

## BAB II

### TINJAUAN PUSTAKA

#### 2.1. Analisa Hidrologi

Analisis hidrologi adalah proses untuk mempelajari dan memahami siklus air dalam suatu area, termasuk distribusi, pergerakan, dan kualitas air. Ini melibatkan pengumpulan data tentang curah hujan, aliran sungai, dan kondisi tanah, serta penggunaan model matematis untuk memprediksi respons sistem hidrologi terhadap berbagai faktor, seperti perubahan iklim atau penggunaan lahan. Analisis ini penting untuk perencanaan sumber daya air, manajemen banjir, dan pengelolaan lingkungan secara umum (Pania et al, 2023)

##### 2.1.1. Nilai Rata-Rata Hujan

Jumlah rata-rata hujan diperoleh dari mengambil rata-rata yang hitung dari stasiun hujan dalam area tersebut. Rumus yang digunakan adalah sebagai berikut:

$$\bar{X} = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n} \quad (2.1)$$

Keterangan:

X= Rata-rata hitung

N= Jumlah Data

Xi= Nilai pengukuran dari suatu variabel

##### 2.1.2. Deviasi Standar

Deviasi standar adalah salah satu ukuran dispersi yang paling umum digunakan. Jika variasi data terhadap nilai rata-rata sangat besar, maka deviasi standar akan memiliki nilai yang tinggi. Sebaliknya, jika variasi data kecil, maka nilai deviasi standar juga akan rendah. Berikut adalah rumus untuk menghitung deviasi standar

$$sd = \sqrt{\frac{\sum (xi - \bar{x})^2}{(n-1)}} \quad (2.2)$$

Keterangan:

Sd: Deviasi standart

Xi: Nilai Variant

X: Nilai Rata-Rata

N: Jumlah data

##### 2.1.3. Koefisien Skewness

$$CS = \frac{n \sum (Xi - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)sd^3} \quad (2.3)$$

Keterangan:

CS: Koefisien Skewness

Sd: Deviasi Standart

X: Nilai rata-rata

Xi: Data Ke-i

N: Jumlah Data

#### 2.1.4. Koefisien kurtosis

$$Ck = \frac{\frac{1}{n} \sum (Xi - \bar{X})^4}{(n-1)x(n-2)x(n-3)sd^4} \quad (2.4)$$

Keterangan:

Ck: Koefisien Kurtosis

Sd: Standart Deviasi

X: Nilai rata-rata

Xi: Data ke-i

N: Jumlah data

#### 2.1.5. Koefisien Variasi

$$Cv = \frac{Sd}{\bar{X}} \quad (2.5)$$

### 2.2. Analisa Curah Hujan Rata-Rata

Curah hujan rata-rata adalah data yang diperoleh dari stasiun pengamatan hujan dengan periode ulang 2, 5, 10, 15, 25, 50, hingga 100 tahun. Analisis curah hujan ini dapat dilakukan menggunakan metode rata-rata aritmatika, poligon Thiessen, serta isohyet (Rini and Prakasa, 2017)

#### 2.2.1. Metode Aritmatika

Metode ini merupakan cara paling sederhana untuk menghitung curah hujan rata-rata di suatu wilayah. Data dari beberapa stasiun yang diambil secara bersamaan dijumlahkan, lalu dibagi dengan jumlah stasiun tersebut. Biasanya, stasiun yang terletak di dalam Daerah Aliran Sungai (DAS) digunakan dalam perhitungan, namun stasiun yang berada di luar DAS tetapi masih berdekatan juga dapat dimasukkan dalam analisis

$$P = \frac{p_1 + p_2 + p_3 \dots + p_n}{n} \quad (2.6)$$

Keterangan :

P = Curah Hujan Rata-rata (mm/bulan)

Pi = Curah Hujan ke-I (mm/bulan)

n = Banyak data.

### 2.3. Analisa Curah Hujan Rencana

Curah hujan rencana merupakan analisis suatu peristiwa hujan selama periode waktu tertentu, seperti 5 tahun atau 10 tahun. Metode analisis ini untuk menghitung curah hujan rencana dapat dilakukan dengan:(Widyawati, Yuniarti, and Goejantoro 2021)

#### 2.3.1. Distribusi Normal

$$X_t = \bar{X} + K_t.S_d \quad (2.7)$$

Keterangan:

$X_t$ : Besarnya curah hujan dengan periode T ulang

$\bar{X}$ : Curah hujan rata-rata (mm)

$S_d$ : Standar Deviasi data hujan harian maksimum

$K_t$ : *standart variable* untuk periode ulang t tahun yang besarnya diberikan pada tabel berikut

Tabel 2. 1 Tabel Periode ulang T tahun

No	Periode Ulang (T) Tahun	Peluang	$K_t$
1	1.001	0.999	-3.05
2	1.005	0.995	-2.58
3	1.01	0.99	-2.33
4	1.05	0.95	-1.64
5	1.11	0.9	-1.28
6	1.25	0.8	-0.84
7	1.33	0.75	-0.67
8	1.43	0.7	-0.52
9	1.67	0.6	-0.25
10	2	0.5	0
11	2.5	0.4	0.25
12	3.33	0.3	0.52
13	4	0.25	0.67
14	5	0.2	0.84
15	10	0.1	1.28
16	20	0.05	1.64
17	25	0.06	1.75
18	50	0.02	2.05
19	100	0.01	2.33
20	200	0.005	2.58
21	500	0.002	2.88
22	1000000	0.001	3.09

Sumber: (Suripin,2004)

#### 2.3.2. Distribusi Log Normal

$$X_t = \bar{X} + K_t.S_d \quad (2.8)$$

Keterangan:

$X_t$ : Besarnya curah hujan dengan periode T ulang

$\bar{X}$ : Curah hujan rata-rata (mm)

$S_d$ : Standar Deviasi data hujan harian maksimum

$K_t$ : *standart variable* untuk periode ulang t tahun yang besarnya diberikan pada tabel berikut:

Tabel 2. 2 Periode Ulang Distribusi Log Normal

T (Tahun)	Kt	T (Tahun)	Kt	T (Tahun)	Kt
1	-1.86	20	1.89	90	3.34
2	-0.22	25	2.10	100	3.45
3	0.17	30	2.27	110	3.53
4	0.44	35	2.41	120	3.62
5	0.64	40	2.54	130	3.70
6	0.81	45	2.65	140	3.77
7	0.95	50	2.75	150	3.84
8	1.06	55	2.86	160	3.91
9	1.17	60	2.93	170	3.97
10	1.26	65	3.02	180	4.03
11	1.35	70	3.08	190	4.09
12	1.43	75	3.60	200	4.14
13	1.50	80	3.21	221	4.24
14	1.57	85	3.28	240	4.33

Sumber: (C.D soemarto, 1999)

### 2.3.3. Distribusi Gumbel

Untuk menghitung curah hujan rencana dengan metode sebaran Gumbel digunakan persamaan distribusi frekuensi empiris sebagai berikut:

$$X_T = \bar{X} + \frac{Sd}{S_n} (Y_T - Y_n) \quad (2.9)$$

$$Sd = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad (2.10)$$

Keterangan :

$X_T$  = nilai hujan rencana dengan data ukur T tahun.

= nilai rata - rata hujan

$Sd$  = standar deviasi (simpangan baku)

$Y_T$  = nilai reduksi variat (reduced variate) dari variabel yang diharapkan terjadi pada periode ulang T tahun, dapat dilihat pada Tabel 1

$Y_n$  = nilai rata-rata dari reduksi variat (reduce mean) nilainya tergantung dari jumlah data (n), dapat dilihat pada Tabel 2

$S_n$  = deviasi standar dari reduksi variat (reduced standart deviation) nilainya tergantung dari jumlah data (n), dapat dilihat pada Tabel

*Tabel 2. 3 Nilai Reduksi Variat (Yt)*

Periode Ulang ( Tahun )	Reduced Variate
2	0,3665
5	1,4999
10	2,2502
20	2,9606
25	3,1985
50	3,9019
100	4,6001
200	5,2960
500	6,2140
1000	6,9190
5000	8,5390
10000	9,9210

Sumber: (C.D Soemarto, 1999)

*Tabel 2. 4 Nilai Rata-Rata dari variant (Yn)*

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0.4952	0.4996	0.5035	0.507	0.51	0.5128	0.5157	0.5181	0.5202	0.522
20	0.5236	0.5252	0.5268	0.5283	0.5296	0.53	0.582	0.5882	0.5343	0.5353
30	0.5363	0.5371	0.538	0.5388	0.5396	0.54	0.541	0.5418	0.5424	0.543
40	0.5463	0.5442	0.5448	0.5453	0.5458	0.5468	0.5468	0.5473	0.5477	0.5481
50	0.5485	0.5489	0.5493	0.5497	0.5501	0.5504	0.5508	0.5511	0.5515	0.5518
60	0.5521	0.5524	0.5527	0.553	0.5533	0.5535	0.5538	0.554	0.5543	0.5545
70	0.5548	0.555	0.5552	0.5555	0.5557	0.5559	0.5561	0.5563	0.5565	0.5567
80	0.5569	0.557	0.5572	0.5574	0.5576	0.5578	0.558	0.5581	0.5583	0.5585
90	0.5586	0.5587	0.5589	0.5591	0.5592	0.5593	0.5595	0.5596	0.5598	0.5599
100	0.56									

Sumber: (C.D Soemarto, 1999)

*Tabel 2. 5 Deviasi Standar dari reduksi variat (Sn)*

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0.9496	0.9676	0.9833	0.9971	1.0095	1.0206	1.0316	1.0411	1.0493	1.0565
20	1.0628	1.0696	1.0754	1.0811	1.0864	1.0315	1.0961	1.1004	1.1047	1.1080
30	1.1124	1.1159	1.1193	1.1226	1.1255	1.1285	1.1313	1.1339	1.1363	1.1388
40	1.1413	1.1436	1.1458	1.1480	1.1499	1.1519	1.1538	1.1557	1.1574	1.1590
50	1.1607	1.1923	1.1638	1.1658	1.1667	1.1681	1.1696	1.1708	1.1721	1.1734
60	1.1747	1.1759	1.1770	1.1782	1.1793	1.1803	1.1814	1.1824	1.1834	1.1844
70	1.1854	1.1863	1.1873	1.1881	1.1890	1.1898	1.1906	1.1915	1.1923	1.1930
80	1.1938	1.1945	1.1953	1.1959	1.1967	1.1973	1.1980	1.1987	1.1994	1.2001
90	1.2007	1.2013	1.2026	1.2032	1.2038	1.2044	1.2046	1.2049	1.2055	1.2060
100	1.2065									

Sumber: (C.D Soemarto, 1999)

#### 2.3.4. Distribusi Log Pearson Tipe III

$$Y = \bar{Y} + K \cdot S \quad (2.11)$$

$$\log(XT) = \log(\bar{X}) + K \cdot Sd \quad (2.12)$$

$$Sd = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log(Xi) - (\log(\bar{X}))^2}{n-1}} \quad (2.13)$$

$$\log(X) = \frac{\sum_{i=1}^n (\log(Xi))}{n} \quad (2.14)$$

$$Cs = \frac{\sum_{i=1}^n (\log(Xi) - (\log(\bar{X}))^3}{(n-1) - (n-2)Sd^3} \quad (2.14)$$

Keterangan:

Y = log(XT) yaitu nilai curah hujan periode ulang tahun

X = Data curah hujan

$\bar{Y} = \log(\bar{X})$  = Nilai rata-rata curah hujan logaritmik

Sd = Standar deviasi

K = Karakteristik distribusi Log Pearson Tipe III

Cs = Koefisien Skewness/Koefisien Kemencengan

n = Jumlah data hujan

Tabel 2. 6 Deviasi Standar dari reduksi variat (Sn)

Koef Kemencengan (Cs)	Periode Ulang (tahun)							
	2	5	10	25	50	100	200	1000
	Peluang (%)							
	50	20	10	4	2	1	0.5	0.1
3	-0.4	0.42	1.18	2.28	3.152	4.051	4.97	7.25
2.5	-0.36	0.518	1.25	2.26	3.048	3.845	4.652	6.6
2.2	-0.33	0.574	1.284	2.24	2.97	3.705	4.444	6.2
2	-0.31	0.609	1.302	2.22	2.912	3.605	4.298	5.91
1.8	-0.28	0.643	1.318	2.19	2.848	3.499	4.147	5.66
1.6	-0.25	0.675	1.329	2.16	2.78	3.388	3.99	5.39
1.4	-0.23	0.705	1.337	2.13	2.706	3.271	3.828	5.11
1.2	-0.2	0.732	1.34	2.09	2.626	3.149	3.661	4.82
1	-0.16	0.758	1.34	2.04	2.542	3.022	3.489	4.54
0.9	-0.15	0.769	1.339	2.02	2.498	2.957	3.401	4.4
0.8	-0.13	0.78	1.336	2	2.453	2.891	3.312	4.25
0.7	-0.12	0.79	1.333	1.97	2.407	2.824	3.223	4.11
0.6	-0.1	0.8	1.328	1.94	2.359	2.755	3.132	3.96
0.5	-0.08	0.808	1.323	1.91	2.311	2.686	3.041	3.82
0.4	-0.07	0.816	1.317	1.88	2.261	2.615	2.949	3.67
0.3	-0.05	0.824	1.309	1.85	2.211	2.544	2.856	3.53
0.2	-0.03	0.83	1.301	1.82	2.159	2.472	2.763	3.38
0.1	-0.02	0.836	1.292	1.79	2.107	2.4	2.67	3.24



Tabel 2. 7 Deviasi Standar dari reduksi variat (Sn) (Lanjutan)

Koef Kemencengan (Cs)	Periode Ulang (tahun)							
	2	5	10	25	50	100	200	1000
	Peluang (%)							
	50	20	10	4	2	1	0.5	0.1
0	0	0.842	1.282	1.75	2.054	2.326	2.576	3.09
-0.1	0.017	0.836	1.27	1.72	2	2.252	2.482	3.95
-0.2	0.033	0.85	1.258	1.68	1.945	2.178	2.388	2.81
-0.3	0.05	0.853	1.245	1.64	1.89	2.104	2.294	2.68
-0.4	0.066	0.855	1.231	1.61	1.834	2.029	2.201	2.54
-0.5	0.083	0.856	1.216	1.57	1.777	1.955	2.108	2.4
-0.6	0.099	0.857	1.2	1.53	1.72	1,880	2.016	2.28
-0.7	0.116	0.857	1.183	1.49	1.663	1.806	1.926	2.15
-0.8	0.132	0.856	1.166	1.49	1.606	1.733	1.837	2.04
-0.9	0.148	0.854	1.147	1.41	1.549	1.66	1.749	1.91
-1	0.164	0.852	1.128	1.37	1.492	1.588	1.664	1.8
-1.2	0.195	0.844	1.086	1.28	1.379	1.449	1.501	1.63
-1.4	0.225	0.832	1.041	1.2	1.27	1.318	1.351	1.47
-1.6	0.254	0.817	0.994	1.12	1.166	1.2	1.216	1.28
-1.8	0.282	0.799	0.945	1.04	1.069	1.089	1.097	1.13
-2	0.307	0.777	0.895	0.96	0.98	0.99	1.995	1
-2.2	0.33	0.752	0.844	0.89	0.9	0.905	0.907	0.91
-2.5	0.36	0.711	0.771	0.79	0.798	0.799	0.8	0.8
-3	0.396	0.636	0.66	0.67	0.666	0.667	0.667	0.67

Sumber: (C.D Soemarto, 1999)

## 2.4. Uji Kecocokan

Menurut Soewarno (2014), untuk menentukan kecocokan (the goodness of fit test) distribusi frekuensi dari sampel data terhadap fungsi distribusi yang diperkirakan dapat menggambarkan atau mewakili distribusi frekuensi tersebut diperlukan pengujian parameter. Untuk keperluan analisis uji kecocokan digunakan tiga metode statistik yaitu Uji Kolmogorov-Smirnov, Uji Chi Square

### 2.4.1 Uji Chi- Kuadrat

Uji Chi-Square dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan distribusi yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sampel data yang dianalisis. Statistika uji Chi Square ditentukan berdasarkan:

$$X^2 = \sum_1^n \frac{(Of - Ef)^2}{Ef} \quad (2.16)$$

Keterangan:

$X^2$  = parameter chi-square terhitung

$Ef$  = banyaknya pengamatan (frekuensi)

$Of$  = frekuensi yang diketahui pada kelas pembagi yang sama

Hasil perhitungan dari persamaan 2.17 akan menghasilkan variabel acak, sehingga tabel chi-kuadrat dapat digunakan untuk menentukan nilai kritis dari distribusi chi-kuadrat, seperti yang tercantum dalam Tabel 2.7 berikut ini:

*Tabel 2. 8 Nilai Kritis Uji Chi-Kuadrat*

df	0.1	0.05	0.025	0.001	0.005
1	2.705543	3.841459	5.023886	6.634897	7.879439
2	4.605170	5.991465	7.377759	9.210340	10.596635
3	6.251389	7.814728	9.348404	11.344867	12.838156
4	7.779440	9.487729	11.143287	13.276704	14.860259
5	9.236357	11.070498	12.832502	15.086272	16.749602
6	10.644641	12.591587	14.449375	16.811894	18.547584
7	12.017037	14.067140	16.012764	18.475307	20.277740
8	13.361566	15.507313	17.534546	20.090235	21.954955
9	14.683657	16.918978	19.022768	21.665994	23.589351
10	15.987179	18.307038	20.483177	23.209251	25.188180
11	17.275009	19.675138	21.920049	24.724970	26.756849
12	18.549348	21.026070	23.336664	26.216967	28.299519
13	19.811929	22.362032	24.735605	27.688250	29.819471
14	21.064144	23.684791	26.118948	29.141238	31.319350
15	22.307130	24.995790	27.488393	30.577914	32.801321
16	23.541829	26.296228	28.845351	31.999927	34.267187
17	24.769035	27.587112	30.191009	33.408664	35.718466
18	25.989423	28.869299	31.526378	34.805306	37.156451
19	27.203571	30.143527	32.852327	36.190869	38.582257
20	28.411981	31.410433	34.169607	37.566235	39.996846

*Sumber: (Soewarno, 1995)*

Tabel 2.8 menyajikan distribusi nilai kritis berdasarkan tingkat kepercayaan yang dipakai. Perhitungan selanjutnya mencakup derajat kebebasan (DK) yang dihitung menggunakan rumus sebagai berikut:

$$DK = K - (\alpha + 1) \quad (2.17)$$

$$K = 1 + 1.33 \log n \quad (2.18)$$

Dimana:

K = Jumlah kelas distribusi

$\alpha = 2 \rightarrow$  Untuk uji chi-kuadrat

n = jumlah data

#### 2.4.2 Uji Smirnov Kolmogorov

Uji Smirnov-Kolmogorov biasanya digunakan untuk menguji kesesuaian antara peluang empiris dengan peluang teoritis dengan mengevaluasi selisih terbesar di antara



keduanya. Uji ini sering disebut sebagai uji non-parametrik karena tidak bergantung pada fungsi distribusi tertentu. Persamaan yang digunakan adalah sebagai berikut :

$$D_{maksimum} = [ P(X_m) - P'(X_m) ] \quad (2.19)$$

Berdasarkan hasil perhitungan data diperoleh perbedaan atau perbandingan yang maksimum antara distribusi secara teoritis dengan distribusi empiris yang di namakan dengan Dmaks. Lalu nilai hasil perhitungan Dmaks dibandingkan dengan nilai hasil Dkritis yang diperoleh berdasarkan tabel suatu derajat yang tertentu dengan nilai kritisnya (significant level)  $\alpha = 5\%$ . Jika Dkritis > Dmaks, maka hipotesa diterima.

Tabel 2. 9 Nilai *DO Kritis* untuk uji kecocokan

N	a (derajat kepercayaan)			
	0.20	0.10	0.05	0.01
5	0.45	0.51	0.56	0.67
10	0.32	0.37	0.41	0.49
15	0.27	0.30	0.34	0.40
20	0.23	0.26	0.29	0.36
25	0.21	0.24	0.27	0.32
30	0.19	0.22	0.24	0.29
35	0.18	0.20	0.23	0.27
40	0.17	0.19	0.21	0.25
45	0.16	0.18	0.20	0.24
50	0.15	0.17	0.19	0.23

Sumber: (Soewarno, 1995)

## 2.5. Waktu Konsentrasi

Waktu konsentrasi/ *time concentration* ( $t_c$ ) merupakan waktu yang di perlukan oleh hujan yang jatuh pada titik terjauh suatu daerah aliran sungai (DAS) untuk mencapai outlet. Persamaan yang di gunakan adalah sebagai berikut: (Prof. Dr. Ir. Lily Mon ta rci h Li mantara 2019)

$$t_c = 0.0195 \cdot L^{0.77} \cdot S^{-0.385} \quad (2.20)$$

Keterangan:

$T_c$  = Waktu Konsentrasi (jam)

$L$  = Panjang Sungai (km)

$H$  = Selisih Tinggi antara sumber air terjauh menuju outlet

$S$  = Kemiringan rata-rata aliran (tanpa dimensi, meter/meter)

## 2.6. Intensitas hujan metode Mononobe

Intensitas hujan adalah besarnya curah hujan per satuan waktu, umumnya dinyatakan dalam mm/jam, yang menggambarkan konsentrasi hujan dalam suatu durasi tertentu. Metode Mononobe merupakan salah satu metode empiris yang banyak digunakan di Indonesia untuk

mengubah hujan rancangan harian 24 jam menjadi intensitas hujan jam-jaman, terutama pada daerah yang tidak memiliki data hujan dengan interval waktu pendek

Perhitungan Distribusi Hujan Jam-Jaman mononobe, Menggunakan Persamaan berikut:

$$R_T = \left( \frac{R_{24}}{t} \right) \times \left( \frac{t}{T} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.21)$$

Dimana:

$R_T$  = Intensitas Hujan Rata-rata Dalam T Jam (mm/jam)

$R_{24}$  = Curah Hujan Efektif Dalam Satu Hari (mm)

$T$  = Waktu Mulai Hujan (jam)

$t$  = Waktu Konsentrasi Hujan (Jam) (Untuk Indonesia  $t = 6$  jam)

Perhitungan Curah Hujan Efektif ( $R_n$ )

$$R_n = C \times R \quad (2.22)$$

Dimana:

$C$  = Koefisien pengaliran

$R$  = Curah hujan rancangan Distribusi Log Person Tipe III

## 2.7. Debit Banjir Rencana

Debit banjir rencana merupakan perkiraan besar aliran banjir yang dijadikan acuan dalam merancang tingkat perlindungan terhadap bahaya banjir di suatu wilayah. Nilai debit ini diperoleh melalui pendekatan probabilistik untuk memperkirakan kemungkinan terjadinya banjir maksimum. Secara teoritis, nilai debit tersebut hanya berlaku pada satu lokasi di sepanjang sungai, sehingga besarnya dapat berbeda-beda di setiap segmen sungai. Perhitungan debit banjir rencana dilakukan dengan berbagai metode, tergantung pada ketersediaan dan karakteristik data hidrologi yang dimiliki. Dalam analisis ini, digunakan Metode Hidrograf Satuan Sintetik.

$$Q = \frac{C \cdot A \cdot I}{3.6}$$

Dimana:

$Q$  = debit banjir rencana ( $m^3/det$ )

$C$  = koefisien limpasan

$I$  = intensitas hujan rencana (mm/jam)

$A$  = Luas daerah aliran sungai ( $km^2$ )

(2.23)

## 2.8. Metode Hidrograf Satuan Sintetik

Hidrograf Satuan Sintetis (HSS), atau dikenal juga sebagai *Synthetic Unit Hydrograph (SUH)*, adalah hidrograf limpasan langsung buatan (artifisial) yang diturunkan atau dikembangkan berdasarkan karakteristik fisik dan morfometri dari suatu Daerah Aliran Sungai (DAS), bukan dari data debit dan curah hujan observasi yang terukur (data historis).

### 2.8.1 Metode HSS SNYDER

Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Metode Snyder adalah salah satu metode HSS yang paling dikenal dan banyak digunakan, yang dikembangkan oleh Franklin F. Snyder pada tahun

1938. Metode ini merupakan pendekatan empiris untuk menurunkan Hidrograf Satuan (HS) buatan pada Daerah Aliran Sungai (DAS) yang tidak memiliki data debit terukur.

1. Fokus Utama : Waktu kelambatan dan debit puncak

Snyder menemukan bahwa karakteristik hidrograf, terutama waktu kelambatan (TL) dan debit puncak (Qp), berkorelasi erat dengan dua karakteristik fisik DAS, yaitu luas DAS (A) dan panjang sungai utama (L). Persamaan dasar yang diperkenalkan Snyder adalah untuk menghitung Waktu Kelambatan (Time Lag), yang merupakan waktu dari pusat hujan efektif hingga terjadinya debit puncak.

Rumus-Rumus HSS Snyder

a. Mencari waktu mulai titik berat hujan sampai debit puncak (tp )

$$TL = Ct (L \times Lc) \quad (2.24)$$

Keterangan:

TL : Waktu kelambatan dari pusat hujan efektif hingga debit puncak.

Ct : Koefisien penyesuaian waktu yang menggambarkan karakteristik DAS (kemiringan, tutupan lahan, dan sebagainya).

L : Panjang sungai utama dari outlet hingga batas DAS.

Lc : arak dari outlet menuju titik di sungai utama yang terdekat dengan pusat DAS.

b. Mencari waktu mencapai puncak banjir (tp')

$$tp' = tp + 0,25 (tr - te) \quad (2.25)$$

c. Mencari lama curah hujan efektif (tr)

$$tr = \frac{tp}{5.5} \quad (2.26)$$

d. Menghitung debit puncak (Qp)

$$Qp = qp \times A \quad (2.27)$$

$$qp = 0.278 \frac{cp}{tp} \quad (2.28)$$

Keterangan:

Qp : Debit puncak (misalnya dalam m<sup>3</sup>/det).

A : Luas DAS

Tp : Waktu ke puncak (selang waktu dari awal hujan efektif sampai debit puncak).

Cp : Koefisien penyesuaian puncak yang merepresentasikan karakteristik limpasan dan penyimpanan dalam DAS

e. Menghitung koefisien λ dan

$$\lambda = Q_p \cdot T_p / (A \cdot h)$$

$$a = 1,32\lambda^2 + 0,15\lambda + 0,045 \quad (2.29)$$

## 2. Keunggulan

Keunggulan utama metode Snyder adalah kemampuannya menentukan tiga parameter penting hidrograf satuan, yaitu waktu kelambatan, debit puncak, dan waktu dasar, hanya berdasarkan data hasil pengukuran peta dan karakteristik fisik DAS, tanpa memerlukan deret data debit historis. Dengan demikian, metode ini sangat bermanfaat untuk analisis banjir rencana pada DAS yang tidak memiliki catatan debit.

### 2.8.2 Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Nakayasu

Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Metode Nakayasu adalah model empiris yang dikembangkan oleh insinyur Jepang berdasarkan studi hidrologi pada sejumlah Daerah Aliran Sungai (DAS) di Jepang. Model ini digunakan untuk mensintesis (membuat) Hidrograf Satuan (HS) pada DAS yang tidak memiliki data debit terukur atau data historis yang memadai.

#### 1. Pendekatan Empiris Berbasis Waktu

Nakayasu mengaitkan karakteristik bentuk hidrograf terutama waktu konsentrasi ( $T_g$ ) dan waktu menuju puncak ( $T_p$ ) dengan parameter morfometri DAS, seperti panjang sungai utama ( $L$ ). Pendekatan ini bersifat empiris, sehingga cocok untuk DAS yang memiliki keterbatasan data hidrologi.

#### 2. Model Kurva Naik Turun (Resesi)

Berbeda dengan beberapa metode HSS lain yang hanya memperhitungkan puncak hidrograf, Nakayasu memberikan formulasi matematika yang jelas untuk:

- Kurva naik (rising limb)
- Kurva turun (recession limb)

Pada bagian kurva turun, hidrograf dibagi menjadi tiga segmen resesi, dengan parameter waktu resesi ( $T_{0.3}$ ) yang dikorelasikan langsung dengan  $T_g$ . Pembagian ini membuat bentuk hidrograf lebih realistis dibanding pendekatan sederhana.

#### 3. Fokus Pada Estimasi Debit Puncak

Tujuan utama metode ini adalah membentuk hidrograf satuan sintetis sehingga dapat dihitung debit puncak banjir rencana ( $Q_p$ ).

Debit puncak dalam metode Nakayasu dihitung menggunakan rumus berikut:

$$Q = \frac{C \cdot A \cdot R_0}{3.6 (0.3 \times T_p \times T_{0.3})} \quad (2.30)$$

Dimana:

$Q_p$  : Debit puncak banjir (dalam satuan  $m^3/detik$ )

$C$  : Koefisien aliran permukaan

$A$  : Luas daerah tangkapan air hingga ke outlet (dalam satuan luas)

$R_o$  : Curah hujan efektif atau hujan satuan (dalam mm)

$T_p$  : Waktu dari awal hujan hingga tercapainya debit puncak (dalam jam)

$T_{0,3}$  : Waktu yang dibutuhkan untuk penurunan debit dari puncak hingga mencapai 30% dari debit puncak

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

$$T_p = t_g + 0,8 \times t_r \quad (2.31)$$

$$T_{0,3} = t_a \times t_g \quad (2.32)$$

$$t_r = 0,75 \times t_g \text{ s.d. } t_g \quad (2.33)$$

Di mana  $t_g$  adalah *time lag*, yaitu selang waktu dari awal hujan hingga tercapainya debit banjir puncak (dalam jam).

Nilai  $t_g$  ditentukan berdasarkan panjang alur sungai ( $L$ ) sebagai berikut:

- Untuk sungai dengan panjang alur  $L < 15$  km:  $t_g = 0,21 \times L^{0.7}$
- Untuk sungai dengan panjang alur  $L > 15$  km:  $t_g = 0,4 + 0,058 \times L$

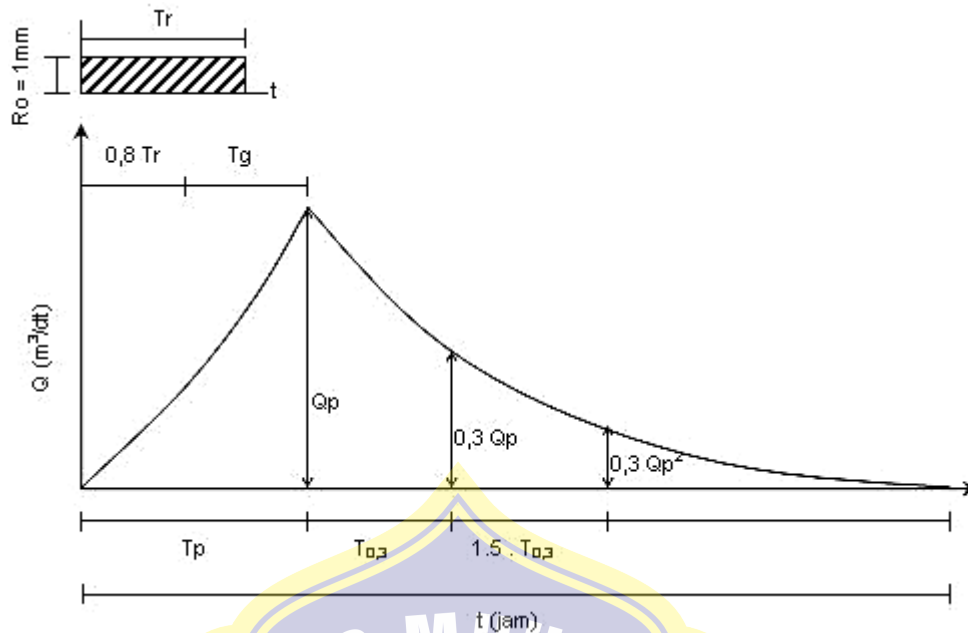
**Keterangan:**

- **$t_r$**  : Waktu konsentrasi hujan (jam)
- **$a$**  : Parameter bentuk hidrograf, dengan nilai sebagai berikut:
  - **$a = 2$**  → untuk daerah dengan aliran normal
  - **$a = 1,5$**  → untuk daerah dengan kenaikan hidrograf lambat dan penurunan cepat
  - **$a = 3$**  → untuk daerah dengan kenaikan hidrograf cepat dan penurunan lambat

*Tabel 2. 10 Rumus Kurva Naik Turun*

Karakteristik	Notasi	Persamaan
Lengkung Naik	$Q_a$	$Q_p \cdot (t/T_p)^{2,4}$
Lengkung Turun Tahap 1	$Q_{d1}$	$Q_p \cdot 0,3^{[(t-T_p)/T_{0,3}]}$
Lengkung Turun Tahap 2	$Q_{d2}$	$Q_p \cdot 0,3^{[(t-T_p+0,5T_{0,3})/1,5T_{0,3}]}$
Lengkung Turun Tahap 3	$Q_{d3}$	$Q_p \cdot 0,3^{[(t-T_p+1,5T_{0,3})/2T_{0,3}]}$

*Sumber:* Jurnal (Natakusumah, Hatmoko, and Harlan 2011)



Gambar 2. 1 Kurva Naik Turun  
(Sumber: Dantje K. Natakusumah, 2011)

## 2.9. Debit Banjir Terukur (Measured Flood Discharge)

Debit banjir terukur adalah besaran aliran air yang melewati suatu penampang sungai per satuan waktu, yang diperoleh secara langsung melalui pengukuran di lapangan. Nilai ini didapatkan dari hasil observasi pada stasiun hidrologi (*stasiun duga air*) ketika terjadi peristiwa banjir, sehingga mencerminkan kondisi aliran sebenarnya tanpa melalui proses perhitungan atau pemodelan.

Konsep utama debit banjir terukur seperti berikut:

### 1 Debit (Discharge, Q)

Debit merupakan laju aliran air yang mengalir melalui suatu penampang sungai, dinyatakan dalam satuan volume per waktu, umumnya  $\text{m}^3/\text{s}$ . Parameter ini menggambarkan besarnya aliran yang melintas pada saat tertentu.

### 2 Terukur (Measured)

Istilah terukur menunjukkan bahwa nilai debit yang digunakan merupakan hasil pengamatan langsung, bukan hasil perhitungan estimatif, pemodelan matematis, maupun hidrograf satuan sintetis. Dengan demikian, debit terukur dianggap sebagai data paling nyata (*ground truth*) untuk menggambarkan karakteristik banjir pada suatu lokasi.

### 3 Proses Perolehan Data Debit Terukur

Data debit banjir terukur umumnya diperoleh melalui dua tahapan utama, yaitu:

- Pengukuran Tinggi Muka Air (TMA)

TMA dicatat menggunakan staff gauge maupun perangkat otomatis seperti automatic water level recorder (AWLR). Data TMA merupakan dasar untuk mengetahui perubahan ketinggian permukaan air selama kejadian banjir.



- Penyusunan Kurva Lengkung Debit (Rating Curve)

Rating curve adalah hubungan empiris antara TMA dan debit aktual di lokasi tersebut. Kurva ini diperoleh dari pengukuran debit langsung menggunakan alat seperti current meter pada beberapa kondisi muka air. Melalui kurva ini, nilai TMA hasil pencatatan dapat dikonversikan menjadi debit ( $Q$ ) yang sebenarnya.

## 2.10. Metode Regresi Linear

Metode regresi linear merupakan pendekatan statistik yang digunakan untuk menentukan hubungan matematis antara satu variabel tak bebas (dependent variable), yaitu debit banjir, dan satu variabel bebas (independent variable), yaitu tahun atau parameter lain yang relevan. Pada penelitian ini, regresi linear sederhana digunakan untuk mengestimasi nilai debit banjir pada tahun dan bulan yang datanya tidak tercatat, dengan menggunakan data debit banjir pada tahun-tahun lain yang tersedia

$$\text{Prinsip Dasar : } Y = \alpha + bX \quad (2.34)$$

Keterangan:

Y= Debit banjir

X= Tahun

## 2.11. Evaluasi Ketelitian (Validasi Model HSS)

Analisis simpangan debit banjir dilakukan setelah perhitungan debit banjir rencana menggunakan HSS Snyder dan HSS Nakayasu, dengan Evaluasi Ketelitian Model menggunakan metrik Relative Error Percentage (RE%) dan Root Mean Square Error (RMSE). Berdasarkan, [Carolina, Suryadi, and Kendarto (2022)] Menyatakan, nilai Relative Error (RE) mewakili perbedaan volume limpasan yang dihitung dan yang diukur. Kriteria model yang baik seringkali mensyaratkan nilai RE ini kurang dari 5% untuk dianggap memadai

### 2.11.1 Kesalahan Relatif

Kesalahan Relatif (*Relative Error* - RE) adalah nilai yang menyatakan simpangan persentase antara nilai yang diprediksi (hasil perhitungan model) dengan nilai observasi (terukur). RE memberikan indikasi seberapa besar proporsi kesalahan terhadap nilai acuan yang dianggap benar atau akurat. Kesalahan ini dinyatakan dalam bentuk persentase, yang memberikan gambaran mudah tentang proporsi kesalahan terhadap nilai yang sebenarnya. Persamaan yang digunakan adalah:

$$RE = \frac{1}{n} \left( \frac{|X_i - Y_i|}{X_i} \right) \times 100\% \quad (2.35)$$

Keterangan:

RE = Kesalahan relative error (%)

$X_i$  = Debit banjir observasi periode ke-i

$Y_i$  = Debit banjir simulasi periode ke-i

n = Jumlah data

### 2.11.2 Akar Rata-Rata Kuadrat Kesalahan (Root Mean Square Error, RMSE)

Root Mean Square Error (RMSE) adalah metrik statistik yang memberikan estimasi mengenai akar dari rata-rata kuadrat kesalahan antara nilai-nilai yang diprediksi oleh suatu metode dan nilai-nilai observasi (sebenarnya). RMSE sangat berguna karena memberikan penekanan lebih pada kesalahan yang besar (simpangan ekstrem) karena selisihnya dikuadratkan sebelum dirata-ratakan, sehingga efektif mencerminkan akurasi dan variabilitas kesalahan model.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}{n}} \quad (2.36)$$

Keterangan:

$R_{MSE}$  = Root Mean Square Error

$X_i$  = Debit banjir observasi periode ke- $i$

$Y_i$  = Debit banjir simulasi periode ke- $i$

$n$  = Jumlah data

