**PANDUAN PRAKTIKUM
METEOROLOGI DAN KLIMATOLOGI**

**ANALISIS CURAH HUJAN, TIPE IKLIM, DAN EVAPOTRANSPIRASI
POTENSIAL UNTUK KAB/KOTA DI SUMATERA UTARA**

Oleh:

Riki Rahmad, S.Pd., M.Sc.

**FAKULTAS ILMU SOSIAL
UNIVERSITAS NEGERI MEDAN
NOVEMBER 2017**

PANDUAN PRAKTIKUM METEOROLOGI DAN KLIMATOLOGI

MENGHITUNG CURAH HUJAN (CH) RATA-RATA

Pendahuluan

Data jumlah curah hujan (CH) rata-rata untuk suatu daerah tangkapan air (catchment area) atau daerah aliran sungai (DAS) merupakan informasi yang sangat diperlukan oleh pakar bidang hidrologi. Dalam bidang pertanian data CH sangat berguna, misalnya untuk pengaturan air irigasi, mengetahui neraca air lahan, mengetahui besarnya aliran permukaan (run off).

Untuk dapat mewakili besarnya CH di suatu wilayah/daerah diperlukan penakar CH dalam jumlah yang cukup. Semakin banyak penakar dipasang di lapangan diharapkan dapat diketahui besarnya rata-rata CH yang menunjukkan besarnya CH yang terjadi di daerah tersebut. Disamping itu juga diketahui variasi CH di suatu titik pengamatan.

Menurut (Hutchinson, 1970 ; Browning, 1987 dalam Asdak C. 1995) Ketelitian hasil pengukuran CH tergantung pada variabilitas spasial CH, maksudnya diperlukan semakin banyak lagi penakar CH bila kita mengukur CH di suatu daerah yang variasi curah hujannya besar. Ketelitian akan semakin meningkat dengan semakin banyak penakar yang dipasang, tetapi memerlukan biaya mahal dan juga memerlukan banyak waktu dan tenaga dalam pencatatannya di lapangan.

Media yang digunakan

1. Kalkulator
2. Komputer dengan program Software MS Excel

Tujuan Praktikum

1. Menghitung curah hujan dengan metode Rata-rata aritmatik.
2. Menghitung curah hujan dengan Teknik poligon (Thiessen polygon).
3. Menghitung curah hujan dengan Teknik Isohyet (Isohyetal).

1. Cara rata-rata aritmatik

Cara rata-rata aritmatik adalah cara yang paling mudah diantara cara lainnya (poligon dan Isohyet). Digunakan khususnya untuk daerah seragam dengan variasi CH kecil. Cara ini dilakukan dengan mengukur serempak untuk

lama waktu tertentu dari semua alat penakar dan dijumlahkan seluruhnya. Kemudian hasil penjumlahannya dibagi dengan jumlah penakar hujan maka akan dihasilkan rata-rata curah hujan di daerah tersebut. Secara matematik ditulis persamaan sbb:

$$\text{Rata-rata CH} = (\Sigma Ri)/n$$

, dimana Ri = besarnya CH pada stasiun i
 n = jumlah penakar (stasiun)

perhitungan:

Untuk mengukur rata-rata curah hujan yang mewakili suatu daerah X diperlukan 4 (empat buah) penakar hujan yaitu pada stasiun A, B, C dan D. Tercatat selama waktu tertentu di stasiun A sebesar 6 cm, di B (10 cm), di C (8 cm) dan di D (11 cm).

Maka : Rata-rata CH = $(6+10+8+11)/4 = 8,75 \text{ cm}$

2. Cara Poligon (Thiessen polygon)

Cara ini untuk daerah yang tidak seragam dan variasi CH besar. Menurut Shaw (1985) cara ini tidak cocok untuk daerah bergunung dengan intensitas CH tinggi. Dilakukan dengan membagi suatu wilayah (luasnya A) ke dalam beberapa daerah-daerah membentuk poligon (luas masing-masing daerah a_i), seperti pada Gambar 1.1 :

Gambar 1.1 Daerah-daerah poligon (a_1 , a_2 , a_3 , a_4) yang dibatasi oleh garis putus-putus pada Wilayah A.

Tabel 1.1. Perhitungan prosentasi luas daerah (a_i) pada suatu wilayah A (10.000 ha)

Daerah	Luas Daerah a_i (ha)	Tetapan Thiessen *	Prosentasi Luas
a1	1.000	0,10	10%
a2	3.000	0,30	30%
a3	1.500	0,15	15%
a4	4.500	0,45	45%
Jumlah	A = 10.000	1,00	100%

* tetapan Thiessen = ratio luas a/ luas A

Untuk menghitung Curah Hujan rata-rata cara poligon menggunakan persamaan :

$$\text{Rata-rata CH} = R_1(a_1/A) + R_2(a_2/A) + R_3(a_3/A) + \dots + R_n(a_i/A)$$

dimana R = jumlah curah hujan pada penakar/stasiun di daerah a

Tabel 2.1 Perhitungan Curah Hujan rata-rata cara poligon di suatu Wilayah A

Stasiun di Daerah	Kedalaman CH yang terukur (cm)		ratio a_i/A	Volume CH (cm) daerah a
a1	6	x	0,10 =	0,60
a2	10	x	0,30 =	3,00
a3	8	x	0,15 =	1,20
a4	11	x	0,45 =	4,95
Curah Hujan rata-rata wilayah A =				9,75

3. Cara Isohyet (Isohyetal)

Cara ini dipandang paling baik, tetapi bersifat subyektif dan tergantung pada keahlian, pengalaman, pengetahuan pemakai terhadap sifat curah hujan pada daerah setempat.

Isohyet adalah garis pada peta yang menunjukkan tempat-tempat dengan curah hujan yang sama (Gambar 1.2).

Gambar 1.2. Garis-garis besarnya curah hujan pada masing-masing Isohyet (I).

Dalam metode Isohyet ini Wilayah dibagi dalam daerah-daerah yang masing-masing dibatasi oleh dua garis Isohyet yang berdekatan, misalnya Isohyet 1 dan 2 atau ($I_1 - I_2$). Oleh karena itu, dalam Gambar 2, curah hujan rata-rata untuk daerah $I_1 - I_2$ adalah $(7 \text{ cm} + 6,5 \text{ cm})/2 = 6,75 \text{ cm}$.

Untuk menghitung luas daerah ($I_1 - I_2$) dalam suatu peta kita bisa menggunakan **Planimeter**. Sercara sederhana bisa juga menggunakan kertas **milimeter block** dengan cara menghitung kotak yang masu k dalam batas daerah yang diukur.

Tabel 1.2. Perhitungan Curah Hujan rata-rata cara Isohyet pada wilayah

Daerah antara dua Isohyet	CH rata-rata antara dua Isohyet (cm)	Prosentasi Luas antara dua Isohyet *)	Volume CH (cm)
$I_1 - I_2$	6,75 x	40% =	2,700
$I_2 - I_3$	6,00 x	20% =	1,200
$I_3 - I_4$	5,00 x	25% =	1,250
$I_4 - I_5$	4,25 x	15% =	0,638
Curah Hujan rata-rata wilayah A =			5,788

*) terhadap luas wilayah A

Metode Isohyet berguna terutama berguna untuk mempelajari pengaruh hujan terhadap perilaku aliran air sungai terutama untuk daerah dengan tipe curah hujan orografik (daerah pegunungan).

TUGAS PRAKTIKUM:

1. Hitunglah Curah Hujan Wilayah Metode Aritmatik/Aljabar!
2. Hitunglah dan gambarkan Curah Hujan Wilayah Metode Poligon Thiessen!
3. Hitunglah dan gambarkan Curah Hujan Wilayah Metode Isohyet!

Langkah-Langkah:

- ❖ Setiap mahasiswa mengambil data curah hujan wilayah Kota Medan meliputi 3 stasiun iklim yaitu Stasiun Klimatologi Sampali, Stasiun Maritim Belawan, dan Stasiun Geofisika Tuntungan.
- ❖ Setiap mahasiswa mengambil data 10 tahunan dengan tahun awal dan akhir yang berbeda. Pembagian tahun dilakukan dengan cara menyesuaikan urutan nama di absen dengan data iklim. Contohnya mahasiswa dengan urutan satu di absen mendapatkan data iklim dari tahun 1985-1994, mahasiswa urutan dua mendapatkan data iklim dari tahun 1986-1995, begitu seterusnya hingga mahasiswa urutan ke-22 yang mendapatkan data tahun 2006-2015, selanjutnya mahasiswa urutan ke-23 dan kembali lagi ke data 1985-1994 dan begitu seterusnya.
- ❖ Buatlah Tabel Perhitungan seperti contoh berikut:

Tabel Curah Hujan Stasiun

Tahun	Jan	Feb	Mar	Apr	Mei	Jun	Jul	Agu	Sep	Okt	Nov	Des	Jumlah	Rata-rata
1985														
.														
.														
1994														
Jumlah														
Rata2														

- ❖ Setelah dirata-ratakan, gambarkanlah Peta Curah Hujan Polygon Thiessen dan Isohyet di peta yang telah disediakan.

ANALISIS TIPE IKLIM SUATU TEMPAT DENGAN KLASIFIKASI IKLIM SCHMIDT-FERGUSON

A. Pendahuluan

Praktikum Meteorologi dan Klimatologi tahap selanjutnya dilakukan dengan kegiatan analisis tipe iklim di suatu tempat dengan klasifikasi iklim Schmidt-Ferguson. Iklim merupakan unsur alam yang penting dalam mempengaruhi kehidupan manusia, oleh karenanya pengetahuan mengenai kondisi iklim di suatu wilayah juga merupakan hal yang penting. Iklim di suatu tempat tidak hanya berpengaruh terhadap pola kehidupan masyarakatnya tetapi juga hubungannya dengan budaya manusia dalam bidang pertanian. Untuk mengetahui kondisi iklim terlebih dahulu dilakukan identifikasi dan klasifikasi jenis iklim.

Thornthwaite (1933) menyatakan bahwa tujuan klasifikasi iklim adalah menetapkan pemerian ringkas jenis iklim ditinjau dari segi unsur yang benar-benar aktif, terutama air dan panas. Meskipun semua unsur iklim penting hubungan yang menyatakan kecukupan panas dan air banyak mempengaruhi klasifikasi iklim. Unsur lain seperti angin, sinar matahari, atau perubahan tekanan ada kemungkinan merupakan unsur aktif untuk tujuan khusus.

Klasifikasi iklim yang dibuat oleh Schmidt-Ferguson merupakan salah satu jenis klasifikasi yang banyak digunakan di Indonesia. Klasifikasi iklim ini berdasarkan pada curah hujan. Data hujan yang digunakan dalam analisis minimal 10 tahun. Berdasarkan data hujan tersebut Schmidt-Ferguson menentukan bulan basah dan bulan kering kemudian dianalisis sehingga diperoleh 8 daerah iklim dari yang paling basah hingga paling kering. Dalam praktikum ini akan dilakukan analisis tipe iklim di Kota Medan.

B. Dasar Teori

Schmidt-Ferguson (1951) menentukan tipe iklim di Indonesia berdasarkan bulan basah dan bulan kering yang dianalisis dari data hujan minimal 10 tahun. Schmidt-Ferguson menerima metode Mohr dalam menentukan bulan kering dan bulan basah. Menurut Mohr berdasarkan penelitian tanah, terdapat tiga derajat kelembaban yaitu:

- Jika jumlah curah hujan dalam satu bulan lebih dari 100 mm, maka bulan ini dinamakan bulan basah, jumlah curah hujan ini melampaui jumlah penguapan.
- Jika jumlah curah hujan dalam satu bulan kurang dari 60 mm, maka bulan ini dinamakan bulan kering, penguapan banyak berasal dari air dalam tanah daripada curah hujan.
- Jika jumlah curah hujan dalam satu bulan antara 60 mm sampai 100 mm maka bulan ini dinamakan bulan lembab, curah hujan dan penguapan kurang lebih seimbang.

Schmidt-Ferguson menghitung jumlah bulan kering dan bulan basah dari tiap-tiap tahun kemudian diambil rata-ratanya. Tipe iklim ditentukan dengan menghitung nilai Q yaitu perbandingan antara rata-rata bulan kering dengan rata-rata bulan basah. Hasilnya terdiri dari 8 tipe iklim yaitu tipe iklim A (sangat basah), B (basah), C (agak basah), D (sedang), E (agak kering), F (kering), G (sangat kering), H (luar biasa kering).

C. Alat/Bahan

Alat yang digunakan dalam praktikum ini adalah kalkulator dan alat tulis. Adapun bahan yang dianalisis adalah data curah hujan Kota Medan 10 tahun terakhir.

D. Langkah Kerja

1. Siapkan alat dan bahan yang akan dianalisis
2. Perhatikan angka curah hujan bulanan, tentukan apakah termasuk bulan basah, lembab, atau kering.
3. Lengkapi kolom-kolom data hujan mengenai jumlah bulan basah, bulan lembab, dan bulan kering, serta jumlah curah hujan dan rata-rata curah hujan bulanan dalam kurun waktu 10 tahun
4. Hitung jumlah bulan basah, bulan lembab, dan bulan kering
5. Hitung nilai Q dengan persamaan:

$$Q = \frac{\text{Jumlah rata - rata bulan kering}}{\text{Jumlah rata - rata bulan basah}}$$

6. Tentukan tipe iklim dengan mencocokkan nilai Q yang diperoleh dengan kriteria iklim Schmidt-Ferguson:

A: $0 \leq Q < 0,143$

B: $0,143 \leq Q < 0,333$

C: $0,333 \leq Q < 0,600$

D: $0,600 \leq Q < 1,000$

E: $1,000 \leq Q < 1,670$

F: $1,670 \leq Q < 3,000$

G: $3,000 \leq Q < 7,000$

H: $7,000 \leq Q$

ANALISIS TIPE IKLIM SUATU TEMPAT DENGAN KLASIFIKASI IKLIM MOHR DAN OLDEMAN

A. Pendahuluan

Selain klasifikasi iklim yang dibuat oleh Schmidt-Ferguson, jenis klasifikasi iklim lain yang dirasa sesuai dan banyak diterapkan untuk wilayah Indonesia adalah tipe iklim Mohr dan Oldeman. Sama halnya dengan metode Schmidt-Ferguson, Mohr dan Oldeman juga menggunakan unsur curah hujan sebagai dasar klasifikasi iklim. Bahkan, Mohr (1933) merupakan ahli yang pertama yang mengajukan klasifikasi iklim di Indonesia yang didasarkan pada curah hujan.

Perbedaan antara klasifikasi Mohr dengan Oldeman adalah, Mohr mendasarkan pada evaporasi tiap hari 2 mm hasilnya terdapat 5 kelas iklim dengan tingkat kelembaban antara basah hingga sangat kering. Adapun Oldeman menentukan klasifikasi iklim berdasarkan kebutuhan air untuk persawahan dan palawija, sehingga penentuan tipe iklim menurut Oldeman terutama digunakan dalam usaha pertanian di Indonesia.

Perbedaan antara satu tipe iklim dengan tipe iklim lainnya pada satu wilayah yang sama memberikan gambaran yang menyeluruh mengenai suatu wilayah ditinjau dari berbagai sudut pandang. Oleh karena itu perlu dilakukan analisis kondisi iklim berdasarkan beberapa tipe iklim. Dalam kegiatan praktikum meteorologi-klimatologi acara ke 6 ini akan dilakukan analisis tipe iklim menggunakan klasifikasi Mohr dan Oldeman untuk pada daerah Kota Medan yang terdiri dari beberapa stasiun pengamatan.

B. Dasar Teori

Klasifikasi iklim di Indonesia menurut Mohr didasarkan pada jumlah bulan kering (BK) dan bulan basah (BB) yang dihitung sebagai harga rata-rata dalam waktu yang lama. Curah hujan rata-rata yang digunakan diperoleh

dari pengamatan curah hujan selama minimal 10 tahun. Klasifikasi Iklim Mohr berdasarkan hubungan antara penguapan dan besarnya curah hujan. Asumsi untuk penguapan/ evaporasi (E) adalah 2 mm per hari.

Menurut Mohr berdasarkan penelitian tanah, terdapat tiga derajat kelembaban yaitu:

- Jika jumlah curah hujan dalam satu bulan lebih dari 100 mm, maka bulan ini dinamakan bulan basah, jumlah curah hujan ini melampaui jumlah penguapan. BB (Bulan Basah) $CH > 100 \text{ mm}$; sehingga $CH > E$
- Jika jumlah curah hujan dalam satu bulan kurang dari 60 mm, maka bulan ini dinamakan bulan kering, penguapan banyak berasal dari air dalam tanah daripada curah hujan. BK (Bulan Kering) $CH < 60 \text{ mm}$; sehingga $CH < E$
- Jika jumlah curah hujan dalam satu bulan antara 60 mm sampai 100 mm maka bulan ini dinamakan bulan lembab, curah hujan dan penguapan kurang lebih seimbang. BL (Bulan Lembab) $60 < CH < 100 \text{ mm}$.

Berdasarkan keberadaan bulan basah dan bulan kering, terdapat kelas iklim menurut Mohr yaitu sebagai berikut:

Kelas	Tk. Kelembaban	DKB / th
I	Basah	1 – 6 BL
II	Agak basah	1 BK
III	Agak kering	3 – 4 BK
IV	Kering	6 BK
V	Sangat kering	> 6 BK

Dasar yang digunakan dalam sistem klasifikasi iklim Oldeman adalah adanya bulan basah yang berturut-turut dan adanya bulan kering yang berturut-turut pula. Kedua bulan ini dihubungkan dengan kebutuhan tanaman padi sawah dan palawija terhadap air. Dalam konsep ini, curah hujan sebesar 200 mm tiap bulan dipandang cukup untuk membudidayakan

padi sawah, sedangkan untuk sebagian besar palawija maka jumlah curah hujan minimal yang diperlukan adalah 100 mm tiap bulan. Musim hujan selama 5 bulan dianggap cukup untuk membudidayakan padi sawah selama satu musim. Meskipun lamanya periode pertumbuhan padi terutama ditentukan oleh jenis yang digunakan, periode 5 bulan basah berurutan dalam satu tahun dipandang optimal untuk satu kali tanam. Jika lebih dari 9 bulan basah maka petani dapat menanam padi sebanyak 2 kali masa tanam. Jika kurang dari 3 bulan basah berurutan maka tidak dapat membudidayakan padi tanpa irigasi tambahan. Dalam metode Oldeman bulan basah didefinisikan sebagai bulan yang mempunyai jumlah curah hujan sekurang-kurangnya 200 mm.

Dari tinjauan di atas Oldeman membagi 5 daerah agroklimat utama yaitu:

- A: jika terdapat lebih dari 9 bulan basah berurutan
- B: jika terdapat 7-9 bulan basah berurutan
- C: jika terdapat 5-6 bulan basah berurutan
- D: jika terdapat 3-4 bulan basah berurutan
- E: jika terdapat kurang dari 3 bulan basah berurutan

Stratifikasi kedua adalah jumlah bulan kering berurutan. Bulan kering didefinisikan sebagai bulan yang mempunyai curah hujan kurang dari 100 mm, karena untuk pertumbuhan tanaman palawija diperlukan curah hujan sekurang-kurangnya 100 mm tiap bulan. Jika terdapat kurang dari 2 bulan kering, petani dengan mudah mengatasinya karena tanah cukup lembab. Jika periode bulan kering antara 2 dan 4, maka petani harus hati-hati dalam membudidayakan tanaman. Periode 4 sampai 6 bulan kering berurutan dipandang sangat lama jika irigasi tambahan tidak tersedia. Dengan demikian pendaerahan agroklimat dengan meninjau stratifikasi kedua adalah sebagai berikut:

Zona A: jika terdapat lebih dari 9 bulan basah berurutan

B1: jika terdapat 7 sampai 9 bulan basah berurutan dan kurang dari 2 bulan kering

B2: jika terdapat 7 sampai 9 bulan basah berurutan dan 2 sampai 4 bulan kering

C1: jika terdapat 5 sampai 6 bulan basah berurutan dan kurang dari 2 bulan kering

C2: jika terdapat 5 sampai 6 bulan basah berurutan dan 2 sampai 4 bulan kering

C3: jika terdapat 5 sampai 6 bulan basah berurutan dan 5 sampai 6 bulan kering

D1: jika terdapat 3 sampai 4 bulan basah berurutan dan kurang dari 2 bulan kering

D2: jika terdapat 3 sampai 4 bulan basah berurutan dan 2 sampai 4 bulan kering

D3: jika terdapat 3 sampai 4 bulan basah berurutan dan 5 sampai 6 bulan kering

D4: jika terdapat 3 sampai 4 bulan basah berurutan dan lebih dari 6 bulan kering

E1: jika terdapat kurang dari 3 bulan basah berurutan dan kurang dari 2 bulan kering

E2: jika terdapat kurang dari 3 bulan basah berurutan dan 2 sampai 4 bulan kering

E3: jika terdapat kurang dari 3 bulan basah berurutan dan 5 sampai 6 bulan kering

E4: jika terdapat kurang dari 3 bulan basah berurutan dan lebih dari 6 bulan kering

Hasil perhitungan bulan basah dan bulan kering juga dapat dianalisis dengan menggunakan segitiga iklim Oldeman berikut ini:

C. Alat/Bahan

Alat yang digunakan dalam praktikum ini adalah kalkulator dan alat tulis. Adapun bahan yang dianalisis adalah data curah hujan Kota Medan yang terdiri dari beberapa stasiun pengamatan.

D. Langkah Kerja

Analisis tipe iklim menurut Metode Mohr

1. Siapkan alat dan bahan yang akan dianalisis
2. Jumlahkan data hujan masing-masing bulan dalam kurun waktu 10 tahun
3. Hitung rata-rata curah hujan masing-masing bulan
4. Tentukan masing-masing bulan tersebut apakah termasuk bulan basah, bulan lembab, atau bulan kering dengan melihat curah hujan rata-rata 10 tahun
5. Tentukan kelas iklim menurut Mohr

Analisis tipe iklim menurut Metode Oldeman

1. Siapkan alat dan bahan yang akan dianalisis

2. Jumlahkan data hujan masing-masing bulan dalam kurun waktu 10 tahun
3. Hitung rata-rata curah hujan masing-masing bulan
4. Tentukan masing-masing bulan tersebut apakah termasuk bulan basah, bulan lembab, atau bulan kering dengan melihat curah hujan rata-rata 10 tahun
5. Perhatikan bulan basah yang berlangsung berurutan ada berapa
6. Tentukan kelas agroklimat pertama
7. Perhatikan jumlah bulan kering
8. Tentukan tipe iklim menurut Oldeman

1.3 PENMAN METHOD

For areas where measured data on temperature, humidity, wind and sunshine duration or radiation are available, an adaptation of the Penman method (1948) is suggested; compared to the other methods presented it is likely to provide the most satisfactory results.

The original Penman (1948) equation predicted evaporation losses from an open water surface (E_o). Experimentally determined crop coefficients ranging from 0.6 in winter months to 0.8 in summer months related E_o to grass evapotranspiration for the climate in England. The Penman equation consisted of two terms: the energy (radiation) term and the aerodynamic (wind and humidity) term. The relative importance of each term varies with climatic conditions. Under calm weather conditions the aerodynamic term is usually less important than the energy term. In such conditions the original Penman E_o equation using a crop coefficient of 0.8 has been shown to predict ETo closely, not only in cool, humid regions as in England but also in very hot, and semi-arid regions. It is under windy conditions and particularly in the more arid regions that the aerodynamic term becomes relatively more important and thus errors can result in predicting ETo when using 0.8 E_o .

A slightly modified Penman equation is suggested here to determine ETo , involving a revised wind function term. The method uses mean daily climatic data; since day and night time weather conditions considerably affect the level of evapotranspiration, an adjustment for this is included.

The procedures to calculate ETo may seem rather complicated. This is due to the fact that the formula contains components which need to be derived from measured related climatic data when no direct measurements of needed variables are available. For instance, for places where no direct measurements of net radiation are available, these can be obtained from measured solar radiation, sunshine duration or cloudiness observations, together with measured humidity and temperature. Computation techniques and tables are given here to facilitate the necessary calculations. A format for calculation is also given.

Recommended Relationships

The form of the equation used in this method is:

$$ETo = c \left[\underset{\substack{\text{radiation} \\ \text{term}}}{W \cdot R_n} + (1-W) \cdot \underset{\substack{\text{aerodynamic} \\ \text{term}}}{f(u) \cdot (e_a - e_d)} \right]$$

where: ETo = reference crop evapotranspiration in mm/day
 W = temperature-related weighting factor
 R_n = net radiation in equivalent evaporation in mm/day
 $f(u)$ = wind-related function
 $(e_a - e_d)$ = difference between the saturation vapour pressure at mean air temperature and the mean actual vapour pressure of the air, both in mbar
 c = adjustment factor to compensate for the effect of day and night weather conditions

Additional Considerations

Due to the interdependence of the variables composing the equation, the correct use of units in which variables need to be expressed is important. Use of the correct units is shown in the examples presented.

The suggested wind function applies to conditions found during summer, with moderate winds, RHmax of about 70 percent and day-night wind ratios of 1.5 to 2.0; no adjustment is required for these conditions. However, if 24-hour wind totals are used there will be an under-prediction of ETo by 15 to 30 percent in areas where daytime wind greatly exceeds night time wind, where RHmax approaches 100 percent, and where radiation is high. Conversely, for areas experiencing moderate to strong wind, where night time humidity (RHmax) is low, and where radiation is low, the equation will over-predict ETo; this over-prediction increases with decreasing ratios of Uday/Unight. Under these conditions an adjustment factor (c) should be applied.

Description of Variables and their Method of Calculation

(a) Vapour pressure (ea-ed)

Air humidity affects ETo. Humidity is expressed here as saturation vapour pressure deficit (ea-ed): the difference between the mean saturation water vapour pressure (ea) and the mean actual water vapour pressure (ed).

Air humidity data are reported as relative humidity (RHmax and RHmin in percentage), as psychrometric readings (T°C of dry and wet bulb) from either ventilated or non-ventilated wet and dry bulb thermometers, or as dewpoint temperature (Tdewpoint °C). Time of measurement is important but is often not given. Fortunately actual vapour pressure is a fairly constant element and even one measurement per day may suffice for the type of application envisaged. Depending on the available humidity data, case I, II or III will apply. Vapour pressure must be expressed in mbar; if ed is given in mm Hg, multiply by 1.33 to find mbar. Tables 5 and 6 are given to obtain values of ea and ed from available climatic data.

EXAMPLES: For all cases altitude is 0 m.

I Given:

Tmax 35°C; Tmin 22°C; RHmax 80%; RHmin 30%.

Calculation:

Tmean		= 28.5 °C
RHmean		= 55 %
ea at 28.5°C	Table 5	= 38.9 mbar
ed	= ea x RHmean/100	= 21.4 mbar
(ea-ed)		= <u>17.5 mbar</u>

II Given:

Tmax 35°C; Tmin 22°C; Tdrybulb 24°C; Twetbulb 20°C.^{1/}

Calculation:

Tmean		= 28.5 °C
ea at 28.5°C	Table 5	= 38.9 mbar
ed at Tdrybulb 24°C	Table 6a	
Twetbulb depr. 4°C	Table 6a	= 20.7 mbar
(ea-ed)		= <u>18.2 mbar</u>

^{1/} Conversion of readings to humidity data from dry and wet bulb thermometers changes when they are force-ventilated (Assmann type) or non-ventilated; Tables 6a and 6b to be used respectively.

III Given:
Tmax 35°C; Tmin 22°C; Tdewpoint 18°C.

Calculation:

Tmean		= 28.5 °C
ea at 28.5°C	Table 5	= 38.9 mbar
ed at Tdewpoint	Table 5	= 20.6 mbar
(ea-ed)		= <u>18.3 mbar</u>

In many regions RH during the night is near 100%. Here Tmin $\approx$ Twetbulb $\approx$ Tdewpoint and ed can then be determined from ea at Tmin. The more arid the climate, the less likely is Tdewpoint $\approx$ Tmin.

DO NOT USE:

IV Given:
Tmax 35°C; Tmin 22°C; RHmax 80%; RHmin 30%.

Calculation:

ea at Tmax	Table 6a	= 56.2 mbar
ed at Tmax	ea x RHmin	= 16.9 mbar
(ea-ed) at Tmax		= 39.3 mbar
ea at Tmin	Table 6a	= 26.4 mbar
ed at Tmin	ea x RHmin	= 21.1 mbar
(ea-ed) at Tmin		= 5.3 mbar
(ea-ed) mean		= 22.3 mbar

Not recommended because the wind function f(u) used here was derived using (ea-ed) as obtained in cases I, II and III and does not correspond to example in case IV. Much greater divergence may occur in mean (ea-ed) between the first cases and the fourth for situations other than evident here and serious errors could result if case IV is used (average of ea at Tmax and Tmin $\neq$ ea at Tmean).

(b) Wind function f(u)

The effect of wind on ETo has been studied for different climates (see Appendix II) resulting in a revised wind function^{2/} and defined in this publication as:

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

where U is 24-hr wind run in km/day at 2 m height. This expression is valid when (ea-ed) is expressed in mbar and is calculated according to the methods shown in cases I, II or III. Table 7 can be used for values of f(u) for wind run at 2 m height.

Where wind data are not collected at 2 m height, the appropriate corrections for wind measurements taken at different heights are given below:

Measurement height m	0.5	1.0	1.5	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0
Correction factor	1.35	1.15	1.06	1.00	0.93*	0.88	0.85	0.83

EXAMPLE:

Given:

Wind speed at 3 m height is 250 km/day.

Calculation:

U	above conversion	= 232 km/day
f(u)	Table 7	= <u>0.90</u>

(c) Weighting factor (1-W)

(1-W) is a weighting factor for the effect of wind and humidity on ETo.^{1/} Values of (1-W)

^{1/} $W = \Delta / (\Delta + \gamma)$ where Δ is the rate of change of the saturation vapour pressure with temperature and γ is the psychrometric constant.

^{2/} The similarity of the revised wind function with Penman's original function $f(u) = 0.26(1 + U/100)$ in which U is in miles/day is purely coincidental.

as related to temperature and altitude are given in Table 8. For temperature use $(T_{\max} + T_{\min})/2$.

EXAMPLE:

Given:

Altitude 95 m; $T_{\max}$ 35°C; $T_{\min}$ 22°C.

Calculation:

T_{mean} = 28.5 °C
 $(1-W)$ Table 8 = 0.23

(d) Weighting factor (W)

W is the weighting factor for the effect of radiation on ETo. Values of W as related to temperature and altitude are given in Table 9. For temperature use $(T_{\max} + T_{\min})/2$.

EXAMPLE:

Given:

Altitude 95 m; $T_{\max}$ 35°C; $T_{\min}$ 22°C.

Calculation:

T_{mean} = 28.5 °C
W Table 9 = 0.77

(e) Net radiation (Rn)

Net radiation (Rn) is the difference between all incoming and outgoing radiation. It can be measured, but such data are seldom available. Rn can be calculated from solar radiation or sunshine hours (or degree of cloud cover), temperature and humidity data.

In Figure 3 different portions of the radiation balance are shown. The amount of radiation received at the top of the atmosphere (R_a) is dependent on latitude and the time of the year only; values are given in Table 10. Part of R_a is absorbed and scattered when passing through the atmosphere. The remainder, including some that is scattered but reaches the earth's surface, is

identified as solar radiation (R_s). R_s is dependent on R_a and the transmission through the atmosphere, which is largely dependent on cloud cover. Part of R_s is reflected back directly by the soil and crop and is lost to the atmosphere. Reflection (α) depends on the nature of the surface cover and is approximately 5 to 7 percent for water and around 15 to 25 percent for most crops. This fraction varies with degree of crop cover and wetness of the exposed soil surface. That which remains is net shortwave solar radiation (R_{ns}).

Net radiation R_n = net solar radiation R_{ns} - net longwave radiation R_{nl}
 $= (1 - \alpha) R_s - R_{nl}$

Fig. 3 Illustration of the radiation balance

Additional loss at the earth's surface occurs since the earth radiates part of its absorbed energy back through the atmosphere as longwave radiation. This is normally greater than the downcoming long-wave atmospheric radiation. The difference between outgoing and incoming longwave radiation is called

net longwave radiation (R_{nl}). Since outgoing is greater than incoming, R_{nl} represents net energy loss.

Total net radiation (R_n) is equal to the difference between R_{ns} and R_{nl} , or $R_n = R_{ns} - R_{nl}$. Radiation can be expressed in different units; converted into heat it can be related to the energy required to evaporate water from an open surface and is given here as equivalent evaporation in mm/day. To calculate R_n the different steps involved are:

- (i) If measured solar radiation (R_s) is not available, select R_a value in mm/day from Table 10 for given month and latitude.
- (ii) To obtain solar radiation (R_s), correct R_a value for ratio of actual (n) to maximum possible (N) sunshine hours; $R_s = (0.25 + 0.50 n/N)R_a$.^{1/} Values for N for a given month and latitude are given in Table 11. Both n and N are expressed in hours as mean daily values for the period considered.

When only visual cloud observations are available, they can be used to calculate R_s . Several daily visual observations of cloudiness over a sufficiently long period are needed. Cloudiness is expressed in oktas (0 to 8) and sometimes in tenths (0 to 10) which must first be converted into equivalent values of n/N . The following table can be used as a rough guide: ^{2/}

Cloudiness oktas	0	1	2	3	4	5	6	7	8		
n/N ratio	.95	.85	.75	.65	.55	.45	.3	.15	-		
Cloudiness tenths	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
n/N ratio	.95	.85	.8	.75	.65	.55	.5	.4	.3	.15	-

- (iii) To obtain net shortwave radiation (R_{ns}), the solar radiation (R_s) must be corrected for reflectiveness of the crop surface, or $R_{ns} = (1 - \alpha)R_s$. For most crops $\alpha = 0.25$. To simplify steps (ii) and (iii), Table 12 can be used to calculate R_{ns} from the ratio n/N and $\alpha = 0.25$.
- (iv) Net longwave radiation (R_{nl}) can be determined from available temperature (T), vapour pressure (e_d) and ratio n/N data. Values for the function $f(T)$, $f(e_d)$ and $f(n/N)$ are given in Tables 13, 14 and 15 respectively.
- (v) To obtain total net radiation (R_n), the algebraic sum of net shortwave radiation (R_{ns}) and net longwave radiation (R_{nl}) is calculated. R_{nl} always constitutes a net loss so $R_n = R_{ns} - R_{nl}$.

EXAMPLE:

Given:

Cairo; latitude $30^\circ N$; altitude 95 m; July. $T_{mean} 28.5^\circ C$; $RH_{mean} 55\%$; sunshine n mean 11.5 hr/day

Calculation:

R_a	Table 10			= 16.8 mm/day
$R_s (0.25 + 0.50 n/N)R_a$	Table 11	$n = 11.5$ hr $N = 13.9$ hr $n/N = 0.83$		= 11.2 mm/day
$R_{ns} (1 - \alpha)R_s$	Table 12			= 8.4 mm/day
$R_{nl} f(T).f(e_d).f(n/N)$	Table 13	$f(T) = 16.4$		
	Table 14	$f(e_d) = 0.13$		
	Table 15	$f(n/N) = 0.85$		= 1.8 mm/day
$R_n = R_{ns} - R_{nl}$				= <u>6.6 mm/day</u>

^{1/} For practical purposes 0.25 and 0.50 can be used. For some regions local values have been determined and are listed in Appendix VI.

^{2/} Variations in conversion factors from location to location have been noted when using cloudiness data to obtain the ratio n/N . Where available locally derived conversion factors should be used. Sometimes sky observations are made which are expressed in only four classes; here conversion is approximately: clear day = 1 okta; partial cloud = 3 oktas; cloud = 6 oktas; overcast = 8 oktas.

^{3/} From vapour pressure calculation under (a) case I, II or III.

(f) Adjustment factor (c)

The Penman equation given assumes the most common conditions where radiation is medium to high, maximum relative humidity is medium to high and moderate daytime wind about double the night time wind. However, these conditions are not always met. For instance, coastal areas with pronounced sea breezes and calm nights generally have day/night wind ratios of 3 to 5; parts of the Middle East have dry winds during the day and calm wind conditions during the night with maximum relative humidity approaching 100 percent. For such conditions correction to the Penman equation is required. Table 16 presents the values of c for different conditions of RHmax, Rs, Uday and Uday/Unight. Examples (Near East):

RHmax 90%; Rs 12 mm/day; Uday 3 m/sec; Uday/Unight 3: c = 1.28 (Table 16)

RHmax 60%; Rs 6 mm/day; Uday 3 m/sec; Uday/Unight 2: c = 0.91 (Table 16)

The information for using Table 16 may be difficult to obtain from available climatic records but it can usually be derived for the different seasons from published weather descriptions or from local sources. The conditions involving very low c values may seldom occur and may persist only for a few days in most climates. Table 16 does reveal a rather common need for c values smaller than 1.0 for low radiation, non-summer conditions (similar factors no doubt caused the use of winter crop coefficients of 0.6 as compared to 0.8 for mid-summer in the original 1948 Penman method).

EXAMPLE:

Given:

Cairo; July. Rs 11.2 mm/day; RHmax 80%; Uday 3.2 m/sec; Unight 2.1 m/sec; Uday/Unight 1.5.

Calculation:

c value Table 16 = 1.06 (by interpolation)

Sample Calculations

Reference crop evapotranspiration (ETo) can be calculated using:

$$ETo = c [W.Rn + (1-W).f(u).(ea-ed)]$$

EXAMPLE:

Given:

Cairo; July. W = 0.77; Rn = 6.6; (1-W) = 0.23; f(u) = 0.90; (ea-ed) = 17.5; c = 1.01.

Calculation:

ETo = 1.01 (0.77 x 6.6 + 0.23 x 0.90 x 17.5) = 8.8 mm/day

Using mean daily data for each month calculation of ETo in mm/day for each month:

Cairo; latitude 30°N; altitude 95 m

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
T mean °C	14	15	17.5	21	25.5	27.5	28.5	28.5	26	24	20	15.5
RHmean	65	65	63	50	45	50	55	57	60	62	68	68
n hours	7.4	8.0	8.9	9.7	10.8	11.4	11.5	11.1	10.4	9.6	8.6	7.5
U km/day	173	181	207	207	232	251	232	181	164	190	164	155
Rs mm/day	4.9	6.2	8.5	9.8	10.8	11.3	11.3	10.2	9.1	7.1	5.4	4.5
RHmax % (est)	95	95	95	70	65	70	75	80	80	90	95	95
Uday m/sec (est)	2.5	2.5	3.0	3.0	3.3	3.5	3.3	2.5	2.3	2.5	2.3	2.3 ^{1/}
c	0.9	0.95	1.02	1.0	1.0	1.0	1.01	1.01	1.01	0.95	0.93	0.93
ETo mm/day	2.7	3.8	5.0	7.0	8.9	9.4	8.8	7.6	6.1	4.8	3.2	2.3
mm/month	84	106	154	210	276	282	273	236	183	149	96	71

^{1/} Based on general climatic descriptions for Cairo; day/night wind ratio is some 1.5 produced by calm morning and mid-day conditions, with breezes in late afternoon; an exception would be the April and May 'Khamsin' winds which blow day and night but somewhat stronger during daytime.

KABUPATEN ASAHAN

1:425,000

99°30'0"E

KABUPATEN BATUBARA

1:250,000

99°30'0"E

99°30'0"E

KABUPATEN BATUBARA

1:250,000

99°30'0"E

KOTA BINJAI

1:70,000

LANGKAT

BINJAI

DELI SERDANG

98°30'0"E

98°45'0"E

99°0'0"E

DELI SERDANG

1:375,000

LANGKAT

MEDAN

DELI SERDANG

SERDANG BEDAGAI

SIMALUNGUN

KARO

Cempa
AAWS Hinai Langkat

Tamaran Li

Secanggang

Stasiun Meteorologi Maritim Belawan

Stasiun Meteorologi Maritim Belawan

Kwala Bingei

Kwala Madu

Tandem

Pardamean

Tandem Hilir

Bulu Cina

Kwala Begumit

Binjai Utara

Tanjung Petai Damai/Payaroba

Binjai Barat

Semayang Empl

Timbang Langkat

Binjai Kota

Sei Semayang

Brahrang/Selesta

Padang Brahrang

Binjai Selatan

Padang Cermin

Kuala Pekan

Sei Bingei/Purwa

Binangun

Stasiun Geofisika Tuntungan

Blangkahan

Stage of Tuntungan

Pancur Batu

Tanjung Selamat Balai Besar Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika Wilayah I

Medan Krio

Klumpang

Asan/Kumbang

Asan/Kumbang

Birubiru

Batu Rata

Sei Karang

Karet Sei Putih

Sei Putih

Sarang Ginting

Dolok Masihul

Kotarih 1

Bandar Negeri

Kotarih 2

Galang Kehutanan

Silau Dunia

Gunung Monako

Sinder Rayasambosar

Simarjarunjung

Gunung Meriah

Soranpodang

Bunuraya

Sukanalu

Barusjahe

Kabanjahe

Kuta Gadung 1

Berastagi

Sibolangit

Stm Hulu

99°0'0"E

98°45'0"E

98°30'0"E

3°15'0"N

3°30'0"N

3°45'0"N

3°45'0"N

3°30'0"N

3°15'0"N

98°30'0"E

98°45'0"E

99°0'0"E

DELI SERDANG

1:375,000

LANGKAT

BINJAI

MEDAN

SERDANG BEDAGAI

DELI SERDANG

KARO

SIMALUNGUN

3°45'0"N

3°45'0"N

3°30'0"N

3°30'0"N

3°15'0"N

3°15'0"N

98°30'0"E

98°45'0"E

99°0'0"E

99°45'0"E

100°0'0"E

100°15'0"E

LABUHANBATU SELATAN

1:450,000

0 5 10 20 KM

2°15'0"N

2°15'0"N

2°0'0"N

2°0'0"N

1°45'0"N

1°45'0"N

1°30'0"N

1°30'0"N

99°45'0"E

100°0'0"E

100°15'0"E

LABUHAN BATU UTARA

LABUHAN BATU

LABUHAN BATU SELATAN

PADANG LAWAS UTARA

PADANG LAWAS

Aek Pamingke

Aek Hite Toras

Negeri Lama

Lobu Rampah

Sennah
Bilah Hilir

Berangir
Pernantian

Merbau Selatan

Rantau Parapat Afd. I

Rantau Parapat

Pangkatan

Ujung Bandar

Aek Nabara Utara

Aek Nabara Selatan

Bilah Hulu

Parlabian

Sisumut

Sei Rumbia

Kota Pinang

Aek Torop

Kbn. Beruhur

Sei Kihara

Batang Gogar

Lg Payung

Banuanasikop

Torgamba

Bukit Tujuh

Kebun Sei Daun

Sei Meranti

99°45'0"E

100°0'0"E

100°15'0"E

LABUHANBATU SELATAN

1:450,000

0 5 10 20 KM

2°15'0"N

2°15'0"N

2°0'0"N

2°0'0"N

1°45'0"N

1°45'0"N

1°30'0"N

1°30'0"N

LABUHAN BATU UTARA

LABUHAN BATU

LABUHAN BATU SELATAN

PADANG LAWAS UTARA

PADANG LAWAS

99°45'0"E

100°0'0"E

100°15'0"E

1:450,000

LABUHANBATU UTARA

98°0'0"E

98°15'0"E

98°30'0"E

LANGKAT

1:500,000

4°15'0"N

4°15'0"N

4°0'0"N

4°0'0"N

3°45'0"N

3°45'0"N

3°30'0"N

3°30'0"N

3°15'0"N

3°15'0"N

LANGKAT

MEDAN

BINJAI

DELI SERDANG

KARO

Mardinding

Buluh Pancur

Kutabuluh

Siabangabang

Kuta Gadung 1

Berastagi

Sibolangit

98°15'0"E

98°30'0"E

98°0'0"E

1:500,000

LANGKAT

1:750,000

MANDAILING NATAL

98°35'0"E

98°40'0"E

98°45'0"E

LANGKAT

DELI SERDANG

KOTA MEDAN

1:130,000

Stasiun Meteorologi Maritim Belayan

Stamar Beldwan

0 1.5 3 6 KM

3°45'0"N

3°45'0"N

3°40'0"N

3°40'0"N

3°35'0"N

3°35'0"N

3°30'0"N

3°30'0"N

Klambir Lima

Helvetia

Saentis

Bpp Batang Kuis

Staklim Sampali

AWS Staklim Sampali

Kbn. Batang Kuis

Sampali

Sampali Emplasmen

Bandar Klippa

Klumpang

Asam Kumbang

Medan Krio

Tanjung Selamat

Balai Besar Meteorologi, Klimatologi, dan Geofisika Wilayah I

Pancur Batu

Stasiun Geofisika Tuntungan

98°35'0"E

98°40'0"E

98°45'0"E

98°35'0"E

98°40'0"E

98°45'0"E

LANGKAT

DELI SERDANG

KOTA MEDAN

1:130,000

0 1.5 3 6 KM

3°45'0"N

3°45'0"N

3°40'0"N

3°40'0"N

3°35'0"N

3°35'0"N

3°30'0"N

3°30'0"N

98°35'0"E

98°40'0"E

98°45'0"E

KABUPATEN SIMALUNGUN

Tapanuli Selatan & Padangsidempuan

KABUPATEN TAPANULI UTARA

1:500,000 10 5 0 10 KM

KABUPATEN TAPANULI UTARA

99°7'30"E

99°10'0"E

TEBING TINGGI

1:60,000

0 1 2 4 KM

Rambutan
Rantau Laban

+
SERDANG BEDAGAI

Berphol

TEBING TINGGI

Kampung Baru

Tanah Bersih

Pabatu Empls

99°7'30"E

99°10'0"E

3°22'30"N

3°22'30"N

3°20'0"N

3°20'0"N

3°17'30"N

3°17'30"N

99°7'30"E

99°10'0"E

TEBING TINGGI

1:60,000

0 1 2 4 KM

3°22'30"N

3°22'30"N

3°20'0"N

3°20'0"N

3°17'30"N

3°17'30"N

99°7'30"E

99°10'0"E

SERDANG BEDAGAI

TEBING TINGGI

KABUPATEN TOBA SAMOSIR

1:350,000

KABUPATEN TOBA SAMOSIR