

## **BAB II**

### **TINJAUAN PUSTAKA**

#### **A. Penelitian Terdahulu**

Penelitian yang berjudul “Analisis Debit banjir Rencana Dengan Metode HSS Nakayasu Pada Bendungan Jragung Kabupaten Semarang”. Analisis dilakukan dengan data curah hujan dari tiga pos stasiun hujan; Metode HSS Nakayasu digunakan untuk menganalisis perhitungan, dan Metode Thiessen digunakan untuk menganalisis curah hujan untuk menentukan sebaran data curah hujan. Setelah itu, uji distribusi probabilitas dilakukan. Hasil dari analisis yang dilakukan menggunakan metode HSS Nakayasu menunjukkan bahwa debit banjir berulang pada waktu yang telah ditentukan. Hasil perhitungan curah hujan rencana selama dua tahun adalah 91,397 mm, dengan besarnya curah hujan maksimum yang mungkin terjadi (PMP) adalah 486,56 mm. Berdasarkan hasil perhitungan dengan Metode HSS Nakayasu, debit banjir puncak adalah 5,448 m<sup>3</sup>/detik dengan waktu puncak 4,86 jam. Hasil analisis debit banjir rencana dengan Metode HSS Nakayasu pada kala ulang 2, 5, 10, 25, 50, 100, dan 1000 adalah 17,785 m<sup>3</sup>/detik, 20,384 m<sup>3</sup>/detik, 21,591 m<sup>3</sup>/detik, 22,730 m<sup>3</sup>/detik, 23,388 m<sup>3</sup>/detik, 23,930 m<sup>3</sup>/detik, 25,246 m<sup>3</sup>/detik. (Pramesty Renanti Ayu & Rizka Andi Anggraeni Dwi. 2022).

Penelitiannya yang berjudul “Analisis Debit Banjir Rancangan dengan Metode HSS Nakayasu, HSS ITB-1, dan HSS Limantara pada DAS Manikin di Kabupaten Kupang”. Penelitian bertujuan untuk menganalisis pola banjir di DAS Manikin Kabupaten Kupang dengan menggunakan tiga satuan hidrograf sintetik yaitu HSS Nakayasu, ITB-1 dan Limantara. Prediksi banjir dilakukan setelah diperoleh prakiraan curah hujan dengan menggunakan distribusi Normal, Log Normal, Gumbel dan Log Pearson Tipe III. Hasil diuji kembali untuk memastikan kesesuaiannya, dan nilai hujan rancangan yang lolos digunakan untuk menghitung debit banjir. Hasil penelitian menunjukkan bahwa metode HSS Nakayasu memiliki debit banjir rancangan 1597,16 m<sup>3</sup>/det, metode HSS ITB-1 memiliki debit banjir rancangan 965,64 m<sup>3</sup>/det, dan metode HSS Limantara memiliki debit banjir

rancangan  $401,32 \text{ m}^3/\text{det}$ . Berdasarkan hasil analisis, metode HSS Nakayasu adalah metode yang paling sesuai dan paling dekat dengan kondisi di DAS Manikin. (Damayanti Alvine Cinta. 2022).

Penelitiannya yang berjudul “Analisis Perbandingan Debit Banjir Rencana Menggunakan Metode Empiris Dan Simulasi Aplikasi HEC-HMS Di Das Maros”. DAS yang terletak di kabupaten Maros disebut juga DAS Maros dengan luas  $\pm 659,78 \text{ km}^2$  dan panjang sungai utama adalah 69 km. Daerah Aliran Sungai Maros secara administratif berada dalam Wilayah Maros, tepatnya di Kabupaten Maros Baru, Bantimurung, Tanralili, dan Camba. Sungai Maros dimanfaatkan masyarakat untuk lahan pertanian, wisata memancing di laut dan kegiatan lainnya. Banjir di perairan Maros terbagi menjadi tiga kategori, yaitu rentan, rentan, dan rawan. Curah hujan sangat tinggi di DAS Maros, dengan jumlah curah hujan bervariasi antara 2000 dan 4000 mm/tahun. Curah hujan ini tersebar di hulu DAS Maros, Bantimurung bagian selatan, Simbang Timur, dan Tompobulu. Dari debit curah hujan, diketahui besaran banjir yang diperkirakan akan terjadi pada waktu tertentu dengan menggunakan metode perhitungan diferensial Daerah Aliran Sungai Maros menggunakan software HEC-HMS dan perhitungan manual dengan HSS Nakayasu. Dari hasil analisa statistik debit air Maros dengan metode HSS Nakayasu diperoleh kala ulang 5 tahun sebesar  $686,2099 \text{ m}^3/\text{s}$ , 10 tahun sebesar  $832,4823 \text{ m}^3/\text{s}$ , 25 tahun sebesar  $1000,2864 \text{ m}^3/\text{s}$ , 50 tahun sebesar  $1123,9443 \text{ m}^3/\text{s}$ , 100 tahun sebesar  $1245,7978 \text{ m}^3/\text{s}$ , 200 tahun sebesar  $1366,3281 \text{ m}^3/\text{s}$ . Dari hasil analisa statistik air banjir Maros menggunakan simulasi HEC-HMS diperoleh catatan periode ulang 5 tahun sebesar  $747,1 \text{ m}^3/\text{s}$ , 10 tahun sebesar  $971,2 \text{ m}^3/\text{s}$ , 25 tahun sebesar  $1261,9 \text{ m}^3/\text{s}$ , 50 tahun sebesar  $1495,5 \text{ m}^3/\text{s}$ , 100 tahun sebesar  $1740,0 \text{ m}^3/\text{s}$ , 200 tahun sebesar  $1994,1 \text{ m}^3/\text{s}$ . (Farida Gaffar, 2022).

Penelitian yang berjudul “Analisis debit banjir menggunakan metode hidrograf satuan sintetis Nakayasu dan soil conservation service (scs) pada sungai krueng kala Aceh besar”. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk menghitung nilai debit banjir dengan periode ulang tertentu pada Sungai Krueng Kala dengan menggunakan Metode Hidrograf Satuan Sintetis Nakayasu dan Soil Conservation Service (SCS).

Data curah hujan harian maksimum selama sepuluh tahun dari dua stasiun, Stasiun Krueng Aceh dan Stasiun Siron, digunakan dalam penelitian ini. Ada beberapa perbedaan antara kedua metode, termasuk bentuk grafik, waktu puncak, dan debit banjir puncak. HSS Nakayasu memiliki kondisi naik yang cepat dan turun yang lambat, sedangkan HSS SCS memiliki kondisi naik dan turun yang hampir sama. Waktu puncak HSS Nakayasu adalah 1,473 jam, sedangkan HSS SCS adalah 4 jam. Debit banjir puncak HSS Nakayasu adalah 1,231 m<sup>3</sup>/det, sedangkan HSS SCS adalah 0,722 m<sup>3</sup>/det. (Tuwanku Farhan Abiel. 2022).

Penelitian yang berjudul “Perbandingan analisis Debit banjir Menggunakan Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Snyder Dan Nakayasu Pada Sungai Krueng Tripa”. Dengan menggunakan data curah hujan dan peta topografi, penelitian ini bertujuan untuk menganalisis besarnya debit banjir Sungai Krueng Tripa. Berlandaskan analisis hujan rencana periode ulang 2, 5, 10, 25, 50, dan 100 tahun menggunakan HSS Snyder yakni 3265,437 m<sup>3</sup>/dtk; 4438,160 m<sup>3</sup>/dtk; 5239,825 m<sup>3</sup>/dtk; 6280,393 m<sup>3</sup>/dtk; 7074,094 m<sup>3</sup>/dtk; 7887,613 m<sup>3</sup>/dtk. Sedangkan analisa debit banjir rencana memakai HSS Nakayasu periode ulang 2, 5, 10, 25, 50, dan 100 tahun adalah 3543,434 m<sup>3</sup>/dtk; 4870,081 m<sup>3</sup>/dtk; 5618,920 m<sup>3</sup>/dtk; 6558,960m<sup>3</sup>/dtk; 7714,292 m<sup>3</sup>/dtk; 8458,272 m<sup>3</sup>/dtk. Pada penelitian ini HSS Nakayasu memperoleh debit banjir lebih besar dibandingkan dengan HSS Snyder (Shavira Lidia Husna, 2022).

## **B. Tinjauan Umum**

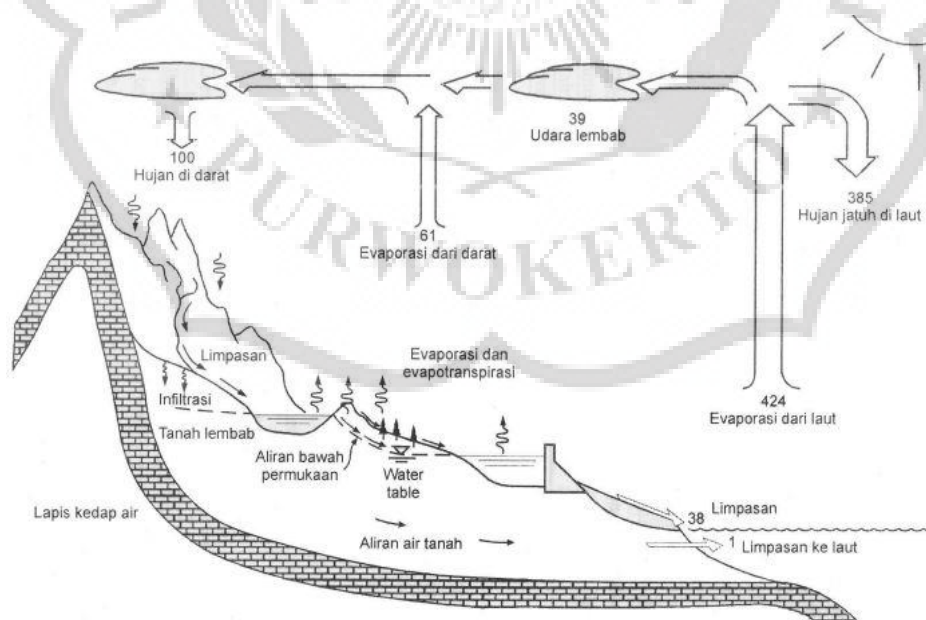
Daerah aliran sungai (DAS) apabila tidak dikelola dengan baik, curah hujan yang terjadi pada DAS akan menjadi limpasan langsung. Debit aliran atau limpasan ini dapat menunjukkan bahwa DAS tidak dapat mengatur proses, terutama dalam hidrologi. Secara hidrologi, pengelolaan DAS bertujuan untuk mengontrol kondisi biofisik permukaan bumi sehingga hasil air (water yiel) dimaksimalkan dan aliran didistribusikan secara merata sepanjang tahun. Jika DAS tidak dikelola dengan baik, daerah tangkapan airnya dapat kehilangan kemampuan untuk membendung limpasan hujan, yang mengakibatkan banjir (Aji, S., S, 2019).

### C. Hidrologi

Secara umum analisis hidrologi merupakan suatu bagian analisis awal dalam perencanaan bangunan – bangunan hidraulik. Pengertian yang terkandung di dalamnya adalah bahwa informasi dan besaran-besaran yang diperoleh dalam analisis hidrologi merupakan masukan penting dalam analisis selanjutnya ( Sri Harto, 1993). Hidrologi merupakan ilmu yang mempelajari seluk-beluk air, kejadian dan distribusinya, sifat alami dan sifat kimianya, serta reaksinya terhadap kebutuhan manusia.

### D. Siklus Hidrologi

Siklus hidrologi merupakan proses pergerakan air dari bumi ke atmosfer dan kembali lagi ke bumi yang berlangsung secara kontinyu melalui kondensasi, presipitasi, evaporasi, dan transpirasi (Triatmodjo, 2009). Siklus air, juga disebut sebagai siklus hidrologi, terjadi di lingkungan perairan. Siklus hidrologi adalah bagian dari siklus biogeokimia, seperti siklus karbon dan oksigen, siklus nitrogen, siklus sulfur dan fosfor, dan siklus lainnya. Air dari atmosfer turun ke bumi dalam bentuk hujan atau salju, kemudian kembali ke atmosfer secara terus menerus.



Gambar 2. 1 Siklus Hidrologi  
(Sumber : Rizka Arbaningrum, 2019)

Presipitasi sebuah proses turunnya air dari atmosfer ke permukaan bumi. Jumlah presipitasi yang turun ke bumi tidak tetap bentuk dan jumlahnya. Bentuk presipitasi yang jatuh ke bumi dapat berupa hujan (air), salju, kabut, embun, dan hujan es. Bervariasinya bentuk dan jumlah presipitasi yang jatuh ke bumi ini disebabkan oleh faktor – faktor klimatologi di atmosfer, seperti tekanan atmosfer, angin, dan temperatur (Triadmodjo, 2008).

Infiltrasi adalah proses masuknya air ke dalam tanah melalui permukaan tanah (Sri Harto, 1983). Proses yang disebabkan oleh gaya gravitasi dan gaya kapiler yang memungkinkan air masuk ke tingkat tanah yang lebih dalam. Proses ini disebut perkolasi, dan terjadi karena gaya gravitasi. Infiltrasi terjadi secara horisontal karena gaya kapiler, atau aliran antara. Ketika tanah kering saat infiltrasi terjadi, kapasitas infiltrasi tinggi karena gaya kapiler dan gravitasi bekerja sama untuk menarik air ke dalam tanah. Namun, ketika tanah menjadi basah, gaya kapiler berkurang, yang menyebabkan laju infiltrasi menurun. Pada akhirnya, kapasitas infiltrasi mencapai titik konstan, yang dikenal sebagai pengurangan.

Sri Harto (1983) mendefinisikan evaporasi (penguapan) sebagai sebuah proses pertukaran molekul air di permukaan menjadi molekul uap air di atmosfer. Menurut Sri Harto, proses evaporasi sendiri terbagi atas dua kejadian yang berkesinambungan, yaitu *interface evaporation* dan *vertical vapor transfer*. *Interface evaporation* adalah transformasi air menjadi uap air di permukaan, sedangkan *vertical vapor transfer* adalah proses pemindahan lapisan udara yang mengandung uap air dari proses *interface evaporation*.

Evaporasi secara sederhana adalah proses evaporasi dan transpirasi yang terjadi secara bersamaan. Dalam evaporasi, air cair dipanaskan menjadi uap air dan kemudian dipindahkan dari permukaan penguapan. Ini dapat terjadi di danau, sungai, tanah, dan vegetasi hijau. Didefinisikan sebagai penguapan total air tanah dan tanaman, evapotranspirasi sama dengan kebutuhan air konsumtif, yang menjadikannya komponen yang sangat penting dalam siklus hidrologi. (Triadmodjo, 2008).

## E. Analisis Hidrologi

Beberapa distribusi frekuensi hidrologi yang dikenal dalam ilmu statistik adalah Distribusi Normal, Distribusi Log Normal, Distribusi Log Pearson III, dan Distribusi Gumbel. (Triatmodjo, 2009). Secara sistematis analisis hidrologi dilakukan secara berurutan, yaitu sebagai berikut : Analisis Frekuensi, Pemilihan Jenis Distribusi, Uji Kecocokan Distribusi, dan Analisis Curah Hujan Rancangan.

### 1. Analisis Frekuensi

Dalam analisis frekuensi langkah awal yang harus dilakukan ialah menghitung parameter statistik yang meliputi: nilai rerata ( $R_t$ ), standar deviasi ( $S$ ), koefisien skewness ( $C_s$ ), dan koefisien kurtosis ( $C_k$ ). Perhitungan parameter ini didasarkan pada data curah hujan harian maksimum.

Dibawah ini merupakan rumus yang digunakan dalam perhitungan parameter-parameter sebagai berikut :

a. Nilai Rerata

$$R_t = \frac{\sum_{i=1}^n R_i}{n} \quad (2.1)$$

b. Deviasi Standar

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (R_i - R_t)^2}{(n-1)}} \quad (2.2)$$

c. Koefisien Varian

$$C_v = \frac{S}{R_t} \quad (2.3)$$

d. Koefisien Skewness

$$C_s = \frac{n \sum_{i=1}^n (R_i - R_t)^3}{(n-1)(n-2)S^3} \quad (2.4)$$

e. Koefisien Kurtosis

$$C_k = \frac{n^2 \sum_{i=1}^n (R_i - R_t)^4}{(n-1)(n-2)(n-3)S^4} \quad (2.5)$$

Dimana :

$n$  : jumlah data

$X_i$  : nilai varian ke  $i$

$X_r$  : nilai rata rata varian

- Rt : Rata-Rata
- S : Standar Deviasi
- Cs : Koefisien Skewness
- Ck : Koefisien Kurtosis
- Cv : Koefisien Varian

## 2. Pemilihan Jenis Distribusi

Setelah memperoleh nilai parameter statistik, langkah berikutnya adalah memilih distribusi frekuensi yang akan digunakan. Untuk melakukan ini, parameter statistik yang diperoleh dari perhitungan data harus disesuaikan dengan karakteristik yang terkait dengan masing-masing distribusi frekuensi.

Tabel 2. 1 Parameter Statistik

No	Jenis Distribusi	Syarat
1	Normal	$Cs \approx 0$ $Ck \approx 3$
2	Log Normal	$Cs = 0,986$ $Ck = 4,777$
3	Gumbel	$Cs \approx 1,396$ $Ck \approx 5,402$
4	Log Pearson III	$Cs \neq 0$

Sumber : Bambang Triatmodjo. 2009

Pengukuran curah hujan dapat dilakukan secara manual maupun otomatis selama 24 jam, artinya curah hujan yang diketahui adalah total curah hujan yang terjadi pada siang hari. Secara statistik, dalam bidang hidrologi ada beberapa jenis distribusi frekuensi yang banyak digunakan.

Berikut ini adalah empat distribusi frekuensi yang digunakan dalam bidang hidrologi, yaitu:

a. Metode Normal

Distribusi normal dikenal sebagai distribusi Gauss. Dalam penggunaan aktual, persamaan yang digunakan secara umum (Suripin, 2004) :

$$R_{tr} = R_t + K_{tr} \times S \quad (2.6)$$

Dimana :

$R_t$  : Nilai Curah Hujan Rata Rata (mm)

$R_{tr}$  : Nilai hujan rencana dengan periode ulang  $T_r$  tahun (mm).

$K_{tr}$  : Faktor frekuensi untuk periode ulang tertentu.

$S$  : Standar deviasi.

Tabel 2. 2 Frekuensi Reduksi Metode Normal dan Log Normal

P	Tr	Ktr
0,0001	10000	3,719
0,0005	2000	3,291
0,001	1000	3,09
0,002	500	2,88
0,005	200	2,576
0,01	100	2,33
0,2	50	2,05
0,05	20	1,645
0,1	10	1,282
0,15	6,67	1,036
0,2	5	0,842
0,25	4	0,674
0,3	3,33	0,524
0,35	2,86	0,385
0,4	2,5	0,253
0,45	2,22	0,126
0,5	2	0
0,55	1,82	-0,126
0,6	1,67	-0,253
0,65	1,54	-0,385
0,7	1,43	-0,524
0,75	1,33	-0,674
0,8	1,25	-0,842
0,85	1,18	-1,036
0,9	1,11	-1,282
0,95	1,05	-1,645
0,975	1,03	-1,96
0,99	1,01	-2,326
0,995	1,005	-2,576

Sumber : Suripin, 2004

b. Metode Log Normal

Jika  $R = \log X$ , perhitungan distribusi normal sebenarnya dapat didekati dengan persamaan berikut :

$$\text{Log } R_{tr} = \text{Log } \bar{R}_t + K_{tr} \times S \text{ Log } R \quad (2.7)$$

dimana :

$R_{tr}$  : Nilai hujan rencana dengan periode ulang  $T_r$  tahun (mm).

$K_{tr}$  : Faktor frekuensi untuk periode ulang tertentu (mm)

$S$  : Standar deviasi.

$R_t$  : Nilai Curah Hujan Rata Rata (mm)

$S$  : Standar Deviasi

$Y_t$  : Nilai Reduced variate

$Y_n$  : Nilai Reduced Mean

$S_n$  : Nilai Reduced Standar Deviation

c. Metode Gumbel

Metode Gumbel didasarkan pada distribusi normal, juga dikenal sebagai distribusi harga ekstrim, yang banyak digunakan di Indonesia. Dengan menggambar garis energi, curah hujan maksimal yang diperlukan untuk desain dapat dihitung. Namun, secara matematis Anda harus menggunakan persamaan Gumbel karena hal ini menghasilkan kesalahan yang besar, dalam persamaan ini (Hardjosurpto, 1998) :

$$R_{tr} = R_t + K_{Tr} \times S \quad (2.8)$$

Sebelum menghitung curah hujan harian maksimum, perlu dicari selang kepercayaan, yaitu perkiraan harga memiliki kisaran harga

$$Y_{tr} = -\text{Ln } x \left( -\text{Ln } x \left( \frac{T_r - 1}{T_r} \right) \right) \quad (2.9)$$

$$K_{tr} = \frac{T_r - Y_n}{S_n} \quad (2.10)$$

dimana :

Rtr : Nilai hujan rencana dengan periode ulang Tr tahun (mm)

Ktr : Faktor Frekuensi periode ulang tr tahun (mm)

Rt : Nilai Curah Hujan Rata Rata (mm)

S : Standar Deviasi

Ktr : Faktor frekuensi untuk periode ulang tertentu

Ytr : *Reduce variated* periode ulang tahun T

Yt : Nilai *Reduced variate*

Yn : Nilai *Reduced Mean*

Sn : Nilai *Reduced Standar Deviation*

Tabel 2. 3 Frekuensi Reduksi Metode Gumbel

n	Yn	Sn
5	0,4693	0,8143
6	0,4743	0,8493
7	0,4793	0,8793
8	0,4843	0,9043
9	0,4902	0,9288
10	0,4952	0,9497
11	0,4996	0,9676
12	0,5053	0,9833
13	0,507	0,9972
14	0,510	1,0095
15	0,5128	1,0206
16	0,5157	1,0301
17	0,5181	1,0411
18	0,5202	1,0493
19	0,522	1,0566
20	0,5235	1,0629
21	0,5252	1,0696
22	0,5268	1,0754
23	0,5283	1,0811
24	0,5296	1,0864
25	0,5309	1,0915
26	0,523	1,0861
27	0,5332	1,1004

Suripin, 2004.

d. Metode Log Pearson Type III

Dalam beberapa kasus, kedekatan antara data dan teori mungkin tidak cukup kuat, meskipun distribusi data yang diharapkan telah ditransformasikan ke dalam bentuk logaritmik. Pearson mengembangkan keluarga fungsi probabilitas empiris sambil tetap menggunakan fleksibilitas. Metode ini didasarkan pada transformasi data yang ada ke dalam bentuk logaritmik. Langkah perhitungannya sebagai berikut :

- Mengurutkan data curah hujan dari terbesar ke terkecil.
- Transformasikan n data curah hujan menjadi logaritma sehingga menjadi  $\log R_1, \log R_2, \dots, \log R_n$ . Kemudian tentukan  $R_i = \log R$
- Menghitung rata-rata besaran logaritmik di mana:

$$\text{Log } R_t = \frac{\sum \text{Log } R_i}{n} \quad (2.11)$$

Dimana :

Log  $R_t$  : Rata-rata besaran logaritma

$R_i$  : Data curah hujan (mm)

n : Jumlah data

- Menghitung simpangan rata-rata pasangan besaran, dimana :

$$S \text{ Log } R = \sqrt{\frac{\sum n \text{ Log } (R_i - R_t)^2}{n-1}} \quad (2.12)$$

- Menghitung Skew Coefficient (koefisien asimetri) dari logaritma, dimana:

$$C_s = \frac{\sum n \text{ Log } (R_i - R_t)^3}{(n-1)(n-2)S^3} \quad (2.13)$$

Dimana :

S : Simpangan rata-rata

$R_i$  : Data curah hujan

$R_t$  : Curah hujan rata-rata

n : Jumlah data

Menurut (Anwar S., W. 2016), berdasarkan nilai Cs (skewness koefisien) yang diperoleh dan harga yang ditentukan untuk periode ulang (T), dihitung nilai KTr menggunakan tabel frekuensi reduksi metode Log Pearson Type III.

Tabel 2. 4 Frekuensi Reduksi Metode Log Pearson Type III

cs	Probabilitas							
	50	20	10	4	2	1	0,5	0,1
	Periode Ulang (Tahun)							
	2	5	10	25	50	100	200	1000
...								
1,6	-0,254	0,675	1,329	2,163	2,765	3,388	3,99	5,39
1,4	-0,225	0,705	1,337	2,128	2,706	3,271	3,828	5,11
1,2	-0,195	0,732	1,34	2,087	2,625	3,149	3,661	4,82
1	-0,164	0,758	1,34	2,043	2,542	3,022	3,489	4,54
0,9	-0,148	0,769	1,339	2,018	2,498	2,957	3,401	4,395
0,8	-0,132	0,78	1,336	1,998	2,453	2,891	3,312	4,25
0,7	-0,116	0,79	1,333	1,967	2,407	2,824	3,223	4,105
0,6	0,099	0,8	1,328	1,939	2,359	2,755	3,132	3,96
0,5	-0,083	0,808	1,323	1,91	2,311	2,686	3,041	3,815
0,4	-0,066	0,816	1,317	1,88	2,261	2,615	2,949	3,67
0,3	-0,05	0,824	1,309	1,849	2,211	2,544	2,856	3,525
0,2	-0,033	0,83	1,301	1,818	2,159	2,472	2,763	3,38
0,1	-0,017	0,836	1,292	1,785	2,107	2,400	2,67	3,235
0	0,000	0,842	1,282	1,751	2,054	2,326	2,576	3,090
-0,1	0,017	0,836	1,270	1,761	2,000	2,252	2,482	3,950
-0,2	0,033	0,85	1,258	1,78	1,945	2,178	2,388	2,810
-0,3	0,05	0,853	1,245	1,643	1,89	2,104	2,294	2,675
-0,4	0,066	0,855	1,231	1,606	1,834	2,029	2,201	2,540
-0,5	0,083	0,856	1,216	1,567	1,777	1,955	2,108	2,400
-0,6	0,099	0,857	1,200	1,528	1,72	1,88	2,016	2,275
-0,7	0,166	0,857	1,183	1,488	1,663	1,806	1,926	2,150
-0,8	0,132	0,856	1,166	1,488	1,606	1,733	1,837	2,035
-0,9	0,148	0,854	1,147	1,407	1,549	1,66	1,749	1,910
-1	0,164	0,852	1,128	1,366	1,492	1,588	1,664	1,800
-1,2	0,195	0,844	1,986	1,282	1,379	1,449	1,501	1,625
-1,4	0,225	0,832	1,041	1,198	1,270	1,318	1,351	1,465
-1,6	0,254	0,817	0,994	1,116	1,166	1,200	1,216	1,280
...								

Sumber : Soewarno, 1995

### 3. Penyaringan Data Hidrologi

Uji Konsistensi dengan menggunakan metode RAPS (*Rescaled Adjusted Partial Sums*), pengujian untuk individual stasiun. Uji konsistensi ini digunakan untuk menguji antar data dalam stasiun itu sendiri dengan mendeteksi pergeseran nilai rata-rata (*mean*). Pengujian dilakukan terhadap penyimpangan kumulatif dari nilai rata-rata yang dinyatakan dalam persamaan sebagai berikut :

$$Sk^* : \sum_{i=1}^n (Rt - Ri) \quad (2.14)$$

$$Sk^{**} : \frac{Sk^*}{Dy} \quad (2.15)$$

$$Dy^2 : \frac{Sk^{*2}}{n} \quad (2.16)$$

$$Dy : \sum_{i=1}^n \sqrt{(Dy^2)} \quad (2.17)$$

Keterangan :

Sk\* : Nilai komulatif penyimpangan terhadap nilai rata rata

Sk\*\* : *Rescoled Adjusted Partial Sums* (Raps)

Dy : Deviasi standar seri daya y

n : Jumlah data

Rt : Nilai Rata Rata

Ri : Nilai data R ke i

Tabel 2. 5 Nilai Okritas dan Rikritas

n	Q/n <sup>0,5</sup>			R/n <sup>0,5</sup>		
	90%	95%	99%	90%	95%	99%
10	1,05	1,14	1,29	1,21	1,28	1,38
20	1,1	1,22	1,42	1,34	1,43	1,6
30	1,12	1,24	1,48	1,4	1,5	1,7
40	1,14	1,27	1,52	1,44	1,55	1,78
100	1,17	1,29	1,55	1,5	1,62	1,85
∞	1,22	1,36	1,63	1,62	1,75	2

Sumber : Sri Harto. 1993

#### 4. Uji Kecocokan Distribusi

Setelah distribusi frekuensi yang akan digunakan diketahui, uji kecocokan dengan uji Chi Kuadrat dilakukan untuk memastikan bahwa distribusi frekuensi yang telah dipilih benar-benar sesuai dengan data curah hujan yang digunakan.

- a. Uji Chi-Kuadrat ( $X^2$ ), dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili distribusi statistik sampel data yang dianalisis. Pengambilan keputusan uji ini menggunakan parameter  $X^2$ . Parameter  $X^2$  dapat dihitung dengan rumus berikut :

$$X^2_{hitung} = \sum_{i=1}^n \frac{(OF-EF)^2}{EF} \quad (2.18)$$

$$K = 1 + 3,322 \log n \quad (2.19)$$

$$DK = K + (p+1) \quad (2.20)$$

$$EF = \frac{n}{K} \quad (2.21)$$

Dimana :

$X^2_{hitung}$  : parameter chi-kuadrat terhitung

K : jumlah kelas

OF : jumlah nilai pengamatan tiap sub kelompok

EF : jumlah nilai teoritis pada sub kelompok

n : jumlah data

p : banyak parameter untuk uji chikuadrat adalah 2 (kamiana, 2011)

Jika nilai  $X^2 = 0$  maka tingkat kecocokan baik. Semakin besar nilai  $X^2$ , semakin kecil kecocokannya.  $X^2$  kritis merupakan batas dimana sebaran data masih dianggap cocok, umumnya diambil nilai  $X^2$  kritis =5%. jika nilai  $X^2_{hitung} \leq X^2_{kritis}$  maka sebaran masih dianggap mewakili distribusi statistik data yang dianalisis. Besarnya  $X^2$  kritis dapat dicari bergantung dengan derajat kepercayaan ( $\alpha$ ) Tabel Nilai Kritis Uji Keselarasan Chi Kuadrat.

Tabel 2. 6 Nilai kritis untuk distribusi Chi-Kuadrat Kritis

Dk	a. Derajat Kepercayaan							
	0.995	0.99	0.975	0.95	0.5	0.025	0.01	0.005
1	0.000093	0.000157	0.000982	0.000982	3.841	5.024	6.635	7.879
2	0.0100	0.0201	0.0506	0.103	5.991	7.378	9.210	10.597
3	0.0717	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	14.860
5	0.412	0.554	0.831	1.145	11.070	12.832	15.086	16.750
6	0.676	0.872	1.237	1.635	12.592	14.449	16.812	8.548
7	0.898	1.239	1.690	2.167	14.067	16.013	18.475	20.278
8	1.344	1.646	2.180	2.733	15.507	17.535	20.090	21.955
9	1.735	2.088	2.700	3.325	16.919	19.023	21.666	23.589
10	2.156	2.558	3.247	3.940	18.307	20.483	23.209	25.188
11	2.603	3.053	3.816	4.575	19.675	21.290	24.725	26.757
12	3.074	3.571	4.404	5.226	21.026	23.337	26.712	28.300
13	3.565	4.107	5.009	5.892	22.362	24.736	27.688	29.819
14	4.075	4.660	5.629	6.571	23.665	26.119	29.141	31.319
15	4.601	5.229	6.262	7.261	24.996	27.488	30.578	32.801
16	5.142	5.812	6.908	7.962	26.296	28.845	32.000	34.267
17	5.697	6.408	7.564	8.672	27.587	30.191	33.409	35.715
18	6.265	7.015	8.231	9.390	28.869	31.526	34.805	37.156
19	6.844	7.633	8.907	10.117	30.144	32.852	36.191	38.582
20	7.434	8.260	9.591	10.851	31.410	34.170	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	9.260	10.196	11.689	13.091	35.172	38.076	41.638	44.181
24	9.886	10.856	12.401	13.848	36.415	39.364	42.980	45.558
25	10.520	11.524	13.120	14.611	37.652	40.646	44.314	46.928
26	11.160	12.198	13.844	15.379	38.885	41.923	45.642	48.290
27	11.808	12.877	14.573	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	43.773	46.979	50.892	53.672

Sumber : Suripin, 2004

## F. Intensitas Hujan

Intensitas hujan adalah tinggi atau kedalaman air hujan per satuan waktu (Soemarto, C., D. 1999). Berikut rumus intensitas hujan sebagai berikut :

$$I = \frac{R}{t} \quad (2.22)$$

Keterangan :

I : intensitas hujan (mm/jam)

R : tinggi hujan (mm)

t : lamanya hujan (jam)

Hubungan antara intensitas, lama hujan, dan frekuensi hujan biasanya dinyatakan dalam lengkung Intensitas Durasi Frekuensi (IDF = *Intensity Duration Frequency*). Analisis IDF dilakukan untuk memperkirakan debit puncak di daerah tangkapan kecil berdasarkan data curah hujan titik (satu stasiun pencatat curah hujan) seperti dalam perencanaan sistem drainase perkotaan, gorong-gorong, sumur resapan dan kolam resapan (Triatmodjo, 2009).

Jika data curah hujan yang tersedia adalah dari penakar hujan biasa yang digunakan secara manual atau data curah hujan harian, maka intensitas hujan dapat dihitung dengan rumus Mononobe.

$$I_t = \frac{R_{24}}{24} \left( \frac{24}{T} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.23)$$

Keterangan :

$I_t$  = intensitas curah hujan untuk lama hujan  $t$  (mm/jam)

$T$  = Lamanya Hujan (jam)

$R_{24}$  = curah hujan maksimum selama 24 jam (mm)

Dengan prosedur perhitungan sebagai berikut :

1. Dilakukan analisis frekuensi dari data hujan harian yang ada dengan periode ulang yang direncanakan untuk mendapatkan hujan rencana.
2. Tentukan durasi hujan, misalnya, 5, 10, 15.....menit.

3. Hitung intensitas hujan jam-jaman dengan menggunakan persamaan Mononobe.
4. Plot hasil perhitungan pada grafik IDF

### G. Pola Distribusi Hujan

Merupakan suatu proses dimana pencatatan hujan dilakukan dengan suatu interval waktu tertentu, interval waktu berbeda beda sesuai dengan jangka waktu yang ditinjau , yakni dilakukan dalam satuan waktu tahunan, bulanan, harian, jam an, menit . Agar distribusi hujan selama terjadinya hujan dapat dilakukan pencatatan yang lebih baik, sebaiknya interval waktu dilakukan dengan waktu yang singkat. Distribusi hujan adalah berbeda – beda sesuai dengan jangka waktu yang ditinjau. Umumnya hujan pada suatu wilayah tertentu memiliki pola distribusi hujan untuk hujan jam-jaman. Pola kejadian hujan memiliki beragam bentuk sesuai dengan perhitungan yang diperoleh

Tinggi dan durasi hujan satuan umumnya digunakan 1 inci atau 1 mm. Durasi hujan satuan umumnya diambil  $T_r$  : 1 jam, namun dapat dipilih durasi lain asalkan dinyatakan dalam satuan jam (misal 0.5 jam, 10 menit : 1/6 jam dan lainnya). Jika durasi data hujan semula dinyatakan dalam 1 jam, jika diinginkan melakukan perhitungan dalam interval 0,5 jam maka tinggi hujan setiap jam harus dibagi 2 dan didistribusikan dalam interval 0,5 jam.

. Dalam penelitian ini dilakukan pendekatan dengan model pola distribusi hujan secara empiris yaitu Modified Mononobe. Distribusi Hujan Jam dapat dihitung menggunakan rumus dibawah :

$$R_t = (t \times i) - ((t-1) \times i \text{ sebelumnya}) \quad (2.24)$$

Dimana :

$R_t$  = Sebaran Hujan Jam jam an (mm)

$i$  = Intensitas Hujan Rencana Rata Rata dalam T jam (mm/jam)

$t$  = jam ke ... (jam )

## H. Curah Hujan Efektif

Pada analisis hubungan hujan-limpasan, curah hujan total, harus dirubah menjadi curah hujan efektif yaitu curah hujan yang menghasilkan limpasan langsung (direct run-off). Curah hujan efektif adalah curah hujan total dikurangi dengan kehilangan (losses) yang terdiri dari kehilangan awal dan infiltrasi. Besar hujan yang terinfiltrasi dapat dihitung dengan metode Horton,. Curah Hujan Efektif dapat dihitung menggunakan rumus sebagai berikut :

$$Re = Rt \times C \quad (2.25)$$

Dimana :

Re = Curah Hujan Efektif (mm)

C = Koefisien Pengaliran

Rt = Curah Hujan Rencana (mm)

Koefisien pengaliran (C) adalah nilai yang menunjukkan hubungan antara aliran permukaan dan curah hujan yang dipengaruhi oleh tata guna lahan, dengan kondisi lahan yang lebih baik menunjukkan bahwa hampir semua air hujan terfiltrasi. Jika kondisi daerah tangkapan menjadi lebih buruk, nilai C akan meningkat, menunjukkan bahwa sedikit air yang terfiltrasi mengakibatkan aliran permukaan yang tinggi. Berikut Nilai Koefisien Pengaliran sebagai berikut :

Tabel 2. 7 Koefisien Pengaliran (C)

Kondisi daerah pengaliran	Koefisien Pengaliran (C)
Daerah pegunungan berlereng terjal	0,75-0,90
Daerah Perbukitan	0,70-0,80
Tanah bergelombang dan bersemak semak	0,50-0,75
Tanah dataran yang digarap	0,45-0,65
Pesawahan irigasi	0,70-0,80
Sungai didaerah pegunungan	0,75-0,85
Sungai kecil didataran	0,45-0,85
Sungai yang besar dengan wilayah pengaliran lebih dari seperduanya terdiri dari dataran	0,50-0,75

Sumber :Sosrodarsono, 1993

## **I. Daerah Aliran Sungai**

Daerah aliran Sungai (DAS) (*catchment, basin, watershed*) merupakan daerah dimana semua alirannya mengalir ke dalam suatu Sungai yang dimaksudkan. Daerah ini umumnya dibatasi oleh batas tofografi, yang berarti ditetapkan aliran air permukaan. Batas ini tidak ditetapkan berdasarkan air bawah tanah karena permukaan air tanah selalu berubah sesuai dengan musim dan tingkat kegiatan pemakaian. ( Sri Harto.1993).

## **J. Banjir**

Menurut sulistyono & wiryanto (2018), Banjir adalah peristiwa alam yang biasa terjadi selama musim hujan. Banjir biasanya terjadi karena sungai tidak dapat menampung debit. Kapasitas sungai ditentukan oleh penampang basah dan kecepatan aliran, tetapi kemiringan dasar, kekasaran badan, dan panjang sungai. Hujan yang turun di DAS atau sungai akan meningkatkan debit jika debit air yang masuk melebihi kapasitas sungai, menyebabkan luapan. Salah satu faktor yang menyebabkan daerah banjir adalah luapan sungai ini.

## **K. Debit Banjir**

Menurut Sri Harto (1993), debit banjir atau yang biasa disebut debit puncak adalah besarnya suatu volume air maksimum yang menbgalir melalui suatu penampang melintang Sungai aliran (Sungai) per satuan waktu, dalam satuan  $m^3/detik$ . Untuk mendapatkan besaran debit banjir yang diakibatkan luapan Sungai analisis perlu dilakukan dengan menggunakan data banjir terbesar tahunan atau curah hujan tahunan yang paling besar yang sudah pernah terjadi.

## **L. Hidrograf Satuan**

Hidrograf adalah hubungan antara salah satu unsur aliran dengan waktu. Hidrograf memiliki beberapa jenis yaitu hidrograf muka-air dan hidrograf debit, hidrograf kecepatan, hidrograf sedimen, dan hidrograf polutan. Pada umumnya, bentuk hidrograf dipengaruhi oleh sifat hujan dan sifat Daerah Aliran Sungai (DAS) yang lain (Sri Harto, 1993).

Hidograf satuan adalah hidograf limpasan yang dihasilkan oleh hujan efektif yang terjadi di seluruh DAS dengan intensitas tetap dalam satuan waktu yang ditetapkan. Hidograf satuan ini biasa dianggap sebagai hidograf khas untuk suatu Daerah Aliran Sungai (Aurdin, 2014). Data yang diperlukan untuk mendapatkan hasil perhitungan hidograf suatu kasus banjir yaitu sebagai berikut :

1. Rekaman *Automatic Water Level Recorder (AWLR)*
2. Pengukuran debit yang cukup
3. Data hujan biasa (manual)
4. Data hujan otomatis

Menurut Rachmad Jayadi (2000) dalam Aurdin (2014), hidograf satuan suatu DAS didapatkan oleh suatu analisis hitungan berdasarkan data hujan per jam dan hidograf akibat kejadian hujan tercatat. Hidograf satuan dapat disusun jika terdapat data hujan dan data debit yang cukup. Apabila data tersebut tidak tersedia, maka menggunakan konsep hidograf satuan sintetik (Aurdin, 2014).

#### **M. HSS Nakayasu**

Suhotang Rico pada tahun 2011, mengungkapkan bahwa data banjir atau curah hujan terbesar tahunan yang sudah terjadi digunakan untuk memperoleh angka kemungkinan besaran debit banjir banjir yang diakibatkan oleh luapan sungai. Hirograf Satuan Sintetik adalah metode yang tepat untuk menghitung debit banjir karena dari perhitungan tersebut akan menghasilkan nilai debit perjam. Dalam penggunaan metode ini, ada beberapa karakteristik parameter daerah alirannya antara lain:

1. Luas daerah aliran sungai
2. Panjang alur sungai utama terpanjang
3. Tenggang waktu dari permukaan hujan hingga puncak hidograf
4. Tenggang waktu dari titik berat hujan hingga titik berat hidograf
5. Tenggang waktu hidograf

Data yang digunakan untuk perhitungan analisis dengan Metode Hidrograf Satuan Sintetik Nakayasu yaitu data banjir besar tahunan atau curah hujan terbesar tahunan. Dalam penulisan ini periode yang digunakan dalam menghitung debit hujan rancangan yaitu periode ulang 2, 5, 10, 25, 50, 100 tahun. Metode HSS Nakayasu merupakan metode yang tepat karena perhitungan yang dihasilkan nilai debit tiap jam saat hujan mulai turun, waktu puncak hingga akhir banjir. Rumus dari HSS Nakayasu adalah sebagai berikut: (Sudarmin, 2017)

$$Q_{maks} = Q_p = \frac{1}{3,6} \times C \times A \times R_o \times \frac{1}{(0,3 \times T_p \times T_{0,3})} \quad (2.26)$$

Dimana =

Q = Debit puncak banjir (m<sup>3</sup>/det)

R<sub>o</sub> = Hujan satuan (mm)

C = Koefisien Pengaliran

A = Luas Daerah Aliran (km<sup>2</sup>)

T<sub>p</sub> = T<sub>g</sub> + 0,8 t<sub>r</sub>

T<sub>p</sub> merupakan tenggang waktu dari permulaan hujan sampai puncak banjir (jam)

$$T_r = 0,5 t_g \quad (2.27)$$

$$T_{0,3} = \alpha, T_g \quad (2.28)$$

T<sub>g</sub> merupakan time lag, yaitu waktu antara hujan sampai debit puncak banjir (jam). Dihitung dengan ketentuan sebagai berikut:

$$T_g = 0,40 + 0,058 \times L, \text{ untuk } L > 15 \text{ km} \quad (2.29)$$

$$T_g = 0,21 \times L^{0,7}, \text{ untuk } L < 15 \text{ km} \quad (2.30)$$

Dimana,

T<sub>r</sub> = satuan waktu hujan (jam)

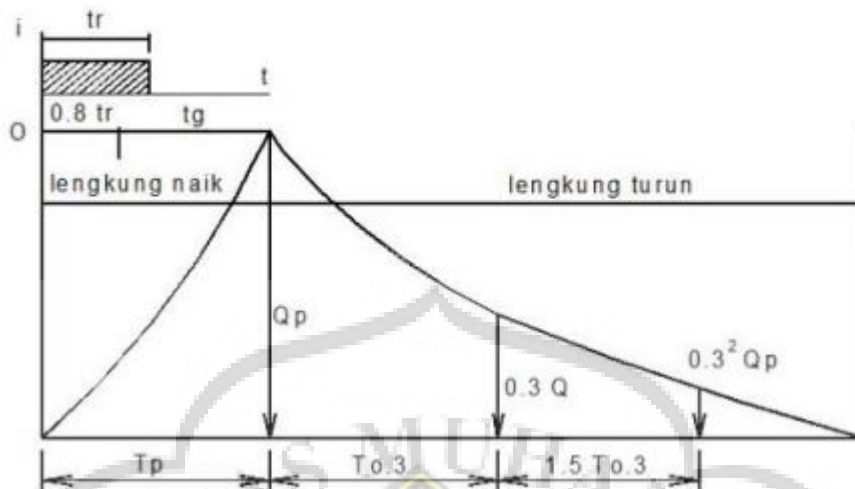
$$\alpha = \text{parameter hidrograf, } \frac{0,47 \times (AxL)^{0,25}}{(T_g)} \quad (2.31)$$

untuk =

α = 2, pada daerah pengaliran biasa

α = 1,5, pada bagian naik hidrograf lambat dan turun cepat

α = 3, pada bagian naik hidrograf cepat dan turun lambat



Gambar 2. 2 Hidrograf Satuan Sintetik Nakayasu.

(Sumber : Agus Suroso, 2014)

Persamaan Hidrograf Satuan Sintetik Nakayasu adalah : (Sihotang dkk, 2019)

a. Kurva naik :  $0 < t < T_p$

$$Q_a = \left( \frac{t}{T_p} \right)^{2.4} Q_p \quad (2.32)$$

Dimana =

$Q(t)$  = Limpasan sebelum mencari debit puncak ( $m^3$ )

$t$  = Waktu (jam)

b. Kurva turun

$$\text{Nilai} = T_p \leq t \leq (T_p + T_{0.3})$$

$$Q_{t1} = Q_p \times 0.3^{\left\{ \frac{(t-T_p)}{(1.5 \times 0.3)} \right\}} \quad (2.33)$$

$$\text{Nilai} = (T_p + T_{0.3}) \leq t \leq (T_p + T_{0.3} + 1.5 T_{0.3})$$

$$Q_{t2} = Q_p \times 0.3^{\left\{ \frac{(t-T_p + 0.5 T_{0.3})}{(1.5 \times T_{0.3})} \right\}} \quad (2.34)$$

$$\text{Nilai} = 1.5 T_{0.3} > (T_p + T_{0.3} + 1.5 T_{0.3})$$

$$Q_{t3} = Q_p \times 0.3^{\left\{ \frac{(t-T_p + 0.5 T_{0.3})}{(2 \times T_{0.3})} \right\}} \quad (2.35)$$