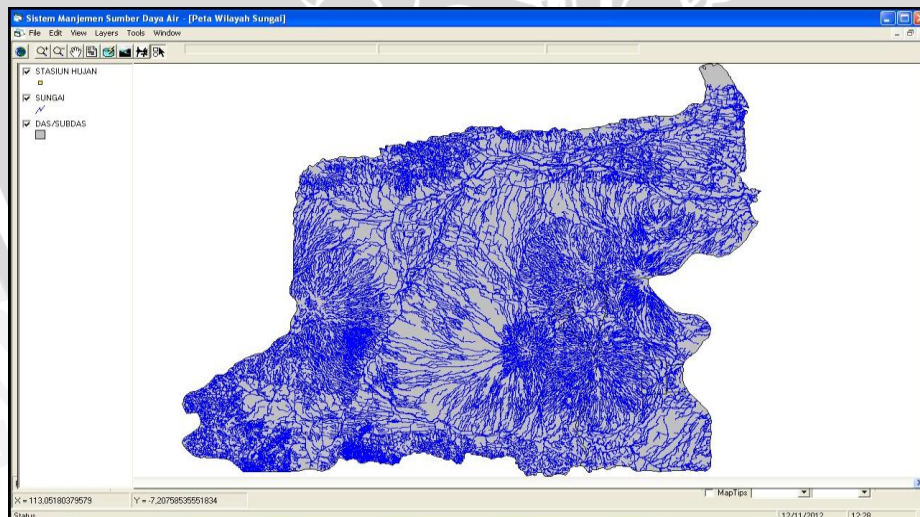
2.9.1. Dasar filosofis SIMODAS

Pengembangan SIMODAS dilatarbelakangi bahwa masalah-masalah hidrologi pada umumnya merupakan masalah-masalah keruangan. Konsekuensi logisnya, model-model hidrologi semakin bertambah sebar keruangannya (*spatially distributed*)-nya. Dengan didukung komputer yang berkemampuan memori lebih besar dan berkecepatan tinggi, peningkatan perkembangan dan penggunaan model-model sebar keruangan menggeser model-model berparameter teragregat keruangan sederhana. Oleh karena itu, untuk menyongsong teknologi komputer semakin canggih dan tersedianya data spasial digital perlu disiapkan sistem informasi dan model hidrologi yang diintegrasikan dengan SIG. Contoh tampilan kedua SIMODAS menampilkan peta Indonesia bisa dilihat pada gambar 2.9.



Gambar 2.9. Contoh tampilan kedua SIMODAS
Sumber : Pengolahan Model

SIMODAS dikembangkan dengan menggunakan pendekatan sebar keruangan, dengan variasi karakteristik atau sifat-sifat (*properties*) dalam Daerah Aliran Sungai (DAS) diperhatikan. DAS dimodelkan sebagai sel-grid yang saling bersebelahan (*neighbourhood*) dimana atribut dari sel-selnya dapat bervariasi. Penyajian ini memungkinkan berbagai faktor *physiographic* yang meliputi kemiringan, arah aliran, laju abstraksi, dan kekasaran permukaan dapat diekstrak secara akurat untuk perhitungan besarnya aliran air. Contoh tampilan ketiga SIMODAS menampilkan wilayah sungai bisa dilihat pada gambar 2.10.



Gambar 2.10. Contoh tampilan ketiga SIMODAS
Sumber : Pengolahan Model

Secara rinci SIMODAS dapat digunakan dalam masalah-masalah antara lain:

1. Penyiapan database dan system informasi hidrologi dan/atau sumber daya air,
2. Prediksi besar debit dan genangan aliran sungai, baik aliran rendah maupun

- banjir,
3. Pengaruh perubahan tata guna lahan terhadap perubahan aliran atau banjir di DAS,
 4. Perencanaan Tata Ruang Air dan Penanggulangan banjir suatu DAS,
 5. Penentuan besarnya aliran sungai yang tidak memiliki stasiun hujan,
 6. Digunakan untuk menentukan hidrograf satuan, waktu tempuh (*travel time*), waktu konsentrasi (T_c), dan parameter aliran permukaan lainnya,
 7. Memberi gambaran potensi waduk dan *hydropower*.

Selain masalah-masalah tersebut, SIMODAS juga dapat dikembangkan lebih jauh untuk keperluan penelitian dan praktis lainnya (Sutan Haji, 2005).

2.9.2. Abstraksi

Abstraksi meliputi intersepsi curah hujan pada tanaman atau bangunan di atas tanah, penyimpanan depresi (*depression storage*) sebagai akumulasi air pada cekungan tanah lembah di atas permukaan, dan infiltrasi air dalam tanah. Abstraksi penyimpanan intersepsi dan depresi diestimasi berdasarkan kondisi penutupan lahan dan permukaan tanah atau diasumsikan diabaikan dalam badai besar. Salah satu penghitungan abstraksi yang digunakan dalam SIMODAS adalah metode SCS (*Soil Conservation Service*) yang sudah di jelaskan di sub bab 2.5.

2.9.3. Air Permukaan

Air permukaan adalah air yang tersimpan atau mengalir pada permukaan bumi. Subbab ini menjelaskan hukum-hukum/dalil-dalil fisika yang mengatur aliran air permukaan dan menunjukkan bagaimana data hidrologi di analisis untuk memberikan informasi masukan model-model aliran permukaan.

2.9.3.1. Persamaan *Saint-Venant*

Persamaan *Saint-Venant* mempunyai berbagai bentuk, masing-masing mendefinisikan model routing sebar satu dimensi. Persamaan *Saint-Venant* ini dapat ditulis dalam bentuk konservasi dan nonkonservasi, dengan mengabaikan aliran masuk lateral, geseran angin, kehilangan *eddy*, seperti ditunjukkan dalam tabel 2.6.

Tabel 2.6. Variasi model routing sebar satu dimensi (Persamaan *Saint-Venant**)**Persamaan Kontinuitas**

$$\text{Bentuk Konservasi} \quad \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0$$

$$\text{Bentuk nonkonservasi} \quad V \frac{\partial y}{\partial x} + y \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = 0$$

Persamaan Momentum

Bentuk Konservasi

$$\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + g \frac{\partial y}{\partial x} - g(S_0 - S_f) = 0$$

Suku
Percepatan
lokalSuku
Percepatan
konvektifSuku
Gaya
tekanSuku
Gaya gravitasi
dan gesekan

Bentuk nonkonservasi

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \frac{\partial y}{\partial x} - g(S_0 - S_f) = 0$$

Kinematic wave
Diffusion wave
Dynamic wave

*) dengan mengabaikan aliran lateral, gaya geser (*shear*) angin dan *eddy losses* dan asumsi $\beta = 1$.

Sumber : Ven Te Chow (1988:281)

Persamaan momentum terdiri dari suku-suku proses fisik yang mengatur momentum aliran. Suku-suku ini meliputi suku percepatan lokal (*local acceleration*), suku percepatan konvektif (*convective acceleration*), yang menjelaskan perubahan momentum karena perubahan kecepatan sepanjang saluran, suku gaya tekan (*pressure force*), proporsional terhadap perubahan kedalaman air sepanjang saluran, suku gaya gravitasi (*gravity force*), proporsional terhadap kemiringan dasar (S_0), dan suku daya gesek (*friction force*), proporsional terhadap kemiringan gesek (S_f). Suku percepatan lokal dan konvektif merepresentasikan pengaruh gaya inersia pada aliran itu.

2.9.4. Model Air Permukaan**2.9.4.1. Model Sebar (*Distributed Model*)**

Model Sebar (*Distributed Model*) suatu model sebar beroperasi di atas ruang kontinu dimana penyelesaiannya ditentukan pada masing-masing elemen.

Penyelesaiannya merupakan satu, dua atau tiga dimensi, tergantung pada berapa banyak dimensi spasial yang digunakan untuk menggambarkan peubah-peubah model.

Sebagai contoh, *passage* (jalan lintasan) gelombang banjir suatu sungai dapat digambarkan dengan suatu model bervariasi waktu distribusi satu-dimensi, dimana debit dan elevasi permukaan air ditentukan pada interval regular sepanjang alur sungai sebagai fungsi waktu.

2.9.5. Persamaan Aliran

Aliran air dalam suatu sel-grid dapat terjadi karena adanya sisa air hujan yang terabstraksi pada sel-grid yang bersangkutan dan/atau adanya limpasan dari sel-grid tetangganya. Dalam perhitungannya aliran air ini dianggap tunak seragam, atau mengabaikan adanya *backwater*, dapat dinyatakan dalam persamaan berikut:

Kontinuitas :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (2-28)$$

Momentum :

$$S_o = S_f \quad (2-29)$$

dimana :

Q = debit aliran (m^3/dtk)

A = luas penampang rata-rata (m^2)

x = jarak arah aliran (m)

q = aliran lateral (aliran persatuan panjang saluran)

S_o = kemiringan dasar saluran

S_f = kemiringan gesekan

Persamaan momentum dapat juga dinyatakan dalam :

$$A = \alpha Q^\beta \quad (2-30)$$

Persamaan (2.28) memuat dua peubah tergantung A dan Q, tetapi A dapat disirnakkan dengan menurunkan Persamaan (2-30)

$$\frac{\partial A}{\partial x} = \alpha \beta Q^{\beta-1} \left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right) \quad (2-31)$$

dan dengan mensubstitusikan $\frac{\partial A}{\partial t}$ dalam persamaan (2-28) maka didapat :

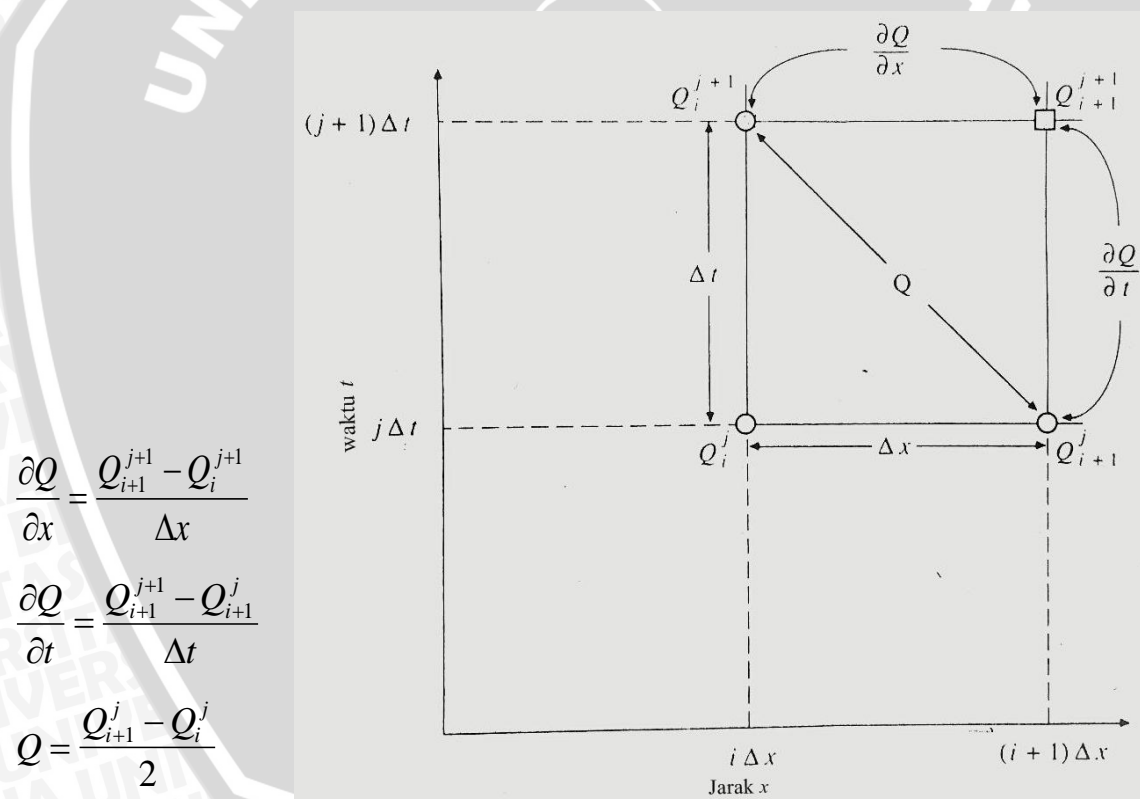
$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \alpha \beta Q^{\beta-1} \left(\frac{\partial Q}{\partial t} \right) = q \quad (2-32)$$

2.9.6. Penyelesaian Numerik

Tujuan penyelesaian numerik adalah memecahkan Persamaan (2-32) untuk $Q(x,t)$ pada tiap-tiap titik pada Grid $x-t$, dengan parameter saluran α dan β , aliran lateral $q(t)$, serta syarat awal dan syarat batas. Untuk memecahkan Persamaan (2-32) secara numerik, turunan waktu dan ruang dari Q didekati dengan grid $x-t$ yang ditunjukkan dalam Gambar 2.11.

Nilai tidak diketahui adalah Q_{i+1}^{j+1} . Nilai Q pada garis waktu ke- j telah ditentukan sebelumnya, demikian juga Q_i^{j+1} . Ada dua *scheme* yang dapat diterapkan untuk persamaan beda hingga, yang dijelaskan sebagai berikut :

1. *scheme* linier yang mana Q_{i+1}^{j+1} dihitung sebagai fungsi linier dari nilai Q yang diketahui dan,
2. *scheme* nonlinier yang mana bentuk beda hingga adalah persamaan nonlinier.



$$\frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{Q_{i+1}^{j+1} - Q_i^{j+1}}{\Delta x}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{Q_{i+1}^{j+1} - Q_{i+1}^j}{\Delta t}$$

$$Q = \frac{Q_{i+1}^j - Q_i^j}{2}$$

○ Nilai Q yang diketahui

□ Nilai Q yang tak diketahui

Gambar 2.11. Grid $x-t$ penyelesaian persamaan beda hingga kinematik linear
Sumber : Ven Te Chow (1988:295)

Sesuai dengan Gambar 2.11 bentuk beda hingga dari Q dan turunan ruang dan waktu dari Q adalah :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{Q_{i+1}^{j+1} - Q_i^{j+1}}{\Delta x} \quad (2-33)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{Q_{i+1}^{j+1} - Q_{i+1}^j}{\Delta t} \quad (2-34)$$

$$Q = \frac{Q_{i+1}^j - Q_i^j}{2} \quad (2-35)$$

Aliran lateral q merupakan air hujan yang tak terinfiltrasi dan terabstraksi selama selang waktu Δt sepanjang Δx :

$$q = \frac{\Delta x}{\Delta t} (i - f)_{i+1}^{j+1} \quad (2-36)$$

Bila Persamaan 2-33, 2-34, 2-35, dan 2-36 disubstitusikan ke dalam Persamaan 2-32 dan dirubah-susun maka diperoleh :

$$Q_{i+1}^{j+1} = \frac{\left[\frac{\Delta t}{\Delta x} Q_i^{j+1} + \alpha \beta Q_{i+1}^j \left(\frac{Q_{i+1}^j + Q_i^{j+1}}{2} \right)^{\beta-1} + \Delta x (i - f)_{i+1}^{j+1} \right]}{\left[\frac{\Delta t}{\Delta x} + \alpha \beta \left(\frac{Q_{i+1}^j + Q_i^{j+1}}{2} \right)^{\beta-1} \right]} \quad (2-37)$$

dimana :

$$\alpha = \left[\frac{n P^{2/3}}{\sqrt{S_0}} \right]^{0.6} \quad \text{dan} \quad \beta = 0.6$$

n = koefisien kekasaran Manning

S_0 = kemiringan permukaan tanah

Bila persamaan tersebut diterapkan untuk limpasan permukaan maka dapat dianggap besarnya $P = \Delta x$.

2.9.7. Identifikasi Daerah Tangkapan Air (DTA)

DTA merupakan istilah umum dari DAS. DTA dapat ditentukan berdasarkan parameter arah aliran yang merupakan hasil diekstraksi DEM. Algoritma penentuan DTA ini dikembangkan berdasarkan prinsip sederhana, yaitu sel yang apabila hujan limpasnya sampai pada sel outlet, maka sel itu merupakan bagian areal DTA yang dimaksud. Setelah sel-sel bagian tersebut disatukan maka akan terbentuk DTA untuk sel outlet.

Sel outlet merupakan sel yang dapat dipilih sembarang, Jadi dengan memasukkan sel terpilih sebagai data masukan, maka akan terbentuk secara otomatis DTA yang terpilih. Lokasi sel ini harus dikonversi dari koordinat peta menjadi koordinat grid.

Dalam studi ini lokasi ditentukan berdasarkan daerah yang terlokalisasi, yang mendapatkan air hujan hanya dari dalam lokasi tersebut sehingga bisa digunakan di lokasi yang tidak sebesar Daerah Aliran Sungai (DAS).

2.9.8. Desain Model

Model Hidrologi yang akan dibangun oleh SIMODAS merupakan model berdasarkan grid. Peubah hidrologi direpresentasikan dalam grid-grid bujur sangkar. Peubah yang digunakan sebagai masukan model dibedakan menjadi dua jenis, yaitu peubah statik dan peubah dinamik. Peubah statik dianggap tidak berubah terhadap waktu yang meliputi kemiringan tanah, aspek, koefisien abstraksi dan koefisien kekasaran *Manning*, sedangkan peubah dinamik dianggap berubah terhadap waktu yaitu hujan. Peubah hujan dapat dinyatakan dalam jam-jaman, harian atau mingguan.

Data spasial penggunaan lahan jenis tanah dan jenis penutupan vegetasi dianalisis spasial untuk mendapatkan data grid propertas atau parameter hidrologi yang digunakan dalam model, yaitu koefisien kekasaran *Manning* dan koefisien abstraksi atau *CN*. Parameter hidrologi lain didapatkan dari topografi permukaan tanah. Topografi yang dinyatakan dalam DEM dapat diekstrak untuk mendapatkan data grid kemiringan dan arah aliran.

Hujan limpas adalah kejadian melimpasnya air hujan di atas permukaan tanah karena tanaman dan tanah sudah tidak mampu menampungnya lagi melalui kemampuan intersepsi dan infiltrasi. Nilai koefisien kekasaran *Manning* dan kemiringan mulai berperan pada pergerakan limpasan ini. Sedangkan kemana arah pergerakan air limpasan ini ditentukan dengan nilai arah aliran yang telah didefinisikan sebelumnya. Apabila keseluruhan perjalanan limpasan air pada semua sel ditayangkan bersama, maka akan terlihat gerakan dan akumulasi air di dalam Daerah tangkapan air dan akhirnya keluar pada satu titik outlet. Kalau pengamatan besarnya aliran terfokus pada titik outlet dalam serial waktu maka akan didapat “hidrograf aliran”.

2.9.9. Pengujian Model

Uji model dimaksudkan untuk meminimumkan kesalahan hasil atau keluaran model. Untuk itu, sebelum model dipergunakan untuk memprediksi hidrograf banjir

maka perlu dilakukan tahap-tahap pengujian model. Tahap-tahap pengujian yang akan dilakukan meliputi uji rasional dan kalibrasi.

2.9.8.1. Uji Rasional

Maksud dari uji rasional ini adalah membandingkan total limpasan langsung di lahan seluruh daerah tangkapan air dengan total air yang mengalir di outlet. Apabila diumpamakan daerah tangkapan air adalah suatu sistem tampungan air, maka air yang masuk ke dalam tampungan seharusnya sama dengan air yang keluar dari tampungan tersebut. Kalau semua hujan menjadi limpasan ($CN = 100$) atau tanpa abstraksi, hujan homogen dan tidak ada aliran dasar untuk seluruh daerah tangkapan, maka:

$$V_h = \left(\sum_{i=1}^n hi \right) \cdot A \quad (2-38)$$

dimana :

V_h = besar volume hujan (m^3)

A = luas daerah hulu dari sel yang akan diketahui alirannya (m^2)

hi = besarnya hujan (m)

n = panjang periode hujan (jam)

dengan pengujian besarnya kesalahan menggunakan:

$$\frac{(V_h - V_m)}{V_h} \cdot 100\% \quad (2-39)$$

dimana :

V_m = besar volume hujan hasil model (m^3)

Jika besar kesalahan perhitungan volume keduanya kurang dari 5% maka dapat dikatakan perhitungan yang dilakukan oleh model benar.

2.9.8.2. Kalibrasi

Tujuan dari kalibrasi adalah penetapan nilai pamater hidrologi yang digunakan dalam model, sehingga hasil keluaran model mendekati data hasil pengukuran atau observasi. Paramater utama yang akan dikalibrasi adalah parameter yang berhubungan dengan penentuan besarnya limpasan langsung, yaitu CN dan parameter yang berhubungan dengan aliran air permukaan, yaitu koefisien kekasaran manning, yaitu n , dua parameter ini memberi kontribusi yang berbeda dalam karakteristik banjir.

Pada tahap ini, dibutuhkan pasangan data curah hujan dan data debit observasi dari periode waktu kejadian yang sama. Dengan memasukkan data curah hujan sebagai masukan model, dan dengan merubah-ubah parameter model, maka akan didapatkan keluaran model dalam nilai debit aliran. Nilai parameter yang menghasilkan keluaran

debit model paling mendekati debit observasi atau pengukuran yang akan digunakan sebagai nilai paramater untuk daerah studi. Untuk membandingkan seberapa kedekatan atau kemiripan antara hidrograf keluaran model dan hidrograf observasi dilakukan “uji koefisien determinasi”.

Uji koefisien determinasi dilakukan dengan membandingkan kuadrat rata-rata dari selisih data model dan data lapangan dengan kuadrat rata-rata selisih data lapangan dengan rata-rata data lapangan itu sendiri, kemudian dihitung berdasarkan persamaan seperti di bawah ini,

$$R^2 = \frac{\sum(Q_o - Q_{ave})^2 - \sum(Q_o - Q_m)^2}{\sum(Q_o - Q_{ave})^2} \quad (2-40)$$

Dimana :

R^2 = Indeks koefisien determinasi

Q_o = Debit pengukuran ($m^3/detik$)

Q_m = Debit Model ($m^3/detik$)

Q_{ave} = Debit rata-rata pengukuran ($m^3/detik$)

Jika hasil model sempurna maka nilai $(Q_o - Q_m)^2$ mendekati nol, sehingga nilai R^2 mendekati 1.

2.9.10. Hasil SIMODAS

Limpasan permukaan (Q), abstraksi dan limpasan langsung hasil hitungan selain disimpan dalam file juga dapat ditayangkan dalam layar monitor. Penayangan ini ada dua cara, yaitu besarnya Q pada waktu tertentu ditandai dengan warna berbeda pada tiap-tiap sel pada sub-layar DTA dan besarnya hujan, abstraksi dan Q pada sub-layar hidrograf dan sub-layar hujan. Data yang lebih lengkap dan permanen disimpan dalam file hasil dan nilainya dapat di tayangkan dalam tabel atau grafik dengan menggunakan perangkat lunak *MS-Excel*.