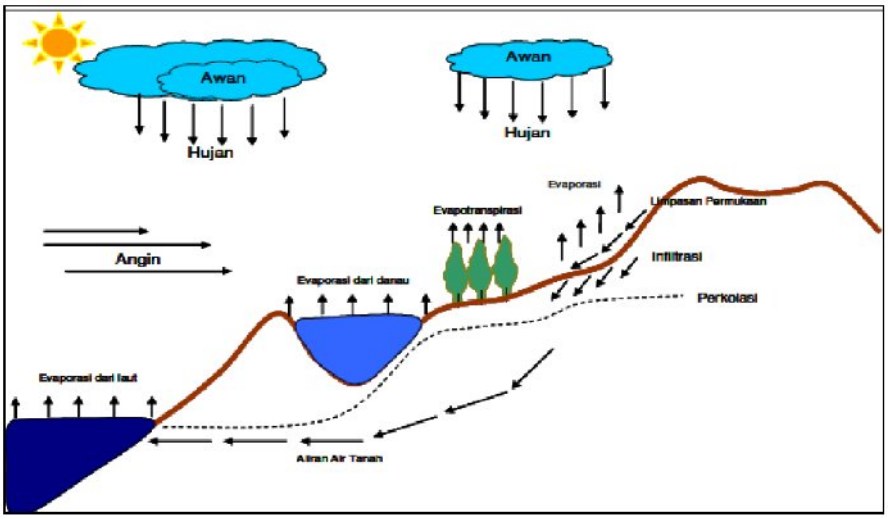
II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Siklus Hidrologi

Siklus hidrologi merupakan salah satu aspek penting yang diperlukan pada proses analisa hidrologi. Siklus hidrologi menurut Soemarto (1987) adalah gerakan air laut ke udara, yang kemudian jatuh ke permukaan tanah lagi sebagai hujan atau bentuk presipitasi lain, dan akhirnya mengalir ke laut kembali. Dalam siklus hidrologi ini terdapat beberapa proses yang saling terkait, yaitu antara proses hujan (*presipitation*), penguapan (*evaporation*), transpirasi, infiltrasi, perkolasi, aliran limpasan (*runoff*), dan aliran bawah tanah. Secara sederhana siklus hidrologi dapat ditunjukkan seperti pada Gambar 1.



Gambar 1. Siklus Hidrologi

Penjelasan pada Gambar 1 dapat dimulai dari mana saja, akan tetapi untuk mudahnya dimulai dari penguapan. Penguapan merupakan proses alami berubahnya molekul cairan menjadi molekul gas/uap. Penguapan dapat terjadi dari semua permukaan yang lembab, baik dari permukaan tanah, permukaan tanaman maupun dari permukaan air. Penguapan yang berasal dari benda-benda mati seperti tanah, danau, dan sungai disebut evaporasi (*evaporation*), sedangkan penguapan yang berasal dari hasil pernafasan benda hidup seperti tumbuhan, hewan, dan manusia disebut tranpirasi (*transpiration*), dan jika penguapan itu berasal dari benda-benda mati dan tanaman maka disebut *evapotranspirasi.* Akibat penguapan ini terkumpul massa uap air, yang dalam kondisi atmosfir tertentu dapat membentuk awan.

Awan dalam keadaan ini yang kalau masih mempunyai butir-butir air yang berdiameter lebih kecil dari 1 mm, masih akan melayang-layang di udara karena berat butir-butir tersebut masih lebih kecil dari pada gaya tekan ke atas udara. Akibat berbagai sebab klimatologis, awan tersebut akan menjadi awan yang potensial menimbulkan hujan, yang biasanya terjadi bila butir-butir berdiameter lebih besar dari 1 mm. Bila terjadi hujan masih besar kemungkinan air teruap kembali sebelum sampai di permukaan bumi, karena keadaan atmosfir tertentu. Hujan baru disebut sebagai hujan apabila telah sampai di permukaan bumi dan dapat diukur.

Air hujan yang jatuh di permukaan terbagi menjadi dua bagian, pertama sebagai aliran limpasan (*overland flow*) dan kedua bagian air yang terinfiltrasi. Jumlah yang mengalir sebagai aliran limpasan dan yang

terinfiltrasi tergantung dari banyak faktor. Makin besar bagian air hujan yang mengalir sebagai aliran limpasan maka bagian air yang terinfiltrasi akan menjadi semakin kecil, demikian juga sebaliknya.

Aliran limpasan selanjutnya mengisi tampungan-cekungan (*depression stroge*). Apabila tampungan ini telah terpenuhi, air akan menjadi limpasan permukaan (*surface runoff*) yang selanjutnya ke sungai atau laut. Air yang terinfiltrasi, bila keadaan formasi geologi memungkinkan, sebagian besar dapat mengalir lateral di lapisan tidak kenyang air (*unsaturated zone*) sebagai aliran antara (*subsurface flow/interflow*), sebagian yang lain akan mengalir vertikal (perkolasi/*percolation*) yang akan mencapai lapisan kenyang air (*saturated zone/aquifer*). Air dalam akuifer ini akan mengalir sebagai aliran air tanah (*groundwater flow/baseflow*), sungai atau tampungan dalam (*deep storage*). Sebagian besar air yang ada di permukaan bumi akan menguap kembali ke atmosfer.

B. Daerah Aliran Sungai (DAS)

Berdasarkan Peraturan Pemerintan Nomor 37 tentang Pengelolaan DAS Pasal 1, Daerah Aliran Sungai (*catchment, basin, watershed*) merupakan 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.

Daerah aliran sungai merupakan daerah dimana semua air mengalir masuk ke dalam sungai yang dimaksud. Batas DAS tidak ditetapkan berdasarkan air bawah tanah (*groundwater*) karena permukaan air tanah (*surface runoff*) selalu berubah tergantung kondisi musim dan tingkat pemakaiannya.

Penamaan DAS ditandai dengan nama sungai yang bersangkutan dan dibatasi oleh titik kontrol, yang umumnya merupakan stasiun hidrometri. Memperhatikan hal tersebut berarti sebuah DAS dapat merupakan bagian dari DAS lain (Harto, 1993). Dalam sebuah DAS kemudian dibagi dalam area yang lebih kecil menjadi Sub DAS. Penentuan batas-batas Sub DAS berdasarkan kontur, jalan dan rel kereta api yang ada di lapangan untuk menentukan arah aliran air. Dari peta topografi, ditetapkan titik-titik tertinggi disekeliling sungai utama (*main stream*) yang dimaksudkan, dan masing-masing titik tersebut dihubungkan satu dengan lainnya sehingga membentuk garis utuh yang bertemu ujung pangkalnya. Garis tersebut merupakan batas DAS di titik kontrol tertentu (Harto, 1993).

Karakteristik DAS berpengaruh pada aliran permukaan air, seperti luas dan bentuk DAS, topografi DAS serta tata guna lahan DAS. Luas DAS merupakan parameter dasar bagi perhitungan volume limpasan yang diakibatkan oleh suatu kejadian hujan. Secara umum, semakin besar luas DAS, semakin besar pula debit limpasan pada DAS tersebut. Begitu pula dengan bentuk DAS, jika bentuk DAS berbentuk memanjang dan sempit akan cenderung menghasilkan laju aliran permukaan yang lebih kecil dibandingkan dengan bentuk DAS yang melebar atau melingkar.

C. Pengertian Curah Hujan *(Presipitasi)*

Presipitasi adalah istilah umum untuk menyatakan uap air yang mengkondensasi dan jatuh dari atmosfir ke bumi dalam segala bentuknya dalam rangkaian siklus hidrologi (Suripin, 2004). Sedangkan menurut Sosrodarsono (1976) presipitasi adalah nama umum dari uap yang mengkondensasi dan jatuh ke tanah dalam rangkaian proses siklus hidrologi, biasanya jumlah selalu dinyatakan dengan dalamnya prespitasi (mm). Jika uap air yang jatuh berbentuk cair disebut hujan (*rainfall*) dan jika berbentuk padat disebut salju (*snow*).

Hujan merupakan satu bentuk presipitasi yang berwujud cairan. Menurut Harto (1993) hujan merupakan komponen masukan yang paling penting dalam proses hidrologi, karena jumlah kedalaman hujan (*rainfall depth*) ini yang dialihragamkan menjadi aliran di sungai, baik melalui limpasan permukaan (*surface runoff*), aliran antara (*interflow, subsurface flow*) maupun sebagai aliran air tanah (*groundwater flow*).

Karakteristik hujan yang perlu ditinjau dalam analisa dan perancangan hidrologi meliputi antara lain :

1. Durasi hujan (t)

   Durasi hujan adalah lamanya kejadian hujan (menitan, jam-jaman, harian) diperoleh dari pencatatan alat pengukur hujan otomatis maupun yang manual.

2. Intensitas hujan (i)

   Intensitas hujan adalah jumlah hujan yang dinyatakan dalam tinggi hujan atau volume hujan tiap satuan waktu, misalnya mm/menit, mm/jam, dan mm/hari. Besarnya intensitas hujan berbeda-beda tergantung dari curah hujan, dan frekuensi kejadiannya.

3. Tinggi hujan (d)

   Tinggi hujan adalah jumlah atau kedalaman hujan yang terjadi selama durasi hujan, dan dinyatakan dalam ketebalan air di atas permukaan datar, dalam mm.

4. Frekuensi atau periode ulang (T)

   Adalah frekuensi kejadian hujan tertentu dan biasanya dinyatakan dengan kala ulang *(return period)*.

5. Luas (A)

   Adalah luas geografis daerah sebaran hujan atau perluasan hujan secara geografi.

Kejadian hujan dapat dipisahkan menjadi dua bagian, yaitu hujan aktual dan hujan rencana. Hujan aktual adalah rangkaian data pengukuran di stasiun hujan selama periode tertentu. Hujan rencana adalah hyetograf hujan yang mempunyai karakteristik terpilih. Hujan rencana mempunyai karakteristik yang secara umum sama dengan karakteristik hujan yang terjadi pada masa lalu, sehingga menggambarkan karakteristik umum kejadian hujan yang diharapkan terjadi pada masa mendatang.

Curah hujan harian adalah hujan yang terjadi dan tercatat pada stasiun pengamatan curah hujan setiap hari (selama 24 jam). Data curah hujan

harian biasanya dipakai untuk simulasi kebutuhan air tanaman, simulasi operasi waduk.

Curah hujan harian maksimum adalah curah hujan harian tertinggi dalam tahun pengamatan pada suatu stasiun tertentu. Data ini biasanya dipergunakan untuk perancangan bangunan hidrolik sungai seperti bendung, bendungan, tanggul, pengaman sungai dan drainase.

Curah hujan bulanan adalah jumlah curah hujan harian dalam satu bulan pengamatan pada suatu stasiun curah hujan tertentu. Data ini biasanya dipergunakan untuk simulasi kebutuhan air dan menentukan pola tanam.

Curah hujan tahunan adalah jumlah curah hujan bulanan dalam satu tahun pengamatan pada suatu stasiun curah hujan tertentu.

Curah hujan maksimum harian rata-rata DAS diperoleh melalui cara :

1. Tentukan hujan maksimum harian pada tahun tertentu di salah satu pos hujan.
2. Cari besarnya curah hujan pada tanggal-bulan-tahun yang sama untuk pos hujan yang lain.
3. Hitung hujan DAS dengan salah satu cara yang dipilih.
4. Tentukan hujan maksimum harian (seperti langkah pertama) pada tahun yang sama untuk pos hujan yang lain.
5. Ulangi langkah 2 dan 3 untuk setiap tahun.

Dari hasil rata-rata yang diperoleh (sesuai dengan jumlah pos hujan) dipilih yang tertinggi setiap tahun. Data hujan yang terpilih setiap tahun merupakan hujan maksimum harian DAS untuk tahun yang bersangkutan.

D. Alat Pengukur Curah Hujan

Alat untuk mengukur jumlah curah hujan yang turun kepermukaan tanah per satuan luas, disebut Penakar Hujan. Satuan curah hujan yang umumnya dipakai oleh BMKG adalah millimeter (mm). Jadi jumlah curah hujan yang diukur, sebenarnya adalah tebalnya atau tingginya permukaan air hujan yang menutupi suatu daerah luasan di permukaan bumi / tanah. Curah hujan 1(satu) millimeter, artinya dalam luasan satu meter persegi pada tempat yang datar tertampung air setinggi 1 (satu) millimeter atau tertampung air sebanyak 1 (satu) liter atau 1000 ml. Misalnya disuatu daerah atau lokasi pengamatan curah hujannya 10 mm, itu berarti daerah luasan sekitar daerah / lokasi tergenangi oleh air hujan setinggi atau tebalnya 10 millimeter (mm).

Alat penakar hujan terbagi dalam 2 jenis yaitu, penakar hujan biasa tipe Obervatorium (Obs.) atau non recording dan penakar hujan Otomatis / penakar hujan yang dapat mencatat sendiri (self-recording). Penakar hujan Otomatis terbagi dalam 2 tipe yaitu Penakar Hujan Otomatis type Hellmann yaitu penakar hujan yang menggunakan sistem pelampung (Float) dan Penakar Hujan Otomatis yang menggunakan sistem Tipping Bucket.

1. Penakar Hujan Biasa (OBS)

   Penakar hujan ini tidak dapat mencatat sendiri (non recording), bentuknya sederhana terbuat dari seng plat tingginya sekitar 60 Cm dicat aluminium, ada juga yang terbuat dari pipa pralon tingginnya 100 Cm. Pengamatan untuk curah hujan harus dilakukan tiap hari pada jam 07.00 waktu

setempat, atau jam-jam tertentu. Bila dasar meniskus tepat pada pertengahan antara dua garis skala, diambil atau dibaca ke angka yang ganjil, misalnya : 17,5 mm menjadi 17 mm dan 24,5 mm menjadi 25 mm. Untuk pembacaan setinggi x mm dimana 0,5 / x / 1,5 mm, maka dibaca x=1mm. Untuk pembacaan lebih kecil dari 0,5 mm, pada kartu hujan ditulis angka 0 (Nol) dan tetap dinyatakan sebagai hari hujan. Jika tidak ada hujan, beri tanda (–) atau (.) pada kartu hujan. Jika tidak dapat dilakukan pengamatan dalam satu atau beberapa hari, beri tanda (X) pada kartu hujan.

2. Penakar Hujan Otomatis

a. Penakar Hujan Otomatis Type Hellman

Penakar hujan Otomatis type Hellman adalah penakar hujan yang dapat mencatat sendiri, badannya berbentuk silinder, luas permukaan corong penakarnya 200 cm^2, tingginya antara 100 sampai dengan 120 cm. Jika hujan turun, air hujan akan masuk kedalam tabung yang berpelampung melalui corongnya, air yang masuk kedalam tabung mengakibatkan pelampung beserta tangkainya terangkat (naik keatas). Pada tangkai pelampung terdapat tangkai pena yang bergerak mengikuti tangkai pelampung, gerakan pena akan menggores pias yang diletakkan/digulung pada silinder jam yang dapat berputar dengan sendirinya. Penunjukkan pena pada pias sesuai dengan jumlah volume air yang masuk ke dalam tabung, apabila pena telah menunjuk angka 10 mm. maka air dalam tabung akan keluar melalui gelas siphon yang bentuknya melengkung. Seiring dengan keluarnya air maka pelampung akan turun, dan dengan turunnya

pelampung tangkai penapun akan bergerak turun sambil menggores pias berupa garis lurus vertikal. Setelah airnya keluar semua, pena akan berhenti dan akan menunjuk pada angka 0, yang kemudian akan naik lagi apabila ada hujan turun.

b. Penakar Hujan Otomatis Tipe *Tipping Bucket*

Pada umumnya peralatan Automatic Weather Station (AWS) yang kini banyak dioperasikan di Stasiun Meteorologi, perangkat sensor penakar hujannya menggunakan *tipping bucket*. Dimana pada saat bucketnya saling berjungkit, secara elektrik terjadi kontak dan menghasilkan keluaran nilai curah hujan yang displaynya dapat dilihat pada monitor. Penakar hujan tipe *tipping bucket*, nilai curah hujannya tiap *bucket* berjungkit tidak sama, serta luas permukaan corongnya beragam tegantung dari merk pembuatnya. Jadi dalam kita mengoperasikan penakar hujan jenis tipping bucket, kita harus pula mengetahui secara teliti dasar dari perhitungan data yang dihasilkannya. Untuk itu perlu dilakukan pengetesan atau mengkalibrasinya, dengan cara menuangkan sejumlah air sesuai dengan luas permukaan corong dan nilai curah hujan tiap jungkit / tip bucketnya. Jadi nilai curah hujan 1 mm yang masuk pada luasan permukaan corong yang berbeda, maka volume air yang tertampung pun berbeda.

E. Analisis Hidrologi

Analisis hidrologi merupakan kumpulan keterangan atau fakta mengenai fenomena hidrologi. Analisis hidrologi sebagai mana telah dijelaskan adalah kumpulan keterangan atau fakta mengenai fenomena hidrologi. Fenomena

hirologi seperti besarnya curah hujan, temperatur, penguapan, lama penyinaran matahari, kecepatan angin, debit sungai, tinggi muka air, akan selalu berubah menurut waktu. Data-data hidrologi dapat dikumpulkan, dihitung, disajikan, dan ditafsirkan dengan menggunakan prosedur tertentu.

1. Memperkirakan Data Hujan Yang Hilang

Seringkali data hujan yang tercatat tidak lengkap. Hal ini disebabkan oleh kemungkinan kerusakan atau pemindahan alat penakar, maupun ketidakhadiran si petugas pencatat. Karena pengolahan data hujan membutuhkan data yang kontinyu, maka seringkali dilakukan taksiran data yang tidak lengkap / hilang tersebut. Metode yang biasa digunakan adalah dengan beberapa cara dibawah ini :

a. Metode Normal Rasio

Metode ini hanya dapat digunakan jika variasi ruang hujan tidak terlalu besar. Jumlah stasiun acuan yang dianjurkan umumnya paling sedikit tiga buah.

Persamaan Metode Normal Rasio (Harto, 2003) :

$$P_x = \frac{1}{n} \times \left(\frac{N_x}{N_1} \times P_1 + \frac{N_x}{N_2} \times P_2 + \ldots + \frac{N_x}{N_n} \times P_n \right) \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.1)$$

Dimana :

P_x = data hujan yang hilang pada stasiun X yang diperkirakan

N_x = hujan tahunan rata rata pada stasiun X

P_1, P_2, P_n = hujan pada masing masing stasiun 1, 2 dan n

N_1, N_2, N_3 = hujan tahunan rerata masing masing stasiun 1, 2 dan n

Perhitungan-perhitungan ini akan lebih mendekati kenyataan jika dipergunakan pada daerah-daerah pegunungan.

b. Metode *Reciprocal*

Metode *Reciprocal* memanfaatkan jarak antar stasiun sebagai faktor koreksi. Metode ini mempertimbangkan korelasi antara dua stasiun hujan menjadi makin kecil dengan makin besarnya jarak antar stasiun. Persamaan metode reciprocal dapat digunakan bila dalan DAS tersebut terdapat lebih dari dua stasiun hujan, umumnya dianjurkan paling tidak menggunakan tiga stasiun acuan.

Persamaan Metode *Reciprocal* (Harto,1993) :

$$P_x = \sum_{i=1}^{n} (d_{xi})^2 \times \left(\frac{P_1}{(d_{x1})^2} + \frac{P_2}{(d_{x2})^2} + ... + \frac{P_n}{(d_{xn})^2} \right) ..... \qquad (2.2)$$

Dimana :

P_x = data hujan yang hilang pada stasiun X yang diperkirakan

P_1, P_2, P_n = hujan tahunan rerata pada masing masing stasiun 1, 2 dan n

d_{x1}, d_{x2}, d_{xn} = jarak antara stasiun X dengan masing-masing stasiun acuan 1, 2 dan n

d_{xi} = jarak antara stasiun x dengan stasiun ke-i

2. Uji Konsistensi

Uji konsistensi dilakukan terhadap data curah hujan tahunan yang dimaksud untuk mengetahui ada tidaknya penyimpangan data hujan, sehingga dapat disimpulkan apakah data tersebut layak dipakai dalam perhitungan hidrologi atau tidak. Adanya perubahan atau pindah lokasi, penggantian alat serta penggantian petugas pengamat menyebabkan data

hujan tidak konsisten untuk mengatasi hal tersebut dilakukan uji konsistensi data pencatatan dari stasiun yang bersangkutan. Pada dasarnya pengujian tersebut merupakan perbandingan data stasiun yang bersangkutan dengan data stasiun lain di sekitarnya. Konsistensi data-data hujan bagi stasiun dasar (stasiun hujan yang akan digunakan untuk menguji) harus diuji terlebih dahulu dan yang menunjukkan catatan yang tidak konsisten harus dibuang sebelum dipergunakan. Jika tidak ada stasiun hujan yang bias dijadikan stasiun hujan dasar atau tidak tercatat historis mengenai perubahan data, maka langkah awal terhadap data adalah menghapus data yang dianggap meragukan.

Keadaan ini dapat diperlihatkan dan sekaligus dikoreksi dengan menggambarkan suatu grafik orthogonal yang disebut kurva massa ganda (*double-mass curve*) yaitu suatu kurva yang membandingkan antara data hujan tahunan komulatif stasiun yang diuji dengan rerata hujan tahunan komulatif dari stasiun disekitarnya, jika selisih antara hujan-hujan tahunan normal dari tempat pengamatan yang datanya tidak lengkap kurang dari 10% maka perkiraan data yang hilang boleh diambil harga rata-rata hitung dari data-data tempat pengamatan yang mengelilinginya.

Perubahan meteorologi tidak akan menyebabkan perubahan kemiringan pada kurva massa-ganda karena semua stasiun dasar akan terpengaruh dengan cara yang sama. Tititk-titik yang tergambar di kurva massa-ganda selalu berdeviasi di sekitar garis rata-rata, dan perubahan kemiringan hanya dapat diterima bila didukung oleh bukti/penjelasan lain.

3. Analisa Curah Hujan

Dalam analisa hidrologi data hujan yang diperoleh dari alat penakar hujan merupakan hujan yang terjadi hanya pada satu tempat atau titik saja (*point rainfall*). Mengingat hujan sangat bervariasi di suatu tempat atau kawasan (*space*), maka untuk kawasan yang luas, satu alat penakar hujan belum dapat menggambarkan hujan wilayah tersebut. Diperlukan data hujan di kawasan yang diperoleh dari harga rata-rata curah hujan beberapa stasiun penakar hujan yang ada di dalam dan atau di sekitar kawasan tersebut (Suripin, 2004).

Analisa curah hujan diperlukan untuk menentukan besarnya intensitas yang digunakan sebagai prediksi timbulnya aliran permukaan wilayah. Analisa hidrologi digunakan untuk mengetahui karakteristik hujan, menganalisa hujan rancangan dan analisa debit rancangan. Guna memenuhi langkah-langkah tersebut, maka diperlukan data curah hujan, kondisi tata guna lahan, kemiringan lahan dan juga koefisien permeabilitas tanah.

Penentuan curah hujan maksimum harian rata-rata suatu DAS dari beberapa stasiun penakar tersebut dapat dihitung dengan beberapa metode, Ada tiga macam cara yang umum dipakai dalam menghitung hujan rata-rata kawasan, yaitu:

a. Metode Rata-Rata Aljabar

Merupakan metode yang paling sederhana dalam perhitungan hujan. Metode ini Berdasarkan asumsi bahwa semua penakar hujan mempunyai pengaruh yang setara. Curah hujan didapatkan dengan mengambil rata-rata hitung (*arithematic mean*) dari penakaran pada penakar hujan areal tersebut. Cara ini cocok untuk kawasan dengan topografi kawasan rata atau datar, alat penakar hujan tersebar merata atau hampir merata, data individual curah hujan tidak terlalu jauh dari harga rata-ratanya.

Persamaan Aljabar menurut Harto (1993) , yaitu:

$$R = \frac{R_1 + R_2 + \ldots + R_n}{n} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.3)$$

Dimana:

R	=	Curah hujan rata-rata (mm)
R_1, R_2, R_n	=	Curah hujan yang tercatat di pos hujan, 1,2, …, n (mm)
n	=	Banyaknya pos penakar hujan

b. Metode Polygon Thiessen

Metode Polygon Thiessen atau metode rata-rata timbang (*weighted mean*). Metode ini memberikan proporsi luasan daerah pengaruh pos hujan untuk mengakomodasi ketidakseragaman jarak. Daerah pengaruh dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antara dua pos penakar terdekat. Diasumsikan bahwa variasi hujan antara pos yang satu dengan lainnya adalah linier dan bahwa sembarang pos dianggap dapat mewakili

kawasan terdekat. Cara ini memperhitungkan luas daerah yang mewakili dari stasiun-stasiun hujan yang bersangkutan, yang digunakan dalam perhitungan curah hujan rata-rata. Penggunaan metode polygon thiessen hasilnya lebih akurat dibandingkan dengan metode rata-rataaljabar. Cara ini cocok untuk daerah datar dengan luas 500-5.000 km^2.

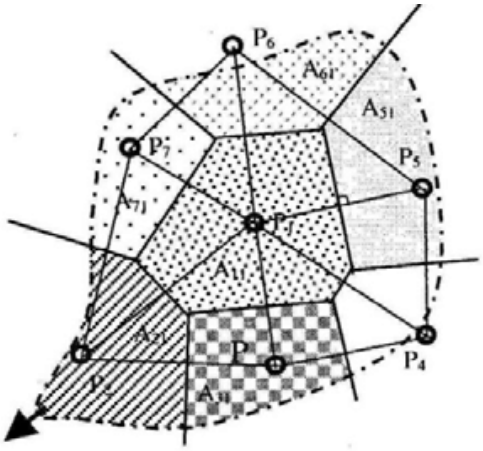
Persamaan Polygon Thiessen menurut Harto (1993), yaitu:

$$\mathbf{R} = \frac{A_1R_1 + A_2R_2 + \ldots + A_nR_n}{A_1 + A_2 + \ldots + A_n} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.4)$$

$$\overleftarrow{\mathbf{R}} = R_1W_1 + R_2W_2 + \ldots + R_{in}W_n \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.5)$$

Dimana:

R	=	Curah hujan rata-rata (mm)
R_1, R_2, R_n	=	Curah hujan tercatat di pos hujan 1,2, …, n (mm)
A_1, A_2, A	=	Luas areal polygon 1,2, …, n (km^2)
W_1, W_2, W_n	=	Faktor bobot masing-masing stasiun, yaitu % daerah pengaruh terhadap luas keseluruhan
n	=	Banyaknya pos penakar hujan



Gambar 2. Poligon Thiessen (Suripin,2004)

c. Metode Isohyet

Metode *Isohyet* adalah garis lengkung yang merupakan harga curah hujan yang sama. Umumnya sebuah garis lengkung menunjukkan angka yang bulat. Metode *Isohyet* ini diperoleh dengan cara interpolasi harga-harga curah hujan yang tercatat pada penakar hujan lokal (*Rnt*). Metode isohyet berasumsi bahwa tiap-tiap pos penakar mencatat kedalaman yang sama untuk daerah sekitarnya dapat dikoreksi. Metode ini merupakan metode yang paling akurat untuk menentukan hujan rata-rata, namun diperlukan keahlian dan pengalaman. Metode isohyet cocok untuk daerah berbukit dan tidak teratur dengan luas lebih dari 5.000 km^2.

Persamaan Isohyet Menurut Harto (1993), yaitu:

$$\mathbf{R} = \frac{\sum_1^n \frac{A_1 (R_1 + R_{1+1})}{2}}{\sum_1^n A_1} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.6)$$

Dimana:

R = Curah hujan rata-rata (mm)

R_1, R_2, R_n = Curah hujan tercatat di pos hujan 1,2, …, n (mm)

A_1, A_2, A_n = Luas areal polygon 1,2, …, n (Km^2)

n = Banyaknya pos penakar hujan

4. Pemilihan Metode Analisa Hujan

Faktor-faktor yang digunakan untuk mempertimbangkan dalam menganalisa suatu DAS harus dilihat luas dari DAS tersebut.Untuk mempermudah analisa dan menentukan metode yang tepat.

Menurut Suripin (2004) penentuan metode analisa yang mesti diperhatikan, antara lain, yaitu:

a. Jaring-jaring pos penakar hujan dalam DAS, yaitu:
   1) Jika jumlah pos penakar hujan cukup, maka Metode Isohyet, Polygon Thiessen atau Rata-Rata Aljabar dapat dipakai;
   2) Jika pos penakar hujan terbatas, maka Metode Rata-Rata Aljabar dan Polygon Thiessen dapat dipakai;
   3) Jika hanya terdapat pos penakar hujan tunggal, maka metode hujan titik yang dapat dipakai.
b. Luas DAS
   1) DAS besar (> 5000 km^2), dengan Metode Isohyet;
   2) DAS sedang (500 - 5000 km^2), dengan Metode Polygon Thiessen;
   3) DAS kecil, (< 500 km^2), dengan Metode Rata-Rata Aljabar.
c. Topografi DAS
   1) Daerah pegunungan, dengan Metode Rata-Rata Aljabar;
   2) Daerah dataran, dengan Metode Polygon Thiessen;
   3) Daerah berbukit dan tidak beraturan, dengan Metode Isohyet.

5. Analisa Frekuensi dan Probabilitas

Hubungan analisa frekuensi dan probabilitas data hidrologi berkaitan dengan besaran peristiwa-peristiwaekstrim yang berkaitan erat dengan frekuensi kejadiannya melalui distribusi kemungkinan. Data hidrologi

yang dianalisa diasumsikan tidak bergantung (*independent*) dan terdistribusi secara acak dan bersifat stokastik.

Menurut Suripin (2004) frekuensi hujan merupakan besarnya kemungkinan suatu besaran hujan disamai atau dilampaui. Sebaliknya, kala-ulang (*return period*) merupakan waktu hipotetik dimana hujan dengan suatu besaran tertentu akan disamai atau dilampaui. Dalam hal ini tidak terkandung pengertian bahwa kejadian tersebut akan berulang secara teratur setiap kala ulang tersebut. Misalnya, hujan dengan kala ulang 10 tahunan, tidak berarti akan terjadi sekali setiap 10 tahun akan tetapi ada kemungkinan dalam jangka 1.000 tahun akan terjadi 100 kali kejadian hujan 10 tahunan. Ada kemungkinan selama kurun waktu 10 tahun terjadi hujan 10 tahunan lebih dari satu kali, atau sebaliknya tidak terjadi sama sekali.

Dalam perhitungan analisa frekuensi, diperlukan seri data hujan dari pos penakar hujan, baik yang manual maupun yang otomatis. Analisa frekuensi dilakukan berdasarkan dari sifat statistik data kejadian yang lampau yang dipergunakan untuk memperoleh probabilitas besaran hujan di masa mendatang. Dengan anggapan bahwa sifat statistik kejadian hujan yang akan datang masih sama dengan kejadian hujan masa lalu.

Ada 2 (dua) seri data yang diperlukan dalam analisa frekuensi, yaitu:

a. Data Maksimum Tahunan

Data ini tiap tahun diambil hanya satu besaran maksimum yang dianggap berpengaruh pada analisa selanjutnya. Seri data seperti ini

dikenal dengan seri data maksimum (*maximum annual series*). Jumlah data dalam seri akan sama dengan panjang data yang tersedia, dalam cara ini besaran data maksimum kedua dalam suatu tahun yang mungkin lebih besar dari besaran data maksimum dalam tahun yang lain tidak diperhitungkan pengaruhnya dalam analisa.

Oleh beberapa pihak hal ini dianggap kurang realistis, apalagi jika diingat bahwa perhitungan permulaan tahun hidrologi tidak selalu seragam, ada yang berdasar musim ada pula yang mengikuti kalender masehi. Oleh karena itu, beberapa ahli menyarankan menggunakan cara seri parsial.

b. Seri Parsial

Dengan menetapkan suatu besaran tertentu sebagai batas bawah, selanjutnya semua besaran data yang lebih besar dari batas bawah tersebut diambil dan dijadikan bagian seri data untuk kemudian dianalisa seperti biasa. Pengambilan batas bawah dapat dilakukan dengan sistem peringkat, dimana semua besaran data yang cukup besar diambil, kemudian diurutkan dari besar ke kecil. Data yang diambil untuk analisa selanjutnya adalah sesuai dengan panjang data dan diambil dari besaran data yang paling besar. Dalam hal ini dimungkinkan dalam satu tahun data yang diambil lebih dari satu data, sementara tahun yang lain tidak ada data yang diambil.

Dalam analisa frekuensi, hasil yang diperoleh tergantung pada kualitas dan panjang data. Makin pendek data yang tersedia, makin besar

penyimpangan yang terjadi. Dalam statistik dikenal beberapa parameter yang berkaitan dengan analisa data, meliputi: rata-rata, simpangan baku, koefisien variasi, dan koefisien *skewness* (kemencengan). Parameter statistik menurut Suripin (2004) dapat dilihat pada Tabel 1.

Tabel 1. Parameter Statistik

Parameter	Sampel
Rata-Rata	$\bar{x} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i$
Simpangan Baku	$S = \left[\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2\right]^{1/2}$
Koefisiensi Variasi	$CV - \frac{S}{\bar{x}}$
Koefisien Skewness	$G = \frac{n\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^3}{(n-1)x(n-2)xS^3}$

Sumber :Suripin (2004), Sistem Drainase Perkotaan yang Berkelanjutan

6. Pengukuran Dispersi

Setelah mendapatkan curah hujan rata-rata dari beberapa stasiun yang berpengaruh di daerah aliran sungai, selanjutnya dianalisa secara statistik untuk mendapatkan pola sebaran yang sesuai dengan sebaran curah hujan rata-rata yang ada. Pada kenyataannya bahwa tidak semua varian dari suatu variabel hidrologi terletak atau sama dengan nilai rata-ratanya. Variasi atau dispersi adalah besarnya derajat atau besaran varian di sekitar nilai rata-ratanya.

Besarnya dispersi dapat dilakukan pengukuran dispersi, yakni melalui perhitungan parametrik statistik untuk (x_i – rt.x), $(x_i - x.rt)^2$, $(x_i - x.rt)^3$, $(x_i - x.rt)^4$ terlebih dahulu. Pengukuran dispersi ini digunakan untuk analisa Distribusi Normal dan Gumbel dimana jika x_i adalah besarnya total hujan tahunan (mm) dan x.rt adalah rata-rata total hujan tahunan (mm). Sedangkan untuk pengukuran besarnya dispersi Logaritma dilakukan melauiperhitungan parametrik statistik untuk (Log x_i - Log x.rt), $(\text{Log } x_i - \text{Log x.rt})^2$, $(\text{Log } x_i - \text{Log x.rt})^3$, $(\text{Log } x_i - \text{Log x.rt})^4$ terlebih dahulu. Pengukuran dispersi ini digunakan untuk menghitung analisa Distribusi Log Normal dan Log Pearson Type III.

Cara mengukur besarnya dispersi disebut pengukuran dispersi, adapun cara pengukuran dispersi Soewarno (1995), antara lain:

a. Deviasi Standard (S)

Standar deviasi disebut juga simpangan baku. Seperti halnya varians, standar deviasi juga merupakan suatu ukuran dispersi (variasi). Standar deviasi merupakan ukuran dispersi yang paling banyak dipakai. Hal ini mungkin karena standar deviasi mempunyai satuan ukuran yang sama dengan satuan ukuran data asalnya.

Persamaan Deviasi Standard menurut Soewarno (1995), yaitu:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(X_i - \bar{X})^2}{n}} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.7)$$

Dimana:

S = Deviasi standard,

Xi = Nilai varian ke i,

$\bar{X}$ = Nilai rata-rata varian,

n = Jumlah data.

b. Koefisien *Skewness* (CS)

Kemencengan (*skewness*) adalah suatu nilai yang menunjukan derajat ketidaksimetrisan dari suatu bentuk distribusi.

Persamaan Koefisien *Skewness* (CS) menurut Soewarno (1995), yaitu:

$$C_s = \left[\frac{n\sum\left(\log X_i - \overline{LogX}\right)^3}{\left\{(n-1)(n-2)S_x^{\,2}\right\}} \right] \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.8)$$

Dimana:

CS = Koefisien Skewness

Xi = Nilai varian ke i,

$\bar{X}$ = Nilai rata-rata varian,

n = Jumlah data.

S = Deviasi Standar

c. Pengukuran Kurtosis

Pengukuran kurtosis dimaksudkan untuk mengukur keruncingan dari bentuk kurva distribusi, yang umumnya dibandingkan dengan distribusi normal. Menurut Soewarno (1995) Pengukuran kurtosis merupakan kepuncakan (*peakness*) distribusi. Biasanya hal ini dibandingkan dengan distribusi normal yang mempunyai Ck = 3 dinamakan *mesokurtik,* Ck < 3 berpuncak tajam dinamakan *leptokurtik,* sedangkan Ck > 3berpuncak datar dinamakan *platikurtik.*

Persamaan Koefisien Kurtosis menurut Soewarno (1995), yaitu:

$$Ck = \frac{n^2}{(n-1)(n-2)(n-3)\,Sx^4} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{x})^4 \quad \text{.....} \quad (2.9)$$

Dimana:

Ck = Koefisien Kurtosis

Xi = Nilai varian ke i,

$\bar{X}$ = Nilai rata-rata varian,

n = Jumlah data.

S = Deviasi Standar

d. Koefisien Variasi (Cv)

Koefisien variasi adalah nilai perbandingan antara deviasi standar dengan nilai rata-rata hitung suatu distribusi.

Persamaan Koefisien Variasi (Cv) menurut Soewarno (1995), yaitu:

$$Cv = \frac{S}{\bar{X}} \quad \text{.....} \quad (2.10)$$

Dimana:

Cv = Koefisien Variasi

$\bar{X}$ = Nilai rata-rata variasi

S = Deviasi Standar

7. Uji Keselarasan dengan Metode *Chi Kuadrat* dan *Smirnov Kolmogorof*

Uji keselarasan dimaksudkan untuk menetapkan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sample data yang dianalisa. Ada dua jenis keselarasan (*Goodness of Fit Test*), yaitu uji keselarasan *Chi Kuadrat* dan *Smirnov Kolmogorof*.

a. Uji Keselarasan *Chi Kuadrat*

Uji keselarasan distribusi ini digunakan pengujian Chi-kuadrat yang dimaksud untuk menentukan apakah persamaan distribusi yang telah dipilih dapat mewakili distribusistatistik sampel data yang dianalisa. Pengujian Chi-Kuadrat digunakan untuk mengadakan pendekatan dari beberapa vaktor atau mengevaluasi frekuensi yang diselidiki atau frekuensi hasil observasi dengan frekuensi yang diharapkan dari sampel apakah dalam data tersebut terdapat hubungan atau perbedaan yang signifikan atau tidak.

Persamaan Chi-Kuadrat menurut Soewarno (1995), yaitu:

$$X^2 = \sum_{i=1}^{G} \frac{(O_f - E_f)^2}{E_f} \quad \text{.....} \quad (2.11)$$

Dimana:

X^2 = Nilai Chi-Kuadrat

G = Jumlah sub kelompok

O_f = Frekuensi yang terbaca pada kelas yang sama

E_f = Frekuensi yang diharapkan sesuai pembagian kelasnya

Adapun prosedur pengujian dengan menggunakan Metode Chi-kuadrat, yaitu:

1) Mengurutan data pengamatan (dari data yang terbesar ke data yang paling kecil atau sebaliknya);
2) Mengelompokkan data-data tersebut menjadi G sub-grup yang beranggotakan minimal 4 (empat) data pengamatan;
3) Menjumlahkan data sebesar O_f pada setiap sub-grup;

4) Menjumlahkan data-data dari persamaan distribusi yang digunakan sebesar E_f;
5) Menghitung nilai $(Of - Ef)^2$ dan $\frac{(O_f - E_f)^2}{E_f}$ pada setiap sub-grup;
6) Menjumlahkan seluruh nilai G sub-grup nilai $\frac{(O_f - E_f)^2}{E_f}$ digunakan untuk menentukan nilai Chi-Kuadrat;
7) Terakhir menentukan derajat kebebasan dengan persamaan dk = G – R - 1 (nilai R = 2 untuk distribusi normal dan binomial, nilai R = 1 untuk distribusi *poisson* dan gumbel).

Interpretasi hasil uji adalah sebagai berikut:

1) Jika hasil uji peluang ≥ 5%, maka persamaan distribusi teoritis yang digunakan dapat diterima;
2) Jika hasil uji peluang berada di antara 1 - 5%, maka tidak mungkin mengambil keputusan, misal perlu data tambahan;
3) Jika hasil uji peluang ≤ 1%, maka persamaan yang digunakan tidak dapat diterima.

b. Uji Keselarasan *Smirnov Kolmogorov*

Uji keselarasan *Smirnov Kolmogorov* adalah uji beda antara data yang di uji normalitasnya dengan data normal baku. Konsep Dasar dari uji normalitas yaitu membandingkan distribusi data (yang akan diuji normalitasnya) dengan distribusi normal baku. Kelebihan dari uji ini adalah sederhana dan tidak menimbulkan perbedaan persepsi di antara satu pengamat dengan pengamat yang lain, yang sering terjadi pada uji normalitas dengan menggunakan grafik.

Uji keselarasan *Smirnov Kolmogorov* digunakan untuk mengetahui apakah distribusi nilai sampel yang diamati sesuai dengan distribusi teoritis tertentu (normal, *uniform*, *poisson*, eksponensial). Uji keselarasan *Smirnov Kolmogorov* beranggapan bahwa distribusi variabel yang sedang di uji bersifat kontinu dan pengambilan sampel secara acak sederhana. Dengan demikian uji ini hanya dapat digunakan, bila variabel diukur paling sedikit dalam skala ordinal.

Langkah-langkah uji *Smirnov Kolmogorov* menurut C.D Soemarto (1999), sebagai berikut:

1) Menyusun nilai frekuensi dari setiap nilai teramati, berurutan dari nilai terkecil sampai nilai terbesar, kemudian menyusun frekuensi kumulatif dari nilai-nilai teramati;
2) Mengkonversi nilai frekuensi kumulatif ke dalam probabilitas, yaitu ke dalam fungsi distribusi frekuensi kumulatif [S(x)]. distribusi frekuensi yang teramati harus merupakan hasil pengukuran variabel paling sedikit dalam skala ordinal;
3) Menghitung nilai z untuk masing-masing nilai teramati di atas dengan rumus z= (xi–x)/s. kemudian, carilah probabilitas (luas area) kumulatif untuk setiap nilai teramati. Hasilnya ialah sebagai $Fo(x_i)$;
4) Menyusun Fs(x) berdampingan dengan Fo(x). hitung selisih *absolut* antara S(x) dan Fo(x) pada masing-masing nilai teramati;

5) Statistik uji *Kolmogorov Smirnov* merupakan selisih *absolut* terbesar $Fs(x_i)$ dan $Ft(x_i)$ yang juga disebut deviasi maksimum D;
6) Dengan mengacu pada distribusi pencuplikkan maka penguji dapat mengetahui apakah perbedaan (yaitu nilai D maksimum teramati) terjadi hanya karena kebetulan. Dengan mengacu pada tabel D, dapat terlihat berapa probabilitas (dua sisi) kejadian untuk menemukan nilai-nilai teramati sebesar D, bila Ho benar. Jika probabilitas itu sama atau lebih kecil dari a, maka Ho ditolak.

8. Metode Perhitungan Curah Hujan Rencana

Menurut Soemarto (1987), dalam ilmu statistik dikenal beberapa macam distribusi dan empat jenis distribusi yang umum digunakan dalam bidang hidrologi, yaitu: Distribusi Normal, Distribusi Log Normal, Distribusi Log-Pearson Type III, dan Distribusi Gumble. Dalam ilmu statistik dikenal beberapa macam distribusi frekuensi dan 4 (empat) jenis distribusi yang digunakan dalam bidang hidrologi, yaitu:

a. Distribusi Normal

Dalam analisa hidrologi distribusi normal sering digunakan untuk menganalisa frekuensi curah hujan, analisa stastistik dari distribusi curah hujan tahunan, debit rata-rata tahunan. Distribusi Normal disebut juga Distribusi *Gauss*. Distribusi tipe normal, mempunyai koefisien kemencengan (*Coefficient ofskewness*) atau CS = 0

Persamaan Distribusi Normal, yaitu:

$$Xt = \bar{X} + z \cdot Sx \quad \text{.....} \quad (2.12)$$

Dimana:

Xt = Curah hujan rencana (mm/hari),

$\bar{X}$ = Curah hujan maksimum rata-rata (mm/hari)

Sx = Standard deviasi

z = Faktor frekuensi

b. Distribusi Log Normal

Distribusi Log Normal merupakan hasil transformasi dari distribusi Normal, yaitudengan mengubah varian X menjadi nilai logaritmik varian X. Distribusi ini dapat diperoleh juga dari distribusi Log-Pearson III, apabila nilai koefisien kemencengan CS = 0. Distribusi tipe Log Normal mempunyai koefisien kemencengan (*Coefficient of skewness*) atau CS = 3 CV + CV^2.

Persamaan Distribusi Log Normal, yaitu:

$$Xt = \bar{X} + Kt \cdot Sx \quad \text{.....} \quad (2.13)$$

Dimana:

Xt = Besarnya curah hujan yang mungkin terjadi pada periode ulang T tahun (mm/hari),

$\bar{X}$ = Curah hujan maksimum rata-rata (mm/hari)

Sx = Standard deviasi

Kt = Standar variabel untuk periode ulang tahunan

c. Distribusi Log-Pearson III

Distribusi Log-Pearson III atau Distribusi Ekstrim Tipe III, metode ini digunakan untuk analisa variabel hidrologi dengan nilai varian minimum, misalnya analisa frekuensi distribusi dari debit minimum (*low flows*). Distribusi ini mempunyai koefisien kemencengan (*Coefficient of skewness*) atau CS ≠ 0. Bentuk Distribusi Log-Pearson Type III merupakan hasil transformasi dari Distribusi Pearson Type III dengan menggantikan variant menjadi nilai logaritmik.

Persamaan dalam perhitungan Log-Pearson III, yaitu:

Nilai rata-rata :

$$\overleftarrow{\mathbf{LogX}} = \frac{\Sigma \mathrm{Log}x}{n} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.14)$$

Standard Deviasi :

$$\mathbf{S} = \sqrt{\frac{\Sigma\left(\mathrm{Log}\ x - \overleftarrow{\mathrm{Log}\ x}\right)^2}{n-1}} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.15)$$

Koefisien Kemencengan :

$$\mathbf{Cs} - \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(\mathrm{Log}\ x - \overleftarrow{\mathrm{Log}\ x}\right)}{(n-1)(n-2).S^2} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.16)$$

Logaritma debit dengan waktu balik yang diharapkan:

$$\mathbf{Log\ Q} = \overleftarrow{\mathbf{Logx}} + \mathbf{G.S} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.17)$$

$$\mathbf{G} = \frac{n\Sigma\left(\mathrm{Log}\ Xi - \overleftarrow{\mathrm{Log}\ x}\right)^3}{(n-1)(n-2).Si^3} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2.18)$$

Dimana:

Log xt = Logaritma curah hujan periode ulang T tahun (mm/hari),

$\overleftarrow{Log\ x}$ = Jumlah pengamatan

Cs = Koefisien kemencengan

Xi = Curah hujan maksimum (mm)

n = Jumlah pengamatan pengamatan

d. Distribusi Gumbel

Distribusi Tipe I Gumbel atau Distribusi Ekstrim Tipe I digunakan untuk analisa data maksimum, misalnya untuk analisa frekuensi banjir. Distribusi Tipe I Gumbel, mempunyai koefisien kemencengan (*Coefficient of skewness*) atau CS ≤ 1,139.

Persamaan Distribusi Gumbel, yaitu:

$$\mathbf{Xt} = \bar{\mathbf{X}} + \frac{(y_t - y_n)}{s_n} \mathbf{x} \, . \, \mathbf{Sx} \quad \text{.....} \quad (2.19)$$

Dimana:

Xt = Curah hujan rencana periode ulang T tahun (mm/hari),

$\bar{X}$ = Curah hujan rata-rata hasil pengamatan (mm/hari)

Yn = *Reduced mean*, merupakan fungsi dari banyaknya data (n)

Sn = *Reduce standard* deviasi, fungsi dari banyaknya data (n)

Sx = Standard deviasi

Xi = Curah hujan maksimum (mm)

n = Lamanya pengamatan

F. DAS Way Sekampung

Berdasarkan Peraturan Menteri Pekerjaan Umum No. 11a/PRT/M/2006, di Provinsi Lampung terbagi menjadi 3 (tiga) Wilayah Sungai (WS) yaitu : WS Mesuji-Tulang Bawang, WS Seputih-Sekampung dan WS Semaka. WS Seputih-Sekampung terbagi dalam 4 (empat) Daerah Aliran Sungai (DAS)

yaitu : DAS Seputih, DAS Sekampung, DAS Jepara-Kambas dan DAS Bandar Lampung-Kalianda. Dalam WS Seputih-Sekampung mengalir beberapa sungai yang berpotensi untuk pengembangan wilayah salah satunya adalah Way Sekampung. Way Sekampung mempunyai daerah tangkapan air seluas 4.785 Km^2, mempunyai panjang sungai ± 300 Km. Lebar sungai bervariasi dari 50 m di hulu sampai mencapai 100 m di hilir, dan menjadi selebar 300 m di muara sungai. Secara kasar Way Sekampung dibagi menjadi 3 (tiga) bagian yaitu :

1. Bagian hulu sungai sepanjang 40 km sampai dengan Bendungan Batutegi, dengan kemiringan hidraulik yang besar dan adanya reservoir / waduk mempengaruhi karakteristik banjir.
2. Bagian tengah sungai dari Bendungan Batutegi sampai Bendung Argoguruh sepanjang 90 km dengan kemiringan yang sedang akan mempengaruhi karakteristik banjir.
3. Bagian hilir sungai dari Bendung Argoguruh sampai ke Laut Jawa (pesisir pantai timur) sepanjang 170 km dengan penampang sungai yang lebar, dasar sungai datar serta dataran banjir dan rawa. Sepanjang 20 km sampai 30 km dari muara sungai dipengaruhi oleh pasang surut laut.

Way Sekampung yang merupakan sungai utama pada DAS Sekampung, mempunyai peranan yang sangat strategis dalam pertumbuhan ekonomi dan sosial masyarakat karena terdapat beberapa kabupaten yang termasuk kedalam DAS Sekampung antara lain, Tanggamus, Pringsewu, Pesawaran, Bandar Lampung, Lampung Selatan, Lampung Timur, Lampung Barat, Lampung Tengah dan Kota Metro.

G. Beberapa Penelitian Mengenai Analisis Hidrologi

1. Beberapa kesalahan dalam analisis hidrologi di Indonesia (Harto, 2012)

Dalam analisis hidrologi di Indonesia kita harus mengakui bahwa masih ada sekitar 80% teori yang diterapkan dan persamaan masih 'diimpor' dari negara lain sedangkan Indonesia memiliki perilaku hidrologi yang sangat spesifik ditandai oleh variabilitas spasial dan temporal yang sangat tinggi. Dalam menentukan curah hujan wilayah terdapat tiga metode yang dapat diterapkan yaitu Rata-Rata Aritmatik, Poligon Thiessen, dan Isohyet. Metode yang paling umum adalah Poligon Thiessen, yang mempertimbangkan daerah parsial dipengaruhi oleh masing-masing stasiun hujan. Asumsi ini cukup realistis, karena telah dilakukan studi korelasi curah hujan harian sangat rendah bahkan untuk jarak yang sangat pendek (Harto, 1985). Ini berarti bahwa curah hujan di salah satu stasiun pada kenyataannya hampir tidak bisa mewakili nilai rata-rata dari daerah tertentu di dalam poligon. Akibatnya, perkiraan nilai rata-rata curah hujan wilayah yang dihasilkan diragukan. Ini adalah kesalahan terbesar dalam memulai analisis hidrologi. Permasalahannya adalah, sampai saat ini tidak ada metode yang lebih baik untuk melakukan hal ini kecuali metode yang dikembangkan oleh Matheron (1965), Delhomme (1978) dikenal sebagai Metode Kriging. Metode ini bekerja sangat baik di lingkungan Eropa, tapi hampir tidak bisa diterapkan di Indonesia karena variabilitas spasial data curah hujan diduga sangat tinggi. Untuk saat ini metode Poligon Thiessen dapat diterapkan untuk memperkirakan rata-rata curah hujan wilayah sambil menunggu metode lain

yang cocok untuk kondisi Indonesia. Berdasarkan beberapa penelitian yang telah dilakukan, sejauh ini Poligon Thiessen masih sedikit lebih unggul dibandingkan metode lainnya.

2. Regionalisai berbasis statistik terhadap iklim curah hujan di Iran (Moddares R., dan Sahardi A., 2011)

Penelitian ini menggunakan analisis klaster dan metode L- untuk mengukur pola curah hujan wilayah di Iran menggunakan curah hujan tahunan dari 137 stasiun untuk periode 1952-2003. Analisis klaster menggunakan "Metode Ward" menunjukkan delapan daerah curah hujan di Iran. Uji homogenitas L– menunjukkan bahwa sebagian besar wilayah di Iran homogen. Dengan menggunakan uji kecocokan distribusi, ZDist, fungsi distribusi frekuensi daerah untuk masing-masing kelompok kemudian dipilih 3 parameter yaitu parameter Log Normal (LN3), nilai Generalized Ekstrim (GEV), dan generalisasi logistik (Glôg). Beberapa daerah memiliki stasiun yang datanya tidak lengkap, setiap wilayah memiliki stasistik stasiun yang berbeda. Perbedaannya mungkin berasal dari efek khusus dari pola sirkulasi atmosfer atau beberapa peristiwa langka yang dapat mempengaruhi sifat statistik dari curah hujan selama pencatatan data. Menghilangkan stasiun tersebut dapat mengurangi homogenitas data. Fungsi distribusi regional terbaik untuk masing-masing kelompok juga diidentifikasi dengan menggunakan pengukuran uji kecocokan distribusi, statistik ini mengungkapkan bahwa distribusi Logistik Generalized (Glôg) adalah fungsi distribusi yang dominan

untuk sebagian besar daerah kecuali untuk zona gersang pada daerah tengah di Iran, (G1) dan margin dari Teluk Persia di daerah-daerah selatan dan barat daya Iran (G4) di mana LN3 dan GEV merupakan distribusi yang dapat dipilih sebagai distribusi induk. Meskipun memberikan hasil distribusi induk untuk setiap kelompok hujan, hal ini tidak mendukung fungsi distribusi frekuensi induk untuk seluruh negeri. Ini merupakan konsekuensi dari pengaruh kombinasi lokal, faktor curah hujan seperti elevasi dan topografi yang berbeda dengan sistem atmosfer.

3. Pengaruh pengukuran kerapatan curah hujan studi kasus : Banglore, India (Mishra, K. 2013)

Kerapatan jaringan pengukur curah hujan sangat penting dalam rangka menghitung jumlah curah hujan wilayah. Tingkat akurasi curah hujan sangat tergantung pada kepadatan dan distribusi stasiun pengukur hujan pada suatu daerah. Indian Space Research Organisation (ISRO) telah menginstal nomor dari Automatic Weather Station (AWS) alat pengukur hujan di atas wilayah India untuk mempelajari curah hujan. Dampak pengukuran lebih dari sehari menyebabkan akumulasi curah hujan dianalisis menggunakan observasi ISRO AWS. Sebuah wilayah diidentifikasi dengan ukuran 50 km × 50 km pada bagian selatan atas wilayah India (Bangalore) dengan kepadatan yang baik dari alat pengukur hujan. Nomor pengukur curah hujan bervariasi 1-8 stasiun setiap 50 km box untuk mempelajari variasi akumulasi curah hujan harian. Perubahan curah hujan dilakukan sebagai fungsi pengukur jarak.

Penggunaan pengamatan satelit pengukur dikalibrasi untuk mengisi nilai stasiun pengukur curah hujan yang tidak tersedia. Berdasarkan penelitian didapatkan bahwa nilai koefisien korelasi (CC) menurun dari 82% menjadi 21% dengan peningkatan jarak dari 5 km sampai 40 km, sementara *Root Mean Square Error* (RMSE) meningkat dari 8.29 mm sampai 51.27 mm dengan peningkatan jarak pengukur dari 5 km sampai 40 km. Mengingat 8 alat pengukur hujan sebagai standar curah hujan wilayah, peningkatan kesalahan mutlak dari 15% menjadi 64% sebagai angka pengukur ketika mengalami penurunan 7-1. Kesalahan-kesalahan kecil yang dilaporkan sementara mempertimbangkan 4 sampai 7 alat pengukur hujan untuk mewakili 50 km untuk setiap wilayah. Namun, pengurangan sampai 3 atau kurang alat pengukur hujan mengakibatkan kesalahan yang signifikan. Penggunaan satelit pengukur dikalibrasi secara signifikan akan meningkatkan estimasi curah hujan di kawasan ini dengan sangat sedikit pengamatan curah hujan.

4. Distribusi frekuensi curah hujan bivariat menggunakan copulas Archimedes (Zhang dan Singh, 2007)

Distribusi frekuensi curah hujan bivariat dapat diturunkan dengan menggunakan metode kopula tanpa mengasumsikan bentuk yang sama dari distribusi marginal. Ketergantungan antara variabel acak dapat ditampung dalam metode kerja penghubung melalui metode Kendall'ss. Pilihan yang berbeda dari distribusi marginal pada hasil yang diperoleh dari distribusi

berbasis kopula serta distribusi probabilitas bersyarat yang signifikan. Nilai-nilai yang berbeda dari metode Kendall'ss memiliki efek mendasar di antara keduanya pada bentuk fungsi kopula. Penggabungan dari distribusi berbasis kopula dengan bivarian pada distribusi probabilitas normal menunjukkan bahwa distribusi berbasis kopula sesuai dengan data pengamatan yang lebih baik. Analisis probabilitas gabungan dari dua jenis kondisi yang digunakan, menunjukkan bahwa jika nilai yang diberikan rendah maka periode pengembalian yang lebih tinggi dicapai dengan cepat.

5. Penggabungan geostatistik hujan dan data radar untuk resolusi temporal yang tinggi dan berbagai skenario kerapatan stasiun (Berndt dkk, 2014).

Penelitian ini menggabungkan data radar dan data curah hujan untuk perbedaan resolusi temporal dan kepadatan jaringan pengukur hujan. Metode interpolasi geostatistik yang digunakan adalah: Kriging dengan pergeseran eksternal (KED), kriging indikator dengan pergeseran eksternal (IKED) dan penggabungan bersyarat (CM) yang dibandingkan dan dievaluasi oleh validasi silang. Kriging dianggap sebagai metode referensi tanpa menggunakan data radar. Daerah penelitian terletak di Lower Saxony, Jerman, dan mencakup rentang pengukuran dari stasiun radar Hanover. Data yang digunakan terdiri dari seri waktu kontinu dari 90 alat pengukur hujan dan radar cuaca yang terletak dekat Hanover selama periode dari 2008 hingga 2010. Tujuh resolusi temporal yang berbeda dari 10 menit untuk 6 jam dan lima pengukur hujan skenario kepadatan jaringan yang berbeda diselidiki

mengenai interpolasi kinerja masing-masing metode. Pengaruh beberapa smoothing terhadap teknik temporal dan spasial data radar dievaluasi dan pengaruh kualitas data radar pada kinerja interpolasi dianalisis untuk setiap metode. Pengaruh smoothing data radar grid meningkatkan kinerja dalam penggabungan pengukuran data hujan dan data radar secara signifikan. Metode CM dapat mengungguli KED dan IKED untuk semua kombinasi kepadatan stasiun dan resolusi temporal, sedangkan KED dilakukan sama baik untuk kepadatan stasiun rendah dan resolusi temporal yang agak kasar. Hasil metode IKED hampir mencapai CM untuk resolusi temporal yang sangat tinggi. Metode KED tampaknya lebih sensitif dalam hal kualitas data radar dari dua metode lainnya. Bahkan untuk 10 menit resolusi temporal, metode CM lebih baik dari metode kriging tanpa informasi radar. Hal ini menggambarkan manfaat penggabungan pengukuran data hujan dan data radar bahkan untuk resolusi temporal yang sangat tinggi.

6. Menilai pengaruh kepadatan pengukur hujan dan distribusi pada kinerja model hidrologi pada daerah lembab di China (Haoliang dkk, 2013).

Penelitian ini meneliti karakteristik curah hujan rata-rata wilayah dengan kepadatan jaringan pengukur hujan yang berbeda dan pengaruhnya terhadap metode Xiangjiang, yang diterapkan di wilayah sungai Xiangjiang untuk menguji pengaruh kepadatan pengukur hujan dan distribusi di kinerja model dalam mensimulasikan aliran sungai. Wilayah sungai Xiangjiang, merupakan wilayah ekonomi yang penting di Provinsi Hunan, China dan pemberi

masukan utama pada danau Dongting–China danau air tawar terbesar kedua, sehingga memiliki kerapatan jaringan pengukur hujan dengan kualitas data yang panjang dan tinggi. Data hujan yang digunakan dari tahun 1992 hingga 2005 atas setiap daerah seluas 1 km^2 di lembah Sungai Xiangjiang dengan menggunakan 181 alat pengukur hujan. Perubahan nilai rata-rata curah hujan wilayah dari jaringan pengukur hujan yang berbeda menunjukkan bahwa 100 kali seleksi acak untuk setiap nomor dari alat pengukur hujan sudah cukup untuk mewakili kasus variasi yang berbeda dari curah hujan wilayah. Hasil curah hujan rata-rata tahunan menunjukkan tidak stabil dan tidak konsisten. Jika dibandingkan dengan curah hujan rata-rata areal diamati dari semua alat pengukur hujan yang tersedia (MAR_181), kesalahan relatif dari rata-rata curah hujan wilayah diperkirakan dari alat pengukur hujan lebih sedikit (MAR_Drg) meningkat karena jumlah alat pengukur hujan yang dipilih menurun. Kinerja model diterima apabila jumlah dari alat pengukur hujan berkisar antara 93 dan 128 terlepas dari pengukuran konfigurasi. Namun, probabilitas untuk memperoleh kinerja model terjadi penurunan ketika jumlah alat pengukur hujan turun di bawah 38. Kinerja model yang lebih baik dapat dicapai dengan jaringan pengukur hujan yang sedikit jika konfigurasi spasial secara optimal dapat disediakan dan ditentukan dengan mempertimbangkan daerah pegunungan di mana hujan orografis menjadi pola hujan lokal secara dominan.