

BAB 2

LANDASAN TEORI

2.1 Daerah Aliran Sungai (DAS)

Menurut (Suripin, 2002), Daerah Aliran Sungai atau sering disingkat dengan DAS adalah suatu wilayah yang dibatasi oleh batas alam, seperti punggung bukit – bukit atau gunung, maupun batas batuan, seperti jalan atau tanggul, di mana air hujan turun di wilayah tersebut memberi kontribusi aliran ke titik kontrol (*outlet*). Daerah Aliran Sungai (DAS) Ciloseh terletak di kecamatan Cipedes.

DAS adalah keseluruhan daerah kuasa (*regime*) sungai yang menjadi alur pengatus utama. DAS merupakan gabungan sejumlah sumberdaya darat, yang saling berkaitan dalam suatu hubungan interaksi atau saling tukar (*intercharge*).

DAS dapat disebut suatu sistem dan tiap-tiap sumberdaya penyusunannya menjadi anak sistemnya (*subsystem*) atau anasirnya (*component*). DAS merupakan sumberdaya darat yang sangat kompleks dan dapat dimanfaatkan oleh manusia untuk berbagai peruntukan.

Pada dasarnya DAS merupakan satu kesatuan hidrologi. DAS penampung air, mendistribusikan air yang tertampung lewat suatu sistem saluran dari hulu ke hilir, dan berakhir di suatu tubuh air berupa danau atau laut. Bersama dengan atmosfer dan laut (atau danau), DAS menjadi tempat kelangsungan daur hidrologi.

2.1.1 Karakteristik DAS

Karakteristik DAS merupakan gambaran spesifik mengenai DAS yang dicirikan oleh parameter yang berkaitan dengan keadaan morfometri, topografi, tanah geologi, vegetasi, penggunaan lahan, hidrologi dan manusia. Karakteristik DAS pada dasarnya dibagi menjadi 2 (dua) yaitu karakteristik biogeofisik dan karakteristik sosial ekonomi budaya dan kelembagaan.

Sistem DAS menunjukkan bahwa mekanisme perubahan hujan menjadi aliran permukaan sangat tergantung pada karakteristik daerah pengalirannya.

Menurut Asdak (2010), besar kecilnya aliran permukaan dipengaruhi 2 (dua) faktor, yaitu faktor yang berhubungan dengan curah hujan dan karakteristik fisik DAS. Faktor karakteristik fisik DAS yang ikut berpengaruh terhadap aliran permukaan dapat dibedakan atas 2 (dua) kelompok, yaitu:

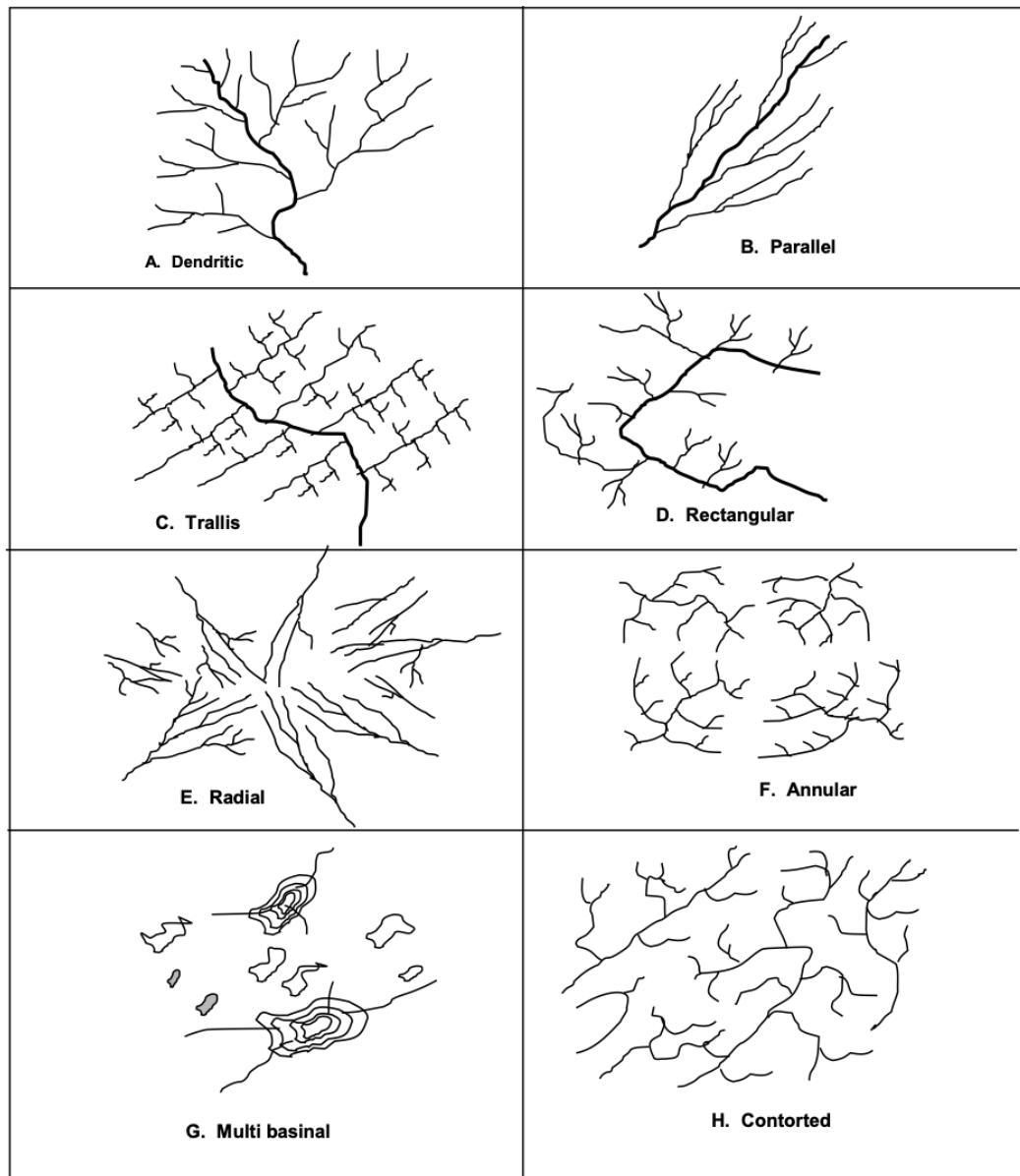
1. Karakteristik DAS yang stabil (*Stable Basin Characteristics*), meliputi: jenis batuan dan tanah, kemiringan lereng, kerapatan aliran dalam DAS
2. Karakteristik DAS yang berubah (*Variable Basin Characteristics*), yaitu penggunaan lahan.

Struktur dan tekstur tanah berpengaruh terhadap proses terjadinya infiltrasi, kemiringan lereng akan mempengaruhi perjalanan aliran untuk mencapai outlet, dan alur-alur drainase akan mempengaruhi terbentuknya timbunan air permukaan (rawa, telaga, danau), kerapatan vegetasi/penutup lahan berpengaruh sebagai pernghambat jatuhnya air hujan ke permukaan tanah

2.1.2 Jaringan Sungai

Sistem jaringan sungai merupakan pola-pola daerah aliran sungai yang memiliki peran besar dalam mempengaruhi debit puncak dan lama waktunya debit puncak. Jaringan sungai adalah susunan alur-alur sungai dalam suatu aliran sungai yang dipengaruhi oleh kondisi topografi, geologi, iklim, vegetasi yang terdapat di dalam daerah pengaliran.

Bentuk jaringan sungai sangat dipengaruhi oleh kondisi geologi, kondisi muka bumi DAS, dan waktu. Bentuk jaringan erat kaitannya dengan bentuk batas DAS, perbedaan bentuk DAS dengan luasan yang sama dan hujan yang sama akan memberikan waktu puncak dan puncak yang berbeda tetapi volume hidrograf akan sama.



Gambar 2.1 Bentuk Pola Jaringan Sungai

Sumber: Howard 1967

2.1.3 Infiltrasi

Infiltrasi adalah pergerakan air dari atas permukaan tanah ke dalam permukaan tanah yang disebabkan oleh pengaruh gaya gravitasi dan kapilaritas. Air yang menginfiltrasi itu pertama-tama diserap untuk meningkatkan kelembaban tanah, selebihnya akan turun ke permukaan air tanah melalui proses perkolasi dan mengalir ke samping. Pada lahan yang datar, sekali menampung akan menjadi jenuh, maka laju infiltrasi akan berkurang hingga pada satu laju yang ditentukan

oleh permeabilitas akan menghadapi tahanan yang lebih besar untuk mengalir dalam

2.1.4 Tutupan Lahan

Tutupan lahan adalah permukaan fisik suatu lahan atau kenampakan material fisik permukaan bumi. Tutupan lahan dapat menggambarkan keterkaitan antara proses alami dan proses sosial. Tutupan lahan dapat menyediakan informasi yang sangat penting untuk keperluan pemodelan serta untuk memahami fenomena alam yang terjadi di permukaan bumi. Data tutupan lahan juga digunakan dalam mempelajari perubahan iklim dan memahami keterkaitan antara aktivitas manusia dan perubahan global. Informasi tutupan lahan yang akurat merupakan salah satu faktor penentu dalam meningkatkan kinerja dari model-model ekosistem, hidrologi, dan atmosfer. Tutupan lahan merupakan informasi dasar dalam kajian *geoscience* dan perubahan global.

Tutupan lahan merupakan informasi yang sangat penting dalam *sector* pertanian. Misalnya dalam kajian perluasan sawah baru. Perluasan sawah baru bertujuan untuk meningkatkan produksi padi guna meningkatkan ketahanan pangan. Menurut dinas pertanian dan tanaman pangan provinsi Jawa Barat (2015), peningkatan produksi padi melalui perluasan sawah masih dimungkinkan karena potensi lahan yang sesuai untuk perluasan sawah di Jawa Barat masih cukup luas. Sebelum melaksanakan kegiatan perluasan sawah, terlebih dahulu diperlukan upaya mengetahui kelayakan potensi lahan hasil identifikasi calon petani dan calon lokasi (CPCL) untuk dijadikan sawah baru dengan melakukan survey dan investigasi calon lokasi yang layak untuk dijadikan sawah baru. Oleh karena itu, informasi tutupan lahan membantu dalam identifikasi calon lokasi perluasan sawah baru.

Informasi tutupan lahan terbaru berupa peta dapat diperoleh melalui Teknik penginderaan jauh. Penginderaan jauh telah lama menjadi sarana yang penting dan efektif dalam pemantauan tutupan lahan dengan kemampuannya menyediakan informasi mengenai keragaman spasial di permukaan bumi dengan cepat, luas, tepat, serta mudah. (Rizky Mulya Sampurno & Ahmad Thoriq, 2016)

2.2 Klimatologi

2.2.1 Evapotranspirasi

Evapotranspirasi merupakan fenomena yang terjadi akibat evaporasi (penguapan) dari permukaan lahan dan transpirasi dari tanaman. Menurut (Triatmodjo, 2008) evapotranspirasi adalah penguapan total dari lahan dan air yang diperlukan oleh tanaman, di mana evapotranspirasi sama dengan kebutuhan air konsumtif ketika berkaitan dengan tanaman.

Perhitungan evapotranspirasi dapat diperoleh dengan beberapa rumus yaitu; Pan Evaporasi, Penman Modifikasi, Persamaan empiris Thornthwaite, dan Metode Blaney-Criddle. Penelitian ini akan merujuk kepada rumus evapotranspirasi dengan metode Penman Modifikasi karena parameter yang digunakan lebih banyak sehingga menjadi pertimbangan kuat bahwa rumus tersebut akan mendekati kondisi di lapangan. Berikut ini merupakan tabel perbandingan penggunaan parameter pada rumus-rumus evapotranspirasi.

Tabel 2.1 Perbandingan Parameter pada Setiap Rumus ETo

No	Metode	T	RH	n	H	Ra	E
1	Pan Evaporasi						✓
2	Penman Modifikasi	✓	✓	✓	✓	✓	
3	Thornthwaite	✓					
4	Blaney-Criddle	✓					

Keterangan:

T : *temperature* (suhu)

RH : *relative humidity* (kelembaban relatif)

n : lama penyinaran matahari

H : kecepatan angin

Ra : radiasi ekstraterrestrial atau nilai angot

E : evaporasi

Perhitungan evapotranspirasi dengan metode Penman modifikasi menggunakan rumus-rumus berikut ini:

$$ET_o = c[W.Rn + (1 - W).f(u).(ea - ed)] \quad (2.1)$$

$$ed = ea . RH \quad (2.2)$$

$$f(ed) = 0,34 - 0,44\sqrt{ed} \quad (2.3)$$

$$f(n/N) = 0,1 + 0,9\left(\frac{n}{N}\right) \quad (2.4)$$

$$f(u) = 0,27 + \left(1 + \frac{U_2}{100}\right) \quad (2.5)$$

$$RnI = f(T) \times f(ed) \times f(n/N) \quad (2.6)$$

$$Rs = (0,25 + 0,54(n/N)) \times Ra \quad (2.7)$$

di mana:

- ET_o : evapotranspirasi potensial (mm/hari)
- c : angka koreksi Penman untuk kompensasi efek kondisi cuaca siang dan malam hari
- W : faktor pemberat untuk pengaruh penyinaran matahari pada evapotranspirasi potensial
- $1 - W$: faktor pemberat untuk pengaruh kecepatan angin dan kelembaban
- $f(u)$: Fungsi pengaruh angin pada $ET_o = 0,27 \times (1 + U_2/100)$, di mana U_2 merupakan kecepatan angin selama 24 jam dalam km/hari di ketinggian 2 m
- ea : tekanan uap air jenuh pada suhu udara rata-rata (mbar)
- ed : tekanan uap air nyata rata-rata di udara (mbar)
- u : kecepatan angin (km/hari atau m/detik)
- $f(ed)$: fungsi tekanan uap
- $f(T)$: fungsi temperatur
- $f(n/N)$: fungsi kecerahan matahari
- RH : kelembaban udara relatif (%)
- RnI : radiasi bersih gelombang panjang

R_s : radiasi gelombang pendek

R_a : radiasi ekstraterrestrial/nilai angot

Beberapa parameter perhitungan evapotranspirasi diperoleh dengan cara sebagai berikut:

1. Tekanan uap jenuh, faktor penimbang, dan fungsi suhu

Mencari nilai tekanan uap jenuh (ea), fungsi suhu $f(T)$ dan W (faktor penimbang) ada dalam dapat dilihat pada Tabel 2.5 dan Tabel 2.6.

Tabel 2.2 Nilai Faktor Penimbang Berdasarkan Hubungan Ketinggian dan Suhu

Z (m)	Temperatur (°C)								
	22	24	26	28	30	32	34	36	38
0	0,71	0,73	0,75	0,77	0,78	0,80	0,82	0,83	0,84
500	0,72	0,74	0,76	0,78	0,79	0,81	0,82	0,84	0,85
1000	0,73	0,75	0,77	0,79	0,80	0,82	0,83	0,85	0,86
2000	0,75	0,77	0,79	0,81	0,82	0,84	0,85	0,86	0,87
3000	0,77	0,79	0,81	0,82	0,84	0,85	0,86	0,88	0,88
4000	0,79	0,81	0,83	0,84	0,85	0,86	0,88	0,89	0,90

Sumber: Oktawirawan dalam Nurazizah, 2020

Tabel 2.3 Hubungan Tekanan Uap Jenuh, Faktor Penimbang, dan Fungsi Temperatur

Temperatur (°C)	W	$f(T)$	ea (mbar)
22,00	0,71	15,20	26,40
24,00	0,74	15,40	28,10
25,00	0,75	15,65	29,80
26,00	0,76	15,90	31,70
27,00	0,77	16,10	33,60
28,00	0,78	16,30	35,70
28,60	0,78	16,42	37,80
29,00	0,79	16,50	40,10

Sumber: Oktawirawan dalam Nurazizah, 2020

2. Radiasi ekstraterestrial (R_a)

Nilai R_a dapat diperoleh dengan cara interpolasi dari tabel berikut ini:

Tabel 2.4 Nilai Radiasi Ekstraterestrial Per Bulan Berdasarkan Koordinat Lintang Selatan

Bulan	Koordinat Lintang Selatan (°)			
	4	6	8	10
Januari	15,3	15,5	15,8	16,1
Februari	15,7	15,8	16,0	16,1
Maret	15,7	15,6	15,6	15,5
April	15,1	14,9	14,7	14,4
Mei	14,1	13,8	13,4	13,1
Juni	13,5	13,2	12,8	12,4
Juli	13,7	13,4	13,1	12,7
Agustus	14,5	14,3	14,0	13,7
September	15,2	15,1	15,0	14,9
Oktober	15,5	15,6	15,7	15,8
November	15,3	15,5	15,8	16,0
Desember	15,1	15,4	15,7	16,0

Sumber: www.fao.org

3. Angka koreksi Penman

Angka koreksi/*adjustment factor* dapat diperoleh dari tabel di bawah ini:

Tabel 2.5 Faktor Koreksi Penman

	Jan	Feb	Mar	Apr	Mei	Jun	Jul	Agu	Sep	Okt	Nov	Des
C	1,10	1,10	1,00	0,90	0,90	0,90	0,90	1,00	1,10	1,10	1,10	1,10

Sumber: Suroso, 2011

4. Koefisien pemantulan/Albedo

Koefisien Albedo diperoleh dari rasio antara radiasi yang dipantulkan suatu permukaan dengan radiasi yang datang dari permukaan (Surmaini et al., 1997). Berikut nilai-nilai koefisien Albedo disajikan dalam Tabel 2.9:

Tabel 2.6 Koefisien Albedo

Sifat Permukaan	R
Air Terbuka	0,06
Batu	0,12 – 0,15
Rumput	0,08 – 0,09
Tanaman Hijau	0,20

Sumber: Soemarto, 1995

2.2.2 Evapotranspirasi Aktual

Jika dalam evapotranspirasi potensial air yang tersedia dari yang diperlukan oleh tanaman selama proses transpirasi berlebihan, maka dalam evapotranspirasi aktual ini jumlah air tidak berlebihan atau terbatas. Jadi evapotranspirasi aktual adalah evapotranspirasi yang terjadi pada kondisi air yang tersedia terbatas. Evapotranspirasi aktual dipengaruhi oleh proporsi permukaan luar yang tidak tertutupi tumbuhan hijau (*exposed surface*) pada musim kemarau. Besarnya *exposed surface* (m) untuk tiap daerah berbeda-beda. F. J. Mock mengklasifikasikan menjadi tiga daerah dengan masing-masing nilai *exposed surface* sebagai berikut.

Tabel 2.7 *exposed surface* (m) tiap daerah

No	m	Daerah
1	0 %	Hutan primer, sekunder
2	10 – 40 %	Daerah tererosi
3	30 – 50 %	Daerah ladang pertanian

Sumber: Andojo, 2012

Selain *exposed surface* evapotranspirasi aktual juga dipengaruhi oleh jumlah hari hujan (n) dalam bulan yang bersangkutan. Menurut Mock rasio antara selisih evapotranspirasi potensial dan evapotranspirasi aktual dengan evapotranspirasi potensial dipengaruhi oleh *exposed surface* (m) dan jumlah hari hujan (n), seperti ditunjukkan dalam formulasi sebagai berikut.

$$\frac{\Delta E}{E_p} = \left(\frac{m}{20}\right) (18 - n) \quad (2.8)$$

Sehingga:

$$\Delta E = E_p \left(\frac{m}{20}\right) (18 - n) \quad (2.9)$$

Dari formulasi di atas dapat dianalisis bahwa evapotranspirasi potensial akan sama dengan evapotranspirasi aktual (atau $\Delta E = 0$) jika:

- a. Evapotranspirasi terjadi pada hutan primer atau hutan sekunder. Dimana daerah ini memiliki harga *exposed surface* (m) sama dengan nol.
- b. Banyaknya hari hujan dalam bulan yang diamati pada daerah itu sama dengan 18 hari.

Jadi evapotranspirasi aktual adalah evapotranspirasi potensial yang memperhitungkan faktor *exposed surface* dan jumlah hari hujan dalam bulan yang bersangkutan. Sehingga evapotranspirasi aktual adalah evapotranspirasi yang sebenarnya terjadi atau aktual *evapotranspiration*, dihitung sebagai berikut.

$$E_a = E_p - \Delta E \quad (2.10)$$

2.3 Hidrologi

Hidrologi adalah cabang ilmu geografi yang mempelajari pergerakan, distribusi, dan kualitas air di seluruh Bumi, termasuk siklus hidrologi dan sumber daya air. Orang yang ahli dalam bidang hidrologi disebut hidrolog, bekerja dalam bidang ilmu bumi dan ilmu lingkungan, serta Teknik sipil dan Teknik lingkungan. (Effendi, 2003 dalam (Sutrisno, 2017))

Hidrologi juga didefinisikan sebagai ilmu yang mempelajari sistem kejadian air di atas tanah, permukaan tanah, dan di dalam tanah. Definisi tersebut terbatas pada hidrologi rekayasa. Secara luar hidrologi meliputi pula berbagai bentuk air, termasuk transformasi antara keadaan cair, padat, dan gas dalam atmosfer, di atas dan di bawah permukaan tanah. Di dalamnya tercakup pula air laut yang merupakan sumber dan penyimpan air yang mengaktifkan kehidupan di planet bumi ini (Pekerjaan Umum, 1989 dalam (Sutrisno, 2017))

Analisis hidrologi adalah suatu analisis yang bertujuan untuk menghitung potensi air yang ada pada daerah tertentu, untuk dapat dimanfaatkan dan dikembangkan serta mengendalikan potensi air untuk kepentingan masyarakat di sekitar daerah tersebut. Analisis hidrologi merupakan satu bagian analisis awal dalam perancangan bangunan air. Analisis hidrologi digunakan untuk menentukan besarnya debit rencana pada suatu perancangan bangunan air. Data yang diperlukan dalam analisis hidrologi diantaranya data curah hujan dan data penggunaan luas lahan (*catchment area*) (Maspriyo Utomo, 2018).

2.3.1 Hujan

Hujan adalah proses jatuhnya air dari awan yang terdapat di atmosfer bumi menuju permukaan bumi. Proses kondensasi (pemadatan) berperan dalam terciptanya hujan, kondensasi adalah proses pemadatan dari uap air menjadi butiran-butiran air. Butiran-butiran air yang terkumpul semakin lama akan semakin besar dan terbentuk menjadi awan, yang selanjutnya akan terbawa oleh angin yang akan menyebarkan hujan di permukaan bumi.

Butiran air yang jatuh memiliki beragam ukuran, yang berukuran lebih dari 0,5 mm akan menjadi hujan, lalu yang memiliki ukuran 0,2 mm sampai 0,5 mm akan menjadi gerimis, sedangkan yang berukuran lebih kecil dari itu akan menguap sebelum jatuh ke permukaan bumi (Ghufron Zaida Muflih, 2019).

2.3.2 Curah Hujan

Curah hujan merupakan ketinggian air hujan yang terkumpul dalam tempat yang datar, tidak menguap, tidak meresap, dan tidak mengalir. Satuan curah hujan selalu dinyatakan dalam satuan milimeter atau inchi namun untuk di Indonesia satuan curah hujan yang digunakan adalah dalam satuan milimeter (mm). Curah hujan dalam 1 (satu) milimeter memiliki arti dalam luasan satu meter persegi pada tempat yang datar tertampung air setinggi satu milimeter atau tertampung air sebanyak satu liter (Prawaka, Zakaria, and Tugiono 2016).

Intensitas curah hujan adalah jumlah curah hujan dalam suatu waktu tertentu yang biasanya dinyatakan dalam mm/jam, mm/hari, mm/tahun, dan sebagainya; yang berturut-turut sering disebut hujan jam-jaman, harian, tahunan, dan

sebagainya. Biasanya data yang sering digunakan untuk analisis adalah nilai maksimum, minimum dan nilai rata-ratanya (Ezza Qodriatullah Ajr 2019).

2.3.3 Perhitungan Curah Hujan Hilang

Data yang ideal adalah data yang untuk dan sesuai dengan apa yang dibutuhkan. Tetapi dalam praktek sangat sering dijumpai data yang tidak lengkap (*incomplete record*) hal ini dapat disebabkan beberapa hal, antara lain yaitu kerusakan alat, kelalaian petugas, penggantian alat, bencana (pengrusakan) dan sebagainya. Keadaan tersebut menyebabkan pada bagian-bagian tertentu dari data runtut waktu terdapat data yang kosong (*missing record*). Dalam memperkirakan besarnya data yang hilang, harus diperhatikan pula pola penyebaran hujan pada stasiun yang bersangkutan maupun stasiun-stasiun sekitarnya.

Keadaan data hujan hilang ini untuk kepentingan tertentu dapat mengganggu. Misalnya pada suatu saat terjadi banjir, sedangkan data hujan pada satu atau beberapa stasiun pada saat yang bersamaan tidak tersedia (karena berbagai sebab). Keadaan demikian tidak terasa merugikan bila data tersebut tidak tercatat pada saat yang di pandang tidak penting.

Menurut Soewarno (2000) dalam bukunya hidrologi operasional Jilid Kesatu, analisis hidrologi memang tidak selalu diperlukan pengisian data yang kosong atau hilang. Misal terdapat data kosong pada musim kemarau sedang analisis data hidrologi tersebut menghitung debit banjir musim penghujan maka dipandang tidak perlu melengkapi data pada periode kosong musim kemarau tersebut, tetapi bila untuk analisis kekeringan maka data kosong pada musim kemarau tersebut harus diusahakan untuk melengkapi.

Beberapa metode yang dapat digunakan menurut buku mengenal dasar-dasar hidrologi halaman 190-191 oleh Ir. Joyce Martha dan Ir. Wanny Adidarma, Dipl.HE. yaitu *Normal Ratio Method*, cara "*inversed Square Distance*" dan cara rata-rata aljabar. Sedangkan menurut Soewarno dalam bukunya Hidrologi operasional Jilid Kesatu halaman 202, ada 3 metode yang digunakan untuk memperkirakan data hujan periode kosong diantaranya rata-rata aritmatik (*US. National Weather Service*).

2.3.3.1 Inversed Square Distance

Metode *Inversed Square Distance* adalah salah satu metode yang digunakan untuk mencari data yang hilang. Pada metode ini variable yang digunakan adalah jarak stasiun terdekat dengan stasiun yang akan dicari data curah hujan yang hilang. Rumus metode *Inversed Square Distance* (Prawaka et al., 2016), yaitu:

$$P_x = \frac{\frac{1}{(dXA)^2} P_A + \frac{1}{(dXB)^2} P_B + \frac{1}{(dXC)^2} P_C}{\frac{1}{(dXA)^2} + \frac{1}{(dXB)^2} + \frac{1}{(dXC)^2}} \quad (2.11)$$

Keterangan:

- P_x = Tinggi hujan yang dipertanyakan (mm),
 P_A, P_B, P_C = Tinggi hujan pada stasiun di sekitarnya (mm),
 dXA, dXB, dXC = Jarak stasiun X terhadap masing-masing stasiun A, B, C (km).

2.3.3.2 Normal Ratio

Metode *Normal Ratio* adalah salah satu metode yang digunakan untuk mencari data yang hilang. Metode perhitungan yang digunakan cukup sederhana yakni dengan memperhitungkan data curah hujan di stasiun hujan yang berdekatan untuk mencari data curah hujan yang hilang di stasiun tersebut. Variable yang diperhitungkan pada metode ini adalah curah hujan harian di stasiun lain dan jumlah curah hujan 1 tahun pada stasiun pada stasiun lain tersebut. Rumus Metode *Normal Ratio* untuk mencari data curah hujan yang hilang sebagai berikut

$$\frac{p_x}{N_x} = \frac{1}{n} \left\{ \frac{p_1}{N_1} + \frac{p_2}{N_2} + \frac{p_3}{N_3} \dots + \frac{p_n}{N_n} \right\} \quad (2.12)$$

Keterangan:

- P_x = Hujan yang hilang di stasiun x
 $p_1, p_2 \dots p_n$ = data hujan di stasiun sekitarnya pada periode yang sama
 N_x = hujan harian di stasiun x

$N_1, N_2 \dots N_n$ = hujan tahunan di stasiun sekitar x

n = jumlah stasiun hujan disekiat x

2.3.3.3 Rata-rata Aljabar

Metode Rata-Rata Aljabar adalah metode yang paling praktis digunakan untuk mencari data curah hujan yang hilang. Pengukuran yang dilakukan di beberapa stasiun dalam waktu yang bersamaan dijumlahkan dan kemudian dibagi dengan jumlah stasiun, stasiun yang digunakan dalam hitungan biasanya masih saling berdekatan.

$$R = \frac{R_1 + R_2 + R_3 + \dots R_n}{n} \quad (2.13)$$

Dimana:

R = Curah hujan

$R_1, R_2 \dots R_n$ = Hujan di stasiun 1, 2, 3, ..., n

n = jumlah stasiun hujan

2.3.4 Cara Perhitunngan Curah Hujan Wilayah

Cara pehitungan curah hujan daerah, curah hujan yang diperlukan untuk Menyusun suatu rancangan pemanfaatan air adalah curah hujan rata-rata di daerah yang bersangkutan, bukan hanya pada satu titik tertentu. Curah hujan ini disebut curah hujan wilayah atau daerah dan dinyatakan dalam mm. Cara-cara perhitungan curah hujan daerah dari pengamatan curah hujan di beberapa pos stasiun hujan adalah sebagai berikut:

1. Cara rata-rata aljabar
2. Cara Polygon Thiessen
3. Metode Isohyet

Dalam merencanakan jaringan stasiun hujan terdapat dua hal penting yang harus diperhatikan, yaitu:

1. Berapa jumlah stasiun hujan, dinyatakan dalam km²/stasiun. Kerapatan jaringan dinyatakan dalam satu stasiun tiap luas tertentu, misalnya 1 stasiun setiap 200 km².
2. Pola penempatan stasiun dalam wilayah sungai atau dimana stasiun-stasiun tersebut akan dipasang. Hal tersebut diperlukan, karena dalam jaringan stasiun hujan, perbedaan jumlah stasiun yang digunakan dalam memperkirakan besar hujan yang terjadi dalam suatu wilayah sungai memberi perbedaan dalam wilayah sungai yang bersangkutan juga ternyata mempunyai pengaruh yang nyata terhadap ketelitian hitungan hujan rata-rata wilayah sungai.

2.3.4.1 Cara Rata-rata Aljabar

Metode Rata-rata aljabar merupakan perhitungan rata-rata hujan secara aljabar biasa, dengan cara menjumlahkan sesuai data yang ada dari sejumlah stasiun hujan untuk waktu tertentu kemudian dibagi dengan jumlah stasiun hujan yang tersedia. Lebih jelasnya diformulasikan di bawah ini. (Andojo, 2012)

$$R = \frac{R_1 + R_2 + R_3 + \dots R_n}{n} \quad (2.14)$$

Dimana:

R = Curah hujan

R₁, R₂...R_n = Hujan di stasiun 1, 2, 3, ..., n

n = jumlah stasiun hujan

2.3.4.2 Cara Polygon Thiessen

Metode perhitungan berdasarkan rata-rata timbang (*weighted average*). Metode ini memberikan proporsi luasan daerah pengaruh stasiun hujan untuk mengakomodasi ketidakseragaman jarak. Daerah pengaruh dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antara dua stasiun hujan terdekat. Metode ini didasarkan pada asumsi bahwa variasi hujan antara stasiun hujan yang satu dengan lainnya adalah linear dan stasiun hujannya dianggap dapat mewakili kawasan terdekat (Suripin, 2004). Metode ini cocok jika stasiun hujan tidak tersebar merata dan jumlahnya terbatas dibanding luasnya. Cara

ini adalah dengan memasukkan faktor pengaruh daerah yang diwakili oleh stasiun hujan yang disebut faktor pembobot atau koefisien Thiessen. Untuk pemilihan stasiun hujan yang dipilih harus meliputi daerah aliran sungai yang akan dibangun. Besarnya koefisien Thiessen dapat dihitung dengan rumus sebagai berikut (CD. Soemarto, 1999) (Ajr & Dwirani, 2019):

$$\bar{R} = \frac{A_1R_1 + A_2R_2 + \dots + A_nR_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2.15)$$

Dimana:

\bar{R} = Curah Hujan Rata-rata Regional

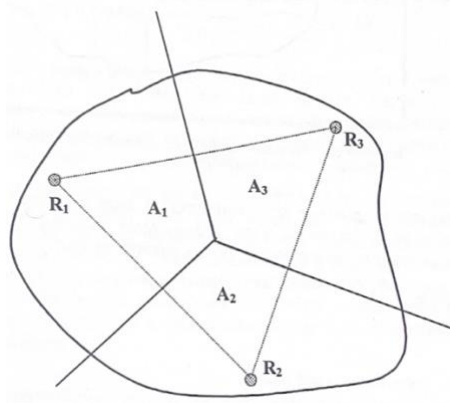
A = Luas Daerah (km²)

R = Curah Hujan

Adapun langkah langkah dalam perhitungan curah hujan menggunakan metode polygon Thiessen, sebagai berikut:

1. Lokasi stasiun hujan di plot pada peta. Antar stasiun dibuat garis lurus penghubung.
2. Tarik garis tegak lurus di tengah-tengah tiap garis penghubung sedemikian rupa, sehingga membentuk Polygon Thiessen. Semua titik dalam satu polygon akan mempunyai jarak stasiun lainnya. Selanjutnya, curah hujan pada stasiun tersebut dianggap representasi hujan pada kawasan dalam *polygon* yang bersangkutan
3. Luas areal pada tiap-tiap polygon dapat diukur dengan planimeter dan luas total dapat diketahui dengan menjumlahkan luas *polygon*.
4. Hujan rata-rata DAS.

Cara Polygon Thiessen memberikan hasil yang lebih realistis dari cara aljabar. Akan tetapi penentuan titik pengamatan akan mempengaruhi ketelitian hasil yang didapat



Gambar 2.2 DAS dengan Perhitungan Curah Hujan Polygon Thiessen

2.3.4.3 Metode Isohyet

Isohyet adalah garis lengkung yang menghubungkan tempat-tempat kedudukan yang mempunyai curah hujan yang sama. Isohyet diperoleh dengan cara menggambar kontur tinggi hujan yang sama, lalu luas area antara garis isohyet yang berdekatan diukur dan dihitung nilai rata-ratanya. Curah hujan daerah metode isohyet dihitung dengan persamaan berikut:

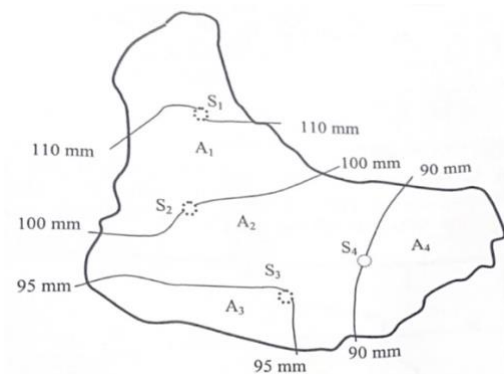
$$\bar{R} = \frac{A_1 \frac{I_1 I_2}{2} + A_2 \frac{I_2 I_3}{2} + \dots + A_n \frac{I_n I_{n+1}}{2}}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2.16)$$

Dimana:

\bar{R} = Curah Hujan Rata-rata (mm)

I_1, I_2, \dots, I_n = Garis Isohyet ke 1, 2, ..., n+1

A_1, A_2, \dots, A_n = Luas Daerah yang Dibatasi oleh Garis Isohyet



Gambar 2.3 Penerapan Metode Isohyet pada Perhitungan Curah Hujan

2.4 Debit

Debit merupakan jumlah air yang mengalir di dalam saluran atau sungai perunit waktu. Metode yang umum diterapkan untuk menetapkan debit sungai adalah metode profil sungai (*cross section*). Pada metode ini debit merupakan hasil perkalian antara luas penampang vertical sungai (profil sungai) dengan kecepatan aliran air. Debit (kecepatan aliran) merupakan komponen penting yang berhubungan dengan permasalahan DAS seperti erosi, sedimentasi, banjir, dan longsor. Oleh karena itu, pengukuran debit harus dilakukan dalam monitoring DAS (Rahayu, 2009).

2.4.1 Debit Andalan

Debit andalan merupakan debit yang tersedia yang dapat diperhitungkan guna keperluan tertentu sepanjang tahunnya. Semakin besar angka keandalan maka akan semakin kecil debit yang dihasilkan. Misal ditetapkan debit andalan 80% berarti akan dihadapi resiko adanya debit – debit yang lebih kecil dari debit andalan sebesar 20%. Perhitungan debit andalan disini dimasukan untuk mencari besarnya debit sesuai untuk pemanfaatan air baku dan air irigasi. Langkah awal untuk menentukan debit andalan yaitu dengan mengurutkan debit yang ada dari nilai terbesar hingga terkecil. Perhitungan debit andalan dilakukan dengan metode tahun dasar (*basic year*), yaitu dengan mengambil suatu pola debit dari tahun ke tahun tertentu pada setiap kondisi keandalan debit. Rumus yang digunakan yaitu rumus Weibull (Sosrodarsono, Suyono : 1985 dalam (Fachrurrozi, 2017)):

$$P = \frac{m}{n+1} \times 100\% \quad (2.17)$$

Dimana:

P = Probabilitas (%)

m = Nomor urut data debit

n = Jumlah data pengamatan debit

2.4.2 Penetapan Keandalan Debit

Keandalan Debit adalah ketersediaan air di sungai yang melampaui atau sama dengan suatu nilai yang keberadaannya dikaitkan dengan presentase waktu atau kemungkinan terjadi. Data yang diperlukan dalam perhitungan debit andalan adalah data debit bulanan atau harian yang merupakan hasil rekaman pos duga air di lokasi terdekat. Perhitungan debit andalan dimana probabilitasnya digunakan dan disesuaikan untuk perencanaan pola operasi waduk (Kementerian PUPR, 2017).

Keandalan debit air yang masuk ke waduk diklasifikasikan dalam tiga kondisi yaitu, debit minimum sungai yang kemungkinan terpenuhi 20% (kondisi musim basah $Q_{20\%}$), 50% (kondisi normal, $Q_{50\%}$), dan 80% (kondisi musim kering, $Q_{80\%}$).

2.4.3 Perhitungan Keandalan Debit

Terdapat empat metode untuk analisa debit andalan (Montarcih, 2009 dalam(Sari et al., 2012)) antara lain:

1. Metode debit rata-rata minimum

Karakteristik metode ini, dalam satu tahun hanya diambil satu data (data debit rata-rata harian dalam satu tahun), metode ini sesuai untuk daerah aliran sungai dengan fluktuasi debit maksimum dan debit minimum tidak terlalu besar dari tahun ke tahun serta kebutuhan relatif konstan sepanjang tahun.

2. Metode *flow characteristic*

Debit berbasis tahun normal adalah jika debit rata-rata tahunannya kurang lebih sama dengan debit rata-rata keseluruhan tahun. Debit berbasis tahun kering adalah jika debit rata-rata tahunannya lebih kecil dari debit rata-rata keseluruhan tahun dan debit berbasis tahun basah adalah jika debit rata-rata tahunannya lebih kecil dari debit rata-rata keseluruhan tahun. Metode ini cocok untuk DAS dengan fluktuasi debit maksimum dan debit minimum relatif besar dari tahun ke tahun, kebutuhan relatif tidak konstan sepanjang tahun, dan data yang tersedia cukup panjang.

3. Metode Tahun Dasar Perencanaan

Analisa debit andalan menggunakan metode ini biasanya digunakan dalam perencanaan atau pengelolaan irigasi. Umumnya di bidang irigasi dipakai

debit dengan keandalan 80 %, sehingga rumus untuk menentukan tahun dasar perencanaan adalah sebagai berikut:

$$R_{80} = \frac{n}{5} + 1 \quad (2.18)$$

Keterangan:

n = kala ulang pengamatan yang diinginkan

R₈₀ = debit yang terjadi < R80 adalah 20%.

4. Metode Bulan Dasar Perencanaan

Analisa debit andalan menggunakan metode ini hampir sama dengan Metode *Flow Characteristic* yang dianalisa untuk bulan-bulan tertentu. Metode ini paling sering dipakai karena keandalan debit dihitung bulan Januari sampai dengan Bulan Desember, jadi lebih bisa menggambarkan keadaan pada musim kemarau dan penghujan.

2.5 Model Thomas Fiering

Perhitungan-perhitungan hidrologi terdapat tiga model yang digunakan yaitu model deterministic, model probabilistic, model stokastik. Model stokastik mampu mengisi kekosongan diantara kedua model tersebut, yaitu mempertahankan sifat-sifat peluang yang berhubungan dengan runtun waktu kejadiannya. Termasuk dalam model stokastik adalah proses perpanjangan runtun data.

Konsep dari metode stokastik adalah pembangkitan data dengan cara mempertahankan karakteristik data debit historis, melalui parameter rerata data, standar deviasi dan koefisien korelasi antar waktu. Terdapat tiga model yang digunakan dalam perhitungn-perhitungan hidrologi yaitu model deterministic, model probabilistic, model stokastik. Model stokastik mampu mengisi kekosongan diantara kedua model tersebut, yaitu mempertahankan sifat-sifat peluang yang berhubungan dengan runtun waktu kejadiannya (Fachrurrozi, 2017). Salah satu model yang termasuk kedalam metode stokastik yaitu metode Thomas Fiering.

Pembangkitan data menggunakan Metode Thomas Fiering dapat digunakan untuk memecahkan persoalan kurang panjangnya data hidrologi. Keunggulan metode Thomas Fiering adalah dapat meramalkan data untuk beberapa tahun ke

depan. Rumus yang digunakan dalam metode Thomas Fiering yaitu sebagai berikut (Soemarto, 1999):

$$Q_{i+1j} = Q_j + b_j (Q_{i,j-1} - Q_{j-1}) + t_i S_{d_j} (1 - r_j)^{\frac{1}{2}} \quad (2.19)$$

Dimana:

Q_{i+1} = debit hasil pembangkitan untuk bulan j dan tahun ke (i+1).

$Q_{i,j-1}$ = debit pada tahun ke i, pada bulan sebelumnya (j-i).

R_j = kolerasi antara debit bulan sebelumnya (j-1) dan bulan j.

B_j = koefisien regresi antara debit bulan j dan j-1.

T_i = bilangan random normal

S_{d_j} = standar deviasi bulan j.

2.5.1.1 Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE)

Metode ini menunjukkan seberapa baik plot nilai observasi dibandingkan dengan nilai prediksi-simulasi, dengan rentang nilai hingga satu. Dengan kata lain, semakin hasil mendekati angka satu, maka semakin baik nilai NSE. Adapun rumus yang digunakan yaitu:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - Y_i)^2}{(X_i - \bar{x}_i)^2} \quad (2.20)$$

Dimana:

X_i = data observasi (data aktual).

Y_i = hasil simulasi data.

\bar{X}_i = rata-rata data observasi.

N = jumlah data.

Tabel kriteria nilai dari NSE disajikan dalam Tabel 2.9 (Motovilov et al. 1999 dalam (Lufi et al., 2020)).

Tabel 2.8 Kriteria Nilai *Nash-Sutcliffe Efficiency* (NSE)

NSE Value	Interpretation
NSE > 0,75	<i>Good</i>
0,36 < NSE < 0,75	<i>Qualified</i>
NSE < 0,36	<i>Not Qualified</i>

2.5.1.2 Correlation Coefficient (R)

Tujuan dari analisis ini adalah untuk mendapatkan pola dan kedekatan hubungan antara dua atau lebih variabel. Adapun rumus yang digunakan dalam perhitungan koefisien korelasi (R) yaitu:

$$R = \frac{N \sum_{t=1}^N X_i Y_i - \sum_{t=1}^N X_i - \sum_{t=1}^N Y_i}{\sqrt{N \sum_{t=1}^N X_i - (\sum_{t=1}^N X_i)^2} \sqrt{N \sum_{t=1}^N Y_i - (\sum_{t=1}^N Y_i)^2}} \quad (2.21)$$

Dimana:

X_i = data observasi (data aktual).

Y_i = data simulasi atau data bangkitan.

N = jumlah data.

Tabel kriteria nilai dari koefisien korelasi disajikan dalam Tabel 2.10 (Sugiyono,2003 dalam (Lufi et al., 2020)).

Tabel 2.9 Kriteria Nilai Koefisien Korelasi (R)

R Value	Interpretation
0 - 0,19	<i>Very Low</i>
0,20 - 0,39	<i>Low</i>
0,40 - 0,59	<i>Moderate</i>
0,60 - 0,79	<i>Strong</i>
0,80 - 1,00	<i>Very Strong</i>

2.6 F.J. Mock

Metoda Mock adalah suatu metode untuk memperkirakan keberadaan air berdasarkan konsep *water balance*. Keberadaan air yang dimaksud di sini adalah besarnya debit suatu daerah aliran sungai. Data yang digunakan untuk memperkirakan debit ini berupa data klimatologi dan karakteristik daerah aliran

sungai. Metoda Mock dikembangkan oleh Dr. F. J. Mock berdasarkan atas daur hidrologi. Metoda Mock merupakan salah satu dari sekian banyak metode yang menjelaskan hubungan *rainfall-runoff*. Metoda Mock dikembangkan untuk menghitung debit bulanan rata-rata. Data-data yang dibutuhkan dalam perhitungan debit dengan metoda mock ini adalah data klimatologi, luas, dan penggunaan lahan dari *catchment area* (Bappenas, 2006).

Neraca air atau keseimbangan air (*water balance*) merupakan penjelasan mengenai hubungan antara aliran air ke dalam (*inflow*) dan aliran ke luar (*outflow*) di suatu daerah untuk periode tertentu dari proses sirkulasi air. Pendekatan neraca air adalah pendekatan ilmu fisika yaitu konsep kekekalan massa, massa suatu materi tidak bertambah maupun berkurang tetapi hanya berubah bentuk dan berpindah tempat (Junaedi, 2009)

Proses perhitungan yang dilakukan dalam metode mock sebagai berikut (Hesti, 2011).

1. Perhitungan evapotranspirasi potensial (metode penman)
2. Perhitungan evapotranspirasi aktual
3. Perhitungan *water surplus*
4. Perhitungan *base flow* dan *direct runoff*

Metoda F. J. Mock digunakan dalam menghitung keseimbangan air. Data yang dibutuhkan dalam perhitungan ini antara lain hujan bulanan rata-rata (mm), jumlah hari hujan bulanan rata-rata (hari), evapotranspirasi, limpasan permukaan, tampungan tanah dan aliran dasar (*base flow*). Metoda Mock dirumuskan sebagai berikut.

2.6.1 Water Balance

Water balance merupakan siklus tertutup yang terjadi untuk suatu kurun waktu pengamatan tahunan tertentu, dimana tidak terjadi perubahan *groundwater storage* atau $\Delta GS = 0$. Artinya awal penentuan *groundwater storage* adalah berdasarkan bulan terakhir dalam tinjauan kurun waktu tahunan tersebut. Sehingga persamaan *water balance* menjadi:

$$P = E_a + TRO \quad (2.22)$$

Bentuk umum persamaan *water balance* adalah:

$$P = E_a + \Delta GS + TRO \quad (2.23)$$

Dimana:

P = Presipitasi

E_a = Evapotranspirasi

ΔGS = perubahan *groundwater storage*, dan

TRO = *total run off*

Beberapa hal yang dijadikan acuan dalam prediksi debit dengan metoda Mock sehubungan dengan *water balance* untuk kurun waktu (misalnya 1 tahun) adalah sebagai berikut.

- Dalam satu tahun, perubahan *groundwater storage* (ΔGS) harus sama dengan nol.
- Jumlah total evapotranspirasi dan *total run off* selama satu tahun harus sama dengan total presipitasi yang terjadi dalam tahun itu.

Dengan tetap memperhatikan kondisi-kondisi batas *water balance* di atas, maka prediksi debit dengan metoda Mock akan akurat.

2.6.2 *Water Surplus*

Water surplus didefinisikan sebagai air hujan (presipitasi) yang telah mengalami evapotranspirasi dan mengisi tampungan tanah (*soil storage*, disingkat SS). *Water surface* ini berpengaruh langsung pada infiltrasi atau perkolasi dan *total run off* yang merupakan komponen debit. Persamaan *water surplus* (disingkat WS) adalah sebagai berikut:

$$WS = (P - E_a) + SS \quad (2.24)$$

Tampungan kelembaban tanah (*soil moisture storage*, disingkat SMS) terdiri dari kapasitas kelembaban tanah (*soil moisture capacity*, disingkat MSC), zona infiltrasi, limpasan permukaan tanah dan tampungan tanah (*soil storage*, disingkat SS).

Dalam studii yang dilakukan Mock di daerah aliran sungai di Bogor, ditetapkan besarnya kapasitas kelembaban tanah maksimum adalah 200 mm/bulan. Dalam metoda Mock, tampungan kelembaban tanah dihitung sebagai berikut:

$$\text{SMS} = \text{ISMS} + (\text{P} - \text{E}_a) \quad (2.25)$$

Dimana:

ISMS = *initial soil moisture storage* (tampungan kelembaban tanah awal),

merupakan *soil moisture capacity* (SMC) bulan sebelumnya.

$\text{P} - \text{E}_a$ = presipitasi yang telah mengalami evapotranspirasi.

Asumsi yang dipakai oleh F. J. Mock adalah air akan memenuhi SMC terlebih dahulu sebelum *water surplus* tersedia untuk infiltrasi dan perkolasi yang lebih dalam atau melimpas langsung (*direct run off*). Ada dua keadaan untuk menentukan SMC, yaitu:

1. $\text{SMC} = 200 \text{ mm/bulan}$, jika $\text{P} - \text{E}_a \geq 0$.

Artinya *soil moisture storage* (tampungan tanah lembab) sudah mencapai kapasitas maksimumnya atau terlampaui sehingga air tidak disimpan dalam tanah lembab. Ini berarti *soil storage* (SS) sama dengan nol dan besarnya *water surplus* sama dengan $\text{P} - \text{E}_a$.

2. $\text{SMC} = \text{SMC bulan sebelumnya} + (\text{P} - \text{E}_a)$, jika $\text{P} - \text{E}_a < 0$.

Untuk keadaan ini, tampungan tanah lembab (*soil moisture storage*) belum mencapai kapasitas maksimum, sehingga ada air yang disimpan dalam tanah lembab. Besarnya air yang disimpan ini adalah $\text{P} - \text{E}_a$. Karena air berusaha untuk mengisi kapasitas maksimumnya, maka untuk keadaan ini tidak ada *water surplus* ($\text{WS} = 0$).

Selanjutnya *water surplus* ini akan mengalami infiltrasi dan melimpas di permukaan (*run off*). Besarnya infiltrasi ini tergantung pada koefisien infiltrasi.

2.6.3 Limpasan Total

Apabila intensitas hujan yang jatuh di suatu DAS melebihi kapasitas infiltrasi, setelah laju infiltrasi terpenuhi air akan mengisi cekungan-cekungan pada permukaan tanah. Setelah cekungan-cekungan tersebut penuh, selanjutnya air akan mengalir atau melimpas di atas permukaan tanah.

Air hujan yang mengalami evapotranspirasi dan disimpan dalam tanah lembab selanjutnya akan melimpas di permukaan (*surface run off*) dan mengalami perkolasi. Berikutnya, menurut Mock besarnya infiltrasi adalah *water surplus* (WS) dikalikan dengan koefisien infiltrasi (*if*), atau:

$$\text{Infiltrasi (i)} = \text{WS} \times \text{if} \quad (2.26)$$

Koefisien infiltrasi ditentukan oleh kondisi porositas dan kemiringan daerah pengaliran lahan yang bersifat poros umumnya memiliki koefisien yang cenderung besar. Namun jika kemiringan tanahnya terhal dimana air tidak sempat mengalami infiltrasi dan perkolasi dalam tanah, maka koefisien infiltrasinya bernilai kecil.