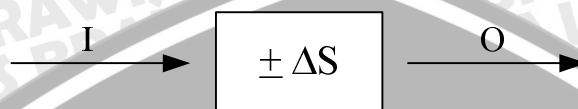


BAB II
TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Konsep Dasar Neraca Air

Konsep neraca air pada dasarnya menunjukkan keseimbangan antara jumlah air yang masuk ke, yang tersedia di, dan yang keluar dari sistem (sub sistem) tertentu.

Secara umum persamaan neraca air dirumuskan dengan :



Gambar 2.1. Konsep Dasar Neraca Air

Sumber : Sri Harto Br. (1993;16).

Secara umum persamaan neraca air dirumuskan dengan :

$$I = O \pm \Delta S \tag{2-1}$$

Dimana :

I = masukan (*inflow*)

O = keluaran (*outflow*)

Neraca air merupakan hubungan antara masukan air total dan keluaran air total yang terjadi pada suatu DAS yang didalamnya terkandung komponen-komponen seperti debit aliran sungai, curah hujan, evapotranspirasi, perkolasi, kelembaban tanah, dan periode waktu.

Teknik neraca air sebagai salah satu subjek utama dalam hidrologi, merupakan suatu cara untuk mendapatkan jawaban penting atas permasalahan praktis hidrologi, yaitu dalam hal evaluasi kuantitatif sumberdaya air wilayah, serta perubahan akibat intervensi kegiatan manusia. Informasi neraca air lahan dan waduk untuk suatu selang waktu tertentu diperlukan untuk operasional pengelolaan air waduk dan untuk tujuan prakiraan hidrologi dalam pengelolaan air umumnya. Perhitungan neraca air wilayah juga penting untuk perbandingan potensi sumberdaya air suatu wilayah dengan wilayah lainnya.

2.2. Ketersediaan Air Hujan

Perhitungan hujan kawasan dilakukan untuk memberi nilai curah hujan secara *time series* pada setiap kawasan (*area rainfall*) yang dapat berupa daerah pengaliran sungai berdasarkan data hujan dari pos-pos yang ada (*point rainfall*). Tujuan mencari hujan daerah rerata adalah merubah titik hujan menjadi hujan wilayah atau suatu nilai yang dapat mewakili pada suatu daerah aliran dan disebut nilai rata-rata.



Mengingat hujan sangat bervariasi terhadap tempat (*space*), maka untuk kawasan yang luas, satu alat penakar hujan belum dapat menggambarkan hujan wilayah tersebut. Dalam hal ini diperlukan hujan kawasan yang diperoleh dari harga rata-rata curah hujan beberapa stasiun penakar hujan yang ada didalam dan/atau di sekitar kawasan tersebut. Ada tiga macam cara yang umum dipakai dalam menghitung hujan rata-rata kawasan (Suripin, 2004 : 26) :

1. Metode rata-rata hitung (rata-rata aljabar)

Merupakan metode yang paling sederhana dalam perhitungan hujan kawasan karena di dasarkan 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. Curah hujan rerata daerah diperoleh dari persamaan :

$$P = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n}{n} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} \quad (2-2)$$

dimana P_1, P_2, \dots, P_n merupakan curah hujan yang tercatat di pos penakar hujan 1, 2, 3, ..., n dan n adalah banyaknya pos penakar hujan.

2. Metode Poligon Thiessen

Metode ini dikenal sebagai metode rata-rata timbang (*weighted mean*). Cara ini memberikan proporsi luasan daerah pengaruh pos penakar hujan untuk mengakomodasi ketidakseragaman jarak sehingga hasil Metode Poligon Thiessen ini lebih akurat dibandingkan dengan Metode Rata-rata Hitung. Daerah pengaruh dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antar dua pos penakar hujan terdekat. Diasumsikan bahwa variasi hujan antara pos yang satu dengan yang lainnya adalah linier dan bahwa sebaran pos dianggap mewakili kawasan terdekat.

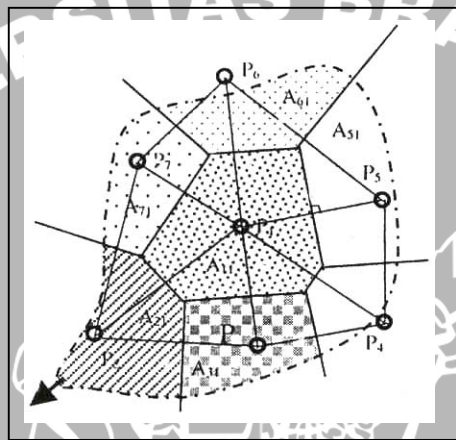
Prosedur penerapan metode sebagai berikut :

- Lokasi pos penakar hujan diplot pada peta DAS dan antar pos penakar dibuat garis lurus penghubung.
- Tarik garis tegak lurus ditengah-tengah tiap garis penghubung sedemikian rupa hingga membentuk Poligon Thiessen. Semua titik dalam satu poligon akan mempunyai jarak terdekat dengan pos penakar yang ada di dalamnya dibandingkan dengan jarak terhadap pos lainnya. Selanjutnya, curah hujan pada pos tersebut dianggap representasi hujan pada kawasan dalam poligon yang bersangkutan

- c. Luas areal pada tiap-tiap poligon dapat diukur dengan planimeter dan luas total DAS (A) dapat diketahui dengan menjumlahkan semua luasan poligon.
- d. Curah hujan rerata DAS dapat dihitung dengan persamaan berikut :

$$P = \frac{P_1A_1 + P_2A_2 + \dots + P_nA_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i.A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad (2-3)$$

dimana P_1, P_2, \dots, P_n merupakan curah hujan yang tercatat di pos penakar hujan 1, 2, ..., A_1, A_2, \dots, A_n adalah luas areal poligon 1, 2, ..., n. Dan n adalah banyaknya pos penakar hujan.



Gambar 2.2. Poligon Thiessen
 Sumber : Suripin (2004 : 28).

3. Metode Isohyet

Isohyet adalah kontur yang menghubungkan titik-titik dengan ketebalan hujan yang sama dimana dua garis Isohyet tidak pernah saling berpotongan. Metode ini merupakan metode yang paling akurat untuk menentukan curah hujan rerata daerah, namun diperlukan keahlian dan pengalaman. Pada metode ini dapat mengkoreksi asumsi Metode Poligon Thiessen dimana tiap-tiap pos penakar mencatat kedalaman yang sama untuk daerah sekitarnya. Hal itu disebabkan pada metode ini memperhitungkan secara aktual pengaruh tiap-tiap pos penakar hujan.

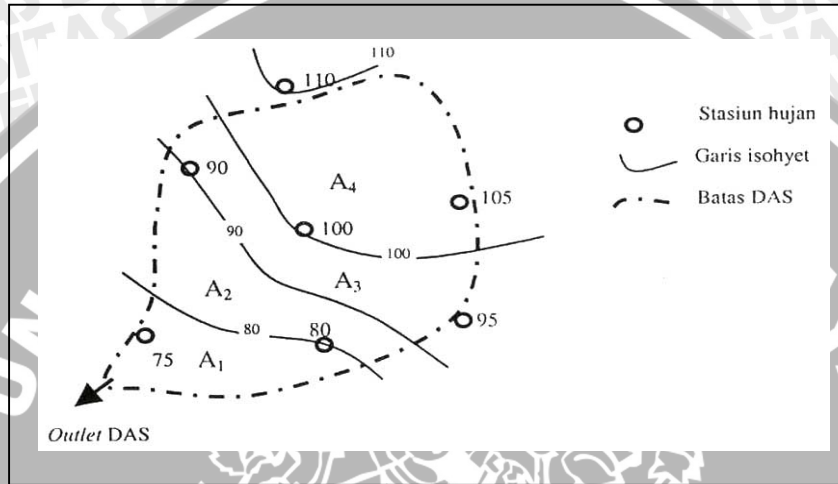
Langkah-langkah dengan menggunakan metode ini sebagai berikut :

- a. Plot data kedalaman air hujan untuk tiap-tiap pos penakar hujan.
- b. Gambar kontur kedalaman air hujan dengan menghubungkan titik-titik yang mempunyai kedalaman air yang sama. Interval Isohyet yang umum dipakai adalah 10 mm.



- c. Hitung luas area antar dua garis Isohyet dengan menggunakan planimeter. Kalikan masing-masing luas areal dengan rata-rata hujan antara dua Isohyet yang berdekatan.
- d. Hitung curah hujan rerata DAS dengan persamaan sebagai berikut :

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



Gambar 2.3. Isohyet

Sumber : Suripin (2004 : 28).

Terlepas dari kelebihan dan kekurangan ketiga metode tersebut, pemilihan metode yang cocok dipakai dalam perhitungan curah hujan rerata daerah dapat dilihat pada tabel berikut dengan mempertimbangkan beberapa faktor sebagai berikut :

- a. Jaring-jaring pos penakar hujan

Tabel 2.1. Pemilihan Metode Penentuan Curah Hujan Berdasarkan Jumlah Pos Penakar Hujan

Jumlah Pos Penakar Hujan	Metode
Cukup	Isohyet, poligon Thiessen, atau Rata-rata Hitung
Terbatas	Rata-rata Hitung atau poligon Thiessen
Tunggal	Hujan Titik

Sumber : Suripin (2004 :31).

- b. Luas DAS

Tabel 2.2. Pemilihan Metode Penentuan Curah Hujan Berdasarkan Luas DAS

Luas DAS	Metode
DAS besar (> 5000 km ²)	Isohyet
DAS sedang (500 s/d 5000 km ²)	Poligon Thiessen
DAS kecil (< 500 km ²)	Rata-rata hitung

Sumber : Suripin (2004 :31).

c. Topografi DAS

Tabel 2.3. Pemilihan Metode Penentuan Curah Hujan Berdasarkan Topografi

Topografi	Metode
Pegunungan	Rata-rata hitung
Dataran	Poligon Thiessen
Berbukit dan tidak beraturan	Isohyet

Sumber : Suripin (2004 :32).

2.3. Evapotranspirasi**2.3.1. Evaporasi**

Evaporasi adalah berubahnya air menjadi uap dan bergerak dari permukaan air ke udara. Evaporasi merupakan faktor yang penting dalam studi tentang pengembangan sumber-sumber daya air. Evaporasi sangat mempengaruhi debit sungai, besarnya kapasitas waduk, besarnya kapasitas pompa untuk irigasi, penggunaan konsumtif untuk tanaman dan lain-lain. Air akan menguap dari tanah baik tanah gundul atau yang tertutup oleh tanaman bebas mengalir. Laju evaporasi atau penguapan akan berubah-ubah menurut warna dan sifat pemantulan (*albedo*) dan hal lain juga akan berbeda untuk permukaan yang langsung tersinari oleh matahari dan yang terlindungi dari sinar matahari.

Besarnya faktor meteorologi yang mempengaruhi besarnya evaporasi adalah sebagai berikut (Soemarto, 1986:43):

1. Radiasi matahari

Evaporasi berjalan terus hampir tanpa berhenti di siang hari dan kerap kali juga di malam hari. Perubahan dari keadaan cair menjadi gas ini memerlukan energi berupa panas untuk evaporasi. Proses evaporasi akan sangat aktif jika ada penyinaran matahari langsung.

2. Angin

Jika menguap ke atmosfer maka lapisan di atas antara permukaan tanah dan udara menjadi jenuh oleh uap air sehingga proses penguapan berhenti. Agar proses tersebut berjalan terus lapisan jenuh harus diganti dengan udara kering. Pergantian itu hanya mungkin kalau angin yang menggeser komponen uap air. Jadi, kecepatan angin memegang peranan penting dalam proses evaporasi.

3. Kelembaban (Humiditas) relatif

Faktor lain yang mempengaruhi evaporasi adalah kelembaban relatif udara. Jika kelembaban relatif naik, maka kemampuan udara untuk menyerap air akan berkurang sehingga laju evaporasinya menurun. Pergantian lapisan udara pada

batas tanah dan udara dengan udara yang sama kelembaban relatifnya tidak akan menolong dalam memperbesar laju evaporasinya.

4. Suhu (temperatur)

Energi sangat diperlukan agar evaporasi berjalan terus. Jika suhu udara dan tanah cukup tinggi, proses evaporasi berjalan lebih cepat dibandingkan dengan jika suhu udara tanah rendah dengan adanya energi panas yang tersedia.

2.3.2. Transpirasi

Transpirasi adalah bagian dari kehidupan tanaman, oleh karena itu transpirasi merupakan proses kontinu, terutama pada siang hari karena pada malam hari stomata daun tertutup, sehingga kurang lebih 95% dari transpirasi terjadi pada siang hari, dengan atau tanpa adanya hujan. Selama terjadi hujan yang dapat menyebabkan adanya *intersepsi* (air yang tertinggal di permukaan daun), maka dapat mengurangi jumlah transpirasi. Umumnya transpirasi sulit diukur secara langsung, oleh karena itu tujuan praktis digabungkan dengan penguapan dari permukaan bumi sehingga dinyatakan sebagai *evapotranspirasi* (Soewarno,2000:143).

2.3.3. Evapotranspirasi Potensial

Evaporasi dan transpirasi merupakan faktor penting dalam studi pengembangan sumber daya air. Evaporasi adalah proses fisik yang mengubah suatu cairan atau bahan padat menjadi gas. Sedangkan transpirasi adalah penguapan air yang terjadi melalui tumbuhan. Jika kedua proses tersebut saling berkaitan disebut dengan evapotranspirasi. Sehingga evapotranspirasi merupakan gabungan antara proses penguapan dari permukaan tanah bebas (*evaporasi*) dan penguapan yang berasal dari daun tanaman (*transpirasi*).

Besarnya evaporasi berhubungan erat dengan faktor iklim yang meliputi suhu udara, kecepatan angin, kelembaban udara dan kecerahan matahari. Oleh karena perkiraan besarnya evaporasi yang didapat merupakan evaporasi potensial. Berbagai rumus telah dikembangkan untuk menghitung harga evaporasi potensial, diantaranya:

1. Blaney-Cridle
2. Radiasi
3. Penmann

Dalam kajian ini yang digunakan adalah rumus Standar FAO. Menurut Smith (1991) persamaan standar FAO dikembangkan untuk menghitung

evapotranspirasi potensial berdasarkan Persamaan Penman-Montieth (1965), persamaannya dapat ditulis sebagai berikut (Soewarno,2000:163):

$$ET_0 = K_v \cdot \frac{\delta * R_n / L + \tau [(900/T_k) * U_2 * (e_s - e_a)]}{\delta + \tau(1 + 0,34U_2)} \quad (2-5)$$

dengan:

ET_0 = evapotranspirasi potensial(mm/hari)

δ = kemiringan kurva tekanan uap terhadap temperature (kPa/°C)

L = panas laten untuk penguapan (MJ/kg)

τ = konstanta psikometrik = 0,06466 kPa/°C

R_n = radiasi bersih (MJ/m²/hari)

U_2 = kecepatan angin pada tinggi 2 m(m/det)

e_a = tekanan uap aktual (kPa)

e_s = tekanan uap jenuh (kPa)

RH = kelembaban relatif (%)

R_a = radiasi ekstra teresterial (mm/hari)

α = albedo

n/N = durasi penyinaran matahari relatif (%)

β = konstanta Stefan-Boltzman = 4,90 x 10⁻⁹ MJ/m²/K⁴/hari

T_k = temperatur udara (°K), (°K = 273,15 + °C)

900 = konstanta (kg °K/kJ)

dengan:

$$e_s = 0,611 \exp [17,27 T/(T + 237,3)] \quad (2-6)$$

$$e_a = e_s \times RH \quad (2-7)$$

$$\delta = 4089 \times e_s / (T + 237,3)^2 \quad (2-8)$$

$$L = 2,501 - (2,361 \times 10^{-3})T \quad (2-9)$$

$$R_s = R_a (0,25 + 0,5 n/N) \quad (2-10)$$

$$R_b = \beta \cdot T_k^4 \cdot (0,34 - 0,14 \cdot e_a^{0,5})(0,10 + 0,9 n/N) \quad (2-11)$$

$$R_n = R_s (1 - \alpha) - R_b \quad (2-12)$$

K_v = koefisien vegetasi = 0,90 (Rob. Van der Weert, 1994)

Tabel 2.4. Nilai (Ra Radiasi) Ekstrateretrial (Angot) Setara Penguapan (mm/hari)

	Jan	Feb	Mar	Apr	Mei	Jun	Jul	Ags	Sep	Okt	Nov	Des
Lintang Utara												
10	13,2	14,2	15,3	15,7	15,5	15,3	15,3	15,5	15,3	14,7	13,6	12,9
8	13,6	14,5	15,3	15,6	15,3	15,0	15,1	15,4	15,3	14,8	13,9	13,3
6	13,9	14,8	15,4	15,4	15,1	14,7	14,9	15,2	15,3	15,0	14,2	13,7
4	14,3	15,0	15,5	15,5	14,9	14,4	14,6	15,1	15,3	15,1	14,5	14,1
2	14,7	15,3	15,6	15,3	14,6	14,2	14,3	14,9	15,3	15,3	14,8	14,4
0	15,0	15,5	15,7	15,3	14,4	13,9	14,1	14,8	15,3	15,4	15,1	14,8
Lintang Selatan												
0	15,0	15,5	15,7	15,3	14,4	13,9	14,1	14,8	15,3	15,4	15,1	14,8
2	15,3	15,7	15,7	15,1	14,1	13,5	13,7	14,5	15,2	15,5	15,3	15,1
4	15,5	15,8	15,6	14,9	13,8	13,2	13,4	14,3	15,1	15,6	15,5	15,4
6	15,8	16,0	15,6	14,7	13,4	12,8	13,1	14,0	15,	15,7	15,8	15,7
8	16,1	16,1	15,5	14,4	13,1	12,4	12,7	13,7	14,9	15,8	16	16,0
10	16,4	16,3	15,5	14,2	12,8	12,0	12,4	13,5	14,8	15,9	16,2	16,2

Sumber: Soewarno (2000:142).

2.3.4. Evapotranspirasi Aktual (ETa)

Evapotranspirasi aktual adalah evapotranspirasi yang terjadi sesungguhnya sesuai dengan keadaan persediaan air/kelembaban tanah yang tersedia.

Di Indonesia, Mock pada tahun 1973, menyarankan memperkirakan ETa untuk analisis neraca air, dengan persamaan menggunakan data di Indonesia sebagai berikut (Soewarno,2000:173):

$$ETa = ETo - ETo (m/20)(18 - Nr) \quad (2-13)$$

dengan:

ETa = evapotranspirasi aktual (mm/bulan)

ETo = evapotranspirasi potensial (mm/bulan)

m = luas kawasan tidak bervegetasi (%)

Nr = jumlah hari hujan/bulan

2.4. Ketersediaan Aliran Sungai

2.4.1. Debit Aliran metode NRECA

Model NRECA (*National Rural Electric Cooperative Association*) dikembangkan oleh Norman H. Crawford (USA) pada tahun 1985, merupakan penyederhanaan dari Stanford Watershed Model IV (SWM). Pada model SWM terdapat 34 parameter sedangkan NRECA hanya menggunakan 5 parameter. Model ini dapat digunakan untuk menghitung debit bulanan dari hujan bulanan berdasarkan keseimbangan air di DAS.

Persamaan keseimbangan tersebut adalah sebagai berikut:

Hujan - Evapotranspirasi aktual + Perubahan tampungan = Limpasan.

Konsep model disajikan pada Gambar 2.4. Model NRECA membagi aliran bulanan menjadi dua, yaitu limpasan langsung (limpasan permukaan dan bawah permukaan) dan aliran dasar. Tampungan juga dibagi dua yaitu tampungan kelengasan (*moisture storage*) dan tampungan air tanah (*ground water storage*).

Sisa dari curah hujan yang mengalir di atas permukaan bersama aliran dasar bergerak masuk menuju alur sungai. Aliran total yang ada kemudian dikalikan dengan Luas DAS. Hasil dari perkalian tersebut merupakan keluaran (*output*) dari model NRECA yang berupa debit aliran sungai sesuai periode rencana (Badan Litbang Departemen PU, 1994).

Total debit aliran sungai dihitung dengan persamaan berikut:

$$Q = (GF + DRF) \times A \quad (2-14)$$

dengan:

A = Luas DAS (km²)

DRF = Limpasan Langsung (mm)

= $\text{excm} (1 - \text{PSUB})$, dengan Exc. = kelebihan kelengasan

Exc. = $\text{extrat} \times (P - \text{AET})$

GF = Limpasan air tanah (mm)

= $\text{GWF} \times (\text{PSUB} \times \text{Exc.} = \text{GWS})$

extrat = rasio kelebihan kelengasan

= $0,5 \times (1 + ((\text{Sr} - 1) / 0,52))$, bila $\text{Sr} > 0$

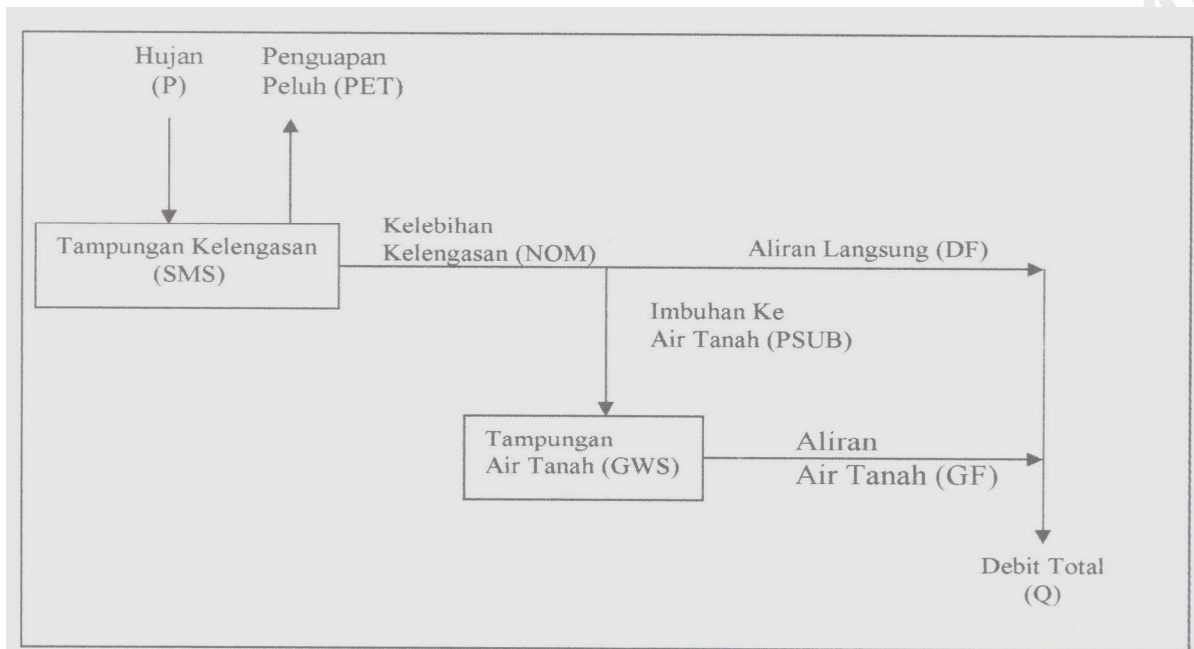
= 0, bila $\text{Sr} < 0$

Sr = angka tampungan

= SMS / NOM

SMS = tampungan kelengasan tanah NOM

- = kapasitas tampungan kelengasan
- = $100 + 0,2 \times Ra$, Ra = hujan rerata tahunan (mm)
- P = Hujan bulanan (mm)
- CROPF = faktor penguapan peluh
- KI = $(P/PET) \times (1 - 0,5 Sr) + 0,5 Sr$
- AET = evapotraspirasi aktual
- = CROPF x PET, bila $P/PET > 1$ atau $Sr > 2$
- = $(kl \times PET) \times CROPF$, bila $P/PET < 1$ atau $Sr < 2$



Gambar 2.4. Konsep Model Limpasan Hujan NRECA

Sumber: Badan Litbang Departemen PU 1994

Perubahan tampungan diperhitungkan sebagai selisih dari tampungan akhir dan awal. Simpanan kelengasan ditentukan oleh hujan, evapotranspirasi dan lengas lebih yang selanjutnya menjadi aliran langsung dan imbuhan ke air tanah. Debit total merupakan jumlah dari aliran langsung ditambah aliran air tanah.

2.4.1.1. Parameter Karakteristik DAS

Pada model NRECA ada tiga parameter yang menggambarkan karakteristik DPS yang besar pengaruhnya terhadap keluaran sistem, yaitu :

1. **Nominal** = indeks kapasitas kelengasan tanah (mm), dapat didekati dengan persamaan :

$$100 + C.R_a \quad (2-15)$$



$$C = 0,2$$

$$R_a = \text{hujan tahunan (mm)}$$

Nilai Nominal dapat berkurang sampai dengan 25% pada DAS yang fegetasinya terbatas dan tanah penutupnya tipis.

2. PSUB = prosentase dari limpasan yang bergerak keluar dari DAS melalui limpasan permukaan. PSUB merupakan parameter karakteristik lapisan tanah pada kedalaman 0~2m. Nilai PSUB berkisar 0,3 – 0.9 tergantung pada sifat lulus air tanah.

$$\text{PSUB} = 0.3 \quad \text{bila bersifat kedap air}$$

$$\text{PSUB} = 0.9 \quad \text{bila bersifat lulus air.}$$

3. GWF = prosentase dari tampungan air tanah yang mengalir ke sungai sebagai aliran dasar. GWF merupakan parameter karakteristik lapisan tanah pada kedalaman 2 – 10m.

$$\text{GWF} = 0.2 \quad \text{bila bersifat lulus air}$$

$$\text{GWF} = 0.8 \quad \text{bila bersifat kedap air.}$$

Disamping tiga parameter tersebut, ada dua parameter lagi yang pengaruhnya kecil terhadap keluaran system (*low effect parameter*), yaitu :

SM stor = simpanan kelengasan tanah (*soil moisture storage*).

GW stor = simpanan air tanah (*ground water storage*).

4. Simpanan kelengasan tanah (*soil moisture storage/SM store*)

Simpanan kelengasan tanah adalah cadangan air yang besarnya ditentukan oleh selisih dari tampungan akhir dan tampungan awal. Besarnya tampungan ini ditentukan oleh hujan, evapotranspirasi dan kelebihan kelengasan yang menjadi limpasan langsung dan imbuhan air tanah. Simpanan kelengasan tanah bulanan selanjutnya ditentukan dengan persamaan :

$$SM_i = SM_{i-1} + \Delta\text{Stor}_{i-1} \quad (2-16)$$

dimana :

SM_i = simpanan kelengasan tanah bulan ke- i

SM_{i-1} = simpanan kelengasan tanah bulan ke- $i-1$

i = 1,2,3,.....

SM_0 = simpanan kelengasan awal, yang ditentukan dengan coba-coba.

ΔStor_{i-1} = perubahan simpanan kelengasan bulan ke- $i-1$

5. Simpanan air tanah (*ground water storage/GWStor*)

Kelebihan kelengasan tanah yang masuk ke dalam tanah dan mengalami perkolasi akan masuk ke dalam tampungan air tanah, yang biasa disebut akuifer. Akibat proses hidrologi sebelumnya, akuifer ini biasanya tidak kosong. Simpanan air tanah dalam akuifer akibat proses hidrologi sebelumnya disebut sebagai tampungan awal air tanah (*begin storage groundwater*). Sementara itu tampungan yang telah mendapat tambahan air perkolasi disebut sebagai tampungan akhir air tanah (*end storage groundwater*). Pada bulan selanjutnya tampungan akhir ini akan menjadi tampungan awal, proses ini berlanjut terus-menerus sebagai fungsi waktu. Selanjutnya tampungan akhir inilah yang akan menjadi aliran tanah bila kondisi tampungan memungkinkan.

Dalam model ini tampungan awal ditentukan dengan cara coba-coba. Sementara itu tampungan awal bulan selanjutnya ditentukan dengan persamaan :

$$BSG_{i+1} = ESG_i - GWFlow_i \tag{2-17}$$

Dimana,

BSG_{i+1} = tampungan awal bulan ke $i+1$

ESG_i = tampungan akhir bulan ke- i

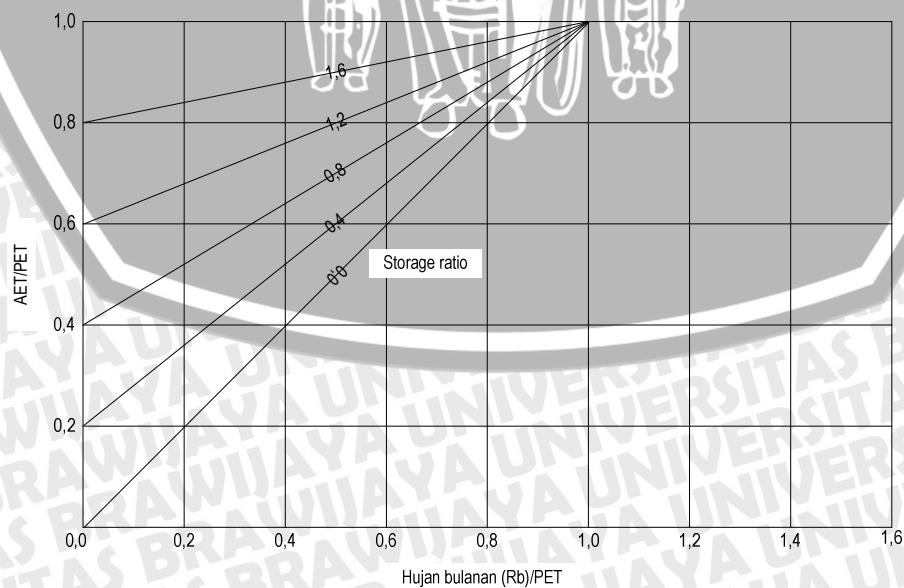
$GWFlow_i$ = aliran air tanah bulan ke- i

Dalam model ini tampungan akhir dihitung dengan persamaan sebagai berikut :

$$ESG_i = BSG_i + RECH_i \tag{2-18}$$

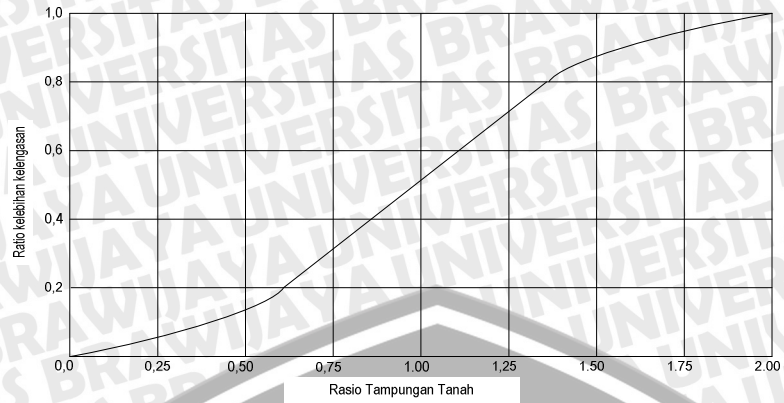
Dimana,

$RECH_i$ = kelebihan kelengasan tanah yang masuk ke dalam tanah pada bulan ke- i



Gambar 2.5. Ratio AET/PET



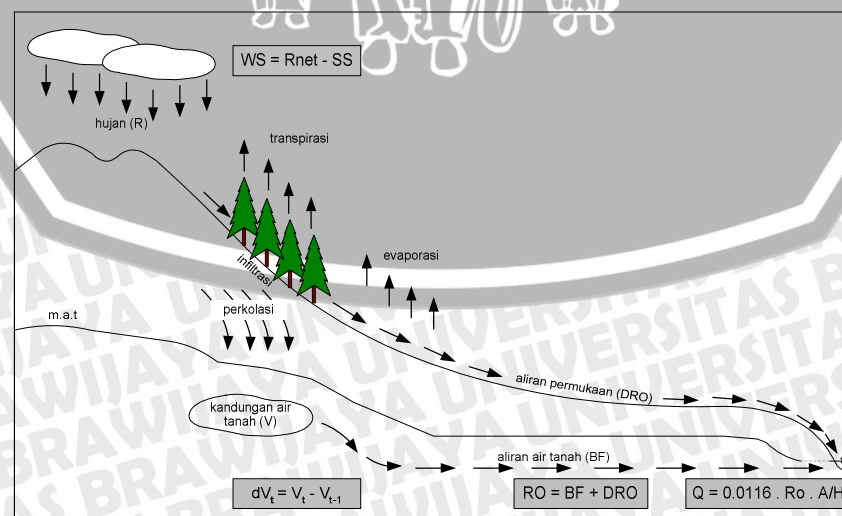


Gambar 2.6. Rasio tumpungan kelonggasan tanah

2.4.2. Debit aliran F.J Mock

Metode ini menganggap bahwa hujan yang jatuh pada *catchment area* sebagian akan hilang sebagai evapotranspirasi, sebagian akan langsung menjadi *direct run off* dan sebagian lagi akan masuk ke dalam tanah (*infiltrasi*). Infiltrasi ini pertama-tama akan menjenuhkan *top-soil* dulu baru kemudian menjadi perkolasi ke tampungan air tanah yang nantinya akan keluar ke sungai sebagai *base flow*. Dalam hal ini harus ada keseimbangan antara hujan yang jatuh dengan evapotranspirasi, *direct run off* dan infiltrasi sebagai *soil moisture* dan *ground water discharge*. Aliran dalam sungai adalah jumlah aliran yang langsung di permukaan tanah (*direct run off*) dan *base flow* (Sri Harto Br., 1988).

Metode Mock mempunyai dua prinsip pendekatan perhitungan aliran permukaan yang terjadi di sungai, yaitu neraca air di atas permukaan tanah dan neraca air bawah tanah yang semua berdasarkan hujan, iklim dan kondisi tanah.



Gambar 2.7. Struktur Model F.J. Mock

Kriteria perhitungan dan asumsi yang digunakan dalam analisis diuraikan sebagai berikut:

1. Evapotranspirasi Aktual (E_a)

Evapotranspirasi aktual dihitung dari Evapotranspirasi potensial metode Penman standar FAO (E_{T_o}). Hubungan antara Evapotranspirasi potensial dengan Evapotranspirasi aktual dihitung dengan rumus :

$$E_a = E_{T_o} - A E \quad (2-19)$$

$$A E = E_{T_o} \times (m/20) \times (18 - n) \quad (2-20)$$

dengan:

m = Persentase lahan yang tidak tertutup tanaman, ditaksir dari peta tata guna lahan

$m = 0$ untuk lahan dengan hutan lebat

$m = 0$ untuk lahan dengan hutan sekunder pada akhir musim hujan dan bertambah 10 % setiap bulan kering berikutnya.

$m = 10 - 40$ % untuk lahan yang tererosi

$m = 30 - 50$ % untuk lahan pertanian yang diolah (misal: sawah, ladang)

n = jumlah hari hujan dalam sebulan

2. Kesimbangan Air di Permukaan Tanah

a. Air hujan yang mencapai permukaan tanah dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$D_s = P - E_t \quad (2-21)$$

Bila harga D_s positif ($P > E_t$) maka air akan masuk ke dalam tanah bila kapasitas kelembaban tanah belum terpenuhi, dan sebaiknya akan melimpas bila kondisi tanah jenuh. Bila harga D_s negatif ($P < E_t$), sebagian air tanah akan keluar dan terjadi kekurangan (*defisit*). P = curah hujan.

b. Perubahan kandungan air tanah (*soil storage*) tergantung dari harga D_s . Bila harga D_s negatif maka kapasitas kelembaban tanah akan berkurang dan bila D_s positif akan menambah kekurangan kapasitas kelembaban tanah bulan sebelumnya.

c. Kapasitas Kelembaban tanah (Soil Moisture Capacity)

Perkiraan kapasitas kelembaban tanah awal diperlukan pada saat dimulainya simulasi dan besarnya tergantung dari kondisi porositas lapisan tanah atas dari

daerah pengaliran. Biasanya diambil 50-250 mm, yaitu kapasitas kandungan air dalam tanah per m^3 . jika porositas tanah lapisan atas tersebut makin besar, maka kapasitas kelembaban tanah akan makin besar pula. Bilamana pemakaian model dimulai bulan Januari, yaitu pertengahan musim hujan, maka tanah dapat dianggap berada pada kapasitas lapangan (*field capacity*). Untuk pemakaian model dimulai dalam musim kemarau, akan terdapat kekurangan dan kelembaban tanah awal mestinya dibawah kapasitas lapangan.

3. Limpasan dan Penyimpanan Air Tanah (Run Off & Groundwater Storage)

a. Koefisien Infiltrasi (i)

Koefisien infiltrasi ditaksir berdasarkan kondisi porositas tanah dan kemiringan daerah pengaliran. Lahan yang porous misalnya pasir halus mempunyai infiltrasi lebih tinggi dibandingkan tanah lempung berat. Lahan yang termal dimana air tidak sempat infiltrasi ke dalam tanah maka koefisien infiltrasi akan kecil. Batasan koefisien infiltrasi adalah 0-1.

b. Penyimpanan Air Tanah (*Groundwater Storage*)

Pada permulaan simulasi harus ditentukan penyimpanan awal (*initial storage*) yang besarnya tergantung dari kondisi geologi setempat dan waktu, sebagai contoh dalam daerah pengaliran kecil dimana kondisi geologi lapisan bawah dalah tidak tembus air dan mungkin tidak ada air di sungai pada musim kemarau, maka penyimpanan air tanah menjadi nol.

Rumus-rumus yang digunakan:

$$V_n = k \cdot V_{n-1} + \frac{1}{2} (1+k) \cdot I_n \quad (2-22)$$

$$DV_n = V_n - V_{n-1} \quad (2-23)$$

dengan:

V_n = volume air tanah bulan ke n

V_{n-i} = volume air tanah bulan ke (n -1)

k = qt/q_0 = faktor resesi aliran air tanah (*catchment area recession factor*)

qt = aliran air tanah pada waktu t (bulan ke t)

q₀ = aliran air tanah pada awal (bulan ke 0)

I_n = Infiltrasi bulan ke n

DV_{n-1} = perubahan volume aliran air tanah

c. Limpasan (*Run Off*)

- Aliran dasar : infiltrasi dikurangi perubahan volume aliran air dalam tanah
- Limpasan langsung : kelebihan air (*water surplus*) – infiltrasi
- Limpasan : aliran dasar + limpasan langsung
- Debit andalan : aliran sungai dinyatakan dalam m³/bulan.

2.4.2.1. Parameter Karakteristik DAS

Pada model F.J. MOCK ada lima parameter yang menggambarkan karakteristik DAS yang besar pengaruhnya terhadap keluaran sistem, yaitu :

1. Singkapan lahan (m).

Singkapan lahan disesuaikan dengan penggunaan tata guna lahan . Prosentase singkapan lahan ini berpengaruh terhadap evapotranspirasi aktual yang terjadi, yang membedakan dengan evapotranspirasi potensial.

Tabel 2.5. Singkapan Lahan Sesuai Tata Guna Lahan

No.	Jenis Penggunaan Lahan	m (%)
1	Hutan Lebat	0
2	Lahan Tererosi	10 - 40
3	Lahan Pertanian (Sawah Ladang)	30 - 50

Sumber: Mock (1973:23-24).

2. Koefisien Infiltrasi.

Infiltrasi yaitu proses masuknya air hujan ke dalam permukaan tanah/batuan melalui gaya gravitasi dan kapiler. Jumlah air yang masuk tersebut bergantung pada jenis atau macam tanah /batuan. Kemampuan untuk memasukkan air hujan ini dinyatakan dalam Infiltrasi (I). Sedangkan kapasitas untuk memasukkan air hujan ini dinyatakan sebagai Faktor Infiltrasi/Kapasitas Infiltrasi (k).

Faktor-faktor yang mempengaruhi infiltrasi adalah (Sosrodarsono,S.1987:77-79):

- Dalamnya genangan di atas permukaan tanah
- Kelembaban tanah
- Pemampatan oleh curah hujan
- Penyumbatan oleh bahan-bahan halus
- Pemampatan oleh orang dan hewan
- Struktur tanah
- Tanaman penutup tanah
- Udara yang terdapat dalam tanah

Infiltrasi yang tinggi terjadi pada permulaan terjadinya hujan dan mengecil setelah kandungan air pada tanah meningkat. Nilai infiltrasi dapat dihitung dengan rumus:

$$I_n = W_{s_n} \cdot C_i \quad (2-24)$$

dengan:

I_n = infiltrasi (mm), dalam per bulan tertentu dalam luas 1 m².

W_{s_n} = *water surplus* (mm), dalam per bulan tertentu dalam luas 1 m².

C_i = koefisien infiltrasi.

Indeks n menyatakan perhitungan dalam bulan tertentu n.

Koefisien infiltrasi ditentukan berdasarkan porositas tanah, kemiringan daerah pengaliran dan keadaan geologi. Koefisien infiltrasi merupakan banyaknya porositas tanah yang bisa mengalirkan air bila infiltrasi merupakan aliran melewati pipa-pipa kecil dalam jumlah banyak. Dalam simulasi Mock, infiltrasi tinggi pada permulaan hujan dan mengecil setelah kandungan air pada tanah meningkat pada satu kejadian hujan. Infiltrasi yang diperhitungkan adalah dari beberapa kejadian hujan dalam satu bulan. Pada tabel 2.6 menyajikan besarnya koefisien infiltrasi berdasarkan jenis batuan.

Tabel 2.6. Koefisien Infiltrasi Berdasarkan Jenis Batuan (C_i)

No.	Jenis Batuan	C_i
1	Vulkanik muda	0,30-0,50
2	Vulkanik tua, muda dan sedimen	0,15-0,25
3	Batu pasir	0,15
4	Sedimen lanau, batu cukup kedap	0,15
5	Batu gamping	0,30-0,50

Sumber: Suhardjono, 1989

3. Kapasitas kelembaban tanah (*soil moisture capacity*)

Kapasitas kelembaban tanah adalah banyaknya air yang dapat dikandung oleh tanah (Sosrodarsono, S.1987:72). Besarnya kapasitas ditentukan berdasarkan kondisi porositas lapisan tanah atas per 1 m². pada simulasi Mock besarnya kapasitas kelembaban tanah ditentukan berdasarkan kelembaban maksimum tanah tersebut. Misalnya untuk tanah dengan kelembaban tanah maksimum 25% maka kapasitas tanah tersebut 25 cm air pada tanah seluas 1 m². Biasanya kelembaban tanah ditaksir berkisar antara 50 sampai dengan 250 mm per m². Perubahan kandungan air tanah di daerah lengas tanah (*soil storage*) adalah selisih antara kelembaban tanah (*soil moisture capacity*) bulan sekarang dengan bulan sebelumnya.

Tabel 2.7. Angka Kedalaman Kelembaban Tanah (diadaptasi dari Shaw,1985)

No.	Tipe Vegetasi	SMC (mm)
1	Padang Rumput	75
2	Umbi akar (a.i Kentang)	100
3	Tanaman padi, gandum dan sejenisnya	140
4	Tegalan Hutan	200

Sumber : Asdak (2004 : 139)

4. Initial Storage.

Initial Storage adalah besarnya *volume* air pada saat awal perhitungan.

5. Faktor Resesi Air tanah

Dalam perhitungan kandungan air tanah (*Ground Water Storage*) terdapat faktor resesi air tanah (*k*), yakni perbandingan air tanah pada suatu bulan dengan aliran air tanah pada awal bulan.

2.5. Pembangkitan Data

Terdapat tiga model yang digunakan dalam perhitungan hidrologi yaitu model deterministik, model probablistik dan model stokastik. Model stokastik mampu mengisi kekosongan diantara kedua model tersebut, yaitu mempertahankan sifat-sifat peluang yang berhubungan dengan ruang waktu kejadiannya. Termasuk dalam model stokastik adalah proses perpanjangan runtun data.

Dasar proses perpanjangan runtun data (*generated*) adalah bahwa prosesnya tidak berubah, dalam arti sifat-sifat statistik proses terhadap runtun data historis tidak berubah terhadap waktu sehingga sifat-sifat kejadian sesungguhnya dapat dipakai untuk membuat runtun data sintetis yang panjang. Konsep dari metode stokastik adalah pembangkitan data dengan cara mempertahankan karakteristik data historis melalui parameter rerata data, standar deviasi dan koefisien korelasi antar waktu

2.5.1. Bilangan Acak (Random)

Data historis dan sintetis memiliki urutan terjadi berdasarkan proses acak, serta terletak dalam interval waktu tertentu. Urutan nilai ini disebut rangkaian waktu (*time series*). Secara umum nilai ke-*i* dari variabel *X* yang merupakan anggota suatu rangkaian waktu adalah jumlah dua komponen.

$$X_i = d_i + e_i \quad (2-25)$$

Dengan d_i merupakan komponen deterministik, diperoleh dari nilai parameter-parameternya dan nilai sebelumnya dari proses, seperti X_{i-1} , X_{i-2} dan seterusnya. Komponen bilangan acak adalah e_i (Sudjarwadi,1989:143).

2.5.2. Metode Thomas-Fiering

Untuk membangkitkan data debit atau data hujan dapat digunakan model *Thomas-Fiering*. Model ini menganggap bahwa setahun terbagi menjadi dua musim atau terdiri dari 12 bulan. Dianggap bahwa data aliran adalah $x_{1,1}$, $x_{1,2}$, ..., $x_{1,12}$, $x_{2,1}$, $x_{2,2}$, ..., $x_{n,12}$; contoh indeks pertama menyatakan tahun dimana aliran terjadi dan kedua berjalan secara siklus dari 1 ke 12.

Prosedur perhitungan metode *Thomas-Fiering* adalah sebagai berikut (Sudjarwadi,1989:146-150):

1. Perhitungan aliran rata-rata untuk tiap bulannya.

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_{i,b} \quad (2-26)$$

dengan:

\bar{X} = Debit atau hujan rata-rata

n = Jumlah tahun

$X_{i,b}$ = Data debit atau hujan pada tahun ke- i dan bulan ke- b

2. Perhitungan standard deviasi

$$Sd = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad (2-27)$$

3. Perhitungan koefisien korelasi natar aliran dalam waktu I dan waktu i-1

$$r_j = \frac{\sum_{i=1}^n X_{i,b} \cdot X_{i,b-1} - n \cdot \bar{X}_b \cdot \bar{X}_{b-1}}{Sd_b \cdot Sd_{b-1} \cdot (n-1)} \quad (2-28)$$

Persamaan aliran sintetis :

$$q_{i,b} = \bar{X}_b + \frac{r_b \cdot Sd_b}{Sd_{b-1}} (q_{b-1} - \bar{X}_{b-1}) + t_{i,b} \cdot Sd_b \sqrt{(1-r_{b-1}^2)} \quad (2-29)$$

Dengan :

$Q_{i,b}$ = debit atau hujan hasil pembangkitan untuk bulan b dan tahun ke-i

X_b, X_{b-1} = Rerata debit atau hujan pada bulan b

r_b, r_{b-1} = Korelasi untuk bulan b dan bulan b-1

$S_{d,b}, S_{d,b-1}$ = Standard deviasi bulan b dan bulan b-1

$t_{i,b}$ = Bilangan random bulan b

$Q_{i,b-1}$ = Debit atau hujan pada tahun ke-i dan bulan b

2.5.3. Uji Hipotesis

Perlu dipastikan tentang keandalan data sebelum dilakukan perhitungan dan analisis. Untuk itu dilakukan pengujian secara statistik. Pengujian hipotesa merupakan bagian terpenting dalam mengambil keputusan. Uji hipotesis digunakan untuk memutuskan apakah sebuah hipotesa diterima atau ditolak.

Hipotesa yang dirumuskan dengan harapan untuk ditolak disebut hipotesa nol atau dinyatakan dengan H_0 . Penolakan H_0 mengakibatkan penerimaan hipotesa alternatif yaitu H_1 .

2.5.3.1. Uji T

Uji T termasuk jenis uji untuk ukuran sampel kecil. Sampel kecil adalah sampel dengan ukuran $n < 30$. Untuk mengetahui apakah 2 sampel x_1 dan x_2 berasal dari populasi yang sama, maka dihitung *t score* dengan rumus sebagai berikut (Soewarno, 1995:18):

$$t = \frac{|x_1 - x_2|}{\sigma \cdot \sqrt{\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}}} \quad (2-30)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{(N_1 - 1) \cdot S_1^2 + (N_2 - 1) \cdot S_2^2}{N_1 + N_2 - 2}} \quad (2-31)$$

Dengan :

\bar{X}_1 = Rerata dari sampel x_1

\bar{X}_2 = Rerata dari sampel x_2

S_1 = Simpangan baku sari sampel x_1

S_2 = Simpangan baku sari sampel x_2

N_1 = Ukuran dari sampel x_1

N_2 = Ukuran dari sampel x_2

Hipotesa :

H_0 = Sampel x_1 dan x_2 dari populasi yang sama

H_1 = Sampel x_1 dan x_2 tidak dari populasi yang sama

Harga t_{tabel} pada tabel *distribusi student's t test* untuk derajat bebas $v = N_1 + N_2 - 2$ dan $\alpha =$ (Level of Significance) misal 5%.

2.5.3.2. Uji Smirnov-Kolmogorov

Uji Smirnov – Kolmogorof sering juga disebut uji kecocokan non parametrik, karena pengujiannya tidak menggunakan fungsi distribusi tertentu.

Uji Smirnov – Kolmogorof digunakan untuk menguji kesesuaian dari Distribusi secara horisontal dari data. Pengujian ini dilakukan dengan membandingkan probabilitas tiap data antara sebaran empiris dan sebaran teoritis. (Soewarno, 1995:198)

Distribusi dianggap sesuai bila:

$$D_{\max} < D_{\text{kritis}} \quad (2-32)$$

dengan:

D_{\max} = simpangan maksimum dari data

D_{kritis} = simpangan yang diperoleh dari tabel dengan selang keyakinan (α) tertentu.

2.5.3.3. Uji Chi-Square

Uji Chi Square dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilaih dapat mewakili dari distribusi statistik sample data yang dianalisis. Pengambilan keputusan uji ini menggunakan parameter X_2 , oleh karena itu disebut dengan Chi-Square (Chi-kuadrat).

Uji Chi Square digunakan untuk uji kesesuaian distribusi secara vertikal dari data. Uji ini didasarkan pada perbedaan nilai ordinat teoritis atau frekuensi harapan dengan ordinat empiris. yang dinyatakan dengan rumus (Soewarno, 1995:194):

$$X^2 = \sum \frac{(O_j - E_j)^2}{E_j} \quad (2-33)$$

dengan

X^2 = harga Chi – Square

E_j = Frekuensi teoritis kelas j

O_j = Frekuensi pengamatan kelas j

Jumlah kelas distribusi dan batas kelas dihitung menggunakan rumus (Soewarno, 1995:195):

$$K = 1 + 3,33 \log n \quad (2-34)$$

dengan :

K = jumlah kelas distribusi

n = banyaknya data

2.6. Kebutuhan Air

Faktor utama untuk menentukan kebutuhan air penduduk di masa mendatang adalah dengan mengetahui jumlah dan pertumbuhan penduduk. Untuk mengetahui hal tersebut maka perlu dilakukan analisis untuk memperkirakan jumlah penduduk pada masa yang akan datang. Proyeksi jumlah penduduk dua masa mendatang dapat dilakukan dengan menggunakan metode yang digunakan Badan Pusat Statistik. Proyeksi ini dibuat dengan Metode Komponen yang berdasarkan pada asumsi tentang kecenderungan fertilitas, mortalitas, serta perpindahan penduduk. Metode ini ditentukan oleh kecenderungan yang terjadi di masa lalu dengan memperhatikan berbagai faktor yang mempengaruhi ketiga komponen laju pertumbuhan (BPS, 2005)

Jika suatu daerah mempunyai suatu sistem pencatatan penduduk yang baik, jumlah penduduk pada akhir suatu periode waktu dari daerah yang bersangkutan dapat diperkirakan dengan Metode Komponen yang menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$P_n = P_o + B - D + I - E \quad (2-35)$$

dengan:

P_n = jumlah penduduk pada tahun ke n (orang)

P_o = jumlah penduduk pada awal tahun (orang)

B = kelahiran (orang)

D = Kematian (orang)

I = Imigrasi (orang)

E = Emigrasi (orang)

Jika angka-angka jumlah kematian dan kelahiran tidak tersedia dan yang tersedia hanya angka jumlah penduduk pada waktu-waktu tertentu seperti di waktu-

waktu sensus penambahan penduduk dapat diperkirakan antara lain dengan menggunakan rumus-rumus geometrik dan eksponensial, yaitu:

1. Pertumbuhan Geometri (*Geometric Rate of Growth*)

Perkiraan laju pertumbuhan geometri diasumsikan mengikuti deret geometris dengan rasio pertumbuhan adalah sama untuk setiap tahun. Rumus dari rasio pertumbuhan adalah (Muliakusuma, 2000:254):

$$P_n = P_o \cdot (1+r)^n \quad (2-36)$$

dengan:

P_n = Jumlah penduduk pada tahun ke n (orang)

P_o = jumlah penduduk pada awal tahun (orang)

r = angka pertumbuhan penduduk (%)

n = interval waktu (tahun)

2. Pertumbuhan Eksponensial (*Exponential Rate of Growth*)

Perkiraan laju pertumbuhan eksponensial diasumsikan penambahan penduduk secara terus menerus setiap hari dengan angka pertumbuhan konstan. Perhitungan menggunakan rumus sebagai berikut (Muliakusuma, 2000:254):

$$P_n = P_o \cdot e^{r \cdot n} \quad (2-37)$$

dengan:

P_n = Jumlah penduduk pada tahun ke n (orang)

P_o = jumlah penduduk pada awal tahun (orang)

r = angka pertumbuhan penduduk

n = interval waktu

e = Bilangan logaritma natural (2,718281828)

Dari ketiga rumus diatas yang signifikan untuk digunakan dalam proyeksi dengan jangka waktu yang panjang adalah metode komponen, karena metode ini mempunyai kelebihan yaitu memperhatikan perubahan tiap-tiap komponen dalam pertumbuhan penduduk yaitu fertilitas (kelahiran), mortalitas (kematian), dan migrasi. Metode tersebut merupakan metode yang diacu oleh Badan Pusat Statistik dan UNDP (Badan di Perserikatan Bangsa Bangsa yang menangani masalah kependudukan). Namun demikian untuk mengetahui komponen migrasi dalam analisis pertumbuhan penduduk pada tingkat kabupaten atau dibawahnya sangat sulit untuk mendapatkan informasi atau data tentang hal tersebut, sehingga di dalam penelitian ini proyeksi

jumlah penduduk dihitung berdasarkan metode pertumbuhan geometri yang mengasumsikan rasio pertumbuhan penduduk adalah sama untuk setiap tahun.

Kebutuhan air baku yang perlu disediakan dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut :

$$Q = P_n \times q \quad (2-38)$$

dengan :

Q = Kebutuhan air baku (unit *volume* per satuan waktu)

P_n = Jumlah penduduk terlayani (jiwa)

q = Debit keluaran individu (Unit *volume* per satuan waktu)

Tabel 2.8. Angka Kebutuhan Air Bersih Untuk Pedesaan Sampai Perkotaan

Kategori	Keterangan	Jumlah Penduduk (Jiwa)	Standar Pemenuhan Dasar ^{*)}	Hasil Pengkajian Tahun 1998 ^{**)}	Hasil Pengkajian Tahun 1999/2000 ^{***)}
			liter/orang/hari		
Kota Metropolitan	> 1.000.000		120	200-225	250-299
Kota Besar	500.000 s/d < 1.000.000		100	150-199	180-224
Kota Sedang	100.000 s/d < 500.000		90	125-149	130-174
Kota Kecil	20.000 s/d < 100.000		60	100-124	(100-124)****
Kota Kecamatan	3.000 s/d < 20.000		45	60-99	(60-99)****
Pedesaan	< 3.000		30	30****)	30****

Sumber: J. Kodatie, Robert. 2006. "Kebijakan dan program terpadu sumber daya air dalam rangka penanganan kekeringan dan banjir Nasional". Makalah disampaikan dalam Seminar nasional dalam rangka Pekan DAS BRANTAS VIII 2006 Malang: 04 April 2006.

Keterangan :

* = Sesuai Standar BNA, Direktorat Jendral Cipta karya, Dept. PU 1981.

** = Pengkajian air bersih perkotaan Puslitbang Pemukiman LAPI-ITB 1988.

*** = Optimasi pemakaian air melalui penataan pengadaan air di lingkungan tetap pemukiman, Puslitbang Pemukiman 1999-2000.

**** = Asumsi.

2.7. Simulasi Tampungan Embung

Tergantung dari kebutuhannya, maka lingkup waktu dari simulasi mencakup 1 tahun operasi atau lebih. Salah satu operasi dibagi-bagi menjadi sejumlah periode, misalnya bulanan, 15 harian, 10 harian, mingguan, maupun harian. Persamaan umum simulasi operasi embung adalah Neraca Keseimbangan Air (*water balance*).

Aturan umum dalam simulasi embung adalah:

- Air embung tidak boleh turun di bawah tampungan aktif. Dalam banyak keadaan, maka batas bawah tampungan aktif ini ditentukan oleh tingginya lubang outlet embung.
- Air embung tidak dapat melebihi batas atas tampungan aktif. Dalam banyak keadaan maka batas atas tampungan aktif ini ditentukan oleh puncak spillway. Apabila terjadi kelebihan air, maka kelebihan ini akan melimpah (*spillout*).
- Ada beberapa embung (embung multiguna) yang memiliki batasan debit yang dikeluarkan (*outflow*), baik debit maksimum atau debit minimum.

Simulasi pemanfaatan air embung merupakan fungsi dari inflow, outflow dan tampungan embung, dengan persamaan sebagai berikut :

$$I - O = ds/dt \quad (2-39)$$

atau secara rinci adalah (Linsley,1989:417) :

$$V_t = V_{t-1} + I_t - O_t - O_{st} \quad (2-40)$$

Dimana :

I = Inflow setiap satuan waktu, m³

O = Outflow setiap satuan waktu, m³

ds/dt = Perubahan tampungan setiap satuan waktu, m³

V_t = tampungan embung pada periode t

V_{t-1} = tampungan embung pada periode t-1

I_t = total *inflow* embung pada periode t

O_t = total *outflow* embung pada periode t

O_{st} = *outflow* dari pelimpah pada periode t

Inflow adalah aliran sungai yang masuk ke embung dan curah hujan yang jatuh di atas permukaan embung. Outflow terdiri dari, lepasan embung untuk air baku. Besarnya lepasan embung untuk air baku ditentukan berdasarkan perhitungan di analisis air baku. Selain itu limpasan air dari pelimpah dan penguapan dari permukaan embung juga diperhitungkan sebagai outflow. Perubahan tampungan embung adalah besarnya perubahan volume embung yang mengacu pada lengkung kapasitas embung yang bersangkutan. Simulasi dimulai dengan asumsi pada saat embung penuh dan berakhir juga pada saat embung dalam kondisi penuh kembali.

2.8. Analisa Keandalan Embung

Peluang kegagalan sebuah tampungan waduk adalah perbandingan antara jumlah satuan waktu pada waktu waduk kosong dengan jumlah satuan total yang digunakan dalam proses analitis (Mc. Mahon & Mein, 1978:17) :

$$Pe = \frac{P}{N} \times 100\% \quad (2-41)$$

Sedangkan definisi keandalan adalah :

$$Re = 100 - Pe$$

dengan :

Pe = Peluang kegagalan (%)

Re = Peluang keandalan (%)

P = Jumlah kejadian gagal

N = Jumlah total kejadian.

