

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA DAN LANDASAN TEORI

2.1. Tinjauan Pustaka

Perahaman yang lebih baik tentang proses dalam suatu DAS, dapat membantu para analisis tentang apa yang harus dilakukan dengan data yang ada untuk proses pengalihragaman data masukan menjadi hasil (*output*) yang diharapkan . Dalam perumusan suatu model cara yang umum dilakukan untuk memahami sistem adalah identifikasi dan klarifikasi sistem, pendekatan masalah, perlakuan terhadap suatu parameter sistem dan penelaahan lebih jauh perilaku parameter dan variabel yang terkait (Brotowiryatmo,1993).

Air merupakan sumber daya yang esensial dan sangat dibutuhkan oleh makhluk hidup khususnya manusia dan bumi menjadi planet yang memiliki kehidupan yang ada dalam tata surya, apabila terdapat air. serta dapat dianalisis tiap permasalahannya (Kodoartie dan Sjarief, 2010)

Permasalahan dalam menganalisis hampir selalu ditemukan, misalkan pada daerah aliran sungai (DAS), semakin banyaknya wilayah terbangun DAS maka akan mempengaruhi kualitas karakteristik hidrologi karena proses peresapan air permukaan menjadi air tanah terganggu, ini berakibat pada tingginya aliran permukaan dan tingginya aliran sungai yang menyebabkan terjadinya banjir, selain itu juga akan mempengaruhi debit aliran sungai pada musim kemarau dan kualitas air sungai akan menurun, oleh karena itu perlu dibangun suatu modifikasi seperti bangunan bendung (Suarna, 2008)

Bendung merupakan bangunan air yang dibangun dengan suatu kelengkapan yang dibangun secara melintang terhadap sungai atau sudetan yang sengaja dibuat untuk meningkatkan taraf muka air atau meningkatkan tinggi terjun, sehingga air dapat disadap dan dialirkan secara gravitasi ketempat yang dituju. Untuk memenuhi kebuthan irigasi secara efektif dan optimal perlu dilakukan rehabilitasi, pompanisasi dan revitalisasi (Mawardi dan Memed, 2002)

Menurut (Priyonugroho, 2014), irigasi adalah salah satu cara bagaimana ketersediaan, pengaturan, dan pembangunan yang diperlukan air irigasi untuk menunjang keperluan pertanian yang meliputi, irigasi rawa, irigasi pompa, irigasi

permukaan irigasi air bawah tanah, serta irigasi tambak. Sehingga kebutuhan air irigasi dapat terpenuhi dengan baik.

Dengan adanya jaringan irigasi, saluran atau bangunan infrastruktur dapat mendistribusikan air yang berasal dari bendung, bendungan, embung ke lahan pertanian, dengan adanya saluran irigasi ini kebutuhan akan sawah atau lading akan terjamin (Soewarno, 2000)

Adapun beberapa faktor yang dapat mempengaruhi ET (kebutuhan air tanaman) antara lain : radiasi matahari, suhu udara, kelembaban udara, dan kecepatan angin. Dengan adanya beberapa faktor tersebut bahwa pengelolaan sistem irigasi dapat berhasil jika didukung dengan irigator (juru pintu) sebagai pengatur air secara tepat jumlahnya dan waktunya. Perangkat lunak dan keras sebagai faktor pendukungnya yang dimaksud adalah peraturan perundang-undangan dan bangunan air sebagai pengatur dan pengukurnya, dan aktivitas (adanya kegiatan pengelolaan disaluran irigasi dan dilahan pertanian) untuk kebutuhan irigasi (Nurrochmad, 1998)

Secara umum total dari ketersediaan air yang dapat dimanfaatkan kurang lebih sekitar 25% yakni untuk air baku untuk rumah tangga, untuk perkotaan, dan industri, serta penyediaan kebutuhan air irigasi (Kirmanto, 2012)

Kebutuhan air irigasi dipengaruhi oleh beberapa faktor antara lain, klimatologi, kondisi tanah, koefisien tanaman, pasokan air, pola tanam, efisiensi irigasi, luas wilayah irigasi, sistem golongan, serta jadwal tanam. Dalam menentukan nilai atau hasil untuk memperoleh data, ada beberapa metode yang digunakan salah satunya metode “Penman Modifikasi” (Triadmodjo, 2008)

Metode *Penman Modifikasi*, *thornthwaite*, dan evaporasi panci adalah metode yang digunakan untuk menganalisis kebutuhan air berdasarkan data curah hujan, kelembaban, dan lain-lain, dari keempat metode tersebut metode penman yang terbaik karena memiliki angka koreksi terkecil. Sebaiknya stasiun yang memiliki data lengkap menggunakan pendekatan ini, dan yang belum lengkap memilih metode lain sesuai dengan ketersediaan data, karena semua metode diatas memiliki korelasi lebih dari 0.95 (Runtunuwu, Syahbudin, dan Pramudita, 2008)

Metode *Thornthwaite* menggunakan data suhu udara sebagai masukan untuk evapotranspirasi, sifat fisik tanah dan karakteristik penutupan lahan sebagai pemeroses (Pramono dan Adi, 2010)

Adapun untuk irigasi pada tanaman palawija yang diambil pada curah hujan efektif bulanan diambil dari analisis curah hujan efektif didasarkan pada 50% curah hujan tengah bulan dengan kemungkinan terpenuhi 50% (Tanga, 2007)

Selain itu yang menyebabkan lebih besarnya laju evapotranspirasi sangat dipengaruhi oleh faktor yang bersifat fisiologi pada tanaman pada tanaman dan unsur tanah serta ada beberapa faktor penting seperti 1. Faktor iklim yang mencakup : suhu, kelembapan, dan kecepatan angin, 2. Faktor Tanaman : jenis tanaman, derajat penutupannya, struktur tanaman, dan stadia perkembangannya hingga masak, 3. Faktor Tanah : kondisi tanah, aerasi tanah, dan kecepatan aliran tanah menuju akar tanaman. (Linsey dan Franzini., 1985)

2.1.1. Permasalahan Hidrologi

Masalah praktis yang selama ini hampir selalu dijumpai dalam hidrologi adalah terdapatnya demikian banyaknya cara pendekatan, model dan hasil penelitian dalam hidrologi, yang satu sama lain menggunakan pendekatan yang berbeda, dan hasil yang lebih sering berbeda (Brotowiryatmo,1993). Contoh kasus yang biasanya terjadi adalah dalam penentuan parameter-parameter yang menggunakan anggapan dan asumsi sehingga menyebabkan ketidaksesuaian data yang ada dengan kejadian sesungguhnya.

Permasalahan hidrologi yang akan dibahas dalam penelitian ini meliputi masalah-masalah keterbatasan data, pengambilan nilai data, kecenderungan data.

2.1.1.1. Keterbatasan Data

Di Indonesia data pengukuran mengenai sungai, baik yang menyangkut ketinggian muka air maupun debit sungai serta sedimentasi atau unsur aliran lain telah tersedia di badan yang berwenang untuk menangani hal tersebut. Namun perlu dicermati adanya beberapa kelemahan umum dalam pencatatan data, antara lain yaitu kualitas data yang tidak sebaik yang diharapkan, kesulitan memperoleh data yang di berwenang untuk menangani hal tersebut. Namun perlu dicermati

adanya beberapa kelemahan umum dalam pencatatan data, antara lain yaitu kualitas data yang tidak sebaik yang diharapkan, kesulitan memperoleh data yang dibutuhkan dan beberapa hal lainnya (Putra, 2006 dalam Rendi, 2017).

Kesulitan dalam mencari data dan terbatasnya data di lapangan mendorong berkembangnya teori tentang pembuatan data bangkitan atau peramalan. Pada kondisi seperti ini para ahli hidrologi banyak melakukan pendekatan dengan membuat model yang memberikan keluaran berupa data bangkitan (*synthetic data generation*). Selanjutnya hasil data bangkitan tersebut dapat digunakan sebagai masukan untuk terapan simulasi (Baharudin, 2004 dalam Rendi, 20017).

2.2. LANDASAN TEORI

2.2.1. Evapotranspirasi

Untuk kehidupan tanaman sering kita dengar dengan istilah evapotranspirasi atau kehilangan air, sebenarnya merupakan gabungan kata dari evaporasi dan transpirasi yang kemudian memiliki arti sebagai peristiwa kehilangan air dari jaringan tanaman dan permukaan tanah yang dipakai untuk tumbuhnya tanaman (Hadisusanto, 2011 dalam Rakasani 2017). Eto adalah dimana kondisi evaporasi berdasarkan keadaan meteorologi sebagai berikut: temperatur, lama penyinaran (radiasi), kelembaban, angin. Untuk dapat menghitung nilai evapotranspirasi potensial (Eto) dengan metode penman modifikasi dan metode thornthwaite, seperti berikut ini.

2.2.2. Metode Penman Modifikasi

Metode Penman Modifikasi merupakan salah satu cara untuk menghitung nilai dari evapotranspirasi potensial (Eto), yang mana memiliki persamaan sebagai berikut ini.

$$Eto = c \cdot \{ W \cdot R_n + (1 - W) \cdot f(U) \cdot (e_a - e_d) \} \dots \dots \dots (2.1)$$

dimana :

Eto = Index Evapotranspirasi

c = Faktor penyesuaian kondisi akibat cuaca siang dan malam

W = faktor yang mempengaruhi penyinaran matahari

f(U) = Fungsi kecepatan angin

- Rn = Radiasi penyinaran matahari dalam perbandingan penguapan atau radiasi matahari (mm/hari)
- ed = Tekanan uap jenuh (mbar)
- ea = Tekanan uap nyata (mbar)

Pada gambaran variabel-variabel dan perhitungan evapotranspirasi potensial menurut modifikasi terdapat uraian sebagai berikut:

- a. Faktor pengganti/penyesuai kondisi akibat cuaca siang dan malam (c)
- Karena iklim tidak selalu tetap maka metode Penman memberikan nilai koreksi (c) nilai faktor pendekatan (c) dapat dilihat dalam Tabel 2.2.

Tabel 2.1. *Adjustment factor*/faktor koreksi (C) bulanan
(Suroso, 2011 dalam Rakasani, 2017)

Bulan	C
Januari	1.1
Februari	1.1
Maret	1.0
April	0.9
Mei	0.9
Juni	0.9
Juli	0.9
Agustus	1.0
September	1.1
Oktober	1.1
November	1.1
Desember	1.1

- b. Tekanan uap jenuh (ea)

Nilai tekanan uap jenuh (ea) dipengaruhi oleh temperatur, untuk mencari nilainya menggunakan Tabel tekanan uap jenuh (ea) dapat dilihat pada Tabel 2.4. menurut temperatur udara rata-rata, Perhitungan menggunakan persamaan interpolasi berikut :

$$Y = Y_1 + \frac{(X - X_1)}{(X_2 - X_1)} (Y_2 - Y_1) \dots \dots \dots (2.2)$$

Tabel 2.2. Tekanan uap jenuh (ea) menurut temperatur udara rata-rata
(Kebutuhan Air Tanaman, Departemen Pertanian, dalam Rakasani, 2017)

Temperatur (°C)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
ea (mbar)	6,1	6,6	7,1	7,6	8,1	8,7	9,8	10	10,7	11,5	12,3
Temperatur (°C)	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
ea (mbar)	13,1	14	15	16,1	17	18,2	19,4	20,6	22	23,4	24,9
Temperatur (°C)	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
ea (mbar)	26,4	28,1	29,8	31,7	33,6	35,7	37,8	40,1	42,4	44,9	47,6
Temperatur (°C)	33	34	35	36	37	38	39				
ea (mbar)	60,3	53,2	56,2	59,4	62,8	66,3	69,9				

c. Tekanan uap aktual (ed)

Menghitung tekanan uap aktual (ed) dapat diketahui dengan menggunakan persamaan 2.3.

$$ed = ea \cdot (RH/100) \dots \dots \dots (2.3)$$

dimana :

ed = Tekanan uap aktual (mbar)

ea = Tekanan uap jenuh (mbar)

RH = Telembaban udara (%)

d. Menghitung perbedaan tekanan uap (ea – ed) dari nilai tekanan uap (ea) dan tekanan uap aktual (ed)

e. Menghitung fungsi kecepatan angin $f(U)$ berdasarkan nilai kecepatan angin (U). Perhitungan $f(U)$ menggunakan persamaan berikut :

$$f(U) = 0.27 \left(1 + \frac{U}{100} \right) \dots \dots \dots (2.4)$$

dimana :

R_s = Radiasi matahari

U = Kecepatan (km/hari)

f. Faktor yang mempengaruhi penyinaran matahari (W)

Faktor berat yang dapat mempengaruhi penyinaran matahari pada evapotranspirasi potensial. Untuk mencari nilai faktor yang mempengaruhi penyinaran matahari (W) adalah hubungan antara temperatur dengan ketinggian, selengkapnya dapat dilihat pada Tabel 2.3.

Tabel 2.3. Nilai W untuk efek radiasi (Maidar, 2014 dalam Rendi, 2017)

Temperatur (T) °C	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20
Ketinggian (z) m										
0	0,43	0,46	0,49	0,52	0,55	0,58	0,61	0,64	0,66	0,69
500	0,44	0,48	0,51	0,54	0,57	0,60	0,62	0,65	0,67	0,70
1000	0,46	0,49	0,52	0,55	0,58	0,61	0,64	0,66	0,69	0,71
2000	0,49	0,52	0,55	0,58	0,61	0,64	0,66	0,69	0,71	0,73
Temperatur (T) °C	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40
Ketinggian (z) m										
0	0,71	0,73	0,75	0,77	0,78	0,80	0,82	0,83	0,84	0,85
500	0,72	0,74	0,76	0,78	0,79	0,81	0,82	0,84	0,85	0,86
1000	0,73	0,75	0,77	0,79	0,80	0,82	0,83	0,85	0,86	0,87
2000	0,75	0,77	0,79	0,81	0,82	0,84	0,85	0,86	0,87	0,88

- g. Menghitung nilai $(1-W)*(F(U))*(ea-ed)$
- h. Menghitung posisi lintang (*latitude*) daerah pengamatan dari data klimatologi.
- i. Menghitung radiasi lapisan atas atmosfer (*R_a*) menggunakan Tabel 2.5 berdasarkan posisi lintang (*latitude*) daerah pengamatan. Perhitungan (*R_a*) menggunakan persamaan interpolasi :

Tabel 2.4. *Extra Terrestrial Radiation Ra*
(Hadisusanto dalam Rakasani, 2017)

Lintang Utara °	Jan	Feb	Mar	Apr	Mei	Jun	Jul	Agt	Sep	Okt	Nov	Des
0	15	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	15.6	14.7	13.4	12.8	13.1	14	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
10	16.4	16.3	15.5	14.2	12.8	12	12.4	13.5	14.8	15.9	16.2	16.2
12	16.6	16.3	15.4	14	12.5	11.6	12	13.2	14.7	15.8	16.4	16.5
14	16.7	16.4	15.3	13.7	12.1	11.2	11.6	12.9	14.5	15.8	16.5	16.6
16	16.9	16.4	15.2	13.5	11.7	10.8	11.2	12.6	14.3	15.8	16.7	16.8
18	17.1	16.5	15.1	13.2	11.4	10.4	10.8	12.3	14.1	15.8	16.8	17.1
20	17.3	16.5	15	13	11	10	10.4	12	13.9	15.8	17	17.4
22	17.4	16.5	14.8	12.6	10.6	9.6	10	11.6	13.7	15.7	17	17.5
24	17.5	16.5	14.6	12.3	10.2	9.1	9.5	11.2	13.4	15.6	17.1	17.7
26	17.6	16.4	14.4	12	9.7	8.7	9.1	10.9	13.2	15.5	17.2	17.8
28	17.7	16.4	14.3	11.6	9.3	8.2	8.6	10.4	13	15.4	17.2	17.9
30	17.8	16.4	14	11.3	8.9	7.8	8.1	10.1	12.7	15.3	17.3	18.1

- j. Menghitung radiasi matahari yang sampai ke bumi (R_s) berdasarkan nilai penyinaran matahari (n/N) dan nilai radiasi lapisan atas atmosfer (R_a). Perhitungan menggunakan persamaan berikut :

$$R_s = (0.25 + 0.5 n/N) R_a \dots\dots\dots(2.5)$$

dimana :

R_s = Radiasi matahari

n/N = Penyinaran matahari (%)

R_a = Radiasi lapisan atas atmosfer

- k. Menghitung radiasi bersih gelombang pendek matahari (R_{ns}) berdasarkan nilai radiasi matahari yang sampai ke bumi (R_s) dan $\alpha = 0.25$. Perhitungan (R_{ns}) menggunakan persamaan:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \dots\dots\dots(2.6)$$

dimana :

R_{ns} = Radiasi bersih gelombang pendek matahari

α = Albedo atau persentase radiasi yang dipantulkan, untuk tanaman acuan

pada rumus Penman Modifikasi diambil $\alpha = 0.25$

- l. Menghitung 1-W
- m. Menghitung pengaruh temperatur $f(T)$ berdasarkan Tabel 3.4. Perhitungan menggunakan persamaan interpolasi. Nilai koreksi akibat temperatur $f(T)$, dapat dilihat pada Tabel 2.6.

Tabel 2.5. Pengaruh Temperatur Udara $f(T)$ pada radiasi gelombang
(Hadisusanto dalam Rakasani 2017)

T (°C)	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20
F(T)	11	11,4	11,7	12	12,4	12,7	13,1	13,5	13,8	14,2	14,6
T (°C)	22	24	26	28	30	32	34	36			
F(T)	15	15,4	15,9	16,3	16,7	17,2	17,7	18,1			

- n. Menghitung pengaruh tekanan uap $f(ed)$ menggunakan nilai tekanan uap aktual (ed). Perhitungan $f(ed)$ menggunakan persamaan berikut :

$$f(ed) = 0.34 - 0.044 \sqrt{ed} \dots \dots \dots (2.7)$$

dimana :

$f(ed)$ = Tekanan uap

ed = Tekanan uap actual

- o. Menghitung pengaruh persentase penyinaran matahari $f(n/N)$ berdasarkan nilai rata – rata penyinaran matahari (n/N). Perhitungan $f(n/N)$ menggunakan persamaan berikut :

$$f(n/N) = 0.1 + 0.9 n/N \dots \dots \dots (2.8)$$

dimana :

$f(n/N)$ = Persentase penyinaran matahari

n/N = Penyinaran matahari (%)

- p. Menghitung radiasi bersih gelombang panjang ($Rn1$) berdasarkan nilai pengaruh temperature $f(T)$, pengaruh tekanan uap $f(ed)$, dan pengaruh persentase penyinaran matahari $f(n/N)$. Perhitungan ($Rn1$) menggunakan persamaan berikut:

$$Rn1 = f(T).f(ed).f(n/N) \dots \dots \dots (2.9)$$

dimana :

$Rn1c$ = Radiasi bersih gelombang panjang

$f(T)$ = Pengaruh temperatur

$f(ed)$ = Tekanan uap

$f(n/N)$ = Persentase penyinaran matahari

- q. Menghitung radiasi bersih (Rn) berdasarkan nilai radiasi bersih gelombang pendek matahari (Rns) dan nilai radiasi bersih gelombang panjang (Rnl). Perhitungan (Rn) menggunakan persamaan berikut :

$$Rn = Rns - Rnl \dots\dots\dots(2.10)$$

dimana :

Rn = Radiasi bersih

Rns = Radiasi bersih gelombang pendek matahari

Rnl = Radiasi bersih gelombang panjang

- r. Berdasarkan nilai (C), nilai (W), nilai (Rn), nilai ($1-W$), nilai ($ea - ed$), dan $f(U)$ maka akan mendapatkan nilai evapotranspirasi potensial (ET) dalam (mm/hari). Perhitungan (ET) dalam (mm/hari) menggunakan persamaan berikut :

$$ET = C. (W.Rn + (1 - W). f(U). (ea - ed)) \dots\dots\dots(2.11)$$

dengan :

ET = Evapotranspirasi potensial (mm/hari)

W = Faktor pembobot

Rn = Radiasi bersih

$1-W$ = Elevasi daerah

$ea-ed$ = Perbedaan tekanan uap

$f(u)$ = Fungsi kecepatan angin

C = Konstanta

2.2.3. Metode Thornthwaite

Evapotranspirasi potensial (ET) adalah nilai untuk menggambarkan kebutuhan lingkungan, variasi vegetasi, atau daerah pertanian untuk melakukan evapotranspirasi. Metode Thornthwaite memanfaatkan suhu udara sebagai indeks ketersediaan energi panas untuk berlangsungnya proses evapotranspirasi. Proses evapotranspirasi tersebut dengan asumsi suhu udara berkorelasi dengan efek radiasi matahari dan unsur lain yang mengandung proses evapotranspirasi (Wainelista,1990, Asdak, 2010 dalam Rendi, 2018). *Thornthwaite* mengusulkan

metode empiris menghitung evapotranspirasi potensial dari data suhu udara rata – rata bulanan, standar bulan 30 hari dan jam penyinarannya 12 jam. Adapun persamaannya berikut ini (Triatmodjo,2008).

$$ET = 1.62 \left[\frac{10.TM}{I} \right]^{\alpha} \dots\dots\dots(2.12)$$

$$I = \sum_{m=1}^{12} \left[\frac{TM}{5} \right]^{1.514} \dots\dots\dots(2.13)$$

$$ET = f \times Et. \dots\dots\dots(2.14)$$

dengan:

$$\alpha = 675 \times 10^{-9} I^3 - 771 \times 10^{-7} I^2 + 179 \times 10^{-4} I + 492 \times 10^{-3}$$

Tm = Temperatur bulanan rata – rata (°C).

I = Indeks panas tahunan.

f = Koefisien penyesuaian hubungan antara jumlah jam dan hari terang berdasarkan lokasi.

Untuk menentukan nilai evapotranspirasi potensial (ET) wilayah, maka perlu dikonversi nilai evapotranspirasi potensial yang ada dengan koefisien penyesuaian menurut garis lintang/bujur. Koefisien penyesuaian menurut bujur dan bulan (f) dapat dilihat pada Tabel 2.7.

Tabel 2.7. Faktor penyesuaian untuk Persamaan Thornthwaite
(Triatmodjo, 2008)

Lintan	Jan	Feb	Mar	Apr	Mei	Juni	Jul	Agst	Sept	Oktr	Nov	Des
0°LU	1.04	0.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5°LU	1.02	0.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	0.99	1.02
10°LU	1.00	0.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	0.98	0.99
15°LU	0.97	0.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.11	1.08	1.02	1.01	0.95	0.97
20°LU	0.95	0.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.11	1.11	1.02	1.00	0.93	0.94
25°LU	0.93	0.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.14	1.12	1.02	0.99	0.91	0.91
30°LU	0.90	0.87	1.03	1.09	1.21	1.21	1.21	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
35°LU	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.21	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
40°LU	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.25	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
45°LU	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
50°LU	0.74	0.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70
5°LS	1.06	0.95	1.04	1.00	1.02	0.99	1.00	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10°LS	1.08	0.97	1.05	0.99	1.01	0.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15°LS	1.12	0.98	1.05	0.98	0.98	0.94	0.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20°LS	1.14	1.00	1.05	0.97	0.96	0.91	0.95	0.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25°LS	1.17	1.01	1.05	0.96	0.94	0.88	0.88	0.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30°LS	1.20	1.03	1.06	0.95	0.92	0.85	0.85	0.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35°LS	1.23	1.04	1.06	0.94	0.89	0.82	0.82	0.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40°LS	1.27	1.06	1.07	0.93	0.86	0.78	0.78	0.92	1.00	1.15	1.20	1.29
45°LS	1.31	1.09	1.07	0.91	0.83	0.73	0.73	0.91	0.99	1.17	1.24	1.34
50°LS	1.37	1.12	1.08	0.89	0.77	0.67	0.67	0.88	0.99	1.19	1.29	1.41

Untuk mempengaruhi faktor – faktor yang dianggap berpengaruh terhadap besarnya evapotranspirasi, maka dalam hal ini evapotranspirasi perlu dibedakan menjadi evapotranspirasi potensial (*PET*) dan evapotranspirasi aktual (*AET*). *PET* lebih dipengaruhi oleh faktor – faktor meteorologi, sementara *AET* lebih dipengaruhi oleh faktor fisiologi tanaman dan unsur tanah (Asdak, 2007 dalam Rendi 2017).

Faktor – faktor dominan yang mempengaruhi *PET* adalah radiasi matahari dan suhu, kelembaban atmosfer dan angin, dan secara umum besarnya *PET* akan

meningkat ketika suhu, radiasi matahari, kelembaban, dan kecepatan angin bertambah besar (Asdak, 2007 dalam Rendi 2017). Pengaruh radiasi matahari terhadap *PET* adalah melalui proses fotosintesis. Pengaruh suhu terhadap *PET* dapat dikatakan secara langsung berkaitan dengan intensitas dan lama waktu radiasi matahari. Namun demikian, perlu dikemukakan bahwa suhu yang akan mempengaruhi *PET* adalah suhu permukaan daun dan bukan suhu udara di sekitar daun. Pengaruh angin terhadap *PET* adalah melalui mekanisme dipindahkan uap air yang keluar dari pori – pori daun. Semakin besar kecepatan angin, semakin besar pula laju evapotranspirasi yang dapat terjadi. Dibandingkan dengan pengaruh radiasi matahari, pengaruh angin terhadap laju *ET* adalah lebih kecil (de Vries dan van Duin, Ward, 1967 dalam Rendi 2017).

Kelembaban tanah juga mempunyai peran untuk mempengaruhi terjadinya evapotranspirasi. Telah seringkali dikemukakan oleh fisiologi tanaman bahwa evapotranspirasi berlangsung ketika vegetasi yang bersangkutan sedang tidak kekurangan suplai air (Penman, 1956, Ward, 1967 dalam Rendi 2017). Dengan kata lain, evapotranspirasi (potensial) berlangsung ketika kondisi kelembaban tanah berkisar antara titik *wilting point* dan *field capacity*. Karena ketersediaan air dalam tanah tersebut ditentukan oleh tipe tanah, dengan demikian, secara tidak langsung, peristiwa *PET* juga dipengaruhi oleh faktor tanah (Asdak, 2007 dalam Rendi).

Karena banyaknya faktor – faktor yang mempengaruhi evapotranspirasi, maka untuk menghitung laju evapotranspirasi dengan rumus sesungguhnya sangat sulit. Oleh karena itu banyak penelitian dalam menghitung laju evapotranspirasi dengan rumus sesungguhnya sangat sulit. Penelitian – penelitian dalam menghitung nilai evapotranspirasi banyak menggunakan rumus empiris, sehingga hasil pengukuran pada suatu tempat belum tentu dapat digunakan pada tempat lain (Putra, 2006 dalam Rendi 2017).

Rumus empiris dalam perhitungan evapotranspirasi memerlukan data pokok yang berbeda – beda akibat perbedaan cara pendekatan masalah. Metode – metode yang sering digunakan dalam penentuan nilai evapotranspirasi antara lain Blaney Criddle, Penman, Radiasi, Penman Monthiet, Panci evaporasi dan Thornthwaite.

Evapotranspirasi sebagai data masukkan dari model Mock perlu dicari terlebih dahulu sebelum masuk ke perhitungan model Mock. Untuk memperoleh besarnya nilai evapotranspirasi digunakan rumus Penman Modifikasi dan Thornthwaite.

2.2.4. Analisis Hidrologi

Menurut Triatmodjo (2008) hidrologi adalah ilmu yang berkaitan dengan air di bumi, baik mengenai terjadinya, peredaran dan penyebarannya, sifat – sifatnya dan hubungan dengan lingkungannya terutama dengan makhluk hidup. Penerapan ilmu hidrologi dapat dijumpai dalam beberapa kegiatan seperti perencanaan dan operasi bangunan air, penyediaan air untuk berbagai keperluan (air bersih, irigasi, perikanan, peternakan), pembangkit listrik tenaga air (PLTA), pengendali banjir, pengendali erosi dan sedimentasi, transportasi air, drainasi, pengendali polusi, air limbah, dan sebagainya.

2.2.5. Ketersediaan Air

Ketersediaan air adalah jumlah air (debit) yang diperkirakan terus menerus ada di suatu lokasi (bendung atau bangunan air lainnya) di sungai dengan jumlah tertentu dan dalam jangka waktu (periode) tertentu. Menurut Triatmodjo (2008) air yang tersedia tersebut dapat dipergunakan untuk berbagai keperluan seperti air baku yang meliputi air domestik (air minum dan rumah tangga) dan non domestik (perdagangan, perkantoran) dan industri, pemeliharaan sungai, peternakan, perikanan, irigasi, dan pembangkit listrik (PLTA).

Dalam kriteria perencanaan jaringan irigasi menurut (Soemarto, 1997 dalam Rendi 2017), ketersediaan air di sungai berdasarkan debit andalan (*dependable flow*). Debit andalan adalah debit minimum sungai untuk kemungkinan terpenuhi yang sudah ditentukan yang dapat dipakai untuk irigasi. Debit minimum sungai untuk kemungkinan terpenuhi 80 %, yang diartikan bahwa kemungkinannya (probabilitas) terpenuhi debit sungai lebih rendah dari debit andalan 20 %.

Asumsi dasar untuk ketersediaan air terhadap penelitian biasanya mengandalkan debit di intake. Biasanya pengamatan untuk besarnya andalan yang diambil untuk optimalisasi penggunaan air di beberapa proyek dapat dilihat pada tabel 2.8.

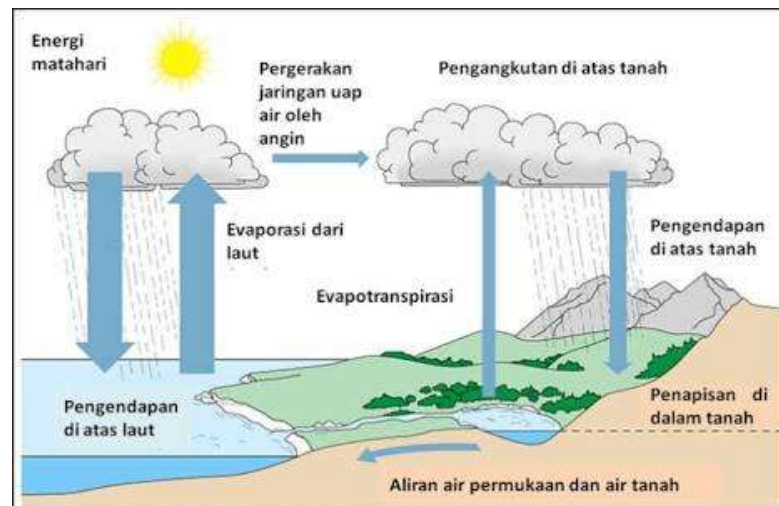
Tabel 2.8. Pedoman Penggunaan Air Pada Jaringan Irigasi
(Soemarto, 1997 dalam Rendi 2017)

Penggunaan Air	Probabilitas Keandalan
Untuk ketersediaan Air Minum	99%
Untuk ketersediaan Air Industri	88-95%
Untuk ketersediaan Air Irigasi :	
-Daerah Beriklim Setengah Lembab	70-85%
-Daerah Beriklim Setengah Terang	80-95%
Pembangkit Listrik Tenaga Air	85-90%

2.2.6. Siklus Hidrologi

Ilmu hidrologi lebih banyak berdasar kepada pengetahuan empiris dibandingkan dengan pengetahuan teoritis, ini berpengaruh pada parameter pada kondisi suatu daerah, seperti kondisi klimatologi, (angina, suhu udara, kelembaban udara, penyinaran matahari), kondisi lahan (daerah aliran sungai, DAS).

Siklus hidrologi adalah suatu proses terus-menerus dimana air terus bergerak dari bumi ke atmosfer kemudian kembali lagi ke bumi. Siklus dan komponen hidrologi dapat dilihat pada gambar 2.1.



Gambar 2.1. Siklus Hidrologi (Triatmodjo, 2008)