

2 LANDASAN TEORI

2.1 Banjir

Banjir adalah peristiwa terbenamnya daratan (yang biasanya kering) karena volume air yang meningkat. Banjir ada dua peristiwa, pertama peristiwa banjir atau genangan yang terjadi pada daerah yang biasanya tidak terjadi banjir. Peristiwa kedua banjir terjadi karena limpasan air banjir dari sungai karena debit banjir tidak mampu dialirkan oleh alur sungai atau debit banjir lebih besar dari kapasitas pengaliran sungai yang ada (Suripin, 2004).

Banjir adalah suatu kondisi dimana tidak tertampungnya air dalam saluran pembuang atau terhambatnya aliran air didalam saluran, sehingga meluap menggenangi daerah sekitarnya. Secara umum penyebab banjir diklasifikasikan dalam 2 kategori, yaitu banjir yang disebabkan oleh sebab-sebab alami dan banjir disebabkan oleh tindakan manusia (Sugiyanto & Kondoatie, 2002).

2.1.1 Jenis Banjir

Adapun penjelasan dari kejadian banjir tersebut dapat dijelaskan dibawah ini:

1. Banjir Lokal

Banjir lokal disebabkan oleh tingginya intensitas hujan dan belum tersedianya sarana drainase memadai. Banjir lokal ini lebih bersifat setempat, sesuai dengan luas sebaran hujan lokal. Banjir ini semakin parah apabila saluran drainase tidak berfungsi secara optimal, dimana saluran tersebut tersumbat sampah, sehingga mengurangi kapasitas penyalurnya.

2. Banjir Kiriman

Banjir kiriman ini disebabkan oleh peningkatan debit air sungai yang mengalir. Banjir ini diperparah oleh air kiriman dari daerah atas. Sebagian besar sebagai akibat bertambah luasnya daerah terbangun dan mengubah koefisien aliran di daerah tangkapan, sehingga semakin banyak air yang menjadi aliran permukaan, sebaliknya semakin sedikit air meresap menjadi air tanah.

3. Banjir Rob (Banjir Air Laut Pasang)

Banjir ini disebabkan oleh tingginya pasang surut air laut yang melanda daerah pinggiran laut Pantai.

2.1.2 Penyebab Terjadinya Banjir

Secara umum penyebab terjadinya banjir dapat diklasifikasikan dalam 2 kategori, yaitu banjir yang disebabkan oleh sebab-sebab alami dan banjir yang disebabkan oleh tindakan manusia (Sugiyanto & Kondoatie, 2002).

Penyebab banjir secara alami:

1. Curah Hujan

Indonesia mempunyai iklim tropis sehingga sepanjang tahun mempunyai dua musim, yaitu musim hujan yang umumnya terjadi antara bulan Oktober sampai bulan Maret, dan musim kemarau terjadi antara bulan April sampai bulan September. Pada musim penghujan, curah hujan yang tinggi akan mengakibatkan banjir di sungai bilamana melebihi tebing sungai maka akan timbul banjir atau genangan.

2. Pengaruh Fisiografi

Fisiografi atau geografi fisik daerah aliran sungai (DAS) atau daerah tangkapan air (DTA) seperti bentuk, fungsi dan ketinggian permukaan tanah, kemiringan sungai, geometrik hidrolis (bentuk penampang seperti lebar, kedalaman, potongan memanjang, material dasar), jarak dan lokasi. Merupakan hal-hal yang mempengaruhi terjadinya banjir.

3. Erosi dan Sedimentasi

Erosi di DAS berpengaruh terhadap pengurangan kapasitas penampang sungai. Erosi menjadi problem klasik sungai-sungai di Indonesia. Besarnya sedimentasi akan mengurangi kapasitas saluran, sehingga timbul genangan dan banjir di sungai. Sedimentasi juga menjadi masalah besar pada sungai-sungai Indonesia.

4. Kapasitas Sungai

Pengurangan kapasitas aliran banjir pada sungai dapat disebabkan oleh pengendapan berasal dari erosi daerah pengaliran sungai dan erosi tanggul sungai yang berlebihan dan sedimentasi sungai itu karena tidak adanya vegetasi penutup dan adanya penggunaan lahan yang tidak tepat.

5. Kapasitas Drainase

Hampir semua kota-kota di Indonesia mempunyai drainase daerah genangan yang tidak memadai, sehingga kota-kota tersebut sering menjadi langganan banjir di musim hujan.

6. Pengaruh Air Pasang

Air pasang laut memperlambat aliran sungai ke laut. Pada waktu banjir bersamaan dengan air pasang yang tinggi maka tinggi genangan atau banjir menjadi besar karena terjadi aliran balik (*backwater*).

Penyebab banjir akibat tindakan manusia :

1. Perubahan Kondisi Daerah Aliran Sungai

Perubahan daerah aliran sungai (DAS) seperti penggundulan hutan, usaha pertanian yang kurang tepat, perluasan kota dan perubahan tata guna lainnya dapat memperburuk masalah banjir karena meningkatnya aliran banjir. Dari persamaan-persamaan yang ada, perubahan tata guna lahan memberikan kontribusi yang besar terhadap naiknya kuantitas dan kualitas banjir.

2. Kawasan Kumuh

Perumahan kumuh yang terdapat di sepanjang sungai, dapat merupakan penghambat aliran. Masalah Kawasan kumuh dikenal sebagai faktor penting terhadap masalah banjir daerah perkotaan.

3. Sampah

Disiplin Masyarakat untuk membuang sampah pada tempatnya yang ditentukan tidak baik, umumnya mereka langsung membuang sampah ke Sungai. Di kota-kota besar hal ini sangat mudah dijumpai. Pembuangan sampah di alur Sungai dapat meninggikan muka air banjir karena menghalangi aliran.

4. Drainase Lahan

Drainase perkotaan dan pengembangan pertanian pada daerah bantuan banjir akan mengurangi kemampuan bantaran dalam menampung debit air yang tinggi.

5. Bendung dan Bangunan Air

Bendung dan bangunan air seperti pilar jembatan dapat meningkatkan elevasi muka air banjir karena efek aliran balik (*backwater*).

6. Kerusakan pada Bangunan Pengendali Banjir

Pemeliharaan yang kurang memadai dan bangunan pengendali banjir kecil sampai sedang, tetapi mungkin dapat menambahkan kerusakan selama banjir-banjir yang besar.

7. Perencanaan Sistem Pengendalian Banjir Tidak Tepat

Beberapa sistem pengendalian banjir memang dapat mengurangi kerusakan akibat banjir kecil sampai sedang, tetapi mungkin dapat menambah kerusakan selama banjir-banjir yang besar.

2.2 Daerah Tangkapan Air (*Catchment Area*)

Catchment area adalah daerah cakupan/tangkapan apabila terjadi hujan. Semakin besar *catchment area* maka semakin besar pula debit yang terjadi. Prinsip dasar dari penentuan daerah tangkapan adalah dengan prinsip beda tinggi (Nurhamidin et al., 2015). *Catchment area* ditentukan dari peta topografi dan daerah aliran sungainya.

Daerah aliran sungai (DAS) adalah daerah yang dibatasi oleh punggung-punggung gunung/pegunungan dimana air hujan yang jatuh di daerah tersebut akan mengalir menuju sungai utama pada suatu stasiun yang ditinjau. DAS di tentukan dengan menggunakan peta topografi yang dilengkapi dengan garis kontur. Garis-garis kontur tersebut digunakan untuk menentukan arah dari limpasan permukaan. Limpasan berasal dari titik-titik tertinggi dan bergerak menuju titik-titik yang lebih rendah dalam arah tegak lurus dengan garis-garis kontur (Triatmodjo, 2008).

2.3 Saluran Terbuka

Saluran terbuka adalah saluran dimana air mengalir dengan muka air bebas. Pada semua titik di sepanjang saluran, tekanan air adalah sama, yang biasanya adalah tekanan atmosfer. Pengaliran melalui suatu pipa (saluran tertutup) yang tidak penuh (masih ada muka air bebas) masih termasuk aliran melalui saluran terbuka. Oleh karena aliran melalui saluran terbuka harus mempunyai muka air bebas, maka aliran ini biasanya berhubungan dengan zat cair dan umumnya adalah air.

Analisa melalui saluran terbuka adalah lebih sulit daripada aliran melalui pipa (saluran tertutup). Di dalam pipa, tampang lintang aliran adalah tetap yang tergantung pada dimensi pipa. Demikian juga kekasaran dinding pipa adalah seragam di sepanjang pipa. Pada aluran terbuka, misalnya sungai (saluran alam), variabel aliran sangat tidak teratur baik terhadap ruang maupun waktu. Variabel

tersebut adalah tampang lintang saluran, kekasaran, kemiringan dasar, belokan, debit aliran dan sebagainya. Ketidakteraturan tersebut mengakibatkan analisis aliran sangat sulit diselesaikan secara analitis. Oleh karena itu analisis aliran melalui saluran terbuka adalah lebih empiris dibanding dengan aliran melalui pipa (Yunus, 2016).

2.3.1 Klasifikasi Aliran Saluran Terbuka

Pada umumnya tipe aliran melalui saluran terbuka adalah turbulen, karena kecepatan aliran dan kekasaran dinding relatif besar. Aliran melalui saluran terbuka akan turbulen apabila angka Reynolds $Re > 1.000$ dan laminar apabila $Re < 500$. Dalam hal ini panjang karakteristik yang ada pada angka Reynolds adalah jari-jari hidraulik, yang didefinisikan sebagai perbandingan antara luas tampang basah dan keliling basah.

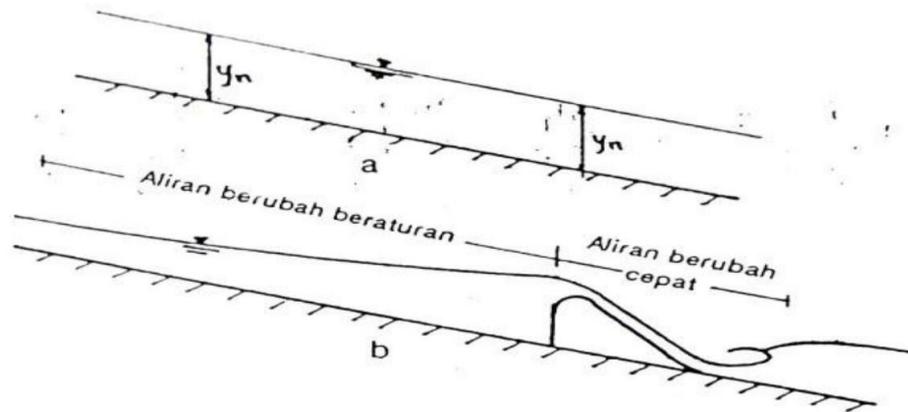
Aliran melalui saluran terbuka disebut seragam apabila berbagai variabel seperti kedalaman, tampang basah, kecepatan dan debit pada setiap tampang di sepanjang aliran adalah konstan. Pada aliran seragam, garis energi, garis muka air dan dasar saluran adalah sejajar sehingga kemiringan dari garis tersebut adalah sama. Kedalaman air pada aliran seragam disebut kedalaman normal. Untuk debit aliran dan batas tampang lintang saluran tertentu, kedalaman normal adalah konstan di seluruh panjang saluran.

Aliran disebut tidak seragam atau berubah apabila variabel aliran seperti kedalaman, tampang basah, kecepatan di sepanjang aliran tidak konstan. Apabila perubahan aliran terjadi ada jarak yang pendek maka disebut aliran berubah cepat, sedang apabila terjadi pada jarak yang panjang disebut aliran berubah beraturan. Gambar 2.1 menunjukkan kedua tipe aliran.

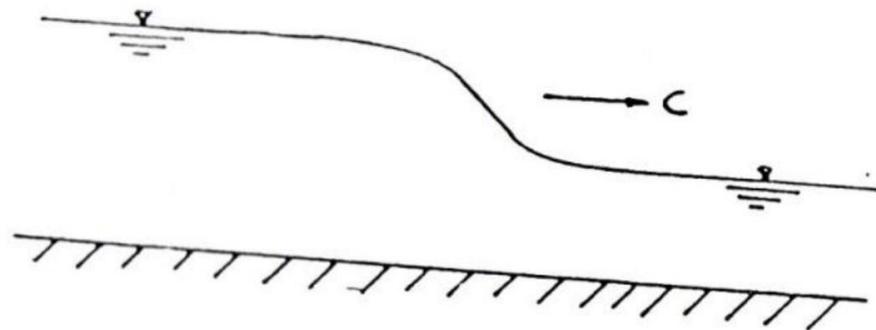
Aliran disebut mantap apabila suatu aliran disuatu titik seperti kedalaman dan kecepatan tidak berubah terhadap waktu dan apabila berubah terhadap waktu disebut aliran tidak tetap. Gambar 2.2 adalah gelombang banjir melalui saluran terbuka yang merupakan aliran tidak mantap.

Selain itu aliran melalui saluran terbuka juga dapat dibedakan menjadi aliran sub kritis (mengalir) dan super kritis (meluncur). Diantara kedua tipe aliran tersebut adalah aliran kritis. Aliran disebut sub kritis apabila suatu gangguan misalnya batu dilemparkan ke dalam aliran sungai sehingga menimbulkan gelombang yang terjadi

pada suatu titik pada aliran dapat menjalar kearah hulu. Aliran sub kritis dipengaruhi oleh kondisi hilir. Dengan kata lain keadaan di hilir akan mempengaruhi aliran di sebelah hulu. Apabila kecepatan aliran cukup besar sehingga gangguan yang terjadi menjalar ke hulu maka aliran disebut super kritis. Dalam hal ini kondisi hulu akan mempengaruhi aliran disebelah hilir (Yunus, 2016).



Gambar 2.1 Aliran Seragam (a) dan Berubah (b)



Gambar 2.2 Gelombang Banjir Melalui Saluran Terbuka

Penentuan tipe aliran dapat didasarkan pada nilai angka *Froude* Fr , yang mempunyai bentuk sebagai berikut.

$$Fr = V/\sqrt{g \cdot D} \quad 2.1$$

Dimana :

V = Kecepatan aliran (m/s)

D = Kedalaman aliran (m)

g = Gravitasi (m/s^2)

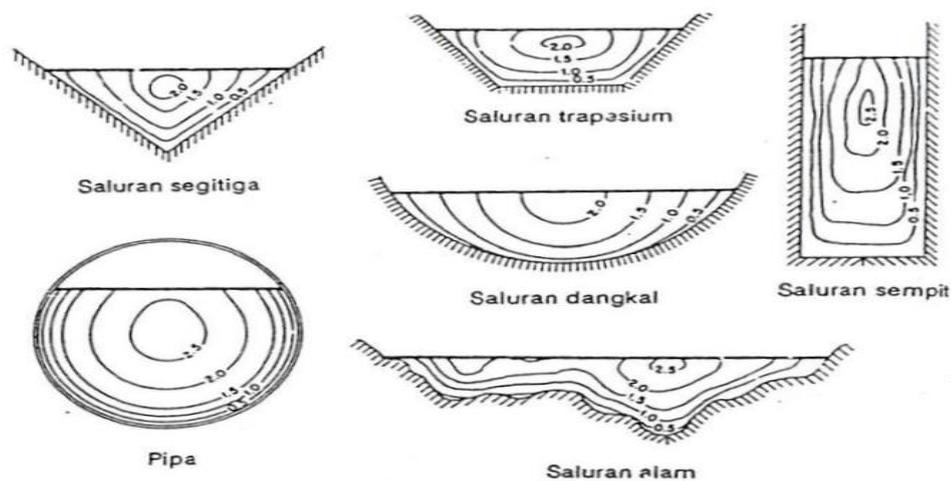
Aliran sub kritis apabila $Fr < 1$, Kritis apabila $Fr = 1$, dan super kritis apabila $Fr > 1$ (Yunus, 2016).

2.3.2 Distribusi Kecepatan

Dalam aliran melalui saluran terbuka, distribusi kecepatan tergantung pada banyak faktor seperti bentuk saluran, kekerasan dinding dan juga debit aliran. Distribusi kecepatan tidak merata di setiap titik pada tampang lintang.

Gambar 2.3 menunjukkan distribusi kecepatan tampang lintang saluran dengan berbagai bentuk saluran, yang digambarkan dengan garis kontur kecepatan. Terlihat bahwa kecepatan minimum terjadi didekat dinding batas (dasar dan tebing) dan bertambah besar dengan jarak menuju permukaan. Garis kontur kecepatan maksimum terjadi di sekitar tengah-tengah lebar saluran dan sedikit dibawah permukaan. Hal ini terjadi karena adanya gesekan dengan udara pada permukaan.

Untuk saluran yang sangat lebar, distribusi kecepatan disekitar bagian tengah lebar saluran adalah sama, hal ini disebabkan karena sisi-sisi saluran tidak berpengaruh pada daerah tersebut, sehingga saluran dibagian itu dapat dianggap 2 dimensi (vertikal). Keadaan ini akan terjadi apabila lebar saluran lebih besar dari 5 – 10 kali kedalaman aliran yang tergantung pada kekasaran dinding. Dalam praktik saluran dapat dianggap sangat lebar (lebar tak terhingga) apabila lebar saluran lebih besar dari 10 kali kedalaman (Yunus, 2016).



Gambar 2.3 Distribusi Kecepatan pada Saluran Terbuka

Distribusi kecepatan pada dinding vertikal dapat ditentukan dengan melakukan pengukuran pada berbagai kedalaman. Semakin banyak titik pengukurun akan memberikan hasil semakin baik. Biasanya pengukuran kecepatan dilapangan dilakukan dengan menggunakan current meter. Alat ini berupa baling-

baling yang akan berputar karena adanya aliran, yang kemudian akan memberikan hubungan antara kecepatan sudut baling-baling dengan kecepatan aliran.

Untuk keperluan praktis dan ekonomis, dimana sering diperlukan kecepatan rata-rata pada vertikal, pengukuran kecepatan dilakukan hanya pada satu atau dua titik tertentu. Kecepatan rata-rata dapat diukur pada 0,6 kali kedalaman dari muka air, atau harga rata-rata dari kecepatan pada 0,2 dan 0,8 kali kedalaman. Ketentuan ini hanya berdasarkan hasil pengamatan di lapangan dan tidak ada penjelasan secara teoritis. Berdasarkan kecepatan rata-rata ini bervariasi antara 0,8 dan 0,95 kecepatan di permukaan dan biasanya diambil 0,85.

2.4 Analisis Hidrologi

Analisis hidrologi dilakukan guna mendapatkan besarnya intensitas curah hujan, sebagai dasar perhitungan debit rencana pada suatu daerah untuk mengevaluasi perencanaan sistem drainase. Hal ini berguna untuk menentukan ukuran dan besaran hidroliknya. Sehingga diharapkan dapat menghasilkan rancangan yang mampu mencukupi kebutuhan debit rencana (debit maksimum) (Tamimi et al., 2016).

2.4.1 Hujan Kawasan

Data hujan yang diperoleh dari alat hujan merupakan hujan yang hanya terjadi pada satu tempat atau satu titik saja. Hujan sangat bervariasi terhadap tempat (*space*), maka untuk kawasan sangat luas tidak bisa diwakili satu titik pos pengukuran. Hujan kawasan diperoleh dari harga rata-rata curah hujan beberapa pos pengukuran hujan yang ada di sekitar kawasan tersebut (Suripin, 2004).

Perencanaan Bangunan air, drainase, erosi tanah maupun bahaya longsor diperlukan data hujan. Data hujan harian maksimum diperlukan untuk menghitung hujan wilayah. Hujan wilayah dalam suatu catchment area atau DAS dapat dihitung dengan metode Polygon Thiessen, Isohyet dan rata-rata aritmatika. Data hujan maksimum tsb dilakukan analisis frekuensi sehingga menghasilkan intensitas hujan rencana dalam periode ulang yang ditentukan (Irawan, Ikhsan, et al., 2020).

2.4.1.1 Metode Rata-rata Aritmatik (Rata-rata Aljabar)

Metode rerata aritmatik atau dikenal juga dengan metode rata-rata aljabar merupakan metode paling sederhana dalam perhitungan hujan rerata di dalam suatu Kawasan (Kementrian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat, 2018).

Pengukuran pada metode ini dilakukan di beberapa stasiun dalam waktu yang bersamaan, dijumlahkan, kemudian dibagi dengan jumlah stasiun hujan yang ditinjau. Perhitungan hujan kawasan didapat dengan menggunakan rumus:

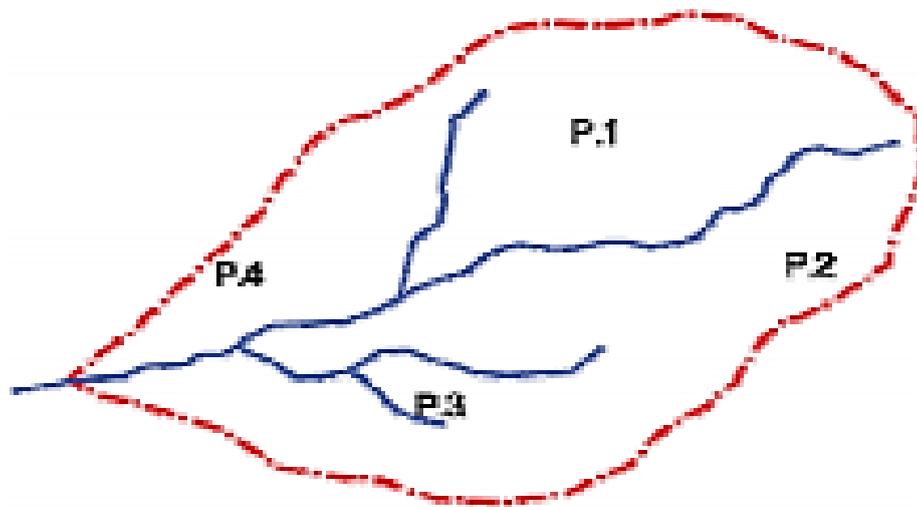
$$\bar{P} = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n}{n} \quad 2.2$$

Dimana:

\bar{P} : Hujan rerata Kawasan

$P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n$: Curah hujan (mm)

n : Jumlah stasiun



Gambar 2.4 Hujan Kawasan Metode Aritmatik

Sumber: (Suripin, 2004)

2.4.1.2 Metode *Polygon Thiessen*

Metode ini memperkirakan luas wilayah yang diwakili oleh masing-masing stasiun, tinggi curah hujan, dan jumlah stasiun. Metode *polygon thiessen* digunakan ketika stasiun hujan di daerah yang ditinjau tidak tersebar merata. Poligon dibuat dengan cara menghubungkan garis-garis berat diagonal yang paling pendek dari setiap stasiun hujan. Perhitungan dengan menggunakan metode ini dapat dilakukan jika terdapat setidaknya 3 stasiun hujan yang ditinjau serta koordinat stasiun hujan yang telah diketahui (Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat, 2018).

Metode ini diawali dengan pembuatan poligon dari setiap stasiun hujan. Setelah poligon terbentuk, maka koefisien Thiessen dapat dihitung. Berikut Langkah perhitungan hujan kawasan dengan metode polygon Thiessen:

1. Menentukan stasiun hujan yang akan ditinjau;
2. Mencari hujan harian maksimum dari setiap stasiun yang akan ditinjau;
3. *Plotting* stasiun hujan sesuai dengan koordinat stasiun hujan ke dalam peta;
4. Membuat *Polygon Thiessen*;
5. Menghitung luas daerah yang mewakili setiap stasiun;
6. Menghitung hujan kawasan dengan rumus:

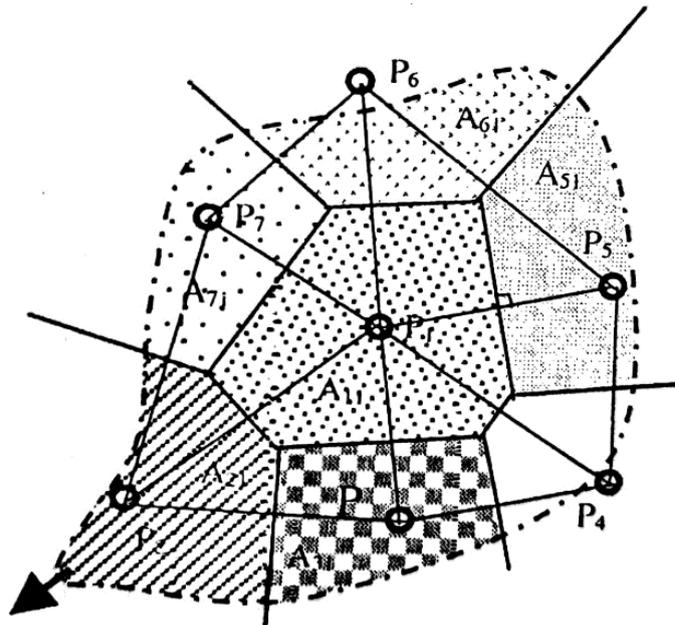
$$\bar{P} = \frac{A_1X_1 + A_2X_2 + A_3X_3 + \dots + A_nX_n}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n} \quad 2.3$$

Dimana:

\bar{P} = Hujan rerata kawasan

X_n = Hujan di stasiun 1, 2, ..., n

A_n = Luas daerah yang mewakili stasiun 1, 2, ..., n



Gambar 2.5 Hujan Kawasan Metode *Polygon Thiessen*

Sumber: (Suripin, 2004)

2.4.1.3 Metode Isohyet

Isohyet merupakan garis penghubung antara titik-titik dengan kedalaman hujan yang sama. Pada metode ini, hujan yang terjadi di suatu daerah di antara dua

garis isohyet dianggap merata dan sama dengan nilai rata-rata dari kedua garis isohyet tersebut. Penggunaan metode isohyet dilakukan apabila terdapat banyak stasiun hujan serta koordinat masing-masing stasiun hujan yang telah diketahui (Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat, 2018).

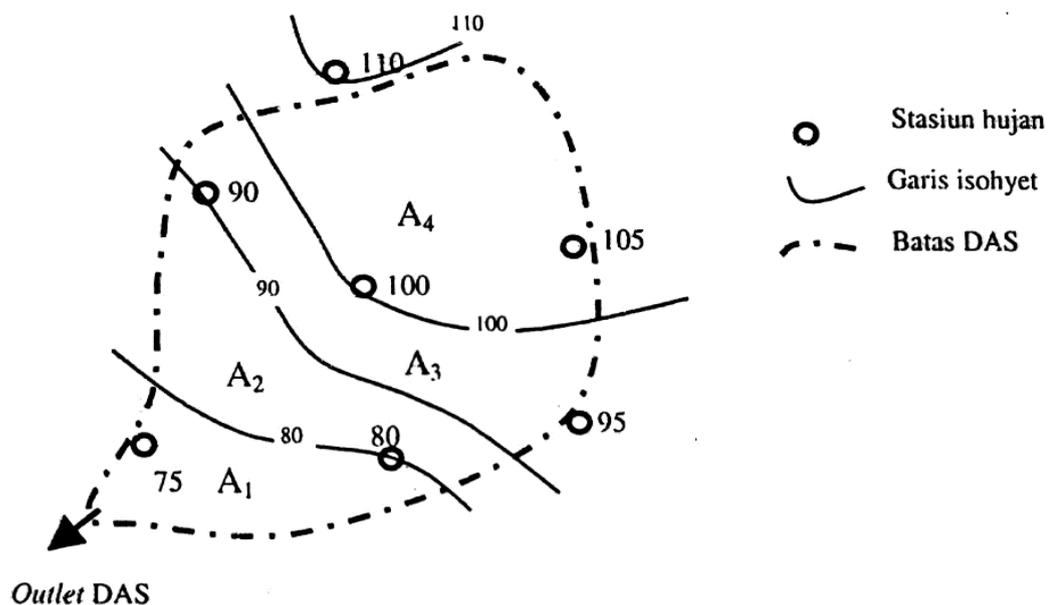
$$\bar{P} = \frac{A_1 \frac{P_1+P_2}{2} + A_2 \frac{P_2+P_3}{2} + A_3 \frac{P_3+P_4}{2} + \dots + A_n \frac{P_{n-1}+P_n}{2}}{A_1+A_2+A_3+\dots+A_n} \quad 2.4$$

Keterangan:

\bar{P} = Hujan rerata kawasan

I_n = Curah hujan pada masing-masing stasiun

A_n = Luas area dari titik I



Gambar 2.6 Hujan Kawasan Metode Isohyet

Sumber: (Suripin, 2004)

2.4.2 Uji Konsistensi Data

Apabila terjadi kesalahan pada data hujan yang terlalu besar maka hasil analisis yang dilakukan akan diragukan. Oleh karena itu, sebelum data digunakan maka perlu dilakukan uji kualitas data hujan yaitu dengan uji kepenggahan. Satu seri data hujan untuk satu stasiun tertentu dimungkinkan sifatnya tidak panggah (*inconsistent*). Uji kepenggahan diperiksa dengan metode kurva massa ganda (*double mass curve*). Metode ini membandingkan hujan tahunan kumulatif di stasiun y terhadap stasiun referensi x. Stasiun referensi biasanya merupakan nilai

rerata dari beberapa stasiun di dekatnya. Curah hujan kumulatif digambarkan pada sistem koordinat kartesian x-y kemudian di cek perubahan kemiringannya (*trend*). Data yang konsisten memiliki garis yang cenderung lurus, apabila terdapat patahan/perubahan maka data tak konsisten dan perlu dilakukan koreksi. Gambar 2.7 menunjukkan contoh patahan pada kurva. Koreksi dilakukan dengan mengalikan data setelah kurva berubah dengan perbandingan kemiringan setelah dan sebelum kurva patah (Irawan, Ikhsan, et al., 2020).

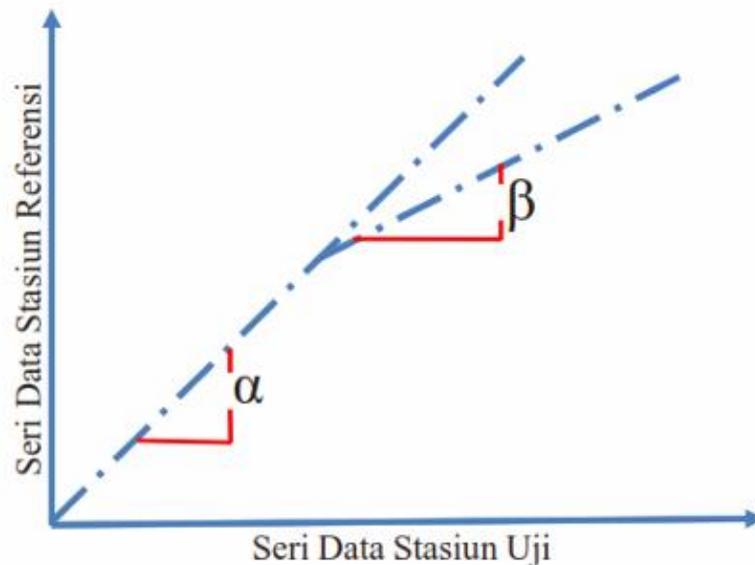
$$\beta/\alpha$$

2.5

Dimana :

α = Kemiringan kurva sebelum patahan

β = Kemiringan kurva setelah patahan



Gambar 2.7 Metode Masa Kurva Ganda

2.4.3 Analisis Distribusi Frekuensi

Analisis distribusi frekuensi data hidrologi dilakukan dengan tujuan mencari hubungan antara besarnya kejadian ekstrim terhadap frekuensi dengan penggunaan distribusi probabilitas (Kementrian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat, 2018). Beberapa hal yang harus dicari dalam analisis frekuensi sebagai berikut:

1. Standar Deviasi

Standar deviasi merupakan besar perbedaan antara nilai sampel terhadap nilai rerata.

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^2}{n}} \quad 2.6$$

Dimana:

S = Standar deviasi

X_i = Nilai varian ke-i

\bar{x} = Nilai rata-rata varian

n = Jumlah data

2. Koefisien *Skewness*

Koefisien *skewness* atau koefisien kemencengan merupakan suatu nilai yang menunjukkan derajat ketidak simetrisan suatu distribusi.

$$CS = \frac{n \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^3}{(n-1)(n-2)S^3} \quad 2.7$$

Dimana:

CS = Koefisien *skewness*

X_i = Nilai varian ke-i

\bar{x} = Nilai rata-rata varian

n = Jumlah data

S = Simpangan baku

3. Koefisien Kurtosis

Pengukuran kurtosis bertujuan untuk mengukur keruncingan dari bentuk kurva distribusi, yang pada umumnya dibandingkan dengan distribusi normal.

$$C_K = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{x})^4}{S^4} \quad 2.8$$

Dimana:

C_K = Koefisien kurtosis

X_i = Nilai varian ke-i

\bar{x} = Nilai rata-rata varian

n = Jumlah data

S = Simpangan baku

Ilmu statistik terdapat beberapa macam distribusi frekuensi dan beberapa yang sering digunakan adalah sebagai berikut.

2.4.3.1 Distribusi Normal

Perhitungan hujan periode ulang dengan metode distribusi normal dipengaruhi oleh nilai variabel reduksi Gauss (Soewarno, 1995). Rumus yang digunakan untuk mencari periode ulang dengan metode distribusi normal disajikan sebagai berikut:

$$X_t = \bar{x} + K_t S \quad 2.9$$

Dimana:

X_t = Curah hujan periode ulang (mm/hari)

\bar{x} = Nilai hujan maksimum rata-rata (mm/hari)

K_t = Faktor frekuensi (nilai variabel reduksi gauss)

S = Standar deviasi.

Nilai faktor reduksi gauss yang didapat untuk mempertimbangkan nilai variabel yang disajikan pada Tabel 2.1 (Suripin, 2004).

Tabel 2.1 Nilai Variabel Reduksi Gauss

No.	Periode Ulang, T (tahun)	Peluang	K_T
1	1.001	0.999	-3.050
2	1.005	0.995	-2.580
3	1.010	0.990	-2.330
4	1.050	0.950	-1.640
5	1.110	0.900	-1.280
6	1.250	0.800	-0.840
7	1.330	0.750	-0,670
8	1.430	0.700	-0.520
9	1.670	0.600	-0.250
10	2.000	0.500	0.000
11	2.500	0.400	0.250
12	3.330	0.300	0.520
13	4.000	0.250	0.670
14	5.000	0.200	0.840
15	10.000	0,100	1.280
16	20.000	0.050	1.620
17	50.000	0.020	2.050

No.	Periode Ulang, T (tahun)	Peluang	K_T
18	100.000	0.010	2.330
19	200.000	0.005	2.580
20	500.000	0.002	2.880
21	1.000.000	0,001	3.090

2.4.3.2 Distribusi Log Normal

Metode distribusi log normal hampir sama dengan metode distribusi normal, perbedaanya terletak pada penggunaan nilai logaritma.

$$\text{Log}X_T = \overline{\text{Log}X} + K_t S \quad 2.10$$

Dimana:

X = Perkiraan nilai yang diharapkan terjadi dengan periode ulang tahunan

S = Nilai rata-rata hitung variat

K_t = Faktor reduksi gauss

2.4.3.3 Distribusi Log Person III

Perhitungan hujan periode ulang dengan menggunakan metode log person III ini menggunakan nilai logaritma. Perhitungannya dipengaruhi oleh nilai k untuk distribusi log person III, seperti yang tersaji dalam Tabel 2.2 (Suripin, 2004). Distribusi log person III dapat dikonversikan menjadi bentuk logaritma sebagai berikut:

$$Y = \text{Log}X \quad 2.11$$

$$\text{Log}X_T = \text{Log}X + K_t S \quad 2.12$$

Dimana:

X_T = Hujan maksimum dimana periode ulang tahunan

X = Curah hujan rata-rata dengan log x

S = Deviasi standar nilai variat

K_t = Frekuensi faktor

Nilai frekuensi faktor untuk metode Log Person III disajikan pada Tabel 2.2 (Suripin, 2004).

Tabel 2.2 Nilai K untuk Distribusi Log Person III

No.	Koef G	Interval Kejadian (<i>Recurrence Interval</i>), Tahun (pu)					
		2	5	10	25	50	100
		Persentase Peluang Terlampaui					
		50	20	10	4	2	1
1	3,0	-0,396	0,420	1,180	2,278	3,152	4,501
2	2,8	-0,384	0,460	1,210	2,275	3,114	3,973
3	2,6	-0,368	0,499	1,238	2,267	3,071	3,889
4	2,4	-0,351	0,537	1,262	2,256	3,023	3,800
5	2,2	-0,333	0,574	1,264	2,240	2,970	3,705
6	2,0	-0,307	0,609	1,302	2,219	2,912	3,605
7	1,8	-0,282	0,643	1,318	2,193	2,848	3,499
8	1,6	-0,254	0,675	1,329	2,163	2,780	3,388
9	1,4	-0,225	0,705	1,337	2,128	2,706	3,271
10	1,2	-0,195	0,732	1,340	2,087	2,626	3,149
11	1,0	-0,164	0,758	1,340	2,043	2,542	3,022
12	0,8	-0,132	0,780	1,336	1,993	2,453	2,891
13	0,6	-0,099	0,800	1,328	1,939	2,359	2,755
14	0,4	-0,066	0,816	1,317	1,880	2,261	2,615
15	0,2	-0,033	0,830	1,301	1,818	2,159	2,471
16	0,0	0,000	0,842	1,282	1,751	2,054	2,326
17	-0,2	0,033	0,850	1,258	1,680	1,945	2,178
18	-0,4	0,066	0,855	1,231	1,606	1,834	2,029
19	-0,6	0,099	0,857	1,200	1,528	1,720	1,880
20	-0,8	0,132	0,852	1,168	1,448	1,606	1,733
21	-1,0	0,164	0,852	1,128	1,366	1,492	1,588
22	-1,2	0,195	0,844	1,068	1,282	1,379	1,449
23	-1,4	0,225	0,832	1,041	1,198	1,270	1,318
24	-1,6	0,254	0,817	0,994	1,116	1,197	1,197
25	-1,8	0,282	0,799	0,945	1,035	1,069	1,087
26	-2,0	0,307	0,777	0,895	0,959	0,980	1,087
27	-2,2	0,333	0,725	0,884	0,888	0,900	1,087
28	-2,4	0,351	0,725	0,795	0,823	0,830	0,832

No.	Koef G	Interval Kejadian (<i>Recurrence Interval</i>), Tahun (pu)					
		2	5	10	25	50	100
		Persentase Peluang Terlampaui					
		50	20	10	4	2	1
29	-2,6	0,368	0,969	0,747	0,74	1,768	0,769
30	-2,8	0,384	0,938	0,666	0,711	0,712	0,714
31	-3,0	0,396	0,636	0,660	0,666	0,666	0,667

Besarnya derajat sebaran varian di sekitar nilai rata-ratanya disebut dengan variasi *disperse*. Cara mengukur besarnya variasi atau *disperse* disebut dengan pengukuran variabilitas atau pengukuran *disperse*. Beberapa macam cara dalam pengukuran *disperse* diantaranya:

1. Rata-rata

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \quad 2.13$$

2. Deviasi Standar

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad 2.14$$

3. Koefisien Variasi

$$C_v = \frac{s}{x} \quad 2.15$$

4. Koefisien *Skewness*

$$a = \frac{n \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)} \quad 2.16$$

5. Koefisien Kurtosis

$$C_k = \frac{n^2 \sum (X_i - \bar{X})^4}{(n-1)(n-2)(n-3)S^4} \quad 2.17$$

2.4.3.4 Distribusi Gumbel

Perhitungan hujan periode ulang dengan metode distribusi gumbel dipengaruhi oleh beberapa variabel diantaranya adalah *reduced variable*, *reduced mean*, *reduced standard deviation*. Hubungan antar N dan Y_n/S_n disajikan dalam Tabel 2.3, Tabel 2.4, dan hubungan periode ulang juga *reduced variate* disajikan pada Tabel 2.5 (Suripin, 2004).

Distribusi gumbel ini biasanya menggunakan harga ekstrim untuk digunakan analisa data maksimum. Berikut persamaanya distribusi gumbel:

$$X_t = \bar{x} + \frac{(Y_t - Y_n)}{S_n} S \quad 2.18$$

Dimana:

X_t = Curah hujan periode ulang (mm/hari)

\bar{x} = Nilai hujan maksimum rata-rata(mm)

S = Simpangan baku

Y_t = *Reduced variable*

Y_n = *Reduced mean*

S_n = *Reduced standard deviation*

Tabel 2.3 *Reduced Standard Deviation (Sn)*

U	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,949	0,937	0,988	0,997	1,009	1,020	1,103	1,041	1,049	1,036
20	1,062	1,069	1,073	1,081	1,086	1,091	1,096	1,100	1,104	1,108
30	1,112	1,113	1,119	1,122	1,125	1,128	1,131	1,133	1,136	1,138
40	1,141	1,143	1,145	1,148	1,149	1,157	1,153	1,155	1,137	1,139
50	1,160	1,162	1,163	1,163	1,166	1,168	1,169	1,170	1,172	1,173
60	1,174	1,175	1,117	1,177	1,179	1,180	1,184	1,182	1,183	1,184
70	1,185	1,186	1,186	1,187	1,189	1,190	1,196	1,191	1,192	1,193
80	1,194	1,194	1,195	1,195	1,197	1,197	1,198	1,199	1,199	1,200
90	1,201	1,201	1,202	1,202	1,203	1,204	1,204	1,205	1,205	1,206
100	1,206	1,206	1,207	1,207	1,208	1,208	1,208	1,209	1,209	1,209

Tabel 2.4 *Reduced Mean (Yn)*

U	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,495	0,499	0,503	0,507	0,510	0,510	0,513	0,520	0,522	0,552
20	0,523	0,523	0,526	0,528	0,530	0,530	0,532	0,533	0,535	0,535
30	0,536	0,537	0,538	0,538	0,540	0,540	0,541	0,541	0,543	0,543
40	0,543	0,544	0,544	0,545	0,546	0,546	0,546	0,547	0,548	0,548
50	0,546	0,549	0,549	0,549	0,550	0,500	0,550	0,551	0,551	0,551
60	0,532	0,552	0,552	0,553	0,553	0,553	0,553	0,554	0,554	0,554
70	0,534	0,555	0,555	0,555	0,555	0,555	0,555	0,556	0,556	0,556
80	0,536	0,557	0,557	0,557	0,557	0,558	0,558	0,558	0,558	0,558

U	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
90	0,558	0,558	0,558	0,559	0,559	0,559	0,559	0,559	0,559	0,559
100	0,560	0,560	0,560	0,560	0,560	0,560	0,560	0,561	0,561	0,561

Tabel 2.5 *Reduced Variate* (Y_t), sebagai Fungsi Periode Ulang

No.	Periode Ulang, T_r (Tahun)	Reduced Variate, Y_{Tr}
1	2	0,3668
2	5	1,5004
3	10	2,251
4	20	2,9709
5	25	3,1993
6	50	3,9028
7	75	4,3117
8	100	4,6012
9	200	5,2969
10	250	5,5206
11	500	6,2149

Parameter-parameter statistik yang digunakan, sebagai berikut:

a. Rata-rata

Parameter yang digunakan adalah (Suripin, 2004):

$$\text{Log}\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n \text{Log}x_i}{n} \quad 2.19$$

b. Standar Deviasi

Parameter Standar Deviasi digunakan adalah (Soewarno, 1995):

$$S = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (\text{Log}x_i - \text{Log}\bar{x})^2}{n-1} \right]^{1/2} \quad 2.20$$

c. Koefisien *Skewness* (Koefisien Kepencengan)

Kepencengan (*skewness*) adalah suatu nilai yang menunjukkan derajat ketidaksimetrisan dari suatu bentuk distribusi (Soewarno, 1995). Berikut parameter yang dapat digunakan untuk mendapatkan koefisien *skewness*:

$$G = C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{(n-1)(n-2)S^3} \quad 2.21$$

Syarat-syarat batas penentuan sebaran dapat dilihat pada Tabel 2.6 yang disajikan berikut ini (Suripin, 2004).

Tabel 2.6 Syarat-syarat Batas Penentuan Sebaran

No.	Jenis Distribusi	Syarat
1	Normal	$Cs = 0$
		$Ck = 3$
2	Log-Normal	$Cs = Cv^3 + 3Cv$
		$Ck = Cv^8 + 6Cv^6 + 15Cv^4 + 16Cv^2 + 3$
3	Gumbel	$Cs = 1.14$
		$Ck = 5.4$
4	Log Person III	Selain nilai di atas

2.4.4 Uji Kecocokan

Analisa uji kecocokan dilakukan dengan tujuan untuk pengujian kecocokan distribusi frekuensi sampel data terhadap fungsi distribusi peluang yang diperkirakan dapat memberi gambaran distribusi frekuensi tersebut. Terdapat beberapa metode yang dapat digunakan dalam uji kecocokan diantaranya adalah uji Chi-Kuadrat dan uji Smirnov-Kolmogorov (Kementrian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat, 2018).

2.4.4.1 Uji Chi-Kuadrat

Uji Chi-Kuadrat dilakukan untuk menentukan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sampel data yang dianalisis (Suripin, 2004).

$$X_h^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i} \quad 2.22$$

Dengan:

X_h^2 = Parameter Chi-Kuadrat

n = Jumlah sub kelompok

O_i = Jumlah nilai pengamatan pada sub kelompok ke f

E_i = Jumlah nilai teoritis pada sub kelompok ke f

Parameter X_h^2 merupakan variabel acak. Peluang untuk mencapai nilai X_h^2 sama atau lebih besar dari pada nilai Chi-Kuadrat yang sebenarnya (X^2). Dapat dilihat pada Tabel 2.7 berikut (Suripin, 2004).

Tabel 2.7 Nilai Kritis untuk Distribusi Chi Kuadrat

Dk	α (Derajat Kepercayaan)							
	0,995	0,99	0,975	0,95	0,05	0,025	0,01	0,005
1	0,000039	0,000016	0,000098	0,00393	3,841	5,024	6,635	7,789
2	0,01	0,201	0,051	0,103	5,991	7,378	9,21	10,597
3	0,072	0,115	0,216	0,352	7,815	9,348	11,345	12,838
4	0,207	0,297	0,484	0,711	9,488	11,143	13,277	14,86
5	0,412	0,554	0,831	1,145	11,07	12,832	15,086	16,75
6	0,676	0,872	1,237	1,635	12,592	14,449	16,812	18,548
7	0,989	1,239	1,69	2,167	14,067	16,013	18,475	20,278
8	1,344	1,646	2,18	2,733	15,507	17,535	20,09	21,995
9	1,735	2,088	2,7	3,325	16,919	19,023	21,666	23,589
10	2,156	2,558	3,247	3,94	18,307	20,483	23,209	25,188
11	2,603	3,053	3,816	4,575	19,675	21,92	24,725	26,757
12	3,074	3,571	4,404	5,226	21,026	23,337	26,217	28,3
13	3,565	4,107	5,009	5,892	22,326	24,736	27,388	29,819
14	4,075	4,66	5,629	6,571	23,685	26,119	19,141	31,319
15	4,601	5,229	6,262	7,261	24,996	27,448	20,578	32,801
16	5,142	5,812	6,908	7,962	26,296	28,845	32	34,276
17	5,697	6,408	7,564	8,672	27,857	30,191	33,409	35,718
18	6,625	7,015	8,231	9,39	28,869	31,526	34,805	37,156
19	6,844	7,633	8,907	10,117	30,114	32,853	36,191	38,582
20	7,434	8,26	9,591	10,851	31,14	34,17	37,566	39,997
21	8,034	8,897	10,283	11,591	32,671	35,479	38,932	41,401
22	8,643	9,542	10,982	12,338	33,924	36,781	40,289	42,796
23	9,26	10,196	11,689	13,091	36,172	38,076	41,638	44,181
24	9,886	10,856	12,401	13,848	36,415	39,364	42,98	45,558
25	10,52	11,524	13,12	14,611	37,652	40,646	44,314	46,928
26	11,16	12,198	13,844	15,379	38,885	41,923	45,642	48,29
27	11,808	12,897	14,753	16,151	40,113	43,194	46,963	49,645
28	12,461	13,565	15,308	16,928	41,337	44,461	48,278	50,993
29	13,121	14,256	16,047	17,708	42,557	45,722	49,588	52,336
30	13,787	14,953	16,791	18,493	43,733	46,979	50,892	53,672

Prosedur uji kecocokan Chi-Kuadrat adalah (Suripin, 2004) :

1. Urutkan data pengamatan (dari besar ke kecil atau sebaliknya).
2. Kelompokkan data menjadi G sub-kelompok, tiap-tiap sub-kelompok minimal terdapat 4 data pengamatan.
3. Jumlahkan data pengamatan sebesar O_i tiap-tiap sub-kelompok.
4. Jumlahkan data dari persamaan distribusi yang digunakan sebesar E_i .
5. Tiap-tiap sub-kelompok hitung nilai: $(O_i - E_i)^2$ dan $(O_i - E_i)^2 / E_i$.
6. Jumlah seluruh G sub-kelompok $\frac{(O_i - E_i)^2}{E_i}$ nilai untuk menentukan nilai Chi-Kuadrat hitung.
7. Tentukan derajat kebebasan $Dk = K - (p + 1)$.

2.4.4.2 Uji Smirnov-Kolmogorov

Uji Smirnov-Kolmogorov atau dikenal juga dengan uji kecocokan non-parametrik, hal itu disebabkan pengujiannya tidak menggunakan fungsi distribusi tertentu. Prosedur pelaksanaan uji kecocokan dengan metode Smirnov-Kolmogorov adalah sebagai berikut.

1. Pengurutan Data

Pengurutan data dimulai dari yang terbesar yang ke data terkecil atau sebaliknya. Dan tentukan besar peluang dari setiap data.

$$X_1 = p(X_1)$$

$$X_2 = p(X_2)$$

$$X_3 = p(X_3), \text{ dan seterusnya}$$

2. Pengurutan Nilai

Pengurutan Nilai masing-masing peluang teoritis dari hasil penggambaran data (persamaan distribusinya).

$$X_1 = p'(X_1)$$

$$X_2 = p'(X_2)$$

$$X_3 = p'(X_3), \text{ dan seterusnya}$$

3. Dari kedua peluang tersebut, tentukan selisih tersebarnya antar peluang pengamatan dengan peluang teoritis.

$$D = \text{maksimum} (P(X_n) - P'(X_n))$$

4. Berdasarkan tabel nilai kritis uji Smirnov-kolmogorov, tentukan harga d_0 dari Tabel 2.8 (Suripin, 2004).

Tabel 2.8 Nilai Kritis D_0 untuk Uji Smirnov-Kolmogorov

n	Level of Significance (α)				
	20	15	10	5	1
1	0,900	0,925	0,950	0,975	0,995
2	0,684	0,726	0,776	0,842	0,929
3	0,565	0,597	0,642	0,708	0,829
4	0,494	0,525	0,564	0,624	0,734
5	0,446	0,474	0,510	0,563	0,669
6	0,410	0,436	0,470	0,521	0,618
7	0,381	0,405	0,438	0,486	0,577
8	0,358	0,381	0,411	0,446	0,543
9	0,339	0,360	0,388	0,432	0,514
10	0,322	0,342	0,368	0,409	0,486
11	0,307	0,326	0,352	0,391	0,468
12	0,295	0,313	0,338	0,375	0,450
13	0,284	0,302	0,325	0,361	0,433
14	0,274	0,292	0,314	0,349	0,418
15	0,266	0,283	0,304	0,338	0,404
16	0,258	2,740	0,295	0,328	0,391
17	0,250	0,266	0,286	0,318	0,380
18	0,244	0,259	0,278	0,309	0,370
19	0,237	0,252	0,272	0,301	0,361
20	0,231	0,246	0,264	0,294	0,352

2.4.5 Cara Memilih Metoda

Pemilihan metode yang cocok dipakai pada suatu DTA dapat ditentukan dengan mempertimbangkan tiga faktor berikut:

1. Jaring-jaring pos penakan hujan dalam DTA
2. Luas DTA
3. Topografi DTA

Pertimbangan tiga faktor dapat dilihat pada Tabel 2.9, Tabel 2.10, Tabel 2.11 yang di sajikan (Suripin, 2004).

Tabel 2.9 Metode Berdasarkan Jaring-jaring Pos Penakar Hujan

Jumlah Pos Penakar	Metode yang digunakan
Pos Penakar Hujan Cukup	Metode Isohyet, <i>Thiessen</i> dan Aritmatika
Pos Penakar Hujan Terbatas	Metode Rata-rata Aljabar, dan <i>Thiessen</i>

Jumlah Pos Penakar	Metode yang digunakan
Pos Penakar Hujan Tunggal	Metode Hujan Titik

Tabel 2.10 Metode Berdasarkan Luas DTA

Luas DTA (km ²)	Metode yang digunakan
DTA besar (>5000 km ²)	Metode Isohyet
DTA sedang (500 s.d 5000 km ²)	Metode <i>Polygon</i> Thiessen
DTA kecil (<500 km ²)	Metode Rata-rata Aljabar

Tabel 2.11 Metode Berdasarkan Topografi DTA

Jenis Topografi DTA	Metode yang digunakan
Pegunungan	Metode Rata-rata Aljabar
Dataran	Metode <i>Polygon</i> Thiessen
Bukit tidak beraturan	Metode Isohyet

2.4.6 Analisis Intensitas Hujan

Intensitas hujan merupakan besarnya jumlah hujan yang turun yang dinyatakan dalam tinggi curah hujan atau volume hujan per satuan waktu. Intensitas hujan memiliki besaran yang berbeda, tergantung pada lamanya curah hujan dan frekuensi terjadinya hujan.

Hubungan antara intensitas lama hujan dengan frekuensi hujan dinyatakan dalam Lengkung Intensitas – Durasi – Frekuensi (IDF=*Intensity, Duration, Frequency Curve*). Intensitas hujan menyatakan besaran curah hujan dalam jangka waktu yang pendek misalnya periode 5 menit, 10 menit, 30 menit, dan 60 menit. Data hujan jenis ini hanya dapat diperoleh dari stasiun hujan otomatis. Berdasarkan data hujan jangka pendek tersebut, terdapat beberapa persamaan yang dapat digunakan dalam pembuatan lengkung IDF (Sudarto, 2009).

2.4.6.1 Rumus Talbot

Rumus Talbot sering digunakan karena penerapan yang mudah serta tetapan a dan b ditentukan dengan harga-harga yang telah terukur.

$$I = \frac{a}{t+b} \quad 2.23$$

Dimana:

I = Intensitas hujan (mm/jam)

t = Lama terjadinya hujan (jam)

a, b = Konstanta yang bergantung pada lama terjadinya hujan

2.4.6.2 Rumus Sherman

Rumus ini dikenalkan oleh Dr. Sherman pada tahun 1905. Rumus Sherman cocok digunakan untuk perhitungan intensitas hujan dengan lama terjadinya hujan lebih dari 2 jam.

$$I = \frac{a}{t^n} \quad 2.24$$

Dimana:

I = Intensitas hujan (mm/jam)

t = Lama terjadinya hujan (jam)

n = Konstanta

2.4.6.3 Rumus Ishiguro

Rumus ini dikenalkan oleh Dr. Ishiguro pada tahun 1953.

$$I = \frac{a}{\sqrt{t+b}} \quad 2.25$$

Dimana:

I = Intensitas hujan (mm/jam)

t = Lama terjadinya hujan (jam)

a, b = Konstanta yang bergantung pada lama terjadinya hujan

2.4.6.4 Rumus Mononobe

Rumus mononobe merupakan variasi dari rumus lain. Perhitungan intensitas hujan dengan metode Mononobe dapat dilakukan apabila tidak tersedia data hujan jangka pemdek, yang ada hanya data hujan harian. Dalam perhitungan curah hujan, rumus mononobe adalah sebagai berikut.

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t} \right)^{2/3} \quad 2.26$$

Dimana:

I = Intensitas hujan (mm/jam)

R₂₄ = Hujan maksimum harian (selama 24 jam) (mm)

t = Lama terjadinya hujan (jam)

2.5 Koefisien Aliran Permukaan

Koefisien limpasan (C) adalah perbandingan antara jumlah air yang mengalir di suatu daerah akibat turunnya hujan, dengan jumlah hujan yang turun di daerah

tersebut (Subarkah 1980, dalam (Arianti, 2015). Besarnya aliran permukaan dapat menjadi kecil, apabila curah hujan tidak melebihi kapasitas infiltrasi.

Nilai koefisien aliran permukaan (C) berkisar antara 0 – 1 ($0 \leq C \leq 1$) (Chow et al., 1988). Nilai nol menunjukkan bahwa semua air hujan yang turun terinfiltrasi sempurna ke dalam tanah sehingga DTA dalam kondisi baik, sedangkan nilai C = 1 menunjukkan bahwa seluruh air hujan mengalir sebagai aliran permukaan dan kondisi DTA dalam keadaan semakin rusak.

Apabila DTA terdiri dari berbagai macam penggunaan lahan dengan koefisien pengaliran yang berbeda, maka nilai aliran permukaan (C) mengikuti persamaan berikut:

$$C_{DTA} = \sum_{i=1}^n \frac{C_i \times A_i}{A_i} \quad 2.27$$

Keterangan :

C_{DTA} = Koefisien aliran permukaan suatu DTA

C_i = Koefisien aliran permukaan jenis tutupan lahan i

A_i = Luas daerah penutupan lahan dengan jenis penutupan lahan i

n = jumlah jenis penutupan lahan

Koefisien aliran permukaan diperoleh berdasarkan pada faktor kemiringan lereng, penggunaan lahan dan tekstur tanah. Koefisien C ini didapat dari pemberian skor pada masing-masing ketiga variabel tersebut dengan memperhatikan seberapa besar pengaruh kondisi variabel tersebut dalam debit puncak dan dengan memperhatikan luasan satuan lahan dan luasan DTA (Kadoatie & Roestam, 2005). Berikut beberapa tabel nilai C menurut beberapa sumber.

Tabel 2.12 Harga Koefisien Limpasan

Jenis Tutupan Lahan	C	Jenis Tutupan Lahan	C
Hutan	0.6	Pertahanan dan Keamanan	0.7
Hutan Bakau	0.6	Perumahan	0.95
Hutan Rawa	0.65	Peternakan	0.35
Industri	0.8	Rawa	0.75
Padang Rumput	0.6	Sarana Olahraga	0.95
Pasir	0.7	Sarana Umum	0.95
Pemukaman Umum	0.6	Sawah Irigasi	0.56

Jenis Tutupan Lahan	C	Jenis Tutupan Lahan	C
Pelabuhan	0.95	Sawah Tadah Hujan	0.56
Perdagangan dan Jasa	0.95	Semak Belukar	0.5
Pergudangan	0.8	Sungai	0.5
Perkantoran	0.95	Tambak	0.5
Perkebunan	0.8	Tanah Gundul	0.8
Pertambangan	0.95	Ladang	0.7

Sumber: (Stevania et al., n.d.)

Tabel 2.13 Nilai Koefisien Limpasan Berdasarkan Kondisi Permukaan

Kondisi Permukaan Tanah	C
Jalan beton dan jalan aspal	0.70-0.95
Jalan kerikil dan jalan tanah	0.40-0.70
Bahu jalan	0.40-0.75
Daerah perkotaan	0.70-0.95
Daerah pinggir kota	0.60-0.70
Daerah Industri	0.60-0.90
Permukiman padat	0.40-0.60
Permukiman tidak padat	0.20-0.40
Taman dan kebun	0.45-0.60
Persawahan	0.70-0.80
Perbukitan	0.75-0.90

Sumber: (Suripin, 2004)

2.6 Debit Banjir Rencana

Debit rencana merupakan debit dengan periode ulang tertentu yang diperkirakan akan melewati suatu sungai atau bangunan air. Metode yang sering digunakan dalam memperkirakan debit banjir rancangan diantaranya adalah metode empiris. Metode empiris terdiri dari metode Rasional dan Hidrograf Satuan Sintetis (Komala Sari & Irawan, 2021).

2.6.1 Metode Rasional

Metode rasional merupakan metode yang tertua dan sering digunakan dalam menganalisis debit banjir rancangan. Persamaan rasional dikembangkan

berdasarkan asumsi bahwa curah hujan yang terjadi mempunyai intensitas seragam dan merata di seluruh daerah pengaliran selama paling sedikit sama dengan waktu konsentrasi (t_c) (Suripin, 2004). Penggunaan metode rasional akan sah dengan daerah pengukuran kecil. Persamaan matematik persamaan rasional adalah sebagai berikut:

$$Q = 0,00278 \cdot C \cdot I \cdot A \quad 2.28$$

Dimana:

Q = Debit Rencana (m^3/det);

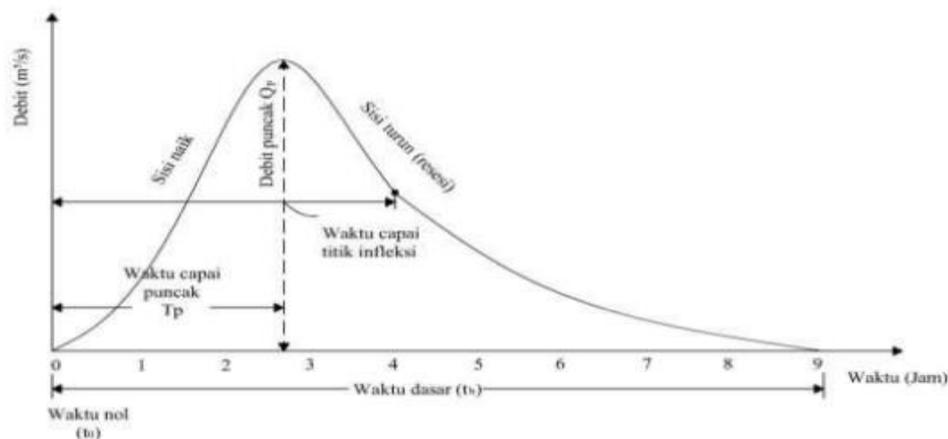
C = Koefisien aliran permukaan ($0 \leq C \leq 1$)

I = Intensitas curah hujan (mm/jam);

A = Luas DTA (ha)

2.6.2 Hidrograf Satuan Sintetik

Gambar 2.8 hidrograf adalah kurva yang memberi hubungan antara parameter aliran dapat berupa debit aliran atau muka air dengan waktu (Triatmodjo, 2008). Hidrograf terdiri dari sisi naik (*rising limb*), puncak (*peak*), dan sisi turun (*recession limb*), ditunjukkan oleh gambar dibawah ini:



Gambar 2.8 Hidrograf

Aliran sungai terbagi menjadi limpasan langsung (*runoff*) dan aliran dasar (*baseflow*). Limpasan langsung yang merupakan air hujan yang mengalir dalam bentuk lapisan tipis di atas permukaan akan masuk ke parit-parit dan selokan yang kemudian bergabung menjadi anak sungai dan akhirnya menjadi aliran sungai, sedangkan muka air tanah memiliki kemiringan yang sangat kecil dan aliran air

searah dengan kemiringan tersebut menuju ke sungai sebagai aliran dasar (Triatmodjo, 2008).

Hidrograf satuan didefinisikan sebagai hidrograf limpasan langsung (tanpa aliran dasar) yang tercatat di ujung hilir DAS yang ditimbulkan oleh hujan efektif sebesar 1 mm yang terjadi secara merata di permukaan DAS dengan intensitas tetap dalam suatu durasi tertentu. Oleh karena itu perlu dilakukan pemisahan aliran sungai menjadi limpasan langsung dan aliran dasar.

Hidrograf satuan sintetik (*synthetic unit hidrograf*) adalah hidrograf satuan tiruan yang diturunkan tanpa menggunakan data hujan atau debit. Hidrograf satuan sintetik umumnya diturunkan dari karakteristik DAS (Tunas, 2017).

Di daerah di mana data hidrologi tidak tersedia untuk menurunkan hidrograf satuan, maka dibuat hidrograf satuan sintetis yang didasarkan pada karakteristik fisik dari DAS. Metode HSS sudah sangat banyak diaplikasikan di DAS di Indonesia, terutama DAS yang tidak mempunyai data debit. HSS berasumsi bahwa hujan terjadi merata di seluruh DAS (Irawan, Komala Sari, et al., 2020).

2.6.2.1 Metode Nakayasu

Hidrograf satuan sintetis Nakayasu dikembangkan berdasarkan beberapa sungai di Jepang (Soemarto, 1987). Penggunaan metode ini memerlukan beberapa karakteristik parameter daerah alirannya, seperti:

1. Tenggang waktu dari permukaan hujan sampai puncak hidrograf (*time of peak*)
2. Tenggang waktu dari titik berat hujan sampai titik berat hidrograf (*time lag*)
3. Tenggang waktu hidrograf (*time base of hydrograph*)
4. Luas daerah aliran sungai
5. Panjang alur sungai utama terpanjang (*length of the longest channel*)

Bentuk persamaan HSS Nakayasu adalah :

$$Q_p = \frac{C \times A \times R_o}{3,6 (0,3T_p + T_{0,3})} \quad 2.29$$

Dimana:

Q_p = debit puncak banjir (m³/dt)

R_o = hujan satuan (mm)

T_p = tenggang waktu dari permulaan hujan sampai puncak banjir (jam)

$T_{0,3}$ = waktu yang diperlukan oleh penurunan debit, dari puncak sampai 30% dari debit puncak (jam)

CA = luas daerah pengaliran sampai outlet (km^2)

Untuk menentukan T_p dan $T_{0,3}$ digunakan pendekatan rumus sebagai berikut:

$$T_p = t_g + 0,8 T_r \quad 2.30$$

$$T_{0,3} = \alpha \times t_g \quad 2.31$$

Hujan efektif yang menyebabkan terjadinya limpasan dihitung sebagai berikut.

$$T_r = 0,75 \times t_g \quad 2.32$$

Dimana t_g adalah *time lag* yaitu waktu antara hujan sampai debit puncak banjir (jam). t_g dihitung dengan ketentuan sebagai berikut :

a. sungai dengan panjang alur $L > 15$ km, maka:

$$t_g = 0,4 + 0,058 \times L \quad 2.33$$

b. sungai dengan panjang alur $L < 15$ km, maka:

$$t_g = 0,21 \times L^{0,7} \quad 2.34$$

Perhitungan $T_{0,3}$ menggunakan ketentuan:

$\alpha = 2$ pada daerah pengaliran biasa

$\alpha = 1,5$ pada bagian naik hidrograf lambat, dan turun cepat

$\alpha = 3$ pada bagian naik hidrograf cepat, dan turun lambat

$$\alpha = \frac{0,47 \times (A \times L^{0,25})}{t_g} \quad 2.35$$

Bagian lengkung dari HSS Nakayasu mempunyai persamaan sebagai berikut.

1. Pada waktu naik $0 < t < T_p$

$$Q_t = Q_p \left(\frac{t}{T_p} \right)^{2,4} \quad 2.36$$

2. Pada kurva turun (*decreasing limb*)

a) $T_p \leq t \leq T_p + T_{0,3}$

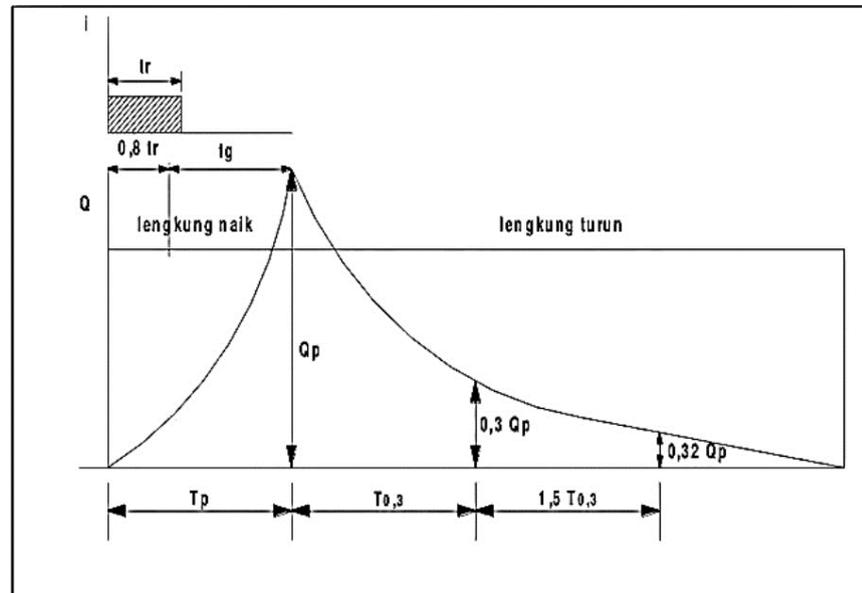
$$Q_t = Q_p \cdot 0,3^{\frac{(t-T_p)}{T_{0,3}}} \quad 2.37$$

b) $(T_p + T_{0,3}) \leq t \leq (T_p + T_{0,3} + 1,5T_{0,3})$

$$Q_t = Q_p \cdot 0,3^{\frac{(t-T_p+0,5T_{0,3})}{1,5T_{0,3}}} \quad 2.38$$

c) $t > (T_p + T_{0,3} + 1,5T_{0,3})$

$$Q_t = Q_p \cdot 0,3 \frac{(t-T_p+1,5T_{0,3})}{2T_{0,3}} \quad 2.39$$



Gambar 2.9 Hidrograf Satuan Sintetik Nakayasu

Sumber: (Triatmodjo, 2008)

2.6.2.2 Metode Gama I

Hidrograf satuan sintetis Gama I dikembangkan oleh Sri Harto (1993) berdasar perilaku hidrologis 30 DAS di Pulau Jawa. Meskipun diturunkan dari data DAS di Pulau Jawa, ternyata hidrograf satuan sintetis Gama I berfungsi baik untuk berbagai daerah lain di Indonesia.

HSS Gama I terdiri dari empat variabel pokok, yaitu naik (time of rise - TR), debit puncak (Q_p), waktu dasar (TB), dan sisi resesi yang ditentukan oleh nilai koefisien tampungan (K) yang mengikuti persamaan berikut:

$$Q_1 = Q_p e^{-(t-t_p)/K} \quad 2.40$$

Dimana:

Q_1 : debit pada jam ke t (m^3/d)

Q_p : debit puncak (m^3/d)

t : waktu dari saat terjadinya debit puncak (jam)

K : koefisien tampungan

Selanjutnya hidrograf satuan dijabarkan dengan empat variabel pokok, yaitu waktu naik (T_R), debit puncak (Q_p), waktu dasar (T_B) dan koefisien tampungan (k) persamaan tersebut:

1. Waktu puncak HSS Gama I (T_R)

$$T_R = 0,43 \left(\frac{L}{100.SF} \right)^3 1,0665 \text{ SIM } 1,2775 \quad 2.41$$

2. Waktu dasar (T_B)

$$T_B = 27,4132 T_R^{0,1457} S^{-0,0986} SN^{0,7344} RUA^{0,2574} \quad 2.42$$

3. Debit puncak banjir (Q_p)

$$Q_p = 0,1836 A^{0,5886} T_R^{-0,4008} JN^{0,2381} \quad 2.43$$

4. Koefisien resesi

$$K = 0,5617 A^{0,1798} S^{-0,1446} SF^{1,0897} D^{0,0452} \quad 2.44$$

5. Aliran dasar

$$Q_B = 0,4715 A^{0,6444} D^{0,943} \quad 2.45$$

Dimana:

A : luas DAS (km^2)

L : panjang sungai utama (km)

S : kemiringan dasar sungai

SF : faktor sumber, perbandingan antara jumlah panjang sungai tingkat satu dengan jumlah panjang sungai semua tingkat

SN : frekuensi sumber, perbandingan antara jumlah pangsa sungai tingkat satu dengan jumlah pangsa sungai semua tingkat

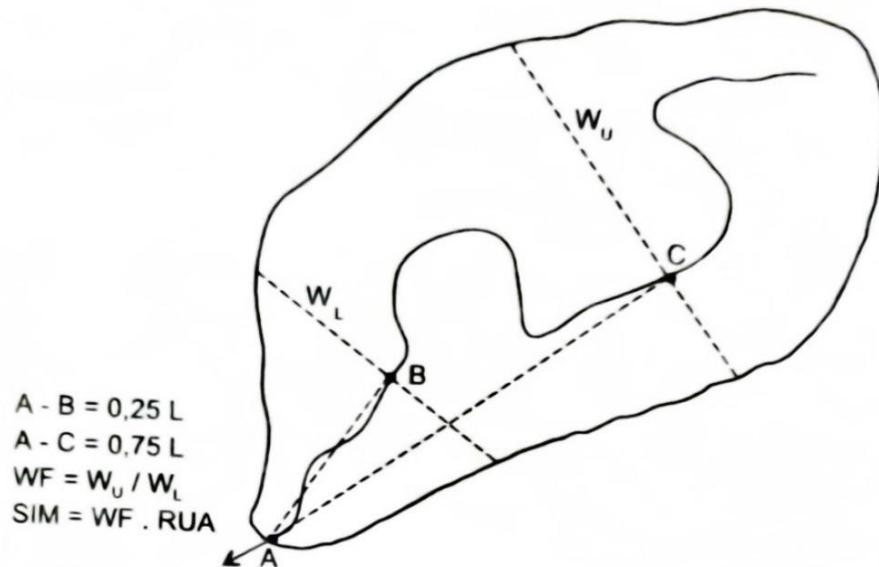
WF : faktor lebar, perbandingan antara lebar DAS yang diukur di titik sungai yang berjarak 0,75 L dengan lebar DAS yang diukur di sungai yang berjarak 0,25 L dari stasiun hidrometri.

JN : jumlah pertemuan sungai

SIM : faktor simetri, hasil kali antara faktor lebar (WF) dengan luas DAS sebelah hulu (RUA)

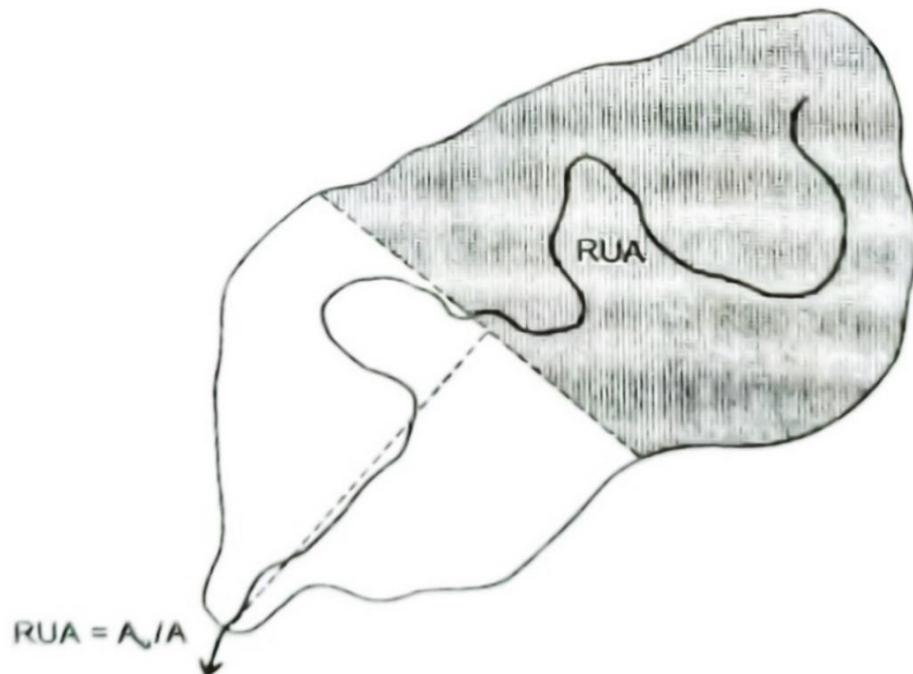
RUA : luas DAS sebelah hulu, perbandingan antara luas DAS yang diukur di hulu garis yang ditarik tegak lurus garis hubung antara stasiun hidrometri dengan titik yang paling dekat dengan titik berat DAS, melalui titik tersebut

D : kerapatan jaringan kuras, jumlah panjang sungai semua tingkat tiap satuan luas DAS



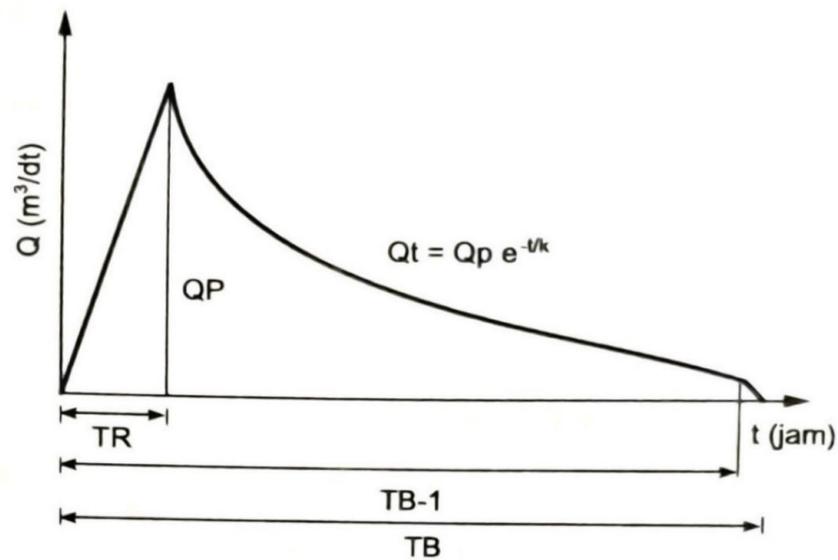
Gambar 2.10 Gambar Sketsa Penerapan WF

Sumber: (Triatmodjo, 2008)



Gambar 2.11 Gambar Sketsa Penerapan RUA

Sumber: (Triatmodjo, 2008)



Gambar 2.12 Hidrograf Satuan Sintetik Gama-I

Sumber: (Triatmodjo, 2008)

2.6.2.3 Metode Snyder

Terdapat empat parameter dalam metode snyder yaitu waktu kelambatan, aliran puncak, waktu dasar, dan durasi standar dari hujan efektif untuk hidrograf satuan dikaitkan dengan geometri fisik dari DAS dengan hubungan berikut (Triatmodjo, 2008):

1. Waktu dari titik berat durasi hujan efektif t_D ke puncak hidrograf satuan, (t_p)

$$t_p = C_t (LLC)^{0,3} \quad 2.46$$

2. Debit puncak untuk durasi t_D (C)

$$Q_p = \frac{C_p \times A}{t_p} \quad 2.47$$

3. Waktu dasar hidrograf satuan (T)

$$T = 3 + \frac{t_p}{8} \quad 2.48$$

4. Durasi standar efektif hujan (t_D)

$$t_D = \frac{t_p}{5,5} \quad 2.49$$

5. Apabila durasi hujan efektif t_r tidak sama dengan durasi standar t_D , maka: waktu titik berat durasi hujan t_r ke puncak hidrograf satuan (t_{pr})

$$t_{pr} = t_p + 0,25 (t_r - t_D) \quad 2.50$$

6. Debit puncak durasi t_r (Q_{pr})

$$Q_{PR} = Q_P \times \frac{t_P}{t_{PR}} \quad 2.51$$

Dimana:

t_D : durasi standar dari hujan efektif (jam)

t_T : durasi hujan efektif (jam)

t_P : waktu dari titik berat durasi hujan efektif t_D ke puncak hidrograf satuan (jam)

t_{PR} : waktu dari titik berat durasi hujan t_T ke puncak hidrograf satuan (jam)

T : waktu dasar hidrograf satuan (hari)

Q_P : debit puncak untuk durasi t_D

Q_{PR} : debit puncak untuk durasi t_T

L : panjang sungai utama terhadap titik kontrol yang ditinjau (km)

L_C : jarak antara titik kontrol ke titik yang terdekat dengan titik berat DAS (km)

A : luas DAS (km²)

C_t : koefisien yang tergantung kemiringan DAS, yang bervariasi dari 1,4 sampai 1,7

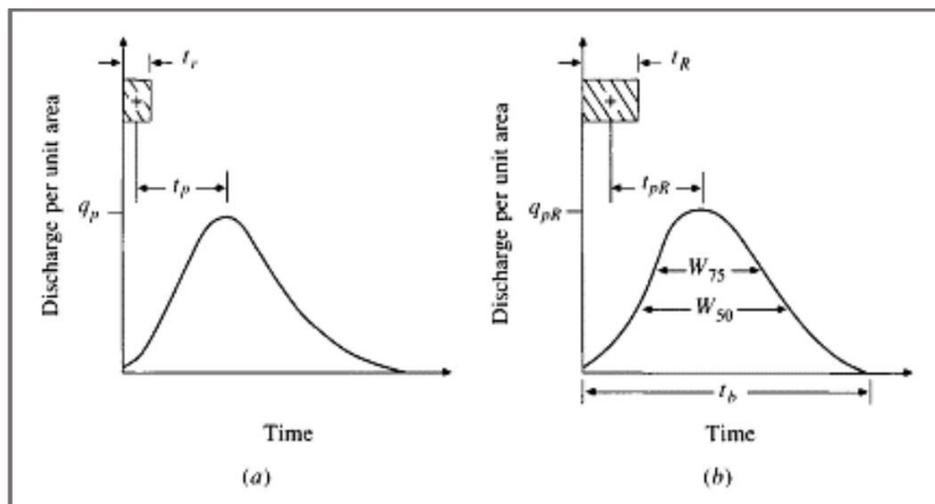
C_p : koefisien yang tergantung pada karakteristik DAS, yang bervariasi antara 0,15 sampai 0,19

Dengan menggunakan rumus-rumus tersebut di atas dapat digambarkan hidrograf satuan. Untuk memudahkan penggambaran, berikut ini diberikan beberapa rumus:

$$Q_{PR} = Q_P \times \frac{t_P}{t_{PR}} \quad 2.52$$

$$W_{75} = \frac{0,13 A^{1,08}}{Q_{PR}^{1,08}} \quad 2.53$$

Dengan W_{50} dan W_{75} adalah lebar unit hidrograf pada debit 50% dan 75% dari debit puncak, yang dinyatakan dalam jam. Sebagai acuan, lebar W_{50} dan W_{75} dibuat dengan perbandingan 1:2; dengan sisi pendek di sebelah kiri dari hidrograf satuan.



Gambar 2.13 Hidrograf Satuan Sintetik Snyder

Sumber : (Chow et al., 1998)

2.7 Sistem Informasi Geografis (SIG)

Sistem Informasi Geografis (SIG) adalah basis data yang biasanya mempunyai komponen spasial dalam pengolahan dan penyimpanannya. Karena itu SIG mempunyai kemampuan untuk menyimpan dan menghasilkan produk-produk peta dan sejenisnya. SIG juga menawarkan potensi untuk menjalankan analisis berganda ataupun mengevaluasi suatu skenario sebagaimana simulasi model (Lyon, 2003).

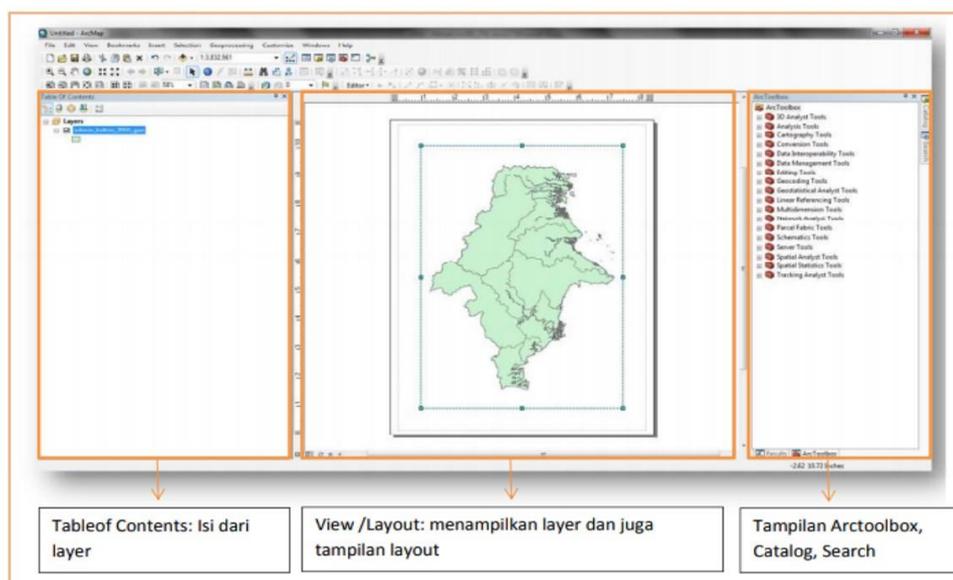
SIG dalam sejatinya adalah sebuah pusat penyimpanan dan perangkat - perangkat analisis bagi data yang dikumpulkan dari berbagai sumber. Pengembang dapat menumpangtindihkan informasi dari berbagai sumber data tersebut melalui berbagai *theme* dan *layer*, melakukan analisis data secara menyeluruh dan menggambarkannya secara grafis bagi pengguna (Albrecht, 2007).

2.7.1 Software ArcGIS

ArcGIS adalah perangkat lunak *Geographic Information System* (GIS) dari ESRI (*Environmental Systems Research Institute*) yang memungkinkan pengguna untuk memanfaatkan data dari berbagai format data. ArcGIS menyediakan kerangka yang *scalable* dapat disesuaikan menurut keperluan, yang mampu diimplementasikan untuk *single users* maupun *multiusers* dalam aplikasi *desktop*, *server* dan internet (*Web*).

ArcGIS *Desktop* merupakan *platform* dasar yang dapat digunakan untuk mengelola suatu proyek dan alur kerja Sistem Informasi Geografis (SIG) yang kompleks serta dapat digunakan untuk membangun data, peta, model, serta aplikasi (Hartoyo et al., 2010). ArcGIS *Desktop* memiliki fitur ArcCatalog, ArcMap, ArcToolbox, ArcGlobe, dan ModelBuilder.

ArcCatalog digunakan untuk mengorganisasikan dan mengelola semua informasi geografis, seperti peta, data-data format file, *geodatabases*, *toolboxes* untuk *geoprocessing*, metadata, serta *services* SIG. ArcMap adalah aplikasi utama dalam ArcGIS yang dapat digunakan untuk *mapping & editing*, serta *query* dan analisa yang berdasarkan pada peta.



Gambar 2.14 Tampilan ArcMap

Sumber: (ESRI, 2010)

Program ArcMap adalah program yang akan digunakan dalam pengolahan data spasial pada penelitian ini. Secara umum program ini akan digunakan untuk input data spasial, menganalisis serta akan memunculkan hasil analisis datanya yang dapat berupa visualisasi peta maupun data berupa angka.

2.7.2 Input Data Spasial

Data Spasial, merupakan data atau informasi yang berorientasi geografis dan memiliki sistem koordinat tertentu sebagai dasar referensinya. Terdapat dua model penyajian data spasial yaitu data raster dan data vector (Yusuf, 2021).

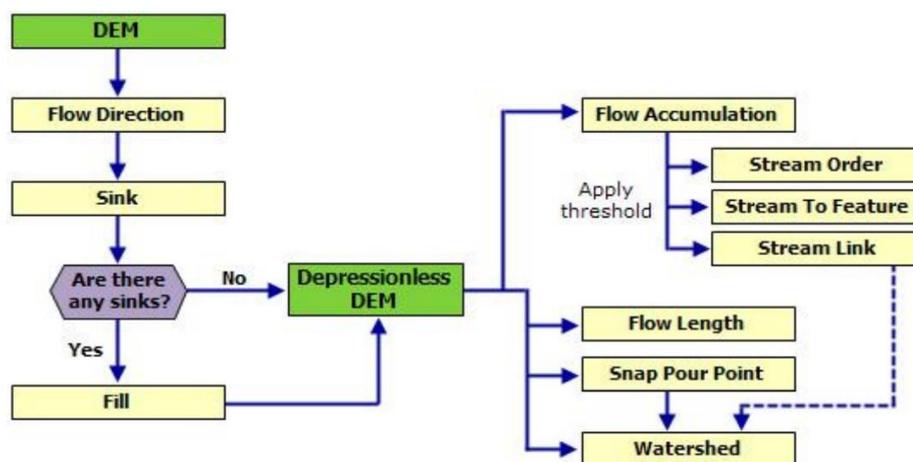
Input data adalah proses mengidentifikasi dan mengumpulkan data yang diperlukan pada penelitian. Proses ini awalnya terdiri dari pengumpulan data, pemformatan ulang, *georeferensi*, kompilasi dan dokumentasi data. Komponen masukan data mengubah data dari data mentah kesuatu bentuk yang dapat digunakan Sistem Informasi Geografis (SIG). Data spasial yang digunakan yaitu berupa peta *land cover* yang akan diolah untuk menghasilkan data yang dibutuhkan dalam melaksanakan penelitian ini.

2.7.3 Analisis dan *Output* Data Spasial

Analisis data spasial merupakan salah satu kemampuan yang dimiliki oleh program ArcGIS yang digunakan untuk memperoleh informasi baru. Fungsi analisis yang akan digunakan diantaranya yaitu *scoring*, *overlay* dan delinasi batas DTA (*watershed*). Yang akan dilakukan dalam penelitian yaitu analisis memprediksi nilai koefisien aliran permukaan (C) pada suatu DTA akibat terjadi perubahan tataguna lahan dengan menggunakan metode rasional pada data debit puncak yang diukur secara langsung dengan aplikasi Sistem Informasi Geografis (SIG).

Nilai koefisien aliran permukaan (C) dipengaruhi oleh kemiringan, jenis tanah dan penutupan lahan (Wahyuningrum et al., 2007). Sehingga pada proses tumpang-susun (*overlay*) yang akan dilakukan adalah menggunakan rumus koefisien aliran permukaan ($C_{\text{tertimbang}}$) yang memperhitungkan ketiga faktor tersebut dengan bantuan program ArcMap yang terdapat pada ArcGIS. Masing-masing faktor diklasifikasikan dan tiap kelas diberi nilai (*scoring*) dan bobot.

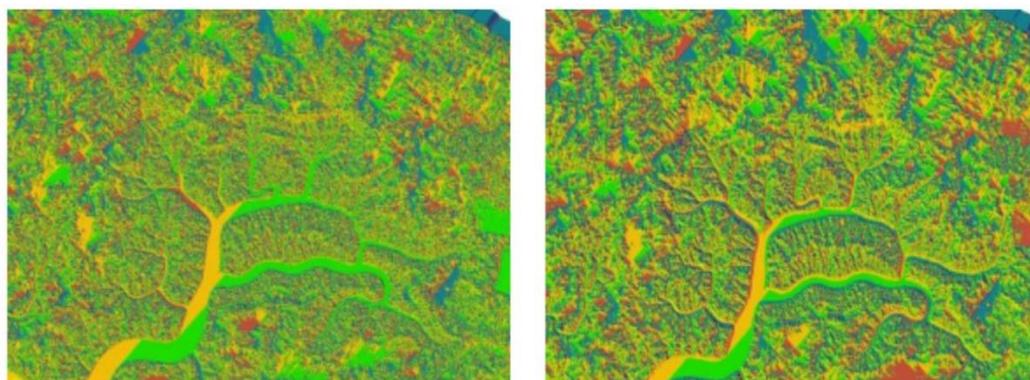
Analisis data spasial pada ArcMap juga akan digunakan oleh peneliti pada proses delinasi batas DTA. (Purwono et al., 2018) menjelaskan bahwa delinasi batas DTA merupakan proses penentuan batas DTA berdasar karakteristik hidrologi suatu bentang alam. Delinasi batas DTA bisa dilakukan secara otomatis dengan menggunakan data *Digital Elevation Model* (DEM). Proses delinasi ini dibuat dengan prinsip ekstraksi data topografis untuk memperoleh nilai masukan pada penentuan karakteristik hidrologi DTA (*flow direction – flow accumulation – stream order – basin/watershed*). Adapun skema proses delinasi batas DTA dapat dilihat pada gambar berikut ini.



Gambar 2.15 Proses Delineasi Batas DTA

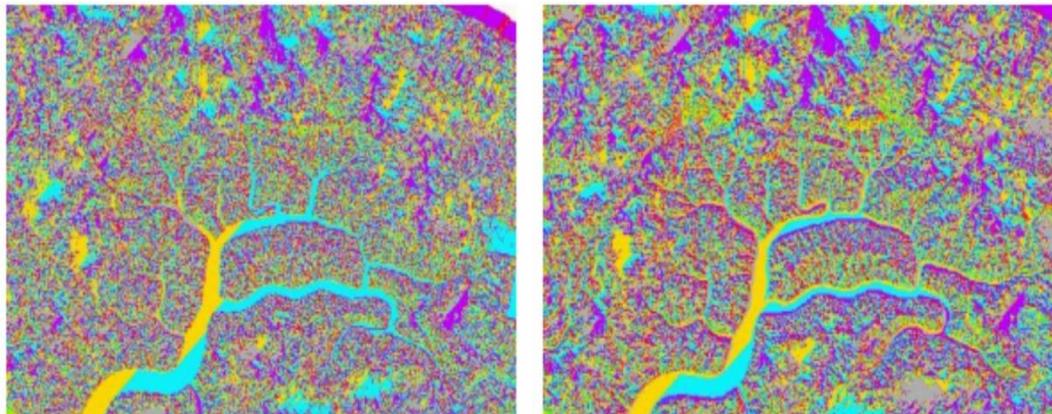
Sumber: (ESRI, 2010)

Flow Direction merupakan fungsi dengan hasil *ouput* berupa arah aliran air. Secara prinsip, data arah aliran diperoleh dari manifestasi kondisi topografis yang digambarkan oleh kenampakan morfometri (*slope*). Sebagai hasil dari proses ini, terdapat perbedaan informasi yang ditunjukkan antara input data DEM dengan perlakuan khusus (*filtering*) dan data DEM asli. Gambar 2.16 menampilkan visualisasi dari fungsi *flow direction* (Purwono et al., 2018).



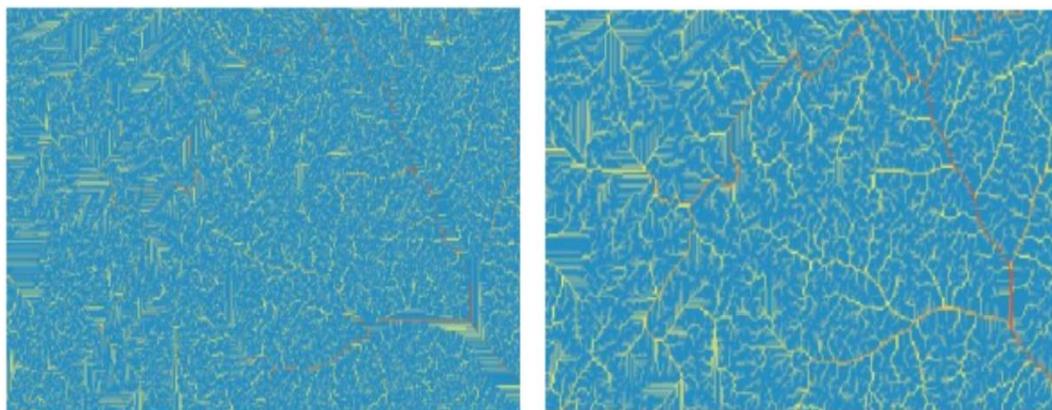
Gambar 2.16 Visualisasi *Output* Fungsi *Flow Direction*

Flow accumulation merupakan fungsi dengan *output* berupa data raster yang merepresentasikan jumlah akumulasi aliran air yang terjadi pada suatu liputan lahan (Purwono et al., 2018) Akumulasi aliran air diperoleh dari kalkulasi nilai elevasi permukaan, dimana semakin tinggi nilai elevasi berikut gradien kemiringannya maka akan semakin rendah akumulasi aliran air. Sebagai hasil akhir dari parameter ini, terdapat nilai akumulasi air yang biasanya juga identik dengan jaringan sungai yang relevan dengan kondisi di lapangan.



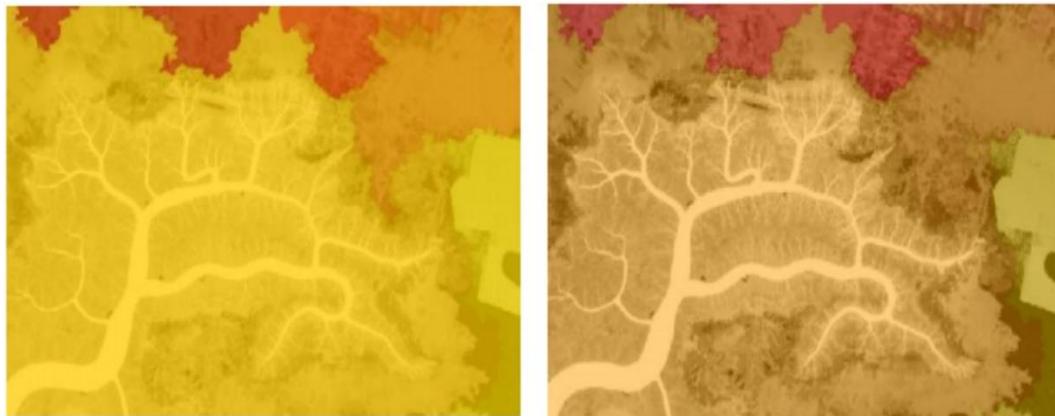
Gambar 2.17 Visualisasi *Flow Accumulation*

Fungsi *stream order* diperoleh dari hasil perhitungan parameter hidrologis yaitu flow accumulation (Purwono et al., 2018). Secara teoritis, proses ekstraksi jaringan sungai dilakukan dengan proses pengumpulan piksel-piksel yang mempunyai nilai kecenderungan arah aliran dan akumulasi yang sama, dengan nilai lokasi berdekatan secara spasial. Parameter ini membuat klasifikasi mengenai orde (tingkatan) jaringan sungai. Informasi yang direpresentasikan dari parameter ini adalah *drainage network*.



Gambar 2.18 Visualisasi Hasil Fungsi *Stream Order*

Watershed merupakan proses akhir dan akan menghasilkan batas *imaginer* yang berada pada suatu jaringan sungai (Purwono et al., 2018). Parameter ini merupakan hasil dari dari proses integrasi proses dari parameter-parameter data yang dihasilkan sebelumnya yaitu arah aliran (*flow direction*), akumulasi aliran (*flow accumulation*), orde sungai (*stream order*).



Gambar 2.19 Visualisasi Hasil Delinasi DTA

2.8 Sistem Pemodelan Hidrologi HEC-RAS 6.4.1

Analisis debit banjir dalam penelitian ini dihitung dan disimulasikan menggunakan *software* HEC-RAS (*Hydrologic Engineering Centre River Analysis System*). HEC-RAS merupakan sebuah sistem program analisis hidraulik yang mampu melakukan simulasi aliran permanen dan tidak permanen dari profil muka air di saluran atau sungai buatan maupun alam.

Steady Flow Water Surface Component. Modul ini memiliki fungsi untuk menghitung profil muka air aliran permanen berubah beraturan (*steady gradually varied flow*). Program ini dapat melakukan pemodelan jaringan sungai, sungai dendritik, maupun sungai tunggal. Regime aliran yang dapat dimodelkan yaitu aliran sub kritis, super- kritis, maupun campuran antara keduanya. Modul aliran permanen HEC-RAS dapat memperhitungkan pengaruh berbagai hambatan aliran, seperti jembatan (*bridges*), gorong-gorong (*culverts*), bendung (*weirs*), maupun hambatan di bantaran sungai.

Modul aliran permanen diciptakan untuk permasalahan pengelolaan bantaran sungai dan penetapan asuransi resiko banjir berkenaan dengan penetapan bantaran sungai dan dataran banjir. Modul aliran permanen juga dipakai untuk memperkirakan perubahan muka air akibat perbaikan alur atau pembangunan tanggul.

Unsteady flow simulation, modul ini dapat mensimulasikan aliran tak permanen satu dimensi pada sungai yang mempunyai alur kompleks. Semula, modul aliran tak-permanen HEC-RAS hanya bisa diaplikasikan pada aliran sub-kritik juga dapat mensimulasikan regime aliran campuran (sub-kritik, super-kritik, loncat air, dan *drawdowns*). Fitur spesial modul aliran tak-permanen terdiri atas

analisis dam-break, limpasan melalui tanggul dan tanggul jebol, pompa, operasi dam navigasi, dan aliran tekan dalam pipa.

Sediment transport/movable boundary computations, modul ini dapat mensimulasikan *transport sedimen* satu dimensi (simulasi perubahan dasar sungai) akibat gerusan atau deposisi dalam waktu yang cukup panjang (umumnya tahunan, dapat pula dilakukan simulasi perubahan dasar sungai akibat sejumlah banjir tunggal). Potensi transpor sedimen dianalisis berdasarkan fraksi ukuran butir sedimen sehingga memungkinkan untuk simulasi *armorring* dan *sorting*. Fitur utama modul *transport sedimen* terdiri atas kemampuan untuk memodelkan suatu jaring (*network*) sungai, *dredging*, berbagai alternatif tanggul, dan pemakaian berbagai persamaan (empiris) *transport sedimen*.

Modul *transport sedimen* diciptakan untuk mensimulasikan *trend* jangka Panjang gerusan dan deposisi oleh perubahan frekuensi dan durasi debit atau muka air, ataupun perubahan geometri sungai. Modul ini dapat juga digunakan untuk memprediksi deposisi didalam reservoir, desain kontraksi untuk keperluan navigasi, analisis pengaruh *dredging* terhadap laju deposisi, memprediksi kedalaman gerusan akibat banjir, dan mengkaji sedimentasi pada suatu saluran.