

## BAB III

### LANDASAN TEORI

#### 3.1 Siklus Hidrologi

Siklus hidrologi adalah gerakan air laut ke udara kemudian jatuh kembali ke permukaan tanah sebagai air hujan atau dengan bentuk lainnya seperti salju dan embun.

Akibat panas dari radiasi infra merah yang bersumber dari matahari, maka terjadi penguapan pada permukaan air (laut, danau, sungai, dan lainnya) dan permukaan tanah, uap air yang naik ke atas pada ketinggian tertentu akan diubah menjadi awan. Kemudian awan tersebut mengalami perubahan proses yang kemudian akan jatuh sebagai hujan, salju, dan embun. Sebagian kecil dari hujan yang jatuh ke permukaan tanah akan diuapkan kembali sebelum sampai ke tanah dan selebihnya jatuh ke bumi.

Tidak semua bagian hujan yang jatuh ke permukaan bumi dapat mencapai permukaan tanah, akan tetapi sebagian akan tertahan oleh tumbuh-tumbuhan (intersepsi), sebagian menguap dan sebagian lagi akan jatuh atau mengalir melalui dahan-dahan ke permukaan tanah. Air hujan yang sampai ke permukaan tanah sebagian akan masuk ke dalam tanah atau perpindahan air dari atas ke dalam permukaan tanah (infiltrasi), mengisi cekungan-cekungan pada permukaan tanah sebagai tampungan cekungan (*depression storage*), lalu mengalir ke daerah yang lebih rendah sebagai *overland flow*, yang kemudian masuk ke sungai sebagai *surface run off* menuju ke laut. Proses infiltrasi (*infiltration*) ini menempati salah

satu rantai yang sangat penting dari siklus hidrologi, khususnya dalam proses pengalihragaman hujan menjadi aliran di sungai (Sri Harto, 1993:8-10).

Apabila kondisi tanah memungkinkan, sebagian air infiltrasi akan bergerak horizontal sebagai *interflow*, sebagian akan tinggal dalam masa tanah menjadi bagian dari tanah, dan sisanya mengalir vertikal atau perkolasi mencapai air tanah. Perkolasi adalah pergerakan air ke bawah dari zona tidak jenuh (antara permukaan tanah sampai ke permukaan air tanah). *Makkink dan Van Heemst* mengemukakan bahwa agihan vertikal (*vertical distribution*) air dalam tanah pada dasarnya terbagi dalam empat zona :

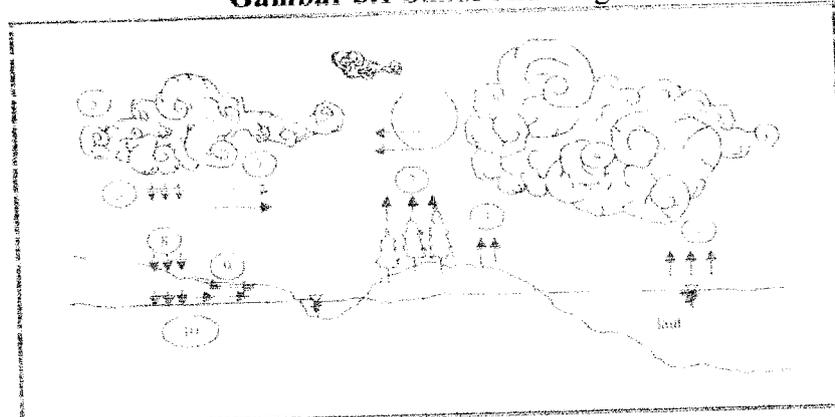
- Evaporation Zone atau Zone of Aeration
- Intermediate Belt
- Capillary Zone
- Ground Water Zone atau Saturation Zone

Dari keempat zona tersebut butir 2 dan 3 digabungkan sebagai "Transmission Zone". (Sri Harto, 1993).

Dalam kaitan ini *Hillel* membagi agihan lengas tanah dalam profil tanah menjadi empat zona, yaitu :

- "Zona Jenuh" dekat permukaan
- "Zona Transmisi Aliran Tak Jenuh" dengan kadar air hampir seragam
- "Zona Basah" dimana kelengasan berkurang dengan kedalaman
- "Muka Basah" (*wetting front*) dimana perubahan kadar lengas terhadap kedalaman sedemikian besar sehingga tampak jelas antara tanah basah di bagian atas dan tanah kering di bawahnya (dalam *Chow*, 1988).

**Gambar 3.1 Siklus Hidrologi**

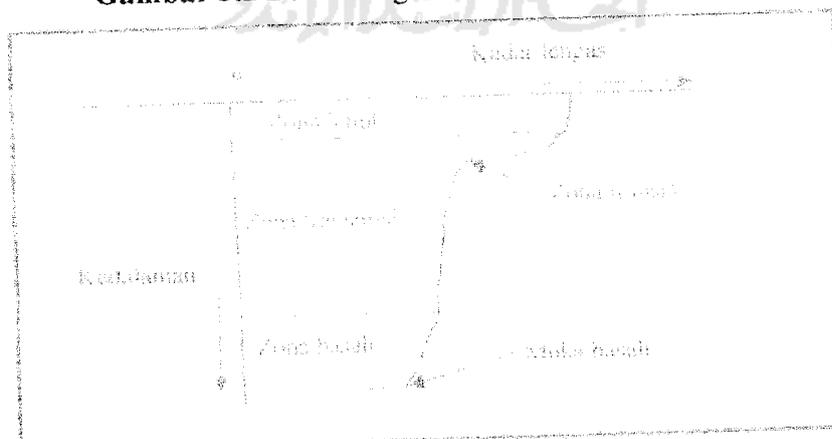


(Sumber : Sri Harto, 1983 : 2)

Keterangan:

- |                           |                          |
|---------------------------|--------------------------|
| 1 = evaporasi (penguapan) | 6 = infiltrasi           |
| 2 = transpirasi           | 7 = <i>overland flow</i> |
| 3 = awan                  | 8 = <i>interflow</i>     |
| 4 = awan penyebab hujan   | 9 = perkolasi            |
| 5 = hujan                 | 10 = air tanah           |

**Gambar 3.2 Zona Lengan Tanah Selama Infiltrasi**



(Sumber : Chow, 1988)

### 3.2. Infiltrasi

Infiltrasi adalah proses meresapnya air ke dalam tanah melewati permukaan tanah. Sedangkan laju infiltrasi  $f_p$  adalah laju infiltrasi maksimum yang terjadi, yang ditentukan oleh kondisi permukaan termasuk lapisan atas dari tanah. Besarnya laju infiltrasi  $f_p$  dinyatakan dalam *cm/jam* (Sri Harto, 1993).

#### 3.2.1. Arti Penting Infiltrasi

Infiltrasi mempunyai arti penting terhadap proses limpasan serta pengisian kadar lengas tanah dan air tanah.

##### a. Proses limpasan (run off)

Laju infiltrasi menentukan besarnya air hujan yang dapat diserap ke dalam tanah. Sesekali air hujan tersebut masuk ke dalam tanah ia tidak dapat diuapkan kembali dan ia tetap akan dibawah permukaan tanah yang akan mengalir sebagai air tanah. Aliran air tanah sangat lambat. Semakin besar laju infiltrasi, maka perbedaan antara intensitas curah hujan dengan laju infiltrasi menjadi kecil. Akibatnya limpasan permukaannya semakin kecil sehingga debit puncaknya juga akan lebih kecil ( Soemarto, 1995).

##### b. Pengisian lengas tanah (soil moisture) dan air tanah

Pengisian lengas tanah dan air tanah adalah penting untuk tujuan pertanian. Akar tanaman menembus daerah tidak jenuh dan menyerap air yang diperlukan untuk evapotranspirasi dari daerah yang tidak jenuh tadi. Pengisian kembali lengas tanah sama dengan selisih antara infiltrasi dan perkolasi (jika ada). Pada permukaan air tanah yang dangkal dalam lapisan tanah yang berbutir tidak

begitu kasar, pengisian kembali lengas tanah tanah ini dapat pula diperoleh dari kenaikan kapiler tanah.

Pengisian kembali air tanah atau *recharge*, sama dengan perkolasi dikurangi kenaikan kapiler, jika ada. Besarnya perkolasi dibatasi oleh besarnya daya infiltrasi. Oleh karenanya daya infiltrasi menentukan besarnya *recharge*. Faktor lain yang menentukan besarnya adalah tinggi hujan tahunan, distribusi hujan dan evaporasi sepanjang tahun, intensitas hujan dan kedalaman permukaan air tanah. Kedalaman permukaan air tanah adalah penting dalam hubungannya dengan kenaikan kapiler yang mengisi kembali air yang diupkan dari daerah lengas tanah (*soil moisture zone*), baik secara langsung atau lewat tanaman.

Sebaliknya *recharge* air tanah mempengaruhi aliran dasar (*base flow*) sungai yang merupakan aliran minimum pada akhir musim kemarau. Dalam keadaan ini, debit sungai hanya terdiri atas aliran masuk (*inflow*) yang berasal dari air tanah.

### 3.2.2. Faktor-faktor Yang Mempengaruhi Laju Infiltrasi $f_p$

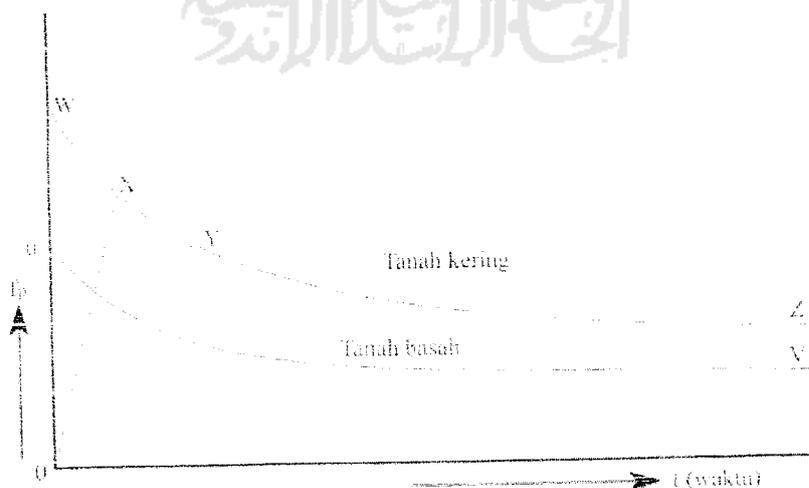
#### a. Dalamnya genangan di atas permukaan tanah (*surface detention*) dan tebal lapisan jenuh

Laju infiltrasi ke dalam tanah merupakan jumlah perkolasi dari air yang memasuki tampungan di atas permukaan air tanah, pada permulaan musim hujan pada umumnya tanah masih jauh dari jenuh sehingga pengisian akan berjalan terus pada waktu yang lama sehingga daya infiltrasi akan menurun terus pada hujan yang berkesinambungan (*continious rainfall*), meskipun pada periode yang sama.

### b. Kadar air dalam tanah

Jika pada saat sebelum hujan keadaan tanah masih sangat kering, maka di dalam tanah akan terjadi tarikan kapiler searah dengan gravitasi sehingga memberikan daya infiltrasi yang lebih tinggi. Jika air mengalami perkolasi ke bawah, lapisan permukaan tanah akan menjadi setengah jenuh yang menyebabkan mengecilnya gaya-gaya kapiler sehingga besarnya daya infiltrasi  $f_p$  akan menurun, seperti yang terlihat pada Gambar 3.3 (lengkung WXYZ).

Bila air hujan jatuh di atas tanah berbutir halus dan lepas (seperti bedak) akan membentuk butir-butir air yang tidak membasahi tanah, karena adanya tegangan permukaan, seperti halnya air raksa yang terletak pada bidang datar. Butir ini tidak akan meresap ke dalam tanah (daya infiltrasi = 0). Hal seperti ini tidak berjalan lama, setelah beberapa saat butir-butir tanah dapat dibasahi oleh air hujan sehingga tegangan permukaannya akan hilang dan daya infiltrasinya akan naik mengikuti lengkung OXYZ seperti terlihat pada Gambar 3.3.



**Gambar 3.3** Grafik hubungan  $f_p$  terhadap  $t$

Jika sebelum turun hujan, permukaan tanahnya sudah lembab, daya infiltrasi akan lebih rendah jika dibandingkan dengan permukaan tanah yang semula kering seperti yang diperlihatkan pada lengkung uV pada Gambar 3.2.

### **c. Pemampatan oleh curah hujan**

Gaya pukulan oleh butir-butir air hujan terhadap permukaan tanah akan mengurangi daya infiltrasi. Akibat pukulan-pukulan tersebut butir-butir tanah yang lebih halus pada permukaan tanah akan terpecah dan masuk ke dalam ruang-ruang antara, sehingga terjadi efek pemampatan. Permukaan tanah yang terdiri atas lapisan yang bercampur tanah liat akan menjadi kedap air karena dimampatkan oleh pukulan butir-butir air hujan tersebut. Tetapi tanah pasir (*sandy soil*) tanpa campuran bahan-bahan lain tidak akan dipengaruhi oleh gaya pukulan butir-butir hujan tersebut. Pemampatan oleh injakan manusia atau binatang dan lalu lintas kendaraan sangat menurunkan daya infiltrasi.

### **d. Tumbuh-tumbuhan**

Lindungan tumbuh-tumbuhan yang padat, misalnya seperti rumput atau hutan cenderung untuk meningkatkan daya infiltrasi. Ini disebabkan oleh sistim akar yang padat yang menembus ke dalam tanah, lapisan sampah (debris) organik dari daun-daun atau akar-akar dan sisa-sisa tanaman yang membusuk membentuk permukaan empuk (*sponge like surface*), binatang-binatang dan serangga-serangga pembuat lubang membuka jalan ke dalam tanah, lindungan tumbuh-tumbuhan mengambil air dari dalam tanah sehingga memberikan ruangan bagi proses infiltrasi berikutnya.

#### e. Keadaan struktur tanah

Rekahan-rekahan tanah akibat kekeringan akan menaikkan laju infiltrasi pada awal musim hujan. Sebaliknya udara yang terperangkap di antara butir-butir tanah dapat menurunkan laju infiltrasi. Demikian pula kekentalan air yang dipengaruhi oleh suatu tanah dapat pula mempengaruhi besarnya laju infiltrasi.

#### 3.2.3. Besar dan Variasi Laju Infiltrasi Dalam Hubungannya Dengan Waktu

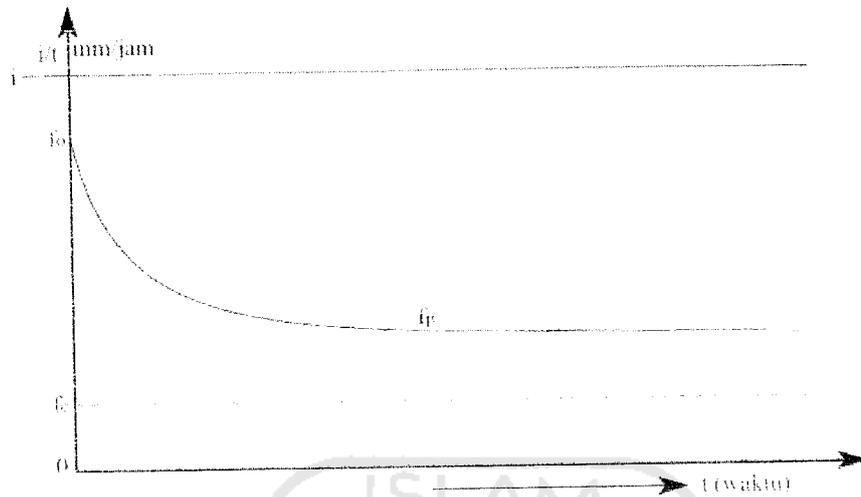
Laju infiltrasi tergantung kepada faktor-faktor berikut ini :

1. Tekstur dan jenis tanah
2. Tumbuh-tumbuhan
3. Kadar air

Seperti yang telah diuraikan bahwa laju infiltrasi menurun selama waktu hujan sebagai akibat dari :

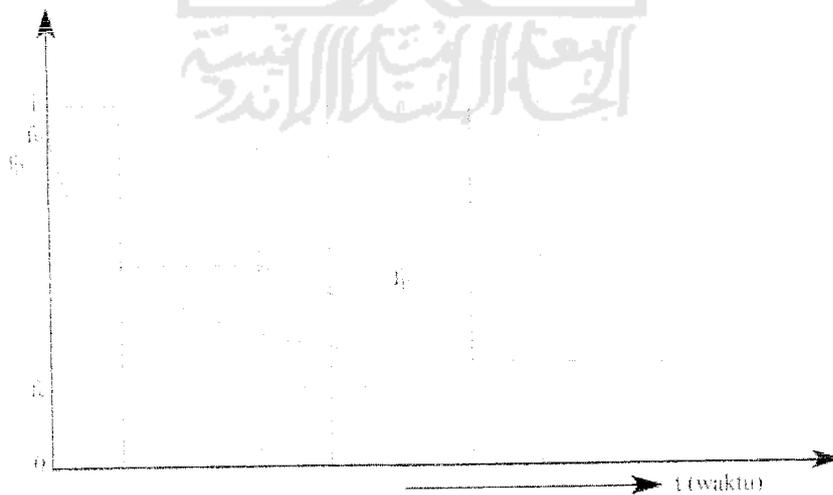
1. Pemampatan permukaan tanah oleh pukulan butir-butir hujan.
2. Mengembangnya tanah liat dan partikel-partikel humus oleh lembabnya tanah.
3. Tersumbatnya pori-pori oleh masuknya butir-butir yang lebih kecil.
4. Terperangkapnya udara dalam pori-pori tanah.

Turunnya daya infiltrasi  $f_p$  selma waktu hujan dengan intensitas  $i \geq f_p$  pada umumnya dapat dilukiskan seperti pada Gambar 3.4.



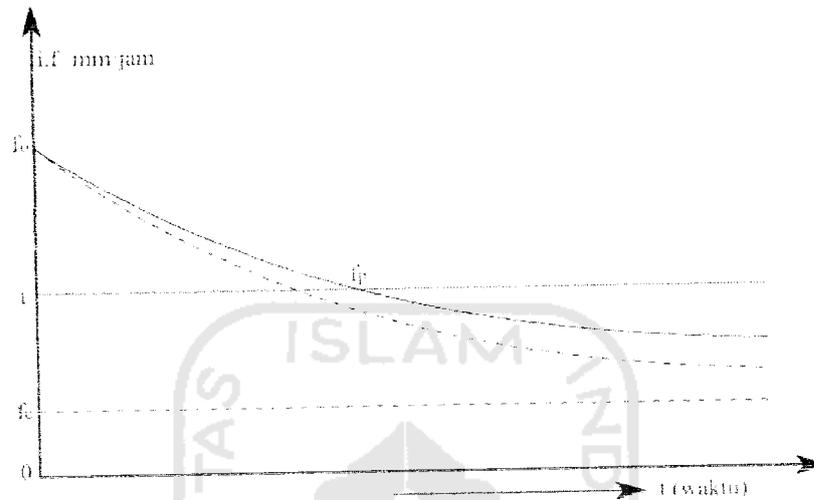
**Gambar 3.4** Grafik  $f_p$  selama  $t$  (waktu hujan) dengan intensitas  $i \geq f_p$

Pada keadaan dimana terjadi hujan yang terputus-putus (*intermittent rainfall*) dengan  $i \geq f_p$  akan terjadi kenaikan daya infiltrasi pada setiap periode kering di antara waktu-waktu hujan tersebut, seperti yang terdapat pada Gambar 3.5 berikut ini.



**Gambar 3.5** Grafik  $f_p$  selama  $t$  (waktu hujan) yang terputus-putus dengan intensitas  $i \geq f_p$

Dalam hal ini  $i \leq f_p$  daya infiltrasinya akan turun juga, meskipun tidak secepat jika  $i \geq f_p$ , seperti yang terlihat pada Gambar 3.6.



**Gambar 3.6** Grafik  $f_p$  selama  $t$  (waktu hujan) dengan intensitas  $i \leq f_p$

### 3.3 Iklim

Iklim adalah keadaan rata-rata udara dalam waktu yang lama dan meliputi daerah yang sempit. Iklim di Indonesia mempunyai kekhasan tersendiri. Pada bulan Desember, Januari, dan Februari, saat musim dingin terjadi di belahan bumi sebelah utara, di Indonesia terjadi musim penghujan. Proses terjadinya hujan disebabkan oleh banyaknya uap air dari Laut Jawa dan Samudera Hindia yang dibawa oleh angin Muson Barat, yaitu angin yang bertiup dari benua Asia ke Australia karena telah terjadi tekanan yang lebih rendah di benua Australia.

Sebaliknya pada bulan Juni, Juli dan Agustus angin bertiup dari benua Australia ke benua Asia yang dinamakan angin Muson Timur, membawa udara kering dari benua Australia sehingga menyebabkan musim kemarau di Indonesia.

Selain oleh angin muson, iklim di Indonesia juga dipengaruhi oleh angin gunung, angin lembah, angin laut, dan angin darat.

Iklim pada umumnya berkaitan erat dengan curah hujan dan evapotranspirasi dan secara tidak langsung menentukan besarnya ketersediaan air pada suatu daerah.

Terjadinya iklim ini disebabkan oleh beberapa faktor, antara lain :

### 1. Suhu Udara

Suhu udara dipengaruhi oleh banyak sedikitnya panas matahari yang diterima oleh permukaan bumi.

### 2. Tekanan dan Kelembaban Udara

Tekanan udara ditimbulkan oleh berat lapisan udara. Besarnya tekanan udara pada umumnya sebesar 76 cm Hg diatas permukaan air laut. Sedangkan kelembaban udara ditentukan oleh banyaknya uap air yang terkandung di dalam udara tersebut. Semakin tinggi suhu udara menyebabkan udara semakin renggang dan semakin besar kandungan airnya.

### 3. Angin

Angin adalah udara yang bergerak dari tempat yang bertekanan tinggi ke tempat yang tekanannya lebih rendah, sedangkan perbedaan tekanan udara disebabkan adanya perbedaan pemanasan matahari pada permukaan bumi. Besarnya aliran arus angin dinyatakan dalam satuan km/hari. Di Indonesia terjadi angin muson yang setiap setengah tahun berganti arah dan berubah dari basah menjadi kering.

#### 4. Hujan

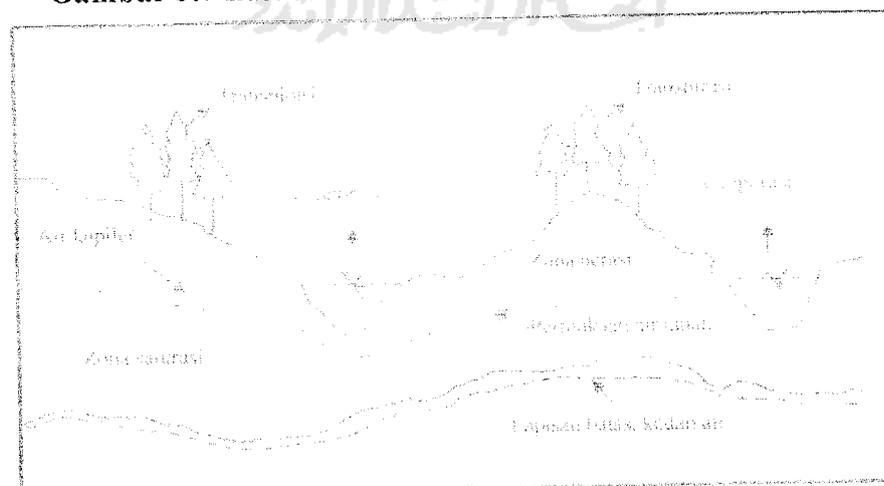
Hujan terjadi karena adanya penurunan temperatur udara yang mengakibatkan proses kondensasi pada uap air dan berubah dari wujud gas menjadi titik-titik air dan jatuh ke bumi sebagai hujan.

#### 3.4 Hubungan antara Air, Tanah, dan Tanaman

Tanah pada dasarnya terdiri dari tiga komponen, yaitu : butiran tanah, air, dan udara. Besarnya kandungan air dan udara dalam tanah dapat berubah-ubah, tetapi butir-butir tanah tetap.

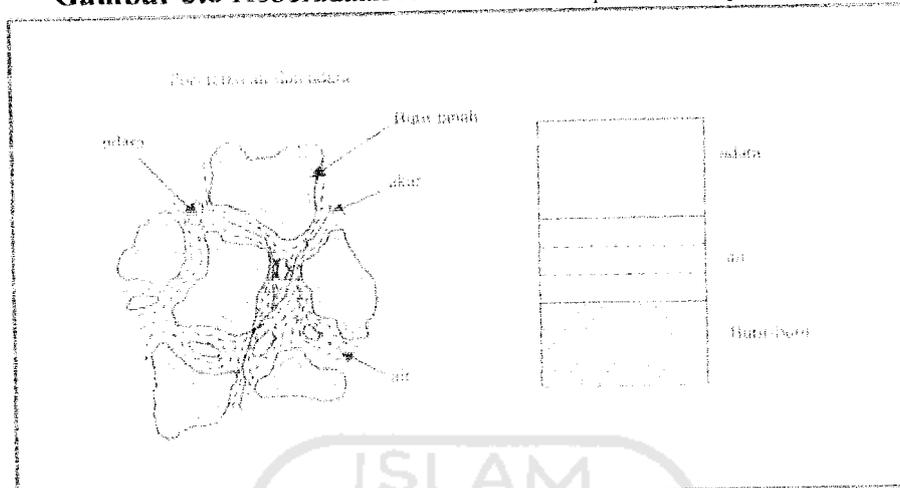
Air hujan yang jatuh ke permukaan tanah bergerak ke bawah melalui zona aerasi, selain mengisi pori-pori tanah, sebagian tetap tinggal di dalam pori dan ditahan oleh gaya tarik molekuler disekeliling butir-butir tanah. Apabila kapasitas penahanan air tanah pada zona aerasi terpenuhi, air akan bergerak ke bawah menuju zona saturasi.

**Gambar 3.7** Ilustrasi Skematis Kedudukan Air dalam Tanah



(Sumber : Sudjarwadi, 1987 : 8)

**Gambar 3.8** Keberadaan Air dan Udara pada Pori-pori Tanah



(Sumber : Sudjarwadi, 1987: 7)

Air yang berada pada lapisan atas dari zona aerasi disebut lengas tanah. Lengas tanah yang cukup pada zona perakaran sangat diperlukan bagi tanaman agar dapat tumbuh dan berkembang. Tanaman membutuhkan air untuk melarutkan mineral yang dibutuhkan agar mudah diserap oleh akar. (Suprayitno, 1996 dalam Dodi Iswandi, 2003:9).

Jumlah lengas tanah yang dapat dimanfaatkan oleh tanaman sangat terbatas dan keterbatasan itu dipengaruhi oleh volume ruang pori dan gaya tarik oleh butir-butir tanah. Dengan adanya gaya tarik tersebut, lapisan tipis air di sekeliling butiran dipegang dengan kuat sehingga akar tidak mampu menyerapnya.

Dalam kaitannya dengan lengas tanah yang tersedia untuk tanaman, beberapa sifat tanah perlu diketahui, yaitu:

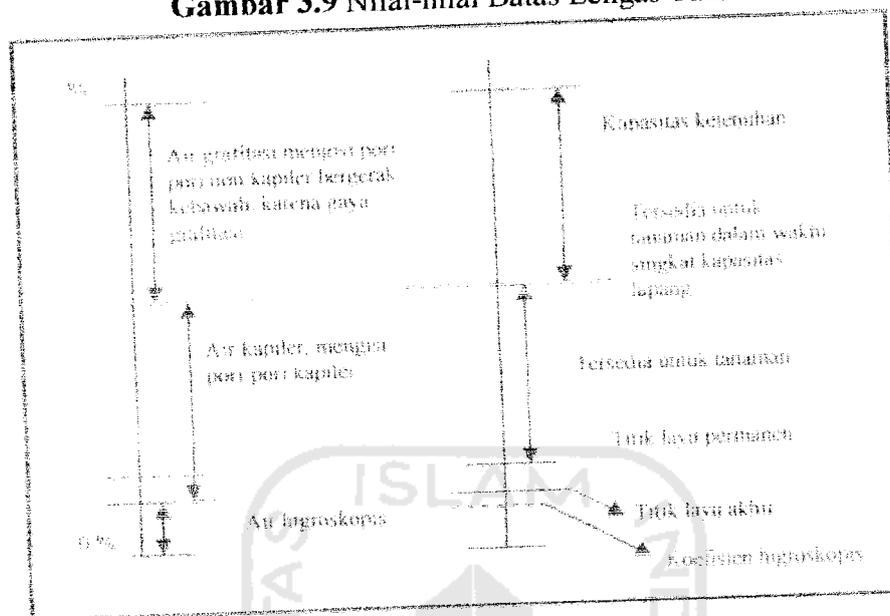
1. Kapasitas kejenuhan merupakan jumlah air yang dibutuhkan untuk mengisi seluruh ruang pori antara butir-butir tanah. Kapasitas kejenuhan merupakan batas atas dari kelembaman tanah yang mungkin dicapai. Untuk membuat

tanah menjadi jenuh air semua udara yang berada dalam pori-pori harus dikeluarkan oleh daun dan diganti dengan air.

2. Kapasitas lapang merupakan nilai air kapiler yang dapat ditahan pada kondisi drainasi bebas di zona perakaran pada suatu keadaan air muka tanah yang cukup dalam sehingga lengas tanah dari zona saturasi dapat ditarik ke dalam zona perakaran.
3. Titik layu permanen merupakan nilai lengas tanah pada saat tanaman mulai layu. Pada tanah yang mengandung nilai air di bawah titik layu permanen, air tidak dapat diserap oleh akar dengan cepat.
4. Titik layu akhir merupakan nilai lengas tanah saat tanaman layu seluruhnya. Pada saat lengas tanah mencapai layu permanen, tanaman mulai layu tetapi masih mampu menyerap sebagian kecil air untuk mempertahankan hidupnya. Apabila terus berlanjut akan ada tambahan air, lengas tanah mengecil dan mencapai titik layu akhir, disebut juga interval kelayuan.
5. Koefisien higroskopis menunjukkan harga maksimal air higroskopis yang terkandung di dalam tanah. Koefisien higroskopis memberi petunjuk tentang jumlah Lumpur Koloidal dalam tanah. Secara umum nilai koefisien higroskopis sekitar dua per tiga dari titik layu permanen. Namun demikian dari semua sifat yang ada, kapasitas lapang dan titik layu permanen merupakan yang paling penting. (Sudjarwadi, 1979:14-17).

Gambar 3.9 merupakan ilustrasi nilai-nilai presentase pada nilai-nilai batas lengas tanah yang dipengaruhi oleh jenis tanah dan sebagian lagi oleh jenis tanaman.

**Gambar 3.9 Nilai-nilai Batas Lengas Tanah**



(Sumber : Sudjarwadi, 1987 : 18)

Tanaman dapat tumbuh dengan mengasorpsi air dalam tanah. Air pada kondisi yang cukup diperlukan untuk pertumbuhan tanaman. Ada tanaman tahan kering, yaitu : mampu bertahan hidup dalam keadaan kurang air selama mas tertentu dengan membatasi kegiatan berbagai proses fisiologi. Setelah persediaan lengas tanah cukup, misalnya setelah terjadi hujan, tanaman tersebut dapat tumbuh normal kembali. Tanaman juga bersifat menghindari kekeringan, yaitu: mampu tetap memenuhi kebutuhannya akan air dalam keadaan kekurangan persediaan lengas tanah. Tanaman karet dan jati termasuk tanaman yang tahan kering, sedangkan tanaman semangka dan mentimun bersifat tidak tahan terhadap kekeringan.

Akar merupakan bagian penting dalam pertumbuhan tanaman, karena akar berfungsi menyerap bahan organik dari dalam tanah yang diperlukan untuk

pertumbuhan. Dalam zona perakaran dipengaruhi oleh tekstur tanah, formasi tanah, dalamnya permukaan air tanah, dan jumlah lengas tanah yang tersedia.

Pengaruh tersebut dapat ditunjukkan melalui beberapa kejadian, antara lain: (1) Akar akan lebih mudah menembus tanah pasir daripada tanah lempung, (2) Tanah cadas dibawah akan merintang penembusan akar, (3) Kedalaman air yang dangkal, menghalangi pertumbuhan akar ke bawah, akar cenderung menyebar pada lapisan tanah bagian atas, (4) Akar-akar tanaman tidak dapat tubuh baik pada tanah yang kekurangan air.

Kedalaman zona perakaran (D) untuk berbagai jenis tanaman ditunjukkan pada tabel 3.1.

**Tabel 3.1** Zona Kedalaman Perakaran

No.	Jenis Tanaman	D (m)
1	Kedelai	0,6 - 1,3
2	Jagung	1,3 - 1,9
3	Kacang Tanah	0,5 - 1,3
4	Kacang Hijau	1,0 - 1,3
5	Ubi Kayu	1,3 - 2,0
6	Ubi Jalar	1,0 - 2,0
7	Tebu	1,3 - 1,6

(Sumber : Sudjarwadi, 1979)

### 3.5 Evapotranspirasi

Perubahan besarnya ketersediaan air pada lahan ditentukan oleh adanya curah hujan serta laju evapotranspirasi. Hal tersebut terjadi karena adanya sirkulasi air di bumi yang berlangsung secara terus-menerus. Evapotranspirasi adalah proses penguapan yang terjadi dari permukaan bumi yang berasal dari air dan tanaman, karena konsentrasi uap pada udara tipis dekat permukaan air atau tanah melebihi konsentrasi uap pada udara di atasnya.

Evapotranspirasi merupakan gabungan dari dua proses, yaitu dari evaporasi dan transpirasi. Evaporasi adalah proses pertukaran molekul air di permukaan menjadi molekul uap air di atmosfer, yang prosesnya meliputi dua tahap yaitu transformasi dari air menjadi uap air dan perpindahan lapisan udara kenyang uap air dari interface (Wieirang, 1978 dalam Sri Harto, 1993:21). Transpirasi adalah proses fisiologis alamiah, dimana air yang dihisap oleh akar diteruskan lewat tubuh tanaman, dan diuapkan kembali lewat sel-sel stomata (Schulz, 1979 dalam Sri Harto, 1993:21). Proses evaporasi dan transpirasi pada kondisi lapangan tidak dapat dipisahkan jika tanahnya tertutup oleh tumbuh-tumbuhan, karena kedua proses tersebut saling berkaitan.

Pada dasarnya proses evapotranspirasi ditentukan oleh gradien tekanan uap yaitu perbedaan tekanan uap di atas permukaan air atau tanah dengan tekanan uap atmosfer. Besarnya evapotranspirasi dipengaruhi oleh pembentuk iklim, yaitu: radiasi matahari, kelembaman relatif, suhu udara, pengaruh usia tanaman, pengaruh jenis tanaman, dan pengaruh ketersediaan air tanah dan salinitas.

### **3.5.1. Faktor-faktor Pengaruh**

#### **a. Radiasi Matahari**

Proses penguapan berlangsung pada siang maupun malam hari. Proses ini berlangsung dengan memerlukan energi berupa panas laten untuk penguapan, dan akan sangat aktif jika ada penyinaran langsung dari matahari.

Radiasi matahari yang dipancarkan merupakan radiasi gelombang pendek. Radiasi yang sampai ke atmosfer bagian atas (Ra) disebut *Extra Terrestrial Radiation*. Ra yang masuk atmosfer kemudian diteruskan, sebagian disebarkan (ke

angkasa dan ke bumi), dan sebagian lagi diserapkan. Ada pula yang dipantulkan ke awan. Dan radiasi yang sampai ke bumi ( $R_s$ ) disebut *Insiden Solar Radiation*. Yang sebagian akan dipantulkan ke angkasa oleh benda-benda di permukaan bumi. Selisih antar  $R_s$  dengan yang dipantulkan dinamakan radiasi netto gelombang pendek ( $R_{ns}$ ).

Radiasi yang diterima oleh permukaan bumi tersebut dipancarkan ke atmosfer dalam bentuk radiasi gelombang panjang dan kalor laten serta kalor terindra. Perbedaan radiasi gelombang panjang yang dipancarkan oleh bumi dengan radiasi gelombang panjang yang diterima dari atmosfer radiasi gelombang panjang bersih. Selisih radiasi gelombang pendek bersih dengan radiasi gelombang panjang bersih disebut radiasi matahari bersih ( $R_n$ ).

$R_n$  yang diterima oleh permukaan bumi sebagian digunakan untuk evapotranspirasi, sebagian untuk memanaskan udara diatas permukaan tanah dan tanaman. Besarnya energi untuk evapotranspirasi dan pemanasan udara tergantung pada air yang tersedia untuk penguapan di permukaan tanaman. Apabila keseimbangan antara penambahan dan pengurangan air terganggu, maka stomata akan tertutup, sehingga energi akan lebih banyak digunakan untuk pemanasan udara. Apabila air cukup, tanaman baik dan telah menutup permukaan tanah, maka radiasi bersih lebih banyak digunakan untuk proses evapotranspirasi.

#### **b. Angin**

Tiupan angin akan memindahkan masa uap air diatas permukaan air, tanah, maupun daun, sehingga tekanan uap air di atas permukaan tersebut menjadi turun, yang mengakibatkan gradien tekanan uap air menjadi lebih besar dan

evapotranspirasi akan naik. Jadi kecepatan angin mempunyai peranan penting dalam proses evapotranspirasi. Kenaikan kecepatan angin akan menyebabkan semakin besarnya proses evapotranspirasi potensial.

**c. Kelembaman Relatif**

Kelembaman udara yang semakin rendah menyebabkan perbedaan tekanan uap antara permukaan air terhadap lapisan udara di atasnya semakin kecil sehingga evapotranspirasi semakin besar. Apabila kelembaman relatif besar, maka kemampuannya menyerap air akan berkurang.

**d. Suhu Udara**

Kenaikan suhu udara akan menyebabkan proses evapotranspirasi berjalan lebih cepat, karena tersedianya energi panas.

**e. Pengaruh Usia Tanaman**

Pada saat tanaman mulai tumbuh, nilai evapotranspirasi meningkat sesuai pertumbuhannya, dan mencapai maksimum pada penutupan vegetasi maksimum. Setelah mencapai maksimum dan berlangsung beberapa saat menurut jenis tanaman, nilai evapotranspirasi menurun sejalan dengan pematangan biji menuju saat panen.

**f. Pengaruh Jenis Tanaman**

Jenis tanaman mempengaruhi transpirasi selama kondisi musim kering. Jenis tanaman di padang pasir, yang mempunyai stomata lebih sedikit, relatif menguapkan sedikit air. Sebaliknya jenis tanaman yang mempunyai perakaran yang bisa mencapai bidang muka air jenuh, menguapkannya tanpa tergantung pada kadar lengas di zona aerasi.

### g. Pengaruh Ketersediaan Air Tanah dan Salinitas

Tingkat penguapan dari suatu permukaan tanah yang jenuh sama dengan penguapan dari suatu permukaan air pada temperatur yang sama. Pada saat tanah mulai mengering, penguapan berkurang dan temperaturnya naik untuk mencapai keseimbangan energi. Pengaruh salinitas menimbulkan pengurangan tekanan uap dari cairan yang bersangkutan.

#### 3.5.2. Evapotranspirasi Potensial

Evaporasi potensial (ETp) adalah evapotranspirasi untuk suatu tanaman yang dapat tumbuh subur dan tidak pernah kekurangan air. *Thornthwaite* (1948) mendefinisikan Evapotranspirasi Potensial sebagai evapotranspirasi dari areal tumbuhan yang menutupi permukaan tanah dengan lengas tanah cukup pada setiap waktu. Sedangkan menurut *Penman* (1974), evapotranspirasi potensial didefinisikan sebagai evapotranspirasi dari tanaman pendek berdaun hijau yang tumbuh baik dan menutup permukaan tanah yang tidak pernah kekurangan air. Kedua definisi tersebut pada dasarnya sama, yaitu: memberikan definisi pada batas atas evapotranspirasi untuk suatu tanaman yang dapat tumbuh subur dan tidak pernah kekurangan air.

Rumus yang memperkirakan evapotranspirasi sudah banyak dikembangkan di berbagai tempat dengan berbagai macam pendekatan. Pada dasarnya ada 3 macam pendekatan, yaitu: pendekatan teoritis, pendekatan analisis, dan pendekatan empiris. Pendekatan teoritis berdasarkan pada proses fisika, evaporasi dan transpirasi, meliputi cara transfer massa dan lain-lain. Pendekatan

analisis dan empiris didasarkan pada keseimbangan air atau energi. Dari pendekatan ini berbagai rumus evapotranspirasi banyak diturunkan, antara lain:

**a. Cara Dalton**

Rumus Dalton (Darmanto, 1989 dalam Winarno, 1997: 21)

dinyatakan sebagai:

$$E = C (e_a - e_d) \dots\dots\dots (1)$$

dengan :

E = rata-rata evaporasi (in)                       $e_a$  = tekanan udara maksimum (mb)

C = koefisien Meyer                                       $e_d$  = tekanan udara nyata (mb)

**b. Cara Penman (Irigasi Jurusan Teknik Sipil, 1986:9)**

Penman menurunkan rumus melalui pendekatan keseimbangan energi dan proses pemindahan uap.

Metode yang dipakai dalam menghitung evapotranspirasi potensial pada penelitian ketersediaan air untuk lahan dengan menggunakan cara Penman, yaitu:

Rumus :

$$H = R_u(1-r)(0,18+0,55.n/N) - \sigma T_a^4(0,56-0,92\sqrt{e_a})(0,10+0,9.n/N) \dots\dots (2)$$

$$E_a = 0,35 (e_a - e_d)(1 - 0,0098 U^2) \dots\dots\dots (3)$$

$$ET_p = \frac{\Delta H + 0,27 E_a}{\Delta H + 0,27} \dots\dots\dots (4)$$

H = keseimbangan panas harian dipermukaan (mm air/hari)

Ea = evaporasi (mm/hari)

Etp = evapotranspirasi potensial (mm/hari)

Ru = extra terrestrial radition rata-rata bulanan (mmH2/hari)

- $r$  = koefisien refleksi, pada rumus Penman digunakan 0,25  
 $n$  = jumlah jam matahari bersinar dalam satu hari yang sebenarnya  
 $N$  = jumlah jam maksimum yang dimungkinkan matahari bersinar dalam satu hari  
 $n/N$  = persentase lama penyinaran matahari dalam satu hari (SSD)  
 $\sigma T_a^4$  = radiasi benda hitam Stefan-Boltzman dalam mm H<sub>2</sub>O/hari.  
 $e_d$  = tekanan uap nyata dalam mb, dengan :  
 $e_d = RH.e_a$   
 $e_a$  = tekanan uap jenuh dalam mm Hg  
 $U_2$  = kecepatan angin 2 m diatas permukaan tanah (km/hari)

**c. Cara Radiasi (J. Doorenbos, 1997: 8)**

Rumus ini diturunkan berdasarkan keseimbangan energi dinyatakan sebagai :

$$E_{to} = c (w.R_s) \dots \dots \dots (5)$$

dengan :

$R_s$  = radiasi matahari dalam evaporasi ekivalen (mm/hari)

$R_s = (0,25-0,5 n/N) R_a$

$n$  = jam penyinaran nyata (jam)

$N$  = jam penyinaran maksimum rerata harian yang mungkin terjadi (jam)

$R_a$  = radiasi yang diterima bagian atas atmosfer dinyatakan dalam evaporasi ekuivalen (mm/hari)

$w$  = suatu faktor yang tergantung pada temperatur dan ketinggian

c = faktor penyesuaian untuk memasukkan pengaruh kelengasan udara rerata dan keadaan angin siang hari

#### d. Cara Blaney-Criddle

Blaney-Criddle mengembangkan rumus empiris di bagian barat Amerika

Serikat (CD Soemarto, 1986: 76) dinyatakan sebagai :

$$C_u = k.f \dots\dots\dots (6)$$

$$f = \frac{t.p}{100} \dots\dots\dots (7)$$

dengan

$C_u$  = kebutuhan air konsumtif bulanan (inch/period)

$k$  = koefisien tanaman, ditentukan secara empiris

$f$  = faktor kebutuhan air sebagai fungsi dari temperatur ( $^{\circ}F$ ) dan prosentase rerata jam penyinaran harian terhadap jumlah jam penyinaran tahunan

$p$  = prosentase jumlah jam terang tahunan, dicari berdasar bulan dan letak lintang

$t$  = temperatur rerata bulanan ( $^{\circ}F$ )

#### 3.5.3. Evapotranspirasi Tanaman (ET<sub>m</sub>)

Evapotranspirasi tanaman atau evapotranspirasi maksimum menunjukkan laju evapotranspirasi maksimum dari tanaman yang tumbuh subur pada areal yang luas dimana kondisi airnya selalu tercukupi. Cara menghitung ET<sub>m</sub> harian rata-rata dengan menggunakan rumus :

$$E_{tm} : kc \cdot E_{Tp} \dots\dots\dots (8)$$

dengan:

$kc$  = koefisien tanaman

$E_{Tp}$  = evapotranspirasi potensial

Nilai koefisien tanaman ( $Kc$ ) diperoleh dengan melakukan percobaan pembudidayaan tanaman yang dimaksud dan mengamati besarnya  $E_{Tm}$  (Sudjarwadi, 1979: 25). Nilai koefisien tanaman dapat dilihat pada Tabel yang tersaji di dalam Lampiran.

### 3.6 Hujan

Hujan merupakan komponen masukan yang paling penting dalam proses hidrologi. Hujan terjadi karena adanya penurunan temperatur udara yang mengakibatkan proses kondensasi pada uap air dan berubah dari gas menjadi titik-titik air dan jatuh ke bumi sebagai hujan. Istilah presipitasinya, yaitu: jumlah air yang terukur dalam alat pencatat hujan (Sri Harto, 1994: 7). Berdasarkan proses terjadinya hujan, ada beberapa macam hujan, antara lain :

#### a. Hujan Konvektif

Hujan konvektif akan terjadi bila terdapat ketidak seimbangan udara karena panas setempat sehingga udara bergerak ke atas dan berlaku proses adiabatik. Hujan konvektif biasanya merupakan hujan dengan identitas tinggi, terjadi dalam waktu singkat, dan di daerah yang sempit.

#### b. Hujan Siklon

Hujan siklon akan terjadi bila udara bergerak ke atas akibat adanya panas yang bergerak di atas lapisan udara yang lebih padat dan lebih dingin. Hujan siklon biasanya mempunyai intensitas sedang, mencakup daerah yang luas dan akan berlangsung lama.

#### c. Hujan Orografik

Hujan orografik terjadi karena udara bergerak ke atas akibat adanya pegunungan, karena terjadi dua daerah yang disebut daerah hujan dan daerah bayangan hujan. Hujan orografik dipengaruhi oleh karakteristik pegunungan.

#### 3.6.1. Curah Hujan Rerata

Besarnya hujan yang jatuh ke bumi disebut curah hujan. Curah hujan yang jatuh di suatu stasiun diukur dengan menggunakan alat pengukur hujan otomatis dan manual, dicatat dalam millimeter. Pada prinsipnya alat ukur curah hujan berupa suatu corong dengan diameter tertentu dan sebuah gelas ukur berskala. Pada alat ukur otomatis, gelas ukur diganti dengan peralatan otomatis yang mencatat curah hujan yang turun secara terus menerus pada kertas grafik.

Data yang terukur dari dua macam alat tersebut pada hakekatnya sama, namun kadang terdapat juga perbedaan yang disebabkan karena ketelitian pembacaan hujan yang terukur pada alat pencatat hujan manual. Apabila terdapat perbedaan pembacaan pada data terukur dengan alat pengukur hujan otomatis. Namun apabila data yang terukur dari dua alat pencatat hujan tersebut terdapat perbedaan yang cukup besar maka yang dipakai adalah data yang terbesar.

Dari pengukuran dengan alat ini diperoleh data curah hujan lokal (*point rainfall*), sedangkan data yang biasa diperlukan adalah data curah hujan rerata daerah (*areal rainfall*). Jadi yang dimaksud dengan curah hujan rerata disuatu daerah, curah hujan yang dianggap mewakili daerah tersebut berdasarkan curah hujan yang jatuh atau terukur di stasiun-stasiun daerah tersebut. Ada tiga cara yang dipakai untuk mengubah *point rainfall* menjadi *areal rainfall*, yaitu :

a. Cara Rata-Rata Aljabar

Cara rata-rata aljabar merupakan cara yang paling sederhana, yaitu dengan membagi rata pengukuran pada semua pos hujan terhadap jumlah stasiun dalam daerah aliran yang bersangkutan. Cara rata-rata aljabar yang dipakai untuk daerah-daerah datar dengan pos pengamatan hujan tersebar merata. Rumus yang dipakai, yaitu :

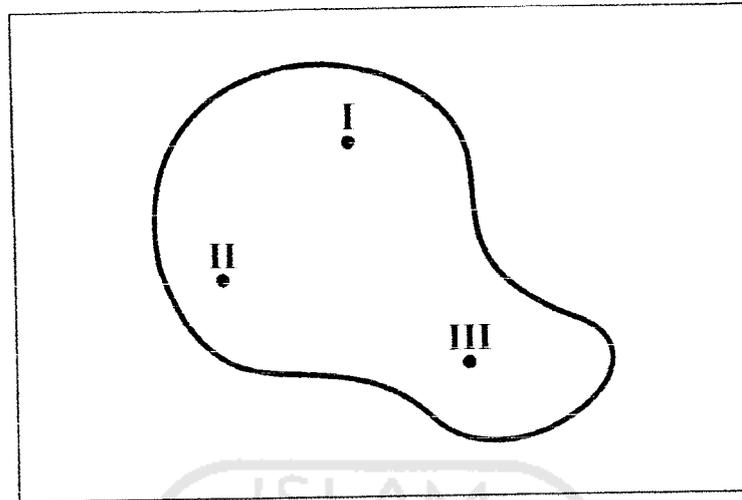
$$P = 1/n (X_1 + X_2 + X_3 + \dots + X_n) \dots \dots \dots (9)$$

dengan :

P = besar curah hujan rerata daerah (*areal rainfall*)

X<sub>1</sub>, X<sub>2</sub>, X<sub>3</sub>... X<sub>n</sub> = besar curah hujan pada stasiun pengamatan

n = jumlah stasiun pengamatan



**Gambar 3.10** Cara Mencari Rata-rata Aljabar

b. Cara Poligon Thiessen

Jika titik-titik di daerah pengamatan di dalam daerah itu tidak tersebar merata, maka cara perhitungan curah hujan dilakukan dengan memperhitungkan daerah pengaruh tiap pengamatan.

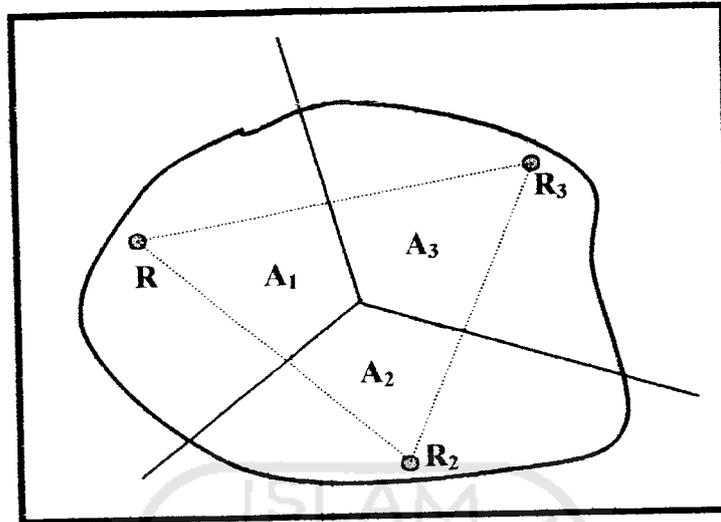
Rumus yang dipergunakan adalah :

$$\bar{R} = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + A_3 R_3 + \dots + A_N R_N}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_N} \quad \dots \dots \dots (10)$$

dimana :  $A_i$  adalah luas pengaruh dari stasiun  $i$ .

Cara Thiessen ini memberikan hasil yang lebih teliti dari cara aljabar.

Akan tetapi penentuan titik pengamatan akan mempengaruhi ketelitian hasil yang didapat.



Gambar 3.11 Cara Mencari Poligon Thiessen

c. Cara Isohiet

Definisi dari isohyet adalah tempat kedudukan yang mempunyai tinggi hujan sama. Peta isohyet digambar pada peta topografi dengan perbedaan 10 mm sampai 20 mm berdasarkan data curah hujan pada titik-titik pengamatan yang dimaksud. Luas bagian daerah antara 2 garis isohyet yang berdekatan diukur dengan planimetri. Curah hujan daerah itu dapat dihitung menurut persamaan sebagai berikut :

$$\bar{R} = \frac{A_1R_1 + A_2R_2 + A_3R_3 + \dots + A_NR_N}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_N} \quad \dots\dots\dots(11)$$

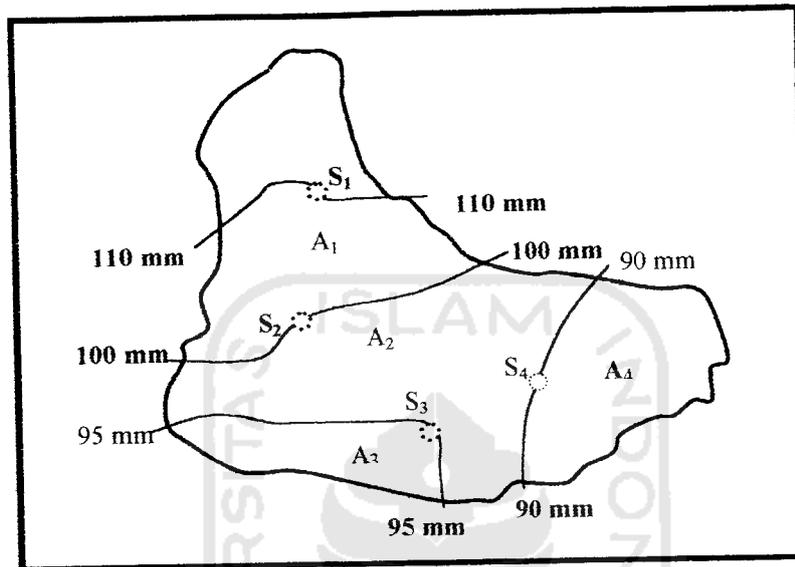
dimana :

$\bar{R}$  = curah hujan rata-rata regional

$R_i$  = curah hujan rata-rata pada bagian-bagian  $A_i$

$A_i$  = luas bagian antara garis isohyet

Cara ini adalah cara rasional yang terbaik jika garis-garis isohyet dapat digambar secara teliti.



**Gambar 3.12** Cara Mencari dengan Isohiet

### 3.6.2. Hujan Efektif ( $H_e$ )

Hujan efektif adalah curah hujan yang dapat digunakan untuk pertumbuhan tanaman (Muzamder, 1983 dalam Dodi Iswandi, 2003 : 8), jumlah curah hujan efektif dalam tahap studi perencanaan biasanya ditentukan sebesar 70 persen dari curah hujan lima tahunan terkering (TIM Peneliti FT UGM, dalam Dodi Iswandi, 2003 : 8)

Curah hujan yang jatuh ke permukaan tanah sebagian akan meresap ke dalam tanah sedangkan sebagian lagi akan mengalir ke daerah yang lebih rendah. Untuk mengetahui besarnya curah hujan yang dapat digunakan untuk pertumbuhan tanaman (hujan efektif), dapat dihitung dengan menggunakan cara analisis frekuensi.

Untuk menghitung hujan efektif dengan cara analisis frekuensi menggunakan rumus yang ditetapkan Perencanaan Irigasi, yaitu:

$$H_e = 0,70.1/30 H_s \dots\dots\dots (12)$$

$$H_5 = H + K.SD$$

$$SD = \sqrt{\frac{\sum (X - \bar{X})^2}{n-1}} \dots\dots\dots (13)$$

dengan :

- He = hujan efektif
- H<sub>5</sub> = hujan bulanan kala ulang 5 tahun
- H = hujan bulanan rata-rata daerah Klaten
- SD = deviasi standar
- K = faktor frekuensi (tergantung jenis sebaran)
- n = Jumlah data

Analisis frekuensi adalah analisis berulangnya satu peristiwa, baik jumlah frekuensi per satuan waktu maupun periode ulangnya. Pada analisis frekuensi terdapat dua jenis metode distribusi yang umum digunakan dalam Hidrologi yaitu, distribusi logaritma normal dan harga ekstrem. Metode analisis frekuensi yang didasarkan pada metode-metode distribusi ini dapat dikelompokkan menjadi:

#### 1) Metode Faktor Frekuensi

Metode ini menggunakan persamaan umum untuk analisis frekuensi hidrologi yang dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$X = \bar{Y} + K.SD \quad (14)$$

dengan:

$X$  = Besarnya curah hujan yang diharapkan terjadi

$\bar{X}$  = Besarnya curah hujan rata-rata

SD = Standar frekuensi

K = Faktor frekuensi

Beberapa metode yang dipakai antara lain:

a) Metode The Gumbel

Untuk kedua metode distribusi, yaitu log-normal dan gumbel, yang biasanya dipakai untuk analisis, tabel pada lampiran menunjukkan harga-harga kemungkinan faktor K diperoleh (atau interval kejadian ulang). Bentuk distribusi ini dianggap paling cocok untuk analisis frekuensi.

Berikut ini prosedur sederhana secara umum yang digunakan dalam persamaan frekuensi:

- Buatlah data curah hujan (musiman)
- Hitung  $\bar{x}$  (rerata) curah hujan dan SD (standar deviasi)
- Dari tabel dilihat faktor-faktor K untuk metode Gumbel, seleksi periode ulang yang dipilih dalam T
- Masukkan harga-harga hasil perhitungan untuk X dan SD ke dalam formulir perhitungan pada kolom yang tersedia

- Untuk masing-masing harga T yang dipilih, ambilah faktor K dari Tabel dan masukkan dalam formulir perhitungan

Metode ini dianggap paling sesuai untuk distribusi pada saat ini.

b) Metode Logaritma Pearson Tipe III

Dalam persamaan distribusi Log Pearson III kita harus mengkonversikan setiap rangkaian data menjadi bentuk logaritma. Bentuk persamaannya adalah sebagai berikut :

$$\text{Log } X_{Tr} = \text{Log } X + K_{Tr} \cdot S_{\log x} \dots \dots \dots (15)$$

dimana:

$X_{Tr}$  = curah hujan maksimum dalam periode ulang T tahun

X = curah hujan

$K_{Tr}$  = faktor frekuensi

$S_x$  = standar deviasi

c) Metode Logaritma Normal

Persamaan distribusi Log Normal sama dengan persamaan distribusi Log Pearson III yang telah diuraikan di atas, namun nilai koefisien asimetrisnya sama dengan 0 atau  $g \log x = 0$ .

2) Metode penyesuaian grafik, atau matematik

Metode yang telah dijelaskan diatas didasarkan pada asumsi bahwa data-data yang teramati menurut teori distribusi akan disesuaikan dan akan tampak sebagai garis lurus pada kertas semilogaritmis yang didesain untuk distribusi. Namun alam tidak mengikuti dalil teoritis secara ketat. Cara pemecahan yang mungkin akan memplotkan data-data yang diamati pada kertas semilogaritmis dan

memilih posisi pemplotan yang telah ditentukan serta menyesuaikan kurve yang paling cocok ke titik-titik yang diplot.

### 3.7 Indeks Ketersediaan Air (ASI)

Kebutuhan air tanaman didefinisikan sebagai tebal air yang dibutuhkan untuk memenuhi jumlah air yang hilang melalui evapotranspirasi. Suatu tanaman sehat, tumbuh pada areal luas, pada tanah yang menjamin cukup lengas tanah, kesuburan tanah dan lingkungan hidup tanaman cukup baik sehingga secara potensial tanaman akan berproduksi baik (Sudjarwadi, 1979: 17).

Indeks ketersediaan air adalah nilai ketersediaan air dalam tanah yang dapat digunakan untuk pertumbuhan tanaman, sehingga tanaman dapat tumbuh tanpa adanya tambahan air dari irigasi.

Ketersediaan air total ( $S_a$ ) didefinisikan sebagai ketebalan air dalam mm/m kedalaman air tanah antara kadar air tanah pada kapasitas lapang ( $S_{fc}$ ) dan kadar air tanah pada titik layu ( $S_w$ ).

Nilai fraksi ketersediaan air ( $p$ ) tergantung pada jenis tanaman dan besarnya  $ET_m$  (lihat lampiran), sedangkan  $S_a$  tergantung pada tekstur tanah, yaitu sebagai berikut :

- Tanah bertekstur halus 200 mm/m
- Tanah bertekstur sedang 140 mm/m
- Tanah bertekstur kasar 60 mm/0

ASI dihitung untuk periode bulanan, dengan persamaan berikut :

$$ASI = \frac{Ir + He + Wb - (1 - p)Sa.D}{ETm \text{ bulanan}} \dots\dots\dots (16)$$

dengan :

Ir = pemakaian irigasi = 0

He = curah hujan efektif (mm/m), yaitu bagian dari keseluruhan curah hujan yang secara efektif tersedia untuk kebutuhan tanaman

Wb = kedalaman aktual ketersediaan air tanah pada permulaan bulan (Sa.D) sedang pada pertengahan musim kering dianggap sama dengan 0

(1-p)Sa.D = sisa ketersediaan air tanah (mm)

P = fraksi ketersediaan air tanah (lampiran 3)

Sa = tekstur tanah, daerah Kabupaten Klaten bertekstur sedang (140 mm/m)

D = kedalaman zona perakaran (Tabel 3.1)

ETm = evapotranspirasi tanaman (mm/bulan)

Dari nilai Indeks Ketersediaan Air (ASI), maka dapat diuraikan gambar sebagai berikut :

ASI  $\geq$  1, berarti ketersediaan air cukup, sehingga memungkinkan tanaman dapat tumbuh secara normal.

$0 \leq ASI \leq$ , berarti pertumbuhan tanaman terganggu karena penyerapan air oleh akar tanaman mulai terhambat.

$ASI \leq 0$  (negatif), maka ETm sangat kecil dimana pertumbuhan sangatlah tidak mungkin, kecuali jika ETm kecil dan sisa ketersediaan air tanah  $(1-p) Sa.D$  sangat tinggi.

### 3.8 Pembangkitan Data

Untuk membangkitkan data sintesis dapat digunakan model generator stokastik. Pembangkitan data yang digunakan dalam penelitian ini adalah model generator *stochastik*. Hal ini memungkinkan untuk menguji reliabilitas parameter desain penelitian (Suyitno H.P, 2000: 10) Thomas dan Fierring (1962) mengembangkan model untuk membangkitkan data yang ada.

1. Hitungan parameter pembangkitan data dibuat mengikuti langkah berikut :
  - a. Misalnya terdapat n tahun data, data pada bulan yang sama dikumpulkan.
  - b. Menghitung rerata dan debiais estandar untuk setiap bulan,  $\bar{Q}_i$  dan  $S_i$
  - c. Mencari koefisien korelasi bulan i dengan bulan i+1 menggunakan

rumus :

$$r_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} X_i X_{i+1} - \frac{1}{n-1} \left( \sum_{i=1}^{n-1} X_i \right) \left( \sum_{i=2}^n X_i \right)}{\left[ \sum_{i=1}^{n-1} x_1^2 - \frac{1}{n-1} \left( \sum_{i=1}^{n-1} X_i \right)^2 \right]^{0.5} \left[ \sum_{i=2}^n x_1^2 - \frac{1}{n-1} \left( \sum_{i=2}^n X_i \right)^2 \right]^{0.5}} \dots \dots \dots (17)$$

d. Menghitung koefisien regresi dengan rumus :

$$b_1 = \frac{r_1 x_1 S_{t+1}}{S_1} \dots\dots\dots(18)$$

e. Menghitung bilangan random normal dengan rerata nol dan variasi satu :

$$t = \frac{x_1 x_1}{S_1} \dots\dots\dots(19)$$

f. Maka model ramalannya adalah :

$$Q_{1+i,1+i} = \bar{Q}_{1+i} + b_1(Q_1 - \bar{Q}_1) + t_1 S_{1+i} \sqrt{(1-r_1^2)} \dots\dots\dots(20)$$

2. Melengkapi data yang hilang

Data yang diperoleh dari Dinas Pemukiman dan Prasarana Wilayah biasanya tidak sepenuhnya lengkap. Faktor yang mempengaruhi diantaranya adalah digantinya alat yang digunakan, kesalahan manusia, dan lain sebagainya. Data tersebut tidak boleh kosong, sehingga data yang kosong tersebut harus dicarikan dengan rumus yang bisa dipertanggungjawabkan. Ada beberapa cara yang biasanya digunakan dalam melengkapi data yang hilang diantaranya adalah sebagai berikut :

a. Cara "Normal Rathio Method: (Linsey, 1949)

Rumus yang digunakan :

$$P_x = \frac{1}{n} \left[ N_x \frac{P_A}{N_A} + N_B \frac{P_B}{N_B} + \dots\dots N_n \frac{P_n}{N_n} \right] \dots\dots\dots(21)$$

dengan :

$P_x$  = hujan yang diperkirakan pada stasiun X, dalam mm.



$N_X$  = Hujan tahunan normal pada stasiun X, dalam mm.

$N_A, N_B, N_C$  = hujan tahunan normal pada stasiun A, B, dan C, dalam mm.

$P_A, P_B, P_C$  = hujan pada saat yang sama dengan hujan yang dipertanyakan pada stasiun A, B, dan C, dalam mm.

b. Cara “*Reciprocal Method*” (Simanton and Osbrone, 1980)

$$P_X = \frac{P_A I(d_{XA})^2 + P_B I(d_{XB})^2 + P_C I(d_{XC})^2}{1/(d_{XA})^2 + 1/(d_{XB})^2 + 1/(d_{XC})^2} \dots\dots\dots(22)$$

$P_X$  = tinggi hujan yang dipertanyakan, dalam mm.

$P_A, P_B, P_C$  = tinggi hujan pada stasiun-stasiun di sekitarnya, dalam mm.

$d_{XA}, d_{XB}, d_{XC}$  = jarak dari stasiun X ke masing-masing stasiun A, B, dan C dalam km.

### 3.9 Kerangka Berfikir

Ketersediaan air atau dalam penelitian ini disebut dengan indeks ketersediaan air adalah nilai ketersediaan air dalam tanah yang dapat digunakan untuk pertumbuhan tanaman, sehingga tanaman dapat tumbuh tanpa adanya tambahan air dari irigasi. Ketersediaan air tanah total (sa) didefinisikan sebagai ketebalan air dalam mm/hg kedalaman air antara kadar air tanah pada kapasitas lapang (Sfc) dan kadar air tanah pada titik layu (Sw).

Perubahan besarnya ketersediaan air pada lahan ditentukan oleh adanya curah hujan serta laju evapotranspirasi. Hal tersebut terjadi karena adanya sirkulasi air di bumi yang berlangsung secara terus menerus. Curah hujan yang

didapatkan, selanjutnya akan terjadi reratanya dan akan digunakan dalam mencari hujan efektif. Curah hujan efektif adalah jumlah curah hujan yang digunakan oleh tanaman untuk pertumbuhan (Mazumder, 1983 dalam Dodi Iswandi, 2003:8).

Jumlah curah hujan efektif dalam tahap studi perencanaan biasanya ditentukan sebesar 70% dari curah hujan 5 tahunan terkering (Tim Peneliti FT UGM, 1987 dalam Dodi Iswandi, 2003:8) Hujan efektif adalah jumlah curah hujan yang dapat dipergunakan oleh tanaman secara efektif.

Evapotranspirasi adalah proses penguapan yang terjadi dari permukaan bumi yang berasal dari air dan tanaman, karena konsentrasi uap pada udara tipis dekat permukaan air atau tanah melebihi konsentrasi uap pada udara di atasnya. Evapotranspirasi tanaman (ET<sub>m</sub>) diperoleh dari hasil perkalian antara ET<sub>p</sub> dengan Koefisien Tanaman (K<sub>c</sub>) yang besarnya sesuai jenis tanaman dan umur tanaman masing-masing.

Hasil perhitungan indeks ketersediaan air (ASI) akan menunjukkan seberapa besar ketersediaan air pada waktu tertentu untuk kebutuhan tanaman, lebih kecil, cukup ataupun lebih besar. Berdasarkan hasil tersebut kita dapat menentukan waktu yang tepat untuk menanam dan jenis tanaman yang sesuai dengan ketersediaan air pada saat itu.

Penelitian ini diharapkan dapat meningkatkan hasil produksi tanaman palawija yang dibudidayakan di lahan kering. Tingkat kesejahteraan penduduk khususnya para petani juga akan meningkat dengan bertambahnya jumlah panen mereka sebagai satu-satunya masukan atau pendapatan.