

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Daerah Aliran Sungai

Daerah Aliran Sungai (DAS) adalah suatu wilayah daratan yang merupakan satu kesatuan dengan sungai dan anak-anak sungainya, yang berfungsi menampung, menyimpan dan mengalirkan air yang berasal dari curah hujan ke danau atau ke laut secara alami, yang batas di darat merupakan pemisah topografis dan batas di laut sampai dengan daerah perairan yang masih terpengaruh aktivitas daratan. (PP No 37 tentang Pengelolaan DAS, Pasal 1).

Air pada DAS merupakan aliran air yang mengalami siklus hidrologi secara alamiah. Selama berlangsungnya daur hidrologi, yaitu perjalanan air dari permukaan laut ke atmosfer kemudian ke permukaan tanah dan kembali lagi ke laut yang tidak pernah berhenti tersebut, air tersebut akan tertahan (sementara) di sungai, danau/waduk, dan dalam tanah sehingga akan dimanfaatkan oleh manusia atau makhluk hidup.

Air hujan yang dapat mencapai permukaan tanah, sebagian akan masuk (terserap) ke dalam tanah (infiltrasi), sedangkan air yang tidak terserap ke dalam tanah akan tertampung sementara dalam cekungan-cekungan permukaan tanah (*surface detention*) untuk kemudian mengalir di atas permukaan tanah ke tempat yang lebih rendah (*run off*), untuk selanjutnya masuk ke sungai. Air infiltrasi akan tertahan di dalam tanah oleh gaya kapiler yang selanjutnya akan membentuk kelembaban tanah. Apabila tingkat kelembaban air tanah telah cukup jenuh maka air hujan yang baru masuk ke dalam tanah akan bergerak secara lateral (horizontal) untuk selanjutnya pada tempat tertentu akan keluar lagi ke permukaan tanah (*subsurface flow*) yang kemudian akan mengalir ke sungai. DAS terdapat 3 bagian, yaitu hulu, tengah, dan hilir. Pembagian Daerah Aliran Sungai berdasarkan fungsi Hulu, Tengah dan Hilir yaitu:

1. Bagian hulu, didasarkan pada fungsi konservasi yang dikelola untuk mempertahankan kondisi lingkungan DAS agar tidak terdegradasi, yang antara lain dapat diindikasikan dari kondisi tutupan vegetasi lahan DAS, kualitas air, kemampuan menyimpan air (debit), dan curah hujan.
2. Bagian tengah, didasarkan pada fungsi pemanfaatan air sungai yang dikelola untuk dapat memberikan manfaat bagi kepentingan sosial dan ekonomi, yang antara lain

2.3 Analisa Data Hujan

2.3.1 Curah Hujan

Curah hujan adalah jumlah air yang jatuh di permukaan tanah datar selama periode tertentu yang diukur dengan satuan tinggi (mm) di atas permukaan horizontal bila tidak terjadi evaporasi, *runoff* dan infiltrasi. Jadi, jumlah curah hujan yang diukur, sebenarnya adalah tebalnya atau tingginya permukaan air hujan yang menutupi suatu daerah luasan di permukaan bumi/tanah. Satuan curah hujan yang umumnya dipakai oleh BMKG adalah milimeter (mm). Curah hujan 1 (satu) milimeter, artinya dalam luasan satu meter persegi pada tempat yang datar tertampung air setinggi 1 (satu) milimeter atau tertampung air sebanyak 1 (satu) liter atau 1000 ml.

Sifat hujan merupakan perbandingan antara jumlah curah hujan selama rentan waktu yang di tetapkan (satu periode musim hujan atau satu periode musim kemarau) dengan jumlah curah hujan normalnya. Sifat hujan dibagi menjadi 3 kategori, yaitu:

- a. Di atas normal (AN) : jika nilai curah hujan lebih dari 115% terhadap rata-ratanya.
- b. Normal (N) : jika nilai curah hujan antara 85% - 115% terhadap rata-ratanya.
- c. Di bawah Normal (BN) : jika nilai curah hujan kurang dari 85% terhadap rata-ratanya.

Dalam pembahasan data hujan ada lima buah unsur yang harus ditinjau (Soemarto, 1999:23), yaitu:

1. Intensitas i , adalah laju hujan yaitu, tinggi hujan persatuan waktu, misalnya: mm/menit, mm/jam, mm/hari.
2. Lama waktu (*duration*) t , adalah jumlah atau banyaknya hujan yang dinyatakan dalam ketebalan air diatas permukaan datar, dalam mm.
3. Tinggi hujan d , adalah julah atau banyaknya hujan yang dinyatakan dalam ketebalan air di atas permukaan datar, dalam mm.
4. Frekuensi adalah frekuensi kejadian, biasanya dinyatakan dengan waktu luang (*return period*) T .
5. Luas adalah luas geografi daerah sebaran hujan.

Hubungan antara intensitas, durasi dan tinggi hujan dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut:

$$d = \int_0^t i dt = \sum_0^t i \Delta t \quad (2-1)$$

sedangkan intensitas rata-rata i dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$i = \frac{d}{t} \quad (2-2)$$

2.3.2 Curah Hujan Maksimum Daerah Metode Thiessen

Thiessen Polygon juga dikenal sebagai *Voronoi* jaringan dan *Delaunay triangulations* poligon *Thiessen* secara independen ditemukan di beberapa bidang studi, termasuk klimatologi dan geografi. Mereka diberi nama setelah klimatologist yang digunakan mereka untuk melakukan transformasi dari titik stasiun iklim DAS.

Poligon *Thiessen* didasarkan atas cara rata-rata timbang (*weighted average*) masing-masing penakar mempunyai daerah pengaruh yang dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antara dua pos penakar. (Soemarto, 1987:32)

Poligon *Thiessen* dapat digunakan untuk menggambarkan daerah pengaruh sebuah titik dalam satu set poin. Jika Anda mengambil satu set poin dan menghubungkan setiap titik ke tetangga terdekat, Anda memiliki apa yang disebut jaringan tidak teratur Triangulasi (TIN). Cara ini selain memperhatikan tebal hujan dan jumlah stasiun, juga memperkirakan luas wilayah yang diwakili oleh masing-masing stasiun untuk digunakan sebagai salah satu faktor dalam menghitung hujan rata-rata daerah yang bersangkutan. Daerah yang terkandung dalam setiap poligon adalah lebih dekat ke titik poligon yang didasarkan daripada titik lain di dataset.

Besarnya koefisien *Thiessen* dapat dihitung dengan rumus sebagai berikut (Soemarto, 1987:32):

$$C = \frac{A_i}{A_{total}} \quad (2-3)$$

Dimana :

C = koefisien Thiessen

A_i = luas Daerah Pengaruh dari Stasiun Pengamatan

A_{total} = luas Total dari DAS (km²)

Menurut Hadisusanto (2010: 19), Perhitungan hujan rata-rata metode Thiessen dapat dilakukan dengan cara sebagai berikut:

- Menghubungkan masing - masing stasiun hujan dengan garis poligon.
- Membuat garis berat antara 2 stasiun hujan hingga bertemu dengan garis berat lainnya pada suatu titik dalam poligon.
- Luas area yang mewakili masing - masing stasiun hujan dibatasi oleh garis berat pada poligon.
- Luas sub-area masing - masing stasiun hujan dipakai sebagai faktor pemberat dalam menghitung hujan rata -rata.

e. Hujan rata-rata DAS dapat dihitung dengan rumus:

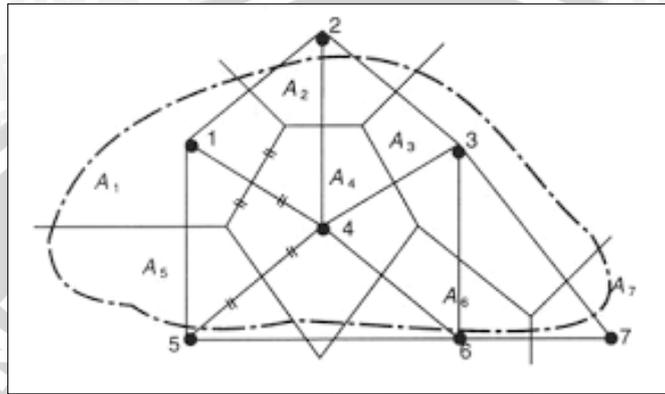
$$\bar{R} = \frac{A_1R_1 + A_2R_2 + \dots + A_nR_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2-4)$$

dengan :

\bar{R} = curah hujan rata-rata daerah (mm)

A_1, A_2, A_n = luas daerah yang diwakili tiap titik pengamatan (m^2)

R_1, R_2, R_n = Curah Hujan di titik pengamatan I (mm)



Gambar 2.2 Metode poligon Thiessen

Sumber: Soemarto (1987:32)

Untuk mendapatkan curah hujan maksimum daerah pada suatu daerah aliran adalah sebagai berikut:

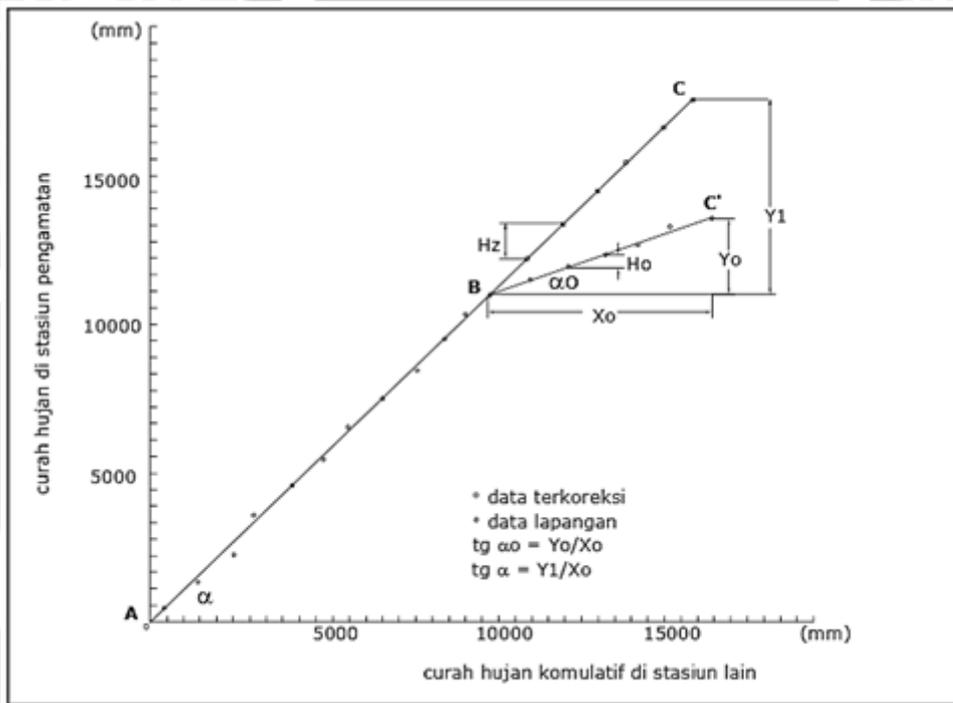
- Menjumlahkan curah hujan yang didapat dari metode poligon thiessen pada hari yang sama untuk semua stasiun pengamatan
- Dari hasil penjumlahan curah hujan maksimum daerah tahunan tersebut dipilih yang tertinggi untuk setiap tahunnya.

2.3.3 Uji Konsistensi Hujan Metode Lengkung Massa Ganda

Data hujan yang diambil dari berbagai stasiun hujan diuji untuk mengetahui apakah data tersebut konsisten atau tidak. Uji konsistensi merupakan uji kebenaran data lapangan yang menggambarkan keadaan sebenarnya. Data yang tidak konsisten dapat disebabkan oleh berbagai faktor antara lain:

- Perubahan mendadak pada sistem lingkungan hidrologis, antara lain adanya pembangunan gedung-gedung baru, tumbuhnya pohon-pohon, gempa bumi, gunung meletus dan lain-lain.
- Pemindahan alat pengukur hujan.
- Perubahan cara pengukuran, misalnya berhubungan dengan adanya alat baru atau metode baru.

Uji konsistensi dapat dilakukan dengan menggunakan kurva massa ganda (*double mass curve*). Dengan metode ini dapat dilakukan dengan koreksi untuk data hujan yang tidak konsisten. Langkah yang dilakukan adalah membandingkan harga akumulasi curah hujan tahunan pada stasiun yang diuji dengan akumulasi curah hujan tahunan rerata dari suatu jaringan dasar stasiun hujan yang berkesesuaian, kemudian diplotkan pada kurva. Jaringan ini dipilih dari stasiun-stasiun hujan yang berdekatan dengan stasiun yang diuji dan memiliki kondisi meteorologi yang sama dengan stasiun yang diuji (Subarkah, 1980: 28).



Gambar 2.3 Lengkung massa ganda

Sumber: Soemarto (1987:39)

Dari gambar diatas akan diperoleh garis ABC bila tidak ada perubahan terhadap lingkungan. Tetapi bila pada tahun tertentu terjadi perubahan lingkungan maka didapat garis patah ABC'. Apabila terjadi penyimpangan (ABC') maka dikoreksi dengan rumus (Nemec, 1973:179).

$$Tg\alpha = \frac{y}{x} = \frac{H_z}{x_0} \tag{2-5}$$

$$Tg\alpha_0 = \frac{y_0}{x_0} = \frac{H_0}{x_0} \tag{2-6}$$

$$H_z = \frac{Tg\alpha}{Tg\alpha_0} \cdot H_0 \tag{2-7}$$

dimana:

H_z = data curah hujan yang telah di koreksi (mm)

H_0 = data curah hujan tahunan hasil pengamatan (mm)

$Tg \alpha$ = kemiringan setelah dikoreksi

$Tg \alpha 0$ = kemiringan awal

α = sudut yang dibentuk oleh garis data hujan yang membelok dengan garis sejajar absis. Absis merupakan jumlah rata stasiun yang ada.

2.3.4 Uji Stasioner Data

Menurut Soewarno (1995:95) Uji stasioner dilakukan untuk menguji kestabilan nilai varian dan rata-rata dari deret berkala. Pengujian nilai varian dari deret berkala dapat dilakukan dengan uji F. Apabila hasil pengujian menunjukkan hipotesis nol ditolak, berarti nilai varian data tersebut tidak stabil atau tidak homogen. Deret berkala yang tidak homogen berarti deret berkala tersebut tidak stasioner dan tidak perlu dilakukan pengujian lanjutan. Namun apabila nilai varian tersebut stasioner, maka pengujian selanjutnya adalah menguji kestabilan nilai rata-ratanya dengan Uji T. Dengan memperhatikan hasil Uji F dan Uji T maka suatu data dapat digolongkan dalam keadaan stasioner.

1. Uji F (Fisher Test)

Prinsip Uji hipotesis ini adalah membandingkan variasi gabungan antara kelompok sampel dengan varian kombinasi seluruh kelompok.

$$F_{hitung} = \frac{S_1^2}{S_2^2}, (S_1^2 > S_2^2) \quad (2-8)$$

$$F_{hitung} = \frac{S_2^2}{S_1^2}, (S_2^2 < S_1^2) \quad (2-9)$$

Ada dua F score dihitung dengan rumus-rumus berikut:

$$F_1 = \frac{(n-1) \sum_{i=1}^k n(\bar{X}_i - \bar{X})^2}{\sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^n (x_{ij} - \bar{X}_i - \bar{X}_j + \bar{X})^2} \quad (2-10)$$

$$F_2 = \frac{(k-1) \sum_{j=1}^k n(\bar{X}_j - \bar{X})^2}{\sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^n (x_{ij} - \bar{X}_i - \bar{X}_j + \bar{X})^2} \quad (2-11)$$

dimana:

X_i = harga rata-rata untuk bulan i

X_j = harga rata-rata untuk bulan j

X = harga rata-rata untuk keseluruhan

X_{ij} = pengamatan untuk bulan j pada tahun i

n = banyak pengamatan perbulan (tahun)

k = banyak bulan

2. Uji T

Menurut Soewarno (1995:7), Uji T umumnya digunakan untuk menguji sampel ukuran kecil: menguji nilai rata-rata dua kelompok sampel, menguji nilai rata-rata terhadap

rata-rata populasi, menguji data yang berpasangan, menguji koefisien korelasi. Apabila jumlah sampel kecil ($N < 3$), maka pengujian rata-ratanya dapat menggunakan distribusi-t. Pengujian distribusi-t juga merupakan uji-parametrik seperti distribusi normal. Pengujian distribusi-t dapat dilakukan dengan persamaan berikut:

$$t = \frac{[\bar{x}_1 - \bar{x}_2]}{\sigma \sqrt{\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}}} \tag{2-12}$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{(N_1 - 1)S_1^2 + (N_2 - 1)S_2^2}{N_1 + N_2 - 2}} \tag{2-13}$$

dengan:

x_1 = rerata dari sampel x_1

x_2 = rerata dari sampel x_2

s_1 = simpangan baku dari sampel x_1

s_2 = simpangan baku dari 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 berasal dari populasi yang sama

H_1 = sampel x_1 dan x_2 tidak berasal dari populasi yang sama

Harga t tabel dicari pada tabel *distribution student's* untuk derajat bebas $V = N_1 + N_2 - 2$ dan $\alpha =$ (level of Signature) misal 5%. Apabila t score $< t$ tabel maka H_0 diterima. Jika tidak, sebaliknya maka H_0 ditolak.

Tabel 2.1 Nilai kritis t_c untuk distribusi-T uji dua sisi

| dk | Derajat Kepercayaan α | | | | |
|----|------------------------------|-------|--------|--------|--------|
| | 0,1 | 0,05 | 0,025 | 0,01 | 0,005 |
| 1 | 3,078 | 6,314 | 12,706 | 31,821 | 63,657 |
| 2 | 1,886 | 2,92 | 4,303 | 6,965 | 9,925 |
| 3 | 1,638 | 2,353 | 3,182 | 4,541 | 5,481 |
| 4 | 1,533 | 2,132 | 2,776 | 3,747 | 4,604 |
| 5 | 1,476 | 2,015 | 2,571 | 3,365 | 4,032 |
| 6 | 1,44 | 1,943 | 2,447 | 3,143 | 3,707 |
| 7 | 1,415 | 1,895 | 2,365 | 2,998 | 3,499 |
| 8 | 1,397 | 1,86 | 2,306 | 2,896 | 3,355 |
| 9 | 1,383 | 1,833 | 2,262 | 2,821 | 3,25 |
| 10 | 1,372 | 1,812 | 2,228 | 2,764 | 3,169 |
| 11 | 1,363 | 1,796 | 2,201 | 2,718 | 3,106 |

| dk | Derajat Kepercayaan ta | | | | |
|----|------------------------|-------|-------|-------|-------|
| | 0,1 | 0,05 | 0,025 | 0,01 | 0,005 |
| 12 | 1,356 | 1,782 | 2,179 | 2,681 | 3,055 |
| 13 | 1,35 | 1,771 | 2,16 | 2,65 | 3,012 |
| 14 | 1,345 | 1,761 | 2,145 | 2,624 | 2,977 |
| 15 | 1,341 | 1,753 | 2,131 | 2,602 | 2,947 |
| 16 | 1,337 | 1,746 | 2,12 | 2,583 | 2,921 |
| 17 | 1,333 | 1,74 | 2,11 | 2,567 | 2,898 |
| 18 | 1,33 | 1,734 | 2,101 | 2,552 | 2,878 |
| 19 | 1,328 | 1,729 | 2,093 | 2,539 | 2,861 |
| 20 | 1,325 | 1,725 | 2,086 | 2,528 | 2,845 |
| 21 | 1,323 | 1,721 | 2,08 | 2,518 | 2,831 |
| 22 | 1,321 | 1,717 | 2,074 | 2,508 | 2,819 |
| 23 | 1,319 | 1,714 | 2,069 | 2,5 | 2,807 |
| 24 | 1,318 | 1,711 | 2,064 | 2,492 | 2,797 |
| 25 | 1,316 | 1,708 | 2,06 | 2,485 | 2,787 |
| 26 | 1,315 | 1,706 | 2,056 | 2,479 | 2,779 |
| 27 | 1,314 | 1,703 | 2,052 | 2,473 | 2,771 |
| 28 | 1,313 | 1,701 | 2,048 | 2,467 | 2,763 |
| 29 | 1,311 | 1,699 | 2,045 | 2,462 | 2,756 |
| 30 | 1,282 | 1,645 | 1,96 | 2,326 | 2,576 |

Sumber: Soewarno (1995:77)

2.4 Kekeringan

Kekeringan merupakan salah satu jenis bencana alam yang terjadi secara perlahan (*slow-onset disaster*), berlangsung lama sampai musim hujan tiba, berdampak sangat luas, dan bersifat lintas sektor (ekonomi, sosial, kesehatan, pendidikan, dan lain-lain). Kekeringan merupakan fenomena alam yang tidak dapat dielakkan dan merupakan variasi normal dari cuaca yang perlu dipahami. Variasi alam dapat terjadi dalam hitungan hari, minggu, bulan, tahun, bahkan abad. Dengan melakukan penelusuran data cuaca dalam waktu yang panjang, akan dapat dijumpai variasi cuaca yang beragam, misalnya: bulan basah-bulan kering, tahun basah-tahun kering, dan dekade basah-dekade kering.

Bencana kekeringan dapat disebabkan oleh curah hujan yang jauh di bawah normal pada areal yang airnya telah dimanfaatkan secara maksimal atau pada musim kemarau panjang. Faktor penyebab kekeringan adalah:

- 1) Adanya penyimpangan iklim;

Penyimpangan iklim, menyebabkan produksi uap air dan awan di sebagian Indonesia bervariasi dari kondisi sangat tinggi ke rendah atau sebaliknya. Ini semua menyebabkan penyimpangan iklim terhadap kondisi normalnya. Jumlah uap air dan awan yang rendah akan berpengaruh terhadap curah hujan, apabila curah hujan dan intensitas hujan rendah akan menyebabkan kekeringan.

2) Adanya gangguan keseimbangan hidrologis;

Gangguan keseimbangan hidrologis, kekeringan juga dipengaruhi oleh adanya gangguan hidrologis seperti, terjadinya degradasi Daerah Aliran Sungai (DAS) terutama bagian hulu mengalami alih fungsi lahan dari bervegetasi menjadi non vegetasi yang menyebabkan terganggunya sistem peresapan air tanah, kerusakan hidrologis daerah tangkapan air bagian hulu menyebabkan waduk dan saluran irigasi terisi sedimen, sehingga kapasitas tampung air menurun tajam, rendahnya cadangan air waduk yang disimpan pada musim penghujan akibat pendangkalan menyebabkan cadangan air musim kemarau sangat rendah sehingga memicu terjadinya kekeringan.

3) Kekeringan agronomis.

Kekeringan agronomis, terjadi sebagai akibat kebiasaan petani memaksakan menanam padi pada musim kemarau dengan ketersediaan air yang tidak mencukupi.

Bappenas juga mengklasifikasikan kekeringan menjadi beberapa kriteria sebagai berikut:

1. Kekeringan Meteorologis, berkaitan dengan tingkat curah hujan di bawah normal dalam satu musim.
2. Kekeringan Hidrologis, berkaitan dengan kekurangan pasokan air permukaan dan air tanah.
3. Kekeringan Pertanian, berhubungan dengan kekurangan kandungan air di dalam tanah sehingga tidak mampu memenuhi kebutuhan tanaman tertentu pada periode waktu tertentu pada wilayah yang luas.
4. Kekeringan Sosial Ekonomi, berkaitan dengan kondisi dimana pasokan komoditi ekonomi kurang dari kebutuhan normal akibat kekeringan meteorologi, hidrologi, dan pertanian.
5. Kekeringan Hidrotopografi, berkaitan dengan perubahan tinggi muka air sungai antara musim hujan dan musim kemarau dari topografi lahan.

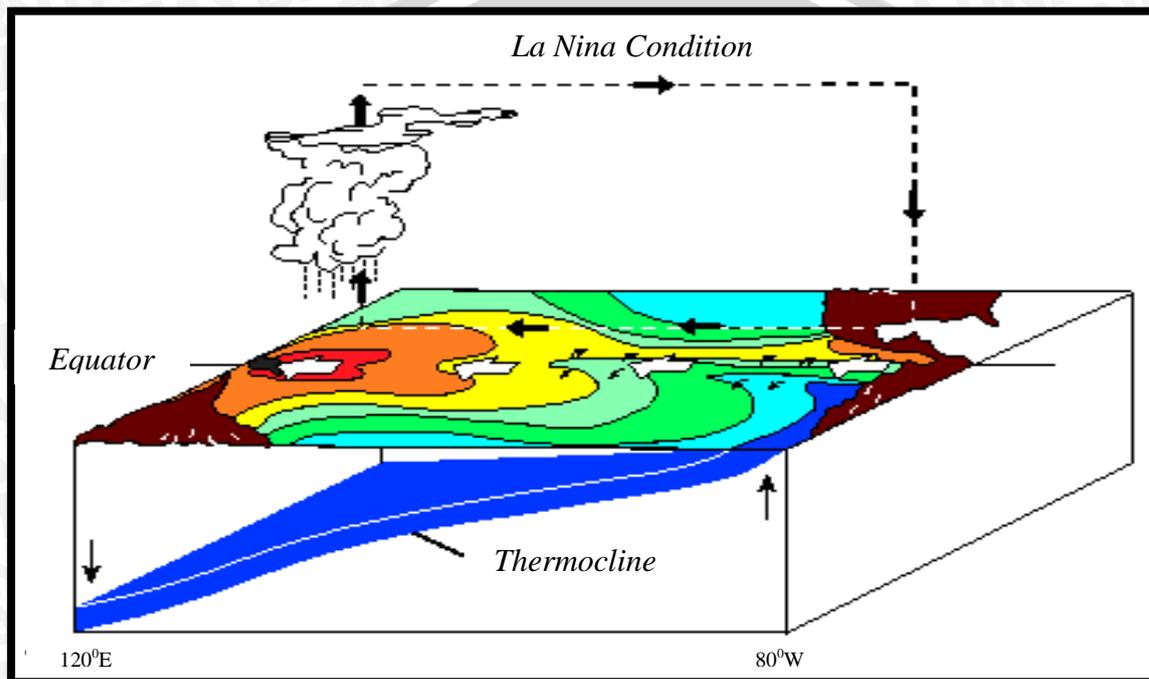
2.5 ENSO (*El-Nino Southern Oscillation*)

ENSO (El-Nino Southern Oscillation) dibagi menjadi dua yaitu *ENSO* hangat (*El-Nino*) dan *ENSO* dingin (*La-Nina*). Kondisi tanpa kejadian *ENSO* biasanya disebut sebagai kondisi normal. Refrensi penggunaan kata hangat dan dingin adalah berdasarkan

nilai anomali suhu permukaan laut (SPL) di daerah *NINO* di samudera pasifik dekat ekuator bagian tengah dan timur.

1. *La Nina*

La Nina adalah gejala gangguan iklim yang diakibatkan suhu permukaan laut Samudera Pasifik dibandingkan dengan daerah sekitarnya. Akibat dari *La Nina* adalah hujan turun lebih banyak di Samudera Pasifik sebelah barat Australia dan Indonesia. Dengan demikian di daerah ini akan terjadi hujan lebat dan banjir di mana-mana.



Gambar 2.4 Proses Terjadinya *La Nina*

Sumber: https://en.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o_Southern_Oscillation

Pada saat terjadi *La Nina* angin pasat timur yang bertiup di sepanjang Samudra Pasifik menguat (Sirkulasi Walker bergeser ke arah Barat). Sehingga massa air hangat yang terbawa semakin banyak ke arah Pasifik Barat. Akibatnya massa air dingin di Pasifik Timur bergerak ke atas dan menggantikan massa air hangat yang berpindah tersebut, hal ini biasa disebut *upwelling*. Dengan pergantian massa air itulah suhu permukaan laut mengalami penurunan dari nilai normalnya. *La Nina* umumnya terjadi pada musim dingin di Belahan Bumi Utara Khatulistiwa. Meskipun rata-rata *La Nina* terjadi setiap tiga hingga tujuh tahun sekali dan dapat berlangsung 12 hingga 36 bulan, ia tidak mempunyai periode tetap sehingga sulit diprakirakan kejadiannya pada enam hingga sembilan bulan sebelumnya. *La Nina* adalah sesuatu yang alami dan telah mempengaruhi wilayah Samudra Pasifik selama ratusan tahun.

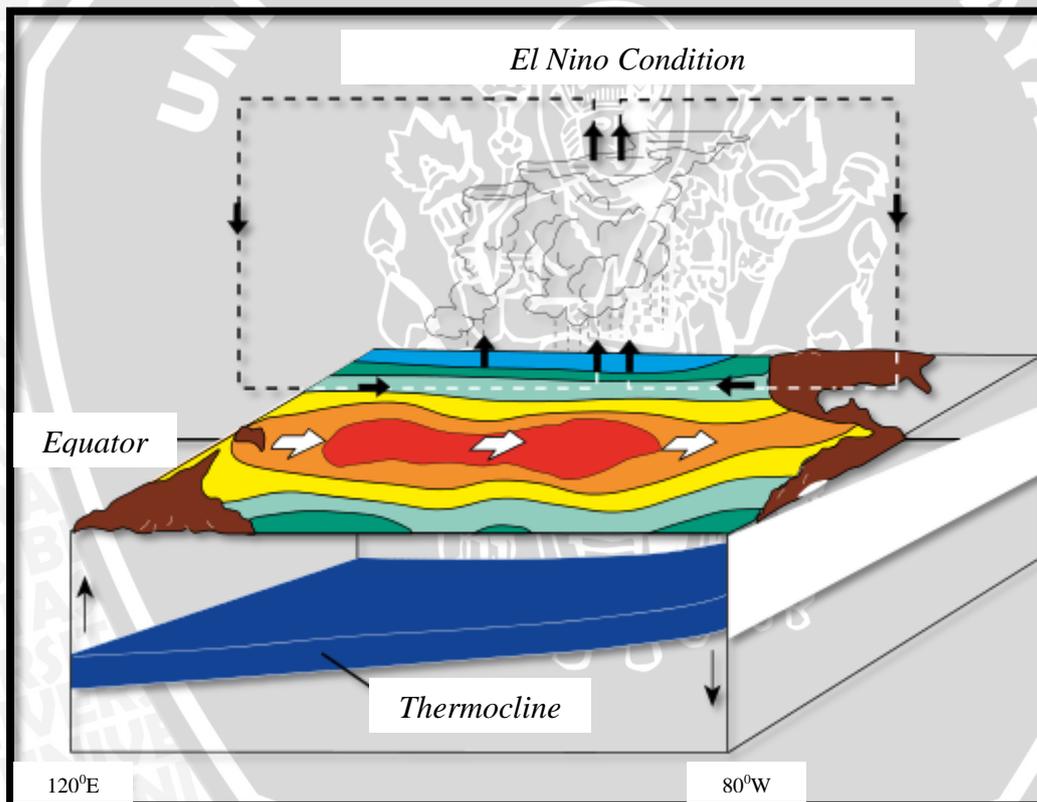
Tabel 2.2 Prediksi *La-Nina* atau Normal terhadap Nilai SOI

| Nilai SOI (P TAHTI-P DARWIN) | Fenomena Yang Akan Terjadi |
|------------------------------|-------------------------------|
| -5 s/d +5 selama 6 bulan | Normal |
| +5 s/d +10 selama 6 bulan | <i>La Nina</i> lemah - sedang |
| Di atas +10 selama 6 bulan | <i>La Nina</i> kuat |

Sumber: *Bureau of Meteorology*

2. *El Nino*

El Nino adalah gejala gangguan iklim yang diakibatkan oleh naiknya suhu permukaan laut Samudera Pasifik sekitar khatulistiwa bagian tengah dan timur. Naiknya suhu di Samudera Pasifik ini mengakibatkan perubahan pola angin dan curah hujan yang ada di atasnya. Pada saat normal hujan banyak turun di Australia dan Indonesia, namun akibat *El Nino* ini hujan banyak turun di Samudera Pasifik sedangkan di Australia dan Indonesia menjadi kering.



Gambar 2.5 Proses Terjadinya *El Nino*

Sumber: https://en.wikipedia.org/wiki/El_Ni%C3%B1o_Southern_Oscillation

El-Nino akan terjadi apabila perairan yang lebih panas di Pasifik tengah dan timur meningkatkan suhu dan kelembaban pada atmosfer yang berada di atasnya. Kejadian ini mendorong terjadinya pembentukan awan yang akan meningkatkan curah hujan di sekitar kawasan tersebut. Bagian barat Samudra Pasifik tekanan udara meningkat sehingga

menyebabkan terhambatnya pertumbuhan awan di atas lautan bagian timur Indonesia, sehingga di beberapa wilayah Indonesia terjadi penurunan curah hujan yang jauh dari normal.

Fenomena *El Nino* menyebabkan curah hujan di sebagian besar wilayah Indonesia berkurang, tingkat berkurangnya curah hujan ini sangat tergantung dari intensitas *El Nino* tersebut. Namun karena posisi geografis Indonesia yang dikenal sebagai benua maritim, maka tidak seluruh wilayah Indonesia dipengaruhi oleh fenomena *El Nino*. *El Nino* pernah menimbulkan kekeringan panjang di Indonesia. Curah hujan berkurang dan keadaan bertambah menjadi lebih buruk dengan meluasnya kebakaran hutan dan asap yang ditimbulkannya. Namun demikian secara umum terdapat tiga parameter yang biasa digunakan untuk mendeteksi terjadinya *El Nino* salah satunya adalah SOI (Indeks Osilasi Selatan).

SOI adalah nilai indeks yang menyatakan perbedaan Tekanan Permukaan Laut (SLP) antara Tahiti dan Darwin-Australia, secara matematika dirumuskan :

$$SOI = \frac{P_{diff} - P_{diffav}}{SD(P_{diff})} \quad (2-14)$$

dengan :

- P_{diff} = selisih antara rata-rata satu bulan SLP Tahiti dan rata-rata SLP Darwin
- P_{diffav} = rata-rata jangka panjang P_{diff} di bulan yang dimaksud
- $SD_{(P_{diff})}$ = Standar Deviasi jangka panjang dari P_{diff} di bulan yang dimaksud

Tabel 2.3 Prediksi *El-Nino* atau Normal terhadap Nilai SOI

| Nilai SOI (P TAHTI-P DARWIN) | Fenomena Yang Akan Terjadi |
|------------------------------|-------------------------------|
| Dibawah -10 selama 6 bulan | <i>El Nino</i> Kuat |
| -5 s/d -10 selama 6 bulan | <i>El Nino</i> lemah - sedang |
| -5 s/d +5 selama 6 bulan | Normal |

Sumber: *Bureau of Meteorology*

2.6 Suhu Udara

Suhu udara adalah keadaan panas atau dinginnya udara di suatu tempat pada waktu tertentu, yang di pengaruhi oleh banyak atau sedikitnya panas matahari yang di terima bumi. Suhu udara umumnya diukur berdasarkan skala tertentu menggunakan termometer. Termometer dibuat dengan mendasarkan sifat – sifat fisik dari suatu zat (bahan), misalnya pengembangan benda padat, benda cair, gas dan juga sifat merubahnya tahanan listrik terhadap suhu. Beberapa faktor yang mempengaruhi suhu udara: tinggi tempat, daratan atau lautan, radiasi matahari, sudut datang sinar matahari, angin (Soewarno, 2000).

Data suhu berasal dari suhu rata-rata harian, bulanan, dan tahunan. Adapun pengertian masing-masing adalah (A.G Kertasapoetra, 2005):

1. Suhu rata-rata harian, yaitu:
 - a. Dengan menjumlahkan suhu maksimum dan minimum hari tersebut, selanjutnya dibagi dua.
 - b. Dengan mencatat suhu setiap jam pada hari tersebut selanjutnya dibagi 24.
2. Suhu rata-rata bulanan, yaitu dengan menjumlahkan suhu rata-rata harian, yang selanjutnya dibagi 30
3. Suhu rata-rata tahunan, yaitu dengan menjumlahkan suhu rata-rata bulanan yang selanjutnya dibagi 12
4. Suhu normal adalah angka rata-rata suhu yang diambil dalam waktu 30 tahun.

Fluktuasi suhu maksimum untuk masing-masing lokasi di wilayah Indonesia sangat kecil. Variasi suhu di Indonesia telah dipengaruhi oleh ketinggian tempat (*altitude*). Suhu maksimum di Indonesia menurun sebesar $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ untuk setiap kenaikan elevasi 100 meter, sedangkan suhu minimum menurun $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ setiap kenaikan 100 meter. Berdasarkan data yang dikumpulkan di 60 lokasi, *Oldman* (1997) menemukan hubungan antara suhu dengan ketinggian tempat (benyamin I, 1994 dalam Lasmana, 2008).

$$T_{maks} = 31,3 - 0,006x \quad (2-15)$$

$$T_{min} = 22,3 - 0,006x \quad (2-16)$$

dengan:

$$T_{maks} = \text{suhu maksimum (}^{\circ}\text{C)}$$

$$T_{min} = \text{suhu minimum (}^{\circ}\text{C)}$$

$$x = \text{ketinggian tempat (m)}$$

Di Indonesia tidak semua stasiun mempunyai data suhu udara. Untuk mengatasi hal tersebut dapat dilakukan pendugaan suhu udara dari stasiun terdekat dengan mempertimbangkan faktor ketinggian tempat. Untuk penyesuaian ini digunakan cara Mock (1973),

$$\Delta t = 0,006 (Z_1 - Z_2)^{\circ}\text{C} \quad (2-17)$$

dimana:

Δt = perbedaan suhu antara stasiun pengukuran dengan stasiun pengukuran yang dianalisa $^{\circ}\text{C}$

Z_1 = elevasi stasiun pengukuran suhu (m)

Z_2 = elevasi stasiun hujan yang di analisa (m)

Tabel 2.4 Koefisien Penyesuaian Menurut Bujur dan Bulan

| Bu/Bulan | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 0 | 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 | 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 | 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 | 0,97 | 0,91 | 1,03 | 1,04 | 1,11 | 1,08 | 1,12 | 1,08 | 1,02 | 1,01 | 0,95 | 0,97 |
| 20 | 0,95 | 0,90 | 1,03 | 1,05 | 1,13 | 1,11 | 1,14 | 1,11 | 1,02 | 1,00 | 0,93 | 0,94 |
| 25 | 0,93 | 0,89 | 1,03 | 1,06 | 1,15 | 1,14 | 1,17 | 1,12 | 1,02 | 0,99 | 0,91 | 0,91 |
| 26 | 0,92 | 0,88 | 1,03 | 1,06 | 1,15 | 1,15 | 1,17 | 1,12 | 1,02 | 0,99 | 0,91 | 0,91 |
| 27 | 0,92 | 0,88 | 1,03 | 1,07 | 1,16 | 1,15 | 1,18 | 1,13 | 1,02 | 0,99 | 0,90 | 0,90 |
| 28 | 0,92 | 0,88 | 1,03 | 1,07 | 1,16 | 1,16 | 1,18 | 1,13 | 1,02 | 0,98 | 0,90 | 0,90 |
| 29 | 0,92 | 0,87 | 1,03 | 1,07 | 1,17 | 1,16 | 1,19 | 1,13 | 1,03 | 0,98 | 0,90 | 0,89 |
| 30 | 0,90 | 0,87 | 1,03 | 1,08 | 1,18 | 1,17 | 1,20 | 1,14 | 1,03 | 0,98 | 0,89 | 0,88 |
| 31 | 0,90 | 0,87 | 1,03 | 1,08 | 1,18 | 1,18 | 1,20 | 1,14 | 1,03 | 0,98 | 0,89 | 0,88 |
| 32 | 0,89 | 0,86 | 1,03 | 1,08 | 1,19 | 1,19 | 1,21 | 1,15 | 1,03 | 0,98 | 0,88 | 0,87 |
| 33 | 0,88 | 0,86 | 1,03 | 1,09 | 1,19 | 1,20 | 1,22 | 1,15 | 1,03 | 0,97 | 0,88 | 0,86 |
| 34 | 0,88 | 0,85 | 1,03 | 1,09 | 1,20 | 1,20 | 1,22 | 1,16 | 1,03 | 0,97 | 0,87 | 0,86 |
| 35 | 0,87 | 0,85 | 1,03 | 1,09 | 1,21 | 1,21 | 1,23 | 1,16 | 1,03 | 0,97 | 0,86 | 0,85 |
| 36 | 0,87 | 0,85 | 1,03 | 1,10 | 1,22 | 1,22 | 1,24 | 1,16 | 1,03 | 0,97 | 0,86 | 0,84 |
| 37 | 0,86 | 0,84 | 1,03 | 1,10 | 1,23 | 1,23 | 1,25 | 1,17 | 1,03 | 0,97 | 0,85 | 0,83 |
| 38 | 0,85 | 0,84 | 1,03 | 1,10 | 1,24 | 1,24 | 1,25 | 1,17 | 1,04 | 0,96 | 0,84 | 0,83 |
| 39 | 0,85 | 0,84 | 1,03 | 1,11 | 1,24 | 1,24 | 1,26 | 1,18 | 1,04 | 0,96 | 0,84 | 0,82 |
| 40 | 0,84 | 0,83 | 1,03 | 1,11 | 1,25 | 1,25 | 1,27 | 1,18 | 1,04 | 0,96 | 0,83 | 0,81 |
| 41 | 0,83 | 0,83 | 1,03 | 1,11 | 1,26 | 1,26 | 1,27 | 1,19 | 1,04 | 0,96 | 0,82 | 0,80 |
| 42 | 0,82 | 0,83 | 1,03 | 1,12 | 1,27 | 1,27 | 1,28 | 1,19 | 1,04 | 0,95 | 0,82 | 0,79 |
| 43 | 0,81 | 0,82 | 1,03 | 1,12 | 1,28 | 1,28 | 1,29 | 1,20 | 1,04 | 0,95 | 0,81 | 0,77 |
| 44 | 0,81 | 0,82 | 1,02 | 1,13 | 1,29 | 1,29 | 1,30 | 1,20 | 1,04 | 0,95 | 0,80 | 0,76 |
| 45 | 0,80 | 0,81 | 1,02 | 1,13 | 1,30 | 1,29 | 1,31 | 1,21 | 1,04 | 0,94 | 0,79 | 0,75 |
| 46 | 0,79 | 0,81 | 1,02 | 1,13 | 1,31 | 1,31 | 1,32 | 1,22 | 1,04 | 0,94 | 0,79 | 0,74 |
| 47 | 0,77 | 0,80 | 1,02 | 1,14 | 1,32 | 1,32 | 1,33 | 1,22 | 1,04 | 0,93 | 0,78 | 0,73 |
| 48 | 0,76 | 0,80 | 1,02 | 1,14 | 1,33 | 1,33 | 1,34 | 1,23 | 1,05 | 0,93 | 0,77 | 0,72 |
| 49 | 0,75 | 0,79 | 1,02 | 1,14 | 1,34 | 1,34 | 1,35 | 1,24 | 1,05 | 0,93 | 0,76 | 0,71 |
| 50 | 0,74 | 0,78 | 1,02 | 1,15 | 1,36 | 1,36 | 1,37 | 1,25 | 1,06 | 0,92 | 0,76 | 0,70 |
| B.S. | | | | | | | | | | | | |
| -5 | 1,06 | 0,95 | 1,04 | 1,00 | 1,02 | 0,99 | 1,02 | 1,03 | 1,00 | 1,05 | 1,03 | 1,06 |
| -10 | 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 | 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 | 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 | 1,17 | 1,01 | 1,05 | 0,96 | 0,94 | 0,98 | 0,93 | 0,98 | 1,00 | 1,10 | 1,11 | 1,18 |
| -30 | 1,20 | 1,03 | 1,06 | 0,95 | 0,92 | 0,88 | 0,90 | 0,96 | 1,00 | 1,12 | 1,14 | 1,21 |
| -35 | 1,23 | 1,04 | 1,06 | 0,94 | 0,89 | 0,85 | 0,87 | 0,94 | 1,00 | 1,13 | 1,17 | 1,25 |
| -40 | 1,27 | 1,06 | 1,07 | 0,93 | 0,86 | 0,82 | 0,84 | 0,92 | 1,00 | 1,15 | 1,20 | 1,29 |
| -42 | 1,28 | 1,07 | 1,07 | 0,92 | 0,85 | 0,78 | 0,82 | 0,92 | 1,00 | 1,16 | 1,22 | 1,31 |
| -44 | 1,30 | 1,08 | 1,07 | 0,92 | 0,84 | 0,76 | 0,81 | 0,91 | 1,00 | 1,17 | 1,23 | 1,33 |
| -46 | 1,32 | 1,10 | 1,07 | 0,91 | 0,83 | 0,74 | 0,79 | 0,90 | 0,99 | 1,17 | 1,25 | 1,35 |
| -48 | 1,34 | 1,11 | 1,08 | 0,90 | 0,80 | 0,70 | 0,76 | 0,89 | 0,99 | 1,18 | 1,27 | 1,37 |

| Bu/Bulan | J | F | M | A | M | J | J | A | S | O | N | D |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| -50 | 1,37 | 1,12 | 1,08 | 0,89 | 0,77 | 0,67 | 0,74 | 0,88 | 0,99 | 1,19 | 1,29 | 1,41 |

Sumber: Sosrodarsono, 2003

Tabel 2.5 Koefisien untuk memperoleh $I = (T/5)^{1,514}$

| T°C | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0 | | | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,07 |
| 1 | 0,09 | 0,10 | 0,12 | 0,13 | 0,15 | 0,16 | 0,18 | 0,20 | 0,21 | 0,23 |
| 2 | 0,25 | 0,27 | 0,29 | 0,31 | 0,33 | 0,35 | 0,37 | 0,39 | 0,42 | 0,44 |
| 3 | 0,46 | 0,48 | 0,51 | 0,53 | 0,56 | 0,58 | 0,61 | 0,63 | 0,66 | 0,69 |
| 4 | 0,71 | 0,74 | 0,77 | 0,80 | 0,82 | 0,85 | 0,88 | 0,91 | 0,94 | 0,97 |
| 5 | 1,00 | 1,03 | 1,06 | 1,09 | 1,12 | 1,16 | 1,19 | 1,22 | 1,25 | 1,29 |
| 6 | 1,32 | 1,35 | 1,39 | 1,42 | 1,45 | 1,49 | 1,52 | 1,56 | 1,59 | 1,63 |
| 7 | 1,66 | 1,70 | 1,74 | 1,77 | 1,81 | 1,85 | 1,89 | 1,92 | 1,96 | 2,00 |
| 8 | 2,04 | 2,08 | 2,12 | 2,15 | 2,19 | 2,23 | 2,27 | 2,31 | 2,35 | 2,39 |
| 9 | 2,44 | 2,48 | 2,52 | 2,56 | 2,60 | 2,64 | 2,69 | 2,73 | 2,77 | 2,81 |
| 10 | 2,86 | 2,90 | 2,94 | 2,99 | 3,03 | 3,08 | 3,12 | 3,16 | 3,21 | 3,25 |
| 11 | 3,30 | 3,34 | 3,39 | 3,44 | 3,48 | 3,53 | 3,58 | 3,62 | 3,67 | 3,72 |
| 12 | 3,76 | 3,81 | 3,86 | 3,91 | 3,96 | 4,00 | 4,05 | 4,10 | 4,15 | 4,20 |
| 13 | 4,25 | 4,30 | 4,35 | 4,40 | 4,45 | 4,50 | 4,55 | 4,60 | 4,65 | 4,70 |
| 14 | 4,75 | 4,81 | 4,86 | 4,91 | 4,96 | 5,01 | 5,07 | 5,12 | 5,17 | 5,22 |
| 15 | 5,28 | 5,33 | 5,38 | 5,44 | 5,49 | 5,55 | 5,60 | 5,65 | 5,71 | 5,76 |
| 16 | 5,82 | 5,87 | 5,93 | 5,98 | 6,04 | 6,10 | 6,15 | 6,21 | 6,26 | 6,32 |
| 17 | 6,38 | 6,44 | 6,49 | 6,55 | 6,61 | 6,66 | 6,72 | 6,78 | 6,84 | 6,90 |
| 18 | 6,95 | 7,01 | 7,07 | 7,13 | 7,19 | 7,25 | 7,31 | 7,37 | 7,43 | 7,49 |
| 19 | 7,55 | 7,61 | 7,67 | 7,73 | 7,79 | 7,85 | 7,91 | 7,97 | 8,03 | 8,10 |
| 20 | 8,16 | 8,22 | 8,28 | 8,34 | 8,41 | 8,47 | 8,53 | 8,59 | 8,66 | 8,72 |
| 21 | 8,78 | 8,85 | 8,91 | 8,97 | 9,04 | 9,10 | 9,17 | 9,23 | 9,29 | 9,36 |
| 22 | 9,42 | 9,49 | 9,50 | 9,62 | 9,68 | 9,75 | 9,82 | 9,88 | 9,95 | 10,01 |
| 23 | 10,08 | 10,15 | 10,21 | 10,28 | 10,35 | 10,41 | 10,48 | 10,55 | 10,62 | 10,68 |
| 24 | 10,75 | 10,82 | 10,89 | 10,95 | 11,02 | 11,09 | 11,16 | 11,23 | 11,30 | 11,37 |
| 25 | 11,44 | 11,51 | 11,57 | 11,64 | 11,71 | 11,78 | 11,85 | 11,92 | 11,99 | 12,06 |
| 26 | 12,13 | 12,20 | 12,28 | 12,35 | 12,42 | 12,49 | 12,56 | 12,63 | 12,70 | 12,78 |
| 27 | 12,85 | 12,92 | 12,99 | 13,07 | 13,14 | 13,21 | 13,28 | 13,36 | 13,43 | 13,50 |
| 28 | 13,58 | 13,65 | 13,72 | 13,80 | 13,87 | 13,94 | 14,02 | 14,09 | 14,17 | 14,24 |
| 29 | 14,32 | 14,39 | 14,47 | 14,54 | 14,62 | 14,69 | 14,77 | 14,84 | 14,92 | 14,99 |
| 30 | 15,07 | 15,15 | 15,22 | 15,30 | 15,38 | 15,45 | 15,53 | 15,61 | 15,68 | 15,76 |
| 31 | 15,84 | 15,92 | 15,99 | 16,07 | 16,15 | 16,23 | 16,30 | 16,38 | 16,46 | 16,54 |
| 32 | 16,62 | 16,70 | 16,78 | 16,85 | 16,93 | 17,01 | 17,09 | 17,17 | 17,25 | 17,33 |
| 33 | 17,41 | 17,49 | 17,57 | 17,65 | 17,73 | 17,81 | 17,89 | 17,97 | 18,05 | 18,12 |
| 34 | 18,22 | 18,30 | 18,38 | 18,47 | 18,54 | 18,62 | 18,70 | 18,79 | 18,87 | 18,95 |
| 35 | 19,03 | 19,11 | 19,20 | 19,28 | 19,36 | 19,45 | 19,53 | 19,61 | 19,69 | 19,76 |
| 36 | 19,86 | 19,95 | 20,02 | 20,11 | 20,20 | 20,28 | 20,36 | 20,45 | 20,53 | 20,62 |
| 37 | 20,70 | 20,78 | 20,87 | 20,96 | 21,04 | 21,14 | 21,21 | 21,30 | 21,38 | 21,47 |
| 38 | 21,56 | 21,64 | 21,74 | 21,81 | 21,90 | 21,99 | 22,07 | 22,16 | 22,25 | 22,33 |

| T°C | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 39 | 22,42 | 22,51 | 22,59 | 22,68 | 22,77 | 22,86 | 22,95 | 23,03 | 23,12 | 23,21 |
| 40 | 23,30 | | | | | | | | | |

Sumber: Sosrodarsono, 2003

2.7 Evapotranspirasi

Evapotranspirasi potensial (ET) adalah evapotranspirasi yang mungkin terjadi pada kondisi air yang tersedia berlebihan. Faktor penting yang mempengaruhi evapotranspirasi potensial adalah tersedianya air yang cukup banyak. Sedangkan Evapotranspirasi aktual (EA) adalah evapotranspirasi yang terjadi sesuai dengan keadaan persediaan air/kelembapan tanah yang tersedia. Nilai (ET_A) = (ET_p) apabila persediaan air tidak terbatas (Soewarno, 2000).

2.7.1 Evapotranspirasi Potensial Metode *Thornthwaite*

Thornthwaite telah mengembangkan suatu metode untuk memperkirakan besarnya evapotranspirasi potensial dari data klimatologi. Evapotranspirasi potensial (ET) tersebut berdasarkan suhu udara rerata bulanan dengan standar 1 bulan 30 hari, dan lama penyinaran matahari 12 jam sehari. Metode ini memanfaatkan suhu udara sebagai indeks ketersediaan energi panas untuk berlangsungnya proses ET dengan asumsi suhu udara tersebut berkorelasi dengan efek radiasi matahari dan unsur lain yang mengendalikan proses ET . Adapun persamaannya adalah:

$$ET_X = 16 \times \left(\frac{10 T_m}{I} \right) a \quad (2-18)$$

$$ET = f \times ET_X \quad (2-19)$$

$$I = \sum_{m=1}^{12} \left(\frac{T}{5} \right)^{1,514} \quad (2-20)$$

$$a = (6,75 \cdot 10^{-7}) \cdot I^3 - (7,71 \cdot 10^{-5}) \cdot I^2 + (1,792 \cdot 10^{-2}) \cdot I + 0,49239 \quad (2-21)$$

dimana:

T_m = suhu udara rata-rata bulanan (°C)

f = koefisien penyesuaian hubungan antara jumlah dan hari terang berdasarkan lokasi

(tabel 2.4.)

I = indeks panas tahunan (tabel 2.5)

i = indeks panas bulanan

ET_X = evapotranspirasi potensial yang belum disesuaikan faktor f (mm/bulan)

ET = evapotranspirasi Potensial

2.8 Air tersedia dan Kapasitas Penyimpanan air (*Water Holding Capacity*)

Kapasitas penyimpanan air (*Water Holding Capacity*) adalah jumlah air maksimum yang dapat disimpan oleh suatu tanah. Keadaan ini dapat dicapai jika pemberian air pada tanah sampai terjadi kelebihan air, setelah itu kelebihan airnya dibuang. Pada keadaan ini semua rongga pori terisi air.

Kapasitas simpanan air (*Water Holding Capacity*) sangat dipengaruhi faktor tanah (jenis tanah) dan vegetasi (dalam hal ini zona perakaran yang menentukan). Kemampuan sistem lahan meretensi air hujan sangat bergantung pada karakteristik perakaran tipe vegetasi penutupnya.

Cara ini memerlukan peta tanah (jenis tanah) dan peta tata guna lahan. Dengan bantuan tabel pendugaan kapasitas penyimpanan air (*Water Holding Capacity*) berdasarkan kombinasi tipe dan vegetasi dari *Thorntwaite Mather* (1957) maka diketahui nilai kapasitas menyimpan air tanah (Sudibyakto, 1985).

Tabel 2.6 Pendugaan Jumlah Air Tersedia Berdasarkan Kombinasi Tekstur Tanah dan Vegetasi Penutup

| No. | Jenis Tanaman | Tipe Tanaman | Air Tersedia (<i>Available Water</i>) (mm/m) | Panjang Zona Perakaran (m) | Kelembapan Tanah (mm) |
|-----|--|-----------------------|--|----------------------------|-----------------------|
| 1. | Tanaman berakar dangkal (bayam, kacang polong, kacang, umbi manis, wortel dll) | - Pasir Halus | - 100 | - 0,50 | - 50 |
| | | - Lempung pasir halus | - 150 | - 0,50 | - 75 |
| | | - Lempung berdebu | - 200 | - 0,62 | - 125 |
| | | - Lempung berliat | - 250 | - 0,40 | - 100 |
| | | - Liat | - 300 | - 0,25 | - 75 |
| 2. | Tanaman berakar sedang (jagung, kapas, tembakau, gandum) | - Pasir Halus | - 100 | - 0,75 | - 75 |
| | | - Lempung pasir halus | - 150 | - 1,00 | - 150 |
| | | - Lempung berdebu | - 200 | - 1,00 | - 200 |
| | | - Lempung berliat | - 250 | - 0,80 | - 200 |
| | | - Liat | - 300 | - 0,50 | - 150 |
| 3. | Tanaman berakar dalam (alfalfa, padang rumput, semak blukar) | - Pasir Halus | - 100 | - 1,00 | - 100 |
| | | - Lempung pasir halus | - 150 | - 1,00 | - 155 |
| | | - Lempung berdebu | - 200 | - 1,25 | - 250 |
| | | - Lempung berliat | - 250 | - 1,00 | - 250 |
| | | - Liat | - 300 | - 0,67 | - 200 |
| 4. | Kebun buah | - Pasir Halus | - 100 | - 1,50 | - 150 |
| | | - Lempung pasir halus | - 150 | - 1,67 | - 250 |
| | | - Lempung berdebu | - 200 | - 1,50 | - 300 |
| | | - Lempung berliat | - 250 | - 1,00 | - 250 |
| | | - Liat | - 300 | - 0,67 | - 200 |

| | | | | | |
|----|-----------------|-----------------------|-------|--------|-------|
| 5. | Hutan tua tutup | - Pasir Halus | - 100 | - 2,50 | - 250 |
| | | - Lempung pasir halus | - 150 | - 2,00 | - 300 |
| | | - Lempung berdebu | - 200 | - 2,00 | - 400 |
| | | - Lempung berliat | - 250 | - 1,60 | - 400 |
| | | - Liat | - 300 | - 1,17 | - 350 |

Sumber: Selinger, 1996 dalam Lasmana, 2008

2.9 Indeks kekeringan Palmer (*Palmer Drought Severity Index*)

Indeks kekeringan dapat digunakan untuk mengidentifikasi tingkat keparahan kekeringan yang terkandung dalam seri data hujan berupa durasi kekeringan dan jumlah kekeringan dengan menggunakan metode *Palmer Drought Severity Indeks* (PDSI). Analisis neraca air untuk meneliti kekeringan salah satunya dikembangkan oleh *Palmer*. Pada prinsipnya perhitungan nilai indeks palmer ini didasarkan pada besarnya curah hujan dan kemampuan tanah dalam menampung air sesuai dengan jenis tanahnya. *Palmer* menggunakan model dua lapis tanah yaitu lapisan atas dan lapisan bawah. Lapisan tanah atas dan bawah masing-masing mempunyai kapasitas lapisan yang tersedia yaitu *AWCs* (ketersediaan air lapisan pertama) dan *AWCu* (ketersediaan air lapisan kedua). Lengan tanah tidak dapat hilang dari (masuk ke dalam) lapisan tanah bawah sebelum lengan di lapisan atas habis (telah jenuh).

Cara yang dilakukan untuk menduga air tanah tersedia adalah dengan menghitung luas vegetasi penutup di setiap luasan poligon tertentu, dimana kedalaman profil tanah yang dihitung dalam metode *Palmer* dibagi menjadi dua bagian. Lapisan atas merupakan lapisan yang biasa diusahakan untuk pertanian diperkirakan mempunyai kedalaman rata-rata sekitar 20 cm, sedangkan lapisan kedua ditentukan berdasarkan zona perakarannya. Namun untuk tanaman semusim kedalaman zona perakarannya diperkirakan tidak lebih satu meter (Ihwan; 2011).

Input data dalam metode ini adalah curah hujan, kapasitas air tanah dan evapotranspirasi potensial. Evapotranspirasi potensial diduga dari suhu rata-rata dengan metode *Thornwaite*. Kelebihan metode ini menghasilkan nilai indeks, juga koefisien parameter iklim, yaitu koefisien evapotranspirasi, koefisien imbuhan, koefisien limpasan (*run off*) dan koefisien kehilangan lengan tanah. Dari koefisien tersebut dapat dilakukan perhitungan curah hujan yang terjadi selama bulan tertentu untuk mendukung evapotranspirasi, limpasan dan cadangan lengan yang diertimbangkan sebagai kondisi normal.

Dalam analisa metode *palmer* klasifikasi indeks kekeringan dibagi menjadi 11 kelas dengan indeks nol sebagai keadaan normal.

Tabel 2.7 Kelas Indeks Kekeringan dan Klaifikasi

| Indeks kekeringan | Klasifikasi |
|-------------------|--------------------------|
| $\geq 4,00$ | Ekstrim Basah |
| 3,00 - 3,99 | Sangat Bsah |
| 2,00 - 2,99 | Agak Basah |
| 1,00 - 1,99 | Sedikit Basah |
| 0,50 - 0,99 | Awal selang Basah |
| 0,49 - (-0,49) | Mendekati Keadaan Normal |
| (-0,50) - (-0,99) | Awal selang Kering |
| (-1,00) - (-1,99) | Sedikit Kering |
| (-2,00) - (-2,99) | Agak Kering |
| (-3,00) - (-3,99) | Sangat Kering |
| $\geq (-4,00)$ | Ekstrim Kering |

Sumber: *National Drought Mitigation Center, 2006*

2.9.1 Analisa kekeringan Metode *Palmer Drought Severity Index*

Perhitungan indeks kekeringan di wilayah studi dilakukan dengan metode *Palmer Drought Severity Index* dengan menggunakan prinsip neraca air *Thornthwaite*.

2.9.1.1 Perhitungan Neraca Air

Untuk perhitungan neraca air metode *Thornthwaite* memerlukan data:

1. Elevasi dan garis lintang setiap stasiun
2. Curah hujan bulanan
3. Tabel konversi atau tabel pendugaan kapasitas air tersedia berdasarkan kombinasi tipe tanah dan tutupan lahan (vegetasi) dari *Thornthwaite Mather* untuk perhitungan neraca air.
4. Peta penggunaan lahan dan peta jenis tanah (tekstur tanah diketahui) untuk menghitung nilai kapasitas penyimpanan air (*water holding capacity*)

Untuk analisa neraca air metode *Thornthwaite Mather* meliputi beberapa tahapan sebagai berikut:

- a. Masukan data curah hujan bulanan (*P*) hasil analisa pada setiap stasiun.
- b. Data suhu udara bulanan untuk memperoleh besaran evapotranspirasi potensial (*ET*) pada setiap stasiun pengamatan
- c. Pendugaan kapasitas penyimpanan air (*water holding capacity*)

Pendugaan nilai kapasitas menyimpan air, *WHC* dilakukan secara tidak langsung.

Cara ini memerlukan peta tanah (tekstur tanah) dan peta liputan vegetasi (bentuk

penggunaan lahan) serta tabel konversi *Thorntwaite Mather*. Adapun cara pendugaan yang dilakukan dengan:

- Membuat peta Poligon *Thiessen* pada peta jaringan stasiun hujan
- Dilakukan *overlay* pada peta sebaran stasiun hujan, peta jenis tanah (tekstur tanah yang diketahui) dan peta tutupan lahan (*land use*)
- Dilakukan perhitungan luas setiap bentuk penggunaan lahan pada setiap poligon dengan mempertimbangkan perbedaan tekstur.
- Dengan bantuan tabel pendugaan kapasitas air tersedia berdasarkan kombinasi tipe tanah dan vegetasi, diperoleh bilai air tersedia (mm) dan panjang perakaran, maka nilai kapasitas menyimpan air (*water holding capacity*)
- Dengan memanfaatkan Sistem Informasi Geografis (SIG) pendugaan kapasitas menyimpan air (*WHC* atau ST_0) dapat dilakukan.

d. Menghitung selisih ($P - ET$) setiap bulan

- Apabila $(P - ET) < 0$, maka terjadi defisit curah hujan (periode bulan kering).
- Apabila $(P - ET) > 0$, maka terjadi defisit curah hujan (periode bulan basah).

e. Menghitung jumlah kumulatif dari defisit curah hujan (*Acumulated potential water loss*)

- Dengan mwnjumlahkan angka-angka ($P - ET$) untuk bulan-bulan yang mempunyai evapotranspirasi potensial lebih daripada curah hujan ($P - ET$) negatif

$$APWL = -\sum_1^n (P - PE)_{neg} \quad (2-22)$$

$$APWL_i = APWL_{j-i-1} + (P - ET)_{neg} \quad (2-23)$$

- Apabila $P > ET$, seri data ini terputus, $APWL = 0$

f. Menentukan lengas tanah (ST)

- Pada bulan-bulan basah ($P > ET$), nilai $ST = ST_0$ (*water holding capacity*)
- Pada bulan-bulan basah ($P > ET$) berakhir digantikan bulan-bulan kering ($P < ET$), pada bulan ini ST tiap bulan dihitung dengan rumus:

$$ST = ST_0 \times e^{(+APWLI - ST_0)} \quad (2-24)$$

Dengan :

ST = kandungan lengas tanah dalam daerah perakaran (mm)

ST_0 = kandungan lengas tanah dalam kapasitas lapang (mm)

ST_0 yang dimaksud dalam rumus ini nilainya = *WHC*

$APWL$ = jumlah kumulatif dari defisit curah hujan (mm)

- Selanjutnya apabila bulan kering berakhir digantikan dengan bulan basah kembali, nilai ST tiap bulan dilakukan dengan menjumlahkan selisish ($P - PE$) dengan ST bulan sebelumnya, sehinga suatu saat nilai penjumlahan tersebut sama dengan nilai ST_o (Apabila nilai ST melebihi nilai ST_o) maka nilai ST tetap dituliskan sama besarnya dengan nilai ST_o

$$ST_i = ST_{i-1} + (P - ET) \quad (2-25)$$

$$ST > ST_o, \text{ maka } ST = ST_o$$

- g. Menghitung perubahan kandungan lengas tanah (ΔST)

Perubahan lengas tanah (ΔST) tiap bulan didapat dengan cara mengurangkan lengas tanah (ΔST) pada bulan yang bersangkutan dengan (ST) pada bulan sebelumnya ($\Delta ST = ST_i - ST_{i-1}$), maka nilai negatif menyebabkan tanah menjadi kering.

- h. Menghitung besarnya evapotranspirasi aktual (E_A)

Besarnya evapotranspirasi aktual tiap bulan yaitu:

- Pada bulan basah ($P > PE$), nilai $E_A = ET$
- Pada bulan kering ($P < PE$), nilai $E_A = P - \Delta ST$

- i. Kekurangan lengas (*Defisit*, D)

Kekurangan lengas (*moisure defisit*, D) yang terjadi pada bulan-bulan kering ($P < PE$), diperoleh dari selisih evapotranspirasi potensial dengan evapotranspirasi aktual

$$(D = ET - E_A) \quad (2-26)$$

- j. Kelebihan lengas (*Surplus*, S)

Kelebihan lengas (*moisure surplus*, S) yang terjadi pada bulan-bulan basah ($P > ET$), diperoleh dari:

$$S = (P - ET) - \Delta ST \quad (2-27)$$

- k. Debit limpasan (*run off*, RO)

Menunjukkan besarnya air yang mengalir dipermukaan tanah. Menghitungnya nilai 50% dikalikan dengan nilai surplus.

- l. Pengisian lengas tanah potensial (PR)

$$PR = WHC - ST \quad (2-28)$$

dengan:

WHC = kapasitas penyimpanan air

ST = kandungan lengas tanah dalam perakaran bulan tersebut.

m. Pengisian lengas tanah (R)

Pengisian lengas tanah terjadi jika nilai ST pada bulan sebelumnya lebih kecil dari ST pada bulan bersangkutan, penambahan nilai ST tersebut menjadi pengisian lengas tanah.

$$\text{Nilai } R = ST - ST_{i-j} \quad (2-29)$$

dengan:

R = pengisian lengas tanah

ST = kandungan lengas tanah dalam perakaran bulan tersebut

ST_{i-j} = kandungan lengas tanah dalam perakaran bulan sebelumnya

n. Kehilangan lengas tanah potensial (PL)

$$PL = ET - \Delta ST \quad (2-30)$$

dengan:

PL = kehilangan lengas tanah potensial

ET = evapotranspirasi potensial

ΔST = perubahan lengas tanah

o. Kehilangan lengas tanah (L)

Kehilangan lengas (L), dilakukan dengan cara mengurangi nilai ST pada bulan sebelumnya dengan nilai ST pada bulan bersangkutan

$$L = ST_{i-j} - ST \quad (2-31)$$

dengan:

L = kehilangan lengas tanah

ST = kandungan lengas tanah dalam perakaran bulan tersebut

ST_{i-j} = kandungan lengas tanah dalam perakaran bulan sebelumnya

2.9.1.2 Menentukan Indeks Kekeringaan

Dari hasil perhitungan neraca air metode *Thornthwaite* maka akan ditentukan harga dari ke- lima konstanta iklim, yaitu koefisien evapotranspirasi (α), koefisien pengisian (β), koefisien limpasan (γ), koefisien kehilangan air (δ), dan karakteristik iklim (κ).

1. Analisa Parameter Iklim

a. Penentuan Konstanta

Konstanta yang ditentukan dimaksudkan untuk menentukan nilai “*CAFEC*” (*Climatically Appropriate for Existing Conditions*). Konstanta tersebut adalah:

Nilai-nilai konstanta di atas ditentukan dengan rumus:

1. Menentukan koefisien evapotranspirasi (α)

$$\alpha = \overline{AE} / \overline{ET} \quad (2-32)$$

dengan:

α = koefisien evapotranspirasi

\overline{AE} = Rerata evapotranspirasi aktual (mm/hari)

\overline{ET} = Rerata evapotranspirasi potensial (mm/hari)

2. Menentukan koefisien pengisian lengas ke dalam tanah (β)

$$\beta = \overline{R} / \overline{PR} \quad (2-33)$$

dengan:

β = koefisien pengisian lengas tanah (mm)

\overline{R} = rerata pengisian lengas tanah (mm)

\overline{PR} = rerata pengisian lengas tanah potensial (mm)

3. Menentukan koefisien Impasan (γ)

$$\gamma = \overline{R_0} / \overline{Surplus} \quad (2-34)$$

dengan:

γ = koefisien limpasan

$\overline{R_0}$ = rerata limpasan permukaan (mm)

\overline{S} = rerata surplus (mm)

4. Menentukan koefisien kehilangan air (δ)

$$\delta = \overline{L} / \overline{PL} \quad (2-35)$$

dimana:

δ = koefisien kehilangan air

\overline{L} = rerata kehilangan lengas tanah (mm)

\overline{PL} = rerata kehilangan lengas tanah potensial (mm)

5. Menentukan pendekatan terhadap pembobot “iklim” (κ)

$$\kappa = (\overline{ET} + \overline{R}) / (\overline{P} + \overline{L}) \quad (2-36)$$

dengan:

κ = pendekatan terhadap pembobot “iklim”

\overline{ET} = rerata evapotranspirasi potensial (mm/hari)

\overline{R} = rerata pengisian lengas tanah (mm)

\overline{P} = rerata hujan (mm)

\overline{L} = rerata kehilangan lengas tanah (mm)

b. Penentuan Nilai CAFEC (*Climatally Appropriate for Existing Conditions*)

Nilai ini adalah parameter-parameter evapotranspirasi, *runoff*, *recharge*, presipitasi, dan *loss*, dimana secara klimatologis sesuai dengan kondisi waktu dan tempat yang diuji.

Rumus yang digunakan untuk masing-masing parameter tersebut adalah:

1. Menentukan nilai evapotranspirasi CAFEC (\widehat{ET})

$$\widehat{ET} = \alpha * ET \quad (2-37)$$

dengan:

\widehat{ET} = nilai evapotranspirasi CAFEC

α = koefisien evapotranspirasi

ET = evapotranspirasi potensial

2. Menentukan nilai pengisian lengas ke dalam tanah CAFEC (\widehat{R})

$$\widehat{R} = \beta * PR \quad (2-38)$$

dengan:

\widehat{R} = nilai evapotranspirasi CAFEC

β = koefisien pengisian lengas ke dalam tanah

PR = pengisian lengas potensial (mm)

3. Menentukan nilai limpasan CAFEC (\widehat{Ro})

$$\widehat{Ro} = \gamma * Ro \quad (2-39)$$

dengan:

\widehat{Ro} = nilai limpasan CAFEC

γ = koefisien limpasan

Ro = limpasan permukaan (mm)

4. Menentukan nilai kehilangan lengas tanah CAFEC (\widehat{L})

$$\widehat{L} = \delta * PL \quad (2-40)$$

dengan:

\widehat{L} = nilai kehilangan lengas tanah CAFEC

δ = koefisien kehilangan air

PL = kehilangan lengas tanah potensial (mm)

5. Menentukan nilai presipitasi CAFEC (\widehat{P})

$$\widehat{P} = \widehat{ET} + \widehat{R} + \widehat{Ro} - \widehat{L} \quad (2-41)$$

dengan:

\widehat{P} = nilai rerata presipitasi CAFEC

\widehat{ET} = nilai evapotranspirasi CAFEC

\hat{R} = nilai evapotranspirasi *CAFEC*

\hat{R}_0 = nilai limpasan *CAFEC*

\hat{L} = nilai kehilangan lengas tanah *CAFEC*

c. Penentuan periode kehilangan atau kekurangan hujan (d)

untuk menentukan periode kelebihan (surplus) atau kekurangan (defisit) hujan, digunakan rumus:

$$d = P - \hat{P} \quad (2-42)$$

dengan:

P = hujan bulanan (m)

\hat{P} = nilai rerata presipitasi *CAFEC*

d. Rataan nilai mutlak (\bar{D})

$$\bar{D} = \text{rataan nilai } d \quad (2-43)$$

e. Pendekatan kedua terhadap nilai faktor K (K'), digunakan rumus:

$$K' = 1,5 \log_{10} \left(\left(\frac{PE+R+R_0}{P+L} + 2,80 \right) : \frac{25,4}{\bar{D}} \right) + 0,5 \quad (2-44)$$

$$DK' = \bar{D} * K' \quad (2-45)$$

f. Karakter iklim sebagai faktor pembobot (K)

$$K = \frac{\bar{D} * K'}{\sum_{i=1}^{12} \bar{D} * K'} \quad (2-46)$$

g. Indeks penyimpangan (Anomali) lengas (Z)

Untuk menentukan indeks penyimpangan (anomali) lengas, digunakan rumus:

$$Z = d * K \quad (2-47)$$

h. Indeks kekeringan

Dihitung dengan rumus:

$$X = (Z/3)_{j-1} + \Delta x \quad (2-48)$$

$$\Delta x = (Z/3)_j - 0,103 (Z/3)_{j-1} \quad (2-49)$$

dengan:

X = indeks kekeringan *Palmer*

Z = indeks penyimpangan (anomali) lengas

d = nilai yang menunjukkan periode kelbihan atau kekurangan hujan

K = karakteristik iklim atau sebagai faktor bobot.

2.10 Peta Sebaran Kekeringan dengan Metode *Inverse Distance Weighted* (IDW)

Interpolasi adalah metode untuk mendapatkan data berdasarkan beberapa data yang diketahui. Dalam pemetaan, interpolasi adalah proses estimasi nilai pada wilayah yang tidak disampel atau diukur, sehingga terbentuk peta sebaran nilai pada seluruh wilayah.

Metode *Inverse Distance Weighted* (IDW) merupakan metode deterministik yang sederhana dengan mempertimbangkan titik disekitarnya (NCGIA, 1997). Asumsi dari metode ini adalah nilai interpolasi akan lebih mirip pada data sampel yang dekat daripada yang lebih jauh. Bobot (*weight*) akan berubah secara linear sesuai dengan jaraknya dengan data sampel. Bobot ini tidak akan dipengaruhi oleh letak dari data sampel.

Metode ini biasanya digunakan dalam industri pertambangan karena mudah untuk digunakan. Pemilihan nilai pada power sangat mempengaruhi hasil interpolasi. Nilai power yang tinggi akan memberikan hasil seperti menggunakan interpolasi *nearest neighbor* dimana nilai yang didapatkan merupakan nilai dari data poin terdekat.

