

HIDROLOGI TERAPAN

by Achmad Syarifudin

Submission date: 24-Jun-2020 08:16AM (UTC+0700)

Submission ID: 1348813713

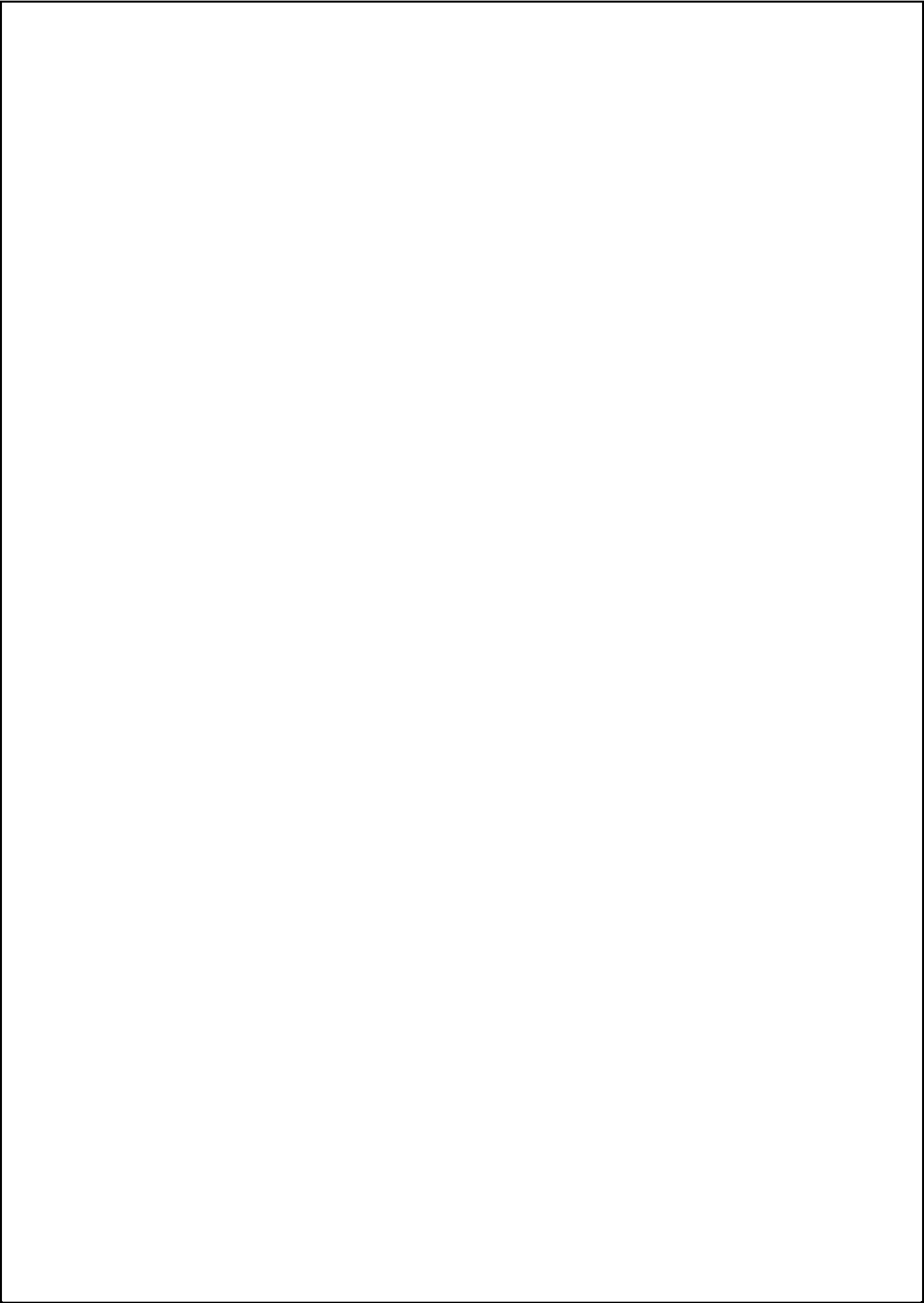
File name: HIDROLOGI_TERAPAN_OK.docx (1.02M)

Word count: 7177

Character count: 42034

HIDROLOGI TERAPAN

DR. IR. A SYARIFUDIN, M.SC, PU-SDA



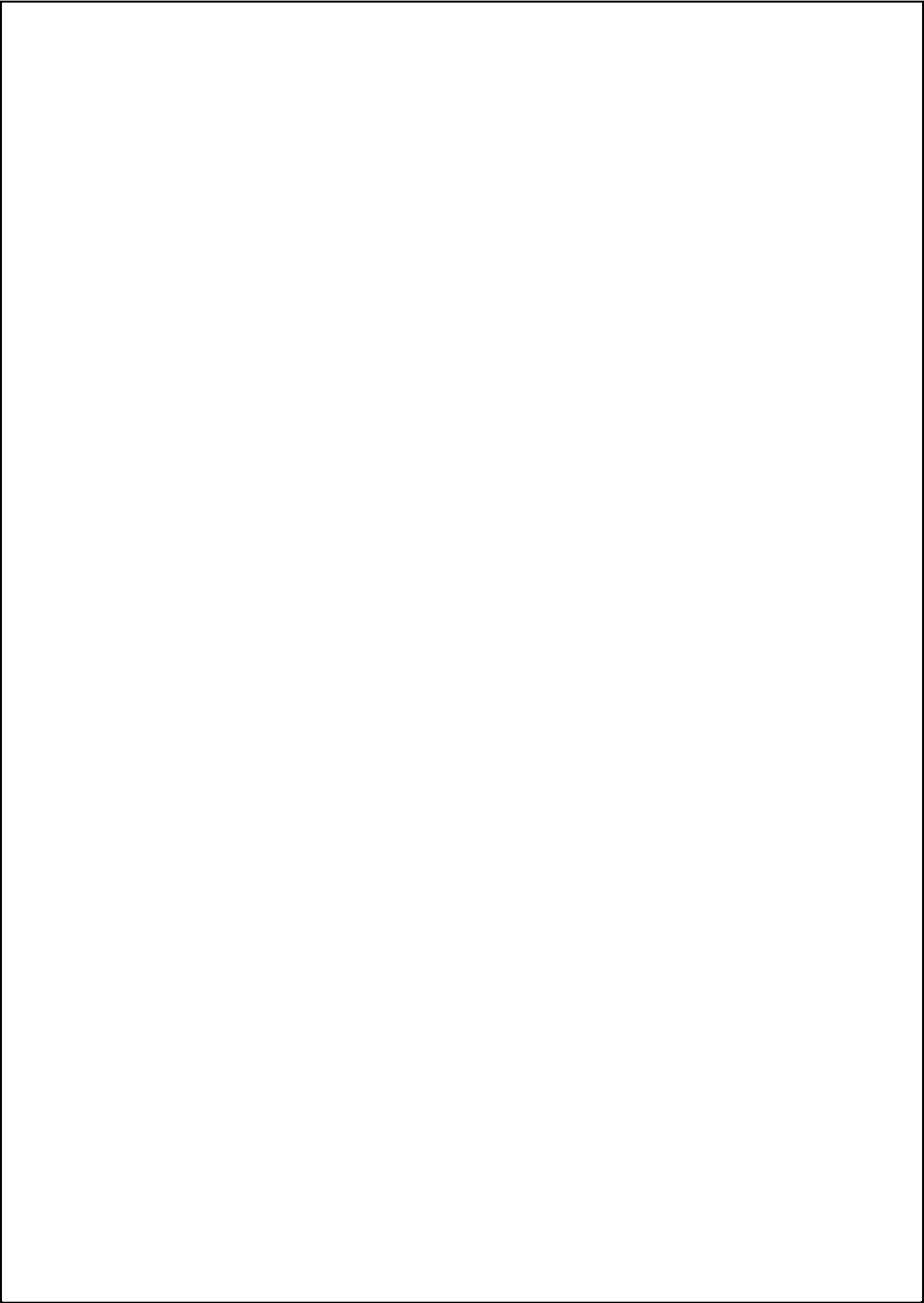
Untuk Istri & Anak2:

Dra. Hj. Rini Herlina R, M.Pd

Henggar Risa Destania, ST, M.Eng

Adie Yudha Prawira, ST

Naufallah Dinda Harumi



SAMBUTAN

Sebelum saya dipercaya oleh Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat Republik Indonesia sebagai Direktur Jenderal Bina Marga, saya banyak berkecimpung di Bidang Sumber Daya Air jadi saya tahu persis bahwa di Bidang keairan sangat diperlukan buku-buku yang berkaitan dengan SDA dan Bangunan Air.

Dengan diterbitkannya buku di bidang Teknik Sipil khususnya di bidang Sumber Daya Air (SDA) perlu disambut baik karena hal tersebut berarti semakin menambah perbendaharaan buku terutama diperuntukkan bagi mahasiswa.

Semoga buku ini bermanfaat bagi pembaca dan mahasiswa S-1 dalam menganalisis data curah hujan menjadi debit rancangan untuk bangunan keairan.

Jakarta, April 2017

Direktur Jenderal Bina Marga
Kementerian PUPR,

Dr. Ir. Arie Setiadi Moerwanto, M.Sc

KATA PENGANTAR

Puji syukur ke hadirat Allah SWT Rabb semesta alam dan penguasa hari pembalasan, Shalawat dan Salam senantiasa tercurah kepada Rasulullah SAW, atas taufiq dan hidayah-Nya sehingga penulis dapat mentelesaikan Buku “HIDROLOGI TERAPAN”

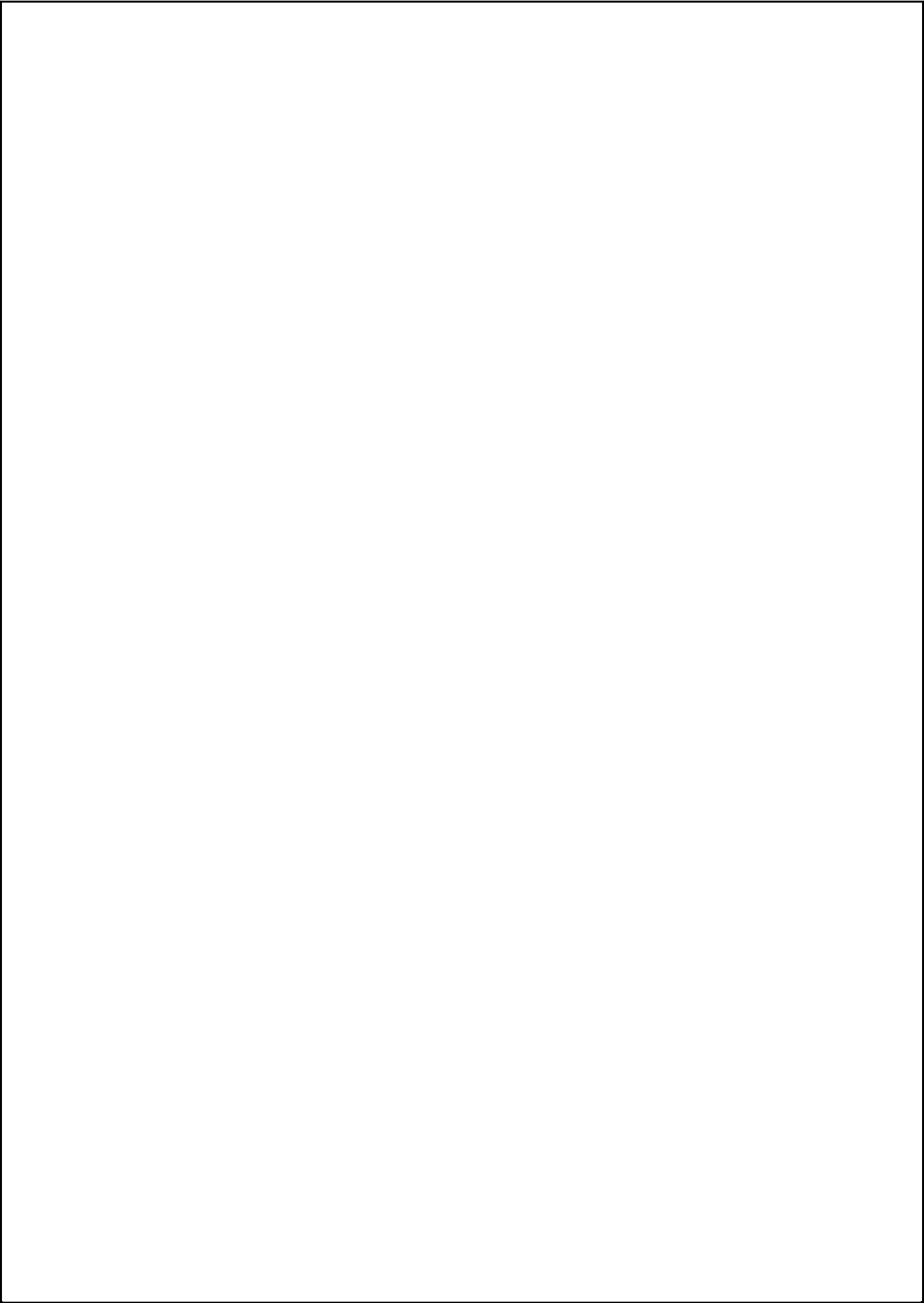
Dalam buku ini diuraikan secara singkat tentang pengertian hidrologi, siklus hidrlogi dan sejarah perkembangan hidrologi (Bab-1), Jaringan Sungai dan Topografi (Bab-2), KriteriaPerhitungan Debit Banjir (Bab-3), Penelusuran Banjir (Bab-4), dan Metode Perhitungan Debit Banjir (Bab-5).

Buku ini sengaja memasukkan studi kasus penanganan sungai Lempuing yang ada kaitannya dengan analisis hidrologi, agar pembaca nantinya dapat mengetahui konsep dalam penerapan analisis hidrologi di lapangan.

Penulis menyadari betul bahwa buku ini masih banyak terdapat kekurangan, oleh sebab itu dengan kerendahan hati penulis sangat mengharapkan masukan dan saran yang dapat menyempurnakan buku ini, sehingga dapat bermanfaat bagi kita semua, Amin

Palembang, Februari 2017

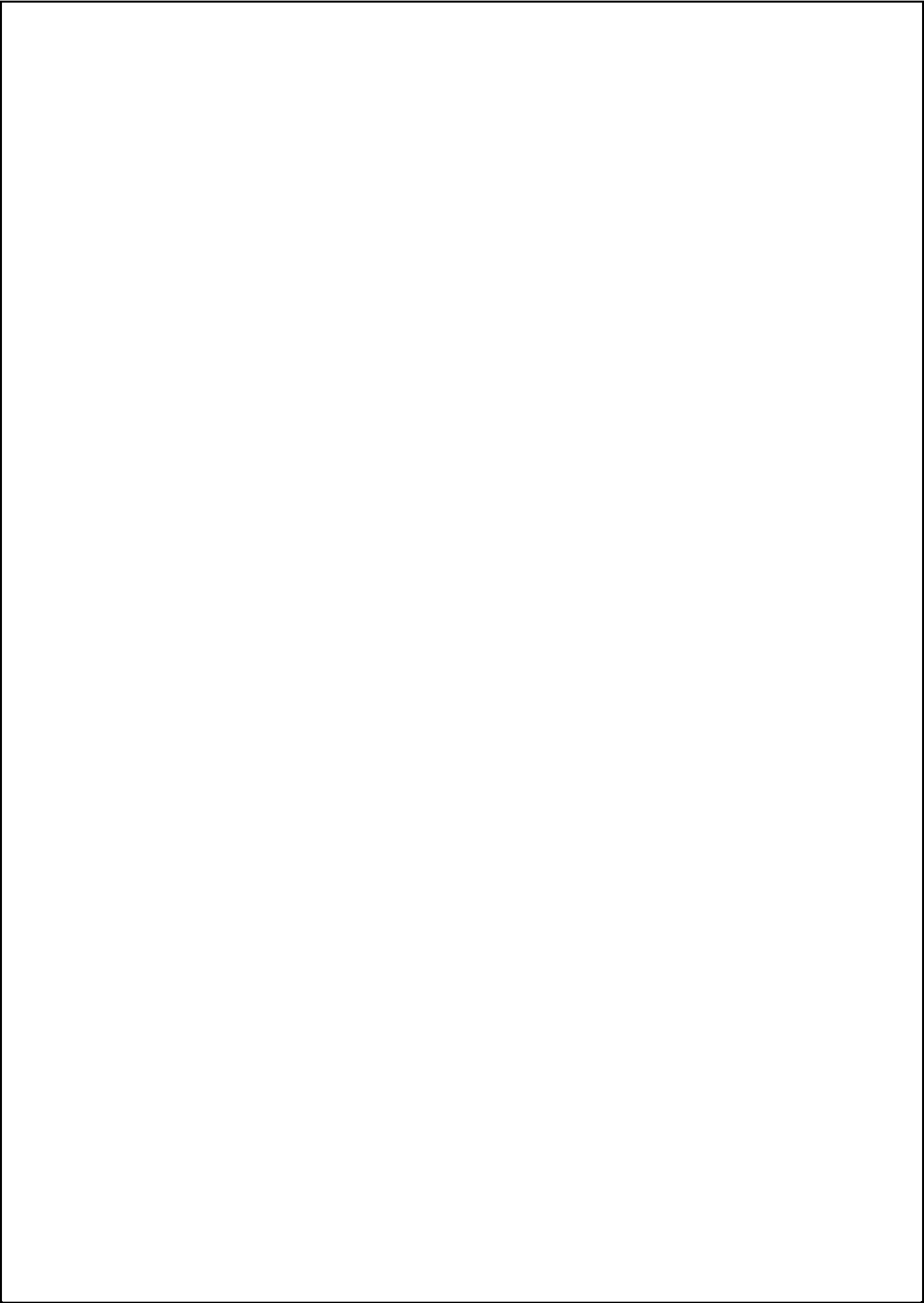
Penulis,



DAFTAR ISI

SAMBUTAN.....	
KATA PENGANTAR.....	v
DAFTAR ISI.....	ix
DAFTAR GAMBAR.....	xxv
DAFTAR TABEL.....	xxi
BAB 1 PENDAHULUAN.....	1
A. PENGERTIAN HIDROLOGI	8
B. SIKLUS HIDROLOGI	11
C. SEJARAH PERKEMBANGAN HIDROLOGI.....	13
1. Perkembangan Awal.....	13
2. Perkembangan pada abad sesudah masehi	14
3. Hidrologi Modern	14
BAB 2 JARINGAN SUNGAI DAN TOPOGRAFI.....	37
A. JARINGAN SUNGAI	38
B. TOPOGRAFI DAN KONDISI BANJIR.....	
C. CORAK DAERAH PENGALIRAN	
D. KERAPATAN SUNGAI.....	
BAB 3 KRITERIAN DESAIN	55
A. RUMUSAN DEBIT BANJIR	55
B. FORMULA IZZARD'S	58

BAB 4	PENELUSURAN BANJIR (FLOOD ROUTING)	67
A.	WAKTU KONSENTRASI (T_c)	67
B.	ANALISA KEJADIAN BANJIR	68
C.	DEBIT BANJIR	69
D.	CURAH HUJAN EFEKTIF	71
E.	DATA CURAH HUJAN	77
F.	FAKTOR REDUKSI & POLA DISTRIBUSI HUJAN	79
BAB 5	METODE PERHITUNGAN DEBIT BANJIR	89
A.	HIDROGRAF SATUAN SINTETIK GAMA-1	89
B.	HIDROGRAF SATUAN SINTETIK NAKAYASU	91
C.	HIDROGRAF SATUAN SINTETIK SNYDER	92
D.	HIDROGRAF SATUAN SINTETIK SCS-USA	95
E.	DEBIT BANJIR RENCANA	
SENARAI PUSTAKA		405



DAFTAR GAMBAR

Gambar 1.1	Skema Siklus Hidrologi.....	5
Gambar 4.2	Cara Polynomil atau Collins.....	37
Gambar 5.4	Hidrograf Nakayasu	48
Gambar 5.5	Hidrograf Synyder	50

DAFTAR TABEL

Tabel 2.2	Persentase Luas DAS Lempuing	11
Tabel 2.3	Koefisien Corak Sungai	13
Tabel 3.1	Koefisien Limpasan (Mannonobe).....	17
Tabel 3.2	Koefisien Limpasan dan Nilai Banding Kedap Air	18
Tabel 3.3	Retarding Koefisiem (Cr).....	19
Tabel 3.4.	Koefisien Limpasan Umum.....	19
Tabel 4.1	Curah Hujan Harian Maksimum DAS Lempuing.....	32
Tabel 4.2	Perbandingan Hasil Perhitungan Curah Hujan.....	34
Tabel 4.3	Faktor Reduksi	35
Tabel 4.4	Distribusi Hujan 24 jam	35
Tabel 5.1	Rumus Metode HSS	40
Tabel 5.2	Kala Ulang Minimum yang disarankan	56
Tabel 5.3	Debit Banjir Rencana pada DAS Lempuing	57

1 PENDAHULUAN

A. Pengertian Hidrologi

adalah sirkulasi air yang tidak pernah berhenti dari atmosfer ke bumi dan kembali ke atmosfer melalui [kondensasi](#), [presipitasi](#), [evaporasi](#) dan [transpirasi](#).

Presipitasi

Presipitasi pada pembentukan hujan, salju dan hujan batu (*hail*) yang berasal dari kumpulan awan. Awan-awan tersebut bergerak mengelilingi dunia, yang diatur oleh arus udara. Sebagai contoh, ketika awan-awan tersebut bergerak menuju pegunungan, awan-awan tersebut menjadi dingin, dan kemudian segera menjadi jenuh air yang kemudian air tersebut

Kondensasi (pengembunan)

Ketika uap air mengembang, mendingin dan kemudian berkondensasi, biasanya pada partikel-partikel debu kecil di udara. Ketika kondensasi terjadi dapat berubah

menjadi cair kembali atau langsung berubah menjadi padat (es, salju, hujan batu (*hail*)). Partikel-partikel air ini kemudian berkumpul dan membentuk awan.

Evaporasi (penguapan)

Ketika air dipanaskan oleh sinar matahari, permukaan molekul-molekul air memiliki cukup energi untuk melepaskan ikatan molekul air tersebut dan kemudian terlepas dan mengembang sebagai uap air yang tidak terlihat di atmosfer.

Sekitar 95.000 mil kubik air menguap ke angkasa setiap tahunnya. Hampir 80.000 mil kubik menguapnya dari lautan. Hanya 15.000 mil kubik berasal dari daratan, danau, sungai, dan lahan yang basah, dan yang paling penting juga berasal dari transpirasi oleh daun tanaman yang hidup. Proses semuanya itu disebut Evapotranspirasi.

Perkolasi

Beberapa presipitasi dan salju cair bergerak ke lapisan bawah tanah, mengalir secara infiltrasi atau perkolasi melalui celah-celah dan pori-pori tanah dan batuan

sehingga mencapai muka air tanah (*water table*) yang kemudian menjadi air bawah tanah.

1 Pemanasan air samudera oleh sinar matahari merupakan kunci proses siklus hidrologi tersebut dapat berjalan secara kontinu. Air berevaporasi, kemudian jatuh sebagai presipitasi dalam bentuk hujan, salju, hujan batu, hujan es dan salju (*sleet*), hujan gerimis atau kabut.

Pada perjalanan menuju bumi beberapa presipitasi dapat berevaporasi kembali ke atas atau langsung jatuh yang kemudian diintersepsi oleh tanaman sebelum mencapai tanah. Setelah mencapai tanah, siklus hidrologi terus bergerak secara kontinu dalam tiga cara yang berbeda:

- Evaporasi / transpirasi - Air yang ada di laut, di daratan, di sungai, di tanaman, dsb. kemudian akan menguap ke angkasa (atmosfer) dan kemudian akan menjadi awan. Pada keadaan jenuh uap air (awan) itu akan menjadi bintik-bintik air yang selanjutnya akan turun (precipitation) dalam bentuk hujan, salju, es.

- [Infiltrasi / Perkolasi ke dalam tanah](#) - Air bergerak ke dalam tanah melalui celah-celah dan pori-pori tanah dan batuan menuju muka air tanah. Air dapat bergerak akibat aksi kapiler atau air dapat bergerak secara vertikal atau horizontal dibawah permukaan tanah hingga air tersebut memasuki kembali sistem air permukaan.
- [Air Permukaan](#) - Air bergerak diatas permukaan tanah dekat dengan aliran utama dan danau; makin landai lahan dan makin sedikit pori-pori tanah, maka aliran permukaan semakin besar. Aliran permukaan tanah dapat dilihat biasanya pada daerah urban. Sungai-sungai bergabung satu sama lain dan membentuk sungai utama yang membawa seluruh air permukaan disekitar daerah aliran sungai menuju laut.

Air permukaan, baik yang mengalir maupun yang tergenang (danau, waduk, rawa), dan sebagian air bawah permukaan akan terkumpul dan mengalir membentuk sungai dan berakhir ke laut. Proses perjalanan air di daratan itu terjadi dalam komponen-komponen siklus

hidrologi yang membentuk sisten Daerah Aliran Sungai (DAS). Jumlah air di bumi secara keseluruhan relatif tetap, yang berubah adalah wujud dan tempatnya.

Secara umum dapat dikatakan bahwa hidrologi adalah ilmu yang menyangkut masalah kuantitas dan kualitas air di bumi.

Hidrologi dapat dikatagorikan menjadi 2 (dua) bagian :

- *Operational Hydrology*

Menyangkut pemasangan alat-alat ukur berikut penentuan jaringan stasiun pengamatannya, pengumpulan data hidrologi (pengamatan elemen-elemen hidrologi), pengolahan data mentah dan publikasi data.

- *Applied Hydrology*

Ilmu yang langsung berhubungan dengan penggunaan hukum-hukum yang berlaku menurut ilmu-ilmu murni pada kejadian praktis dalam kehidupan menyangkut analisa hidrologi.

Contoh :

Pada kegiatan perencanaan reservoir yang bertujuan untuk mengendalikan banjir dan mengatasi kebutuhan air, tercakup beberapa langkah analisa hidrologi adalah :

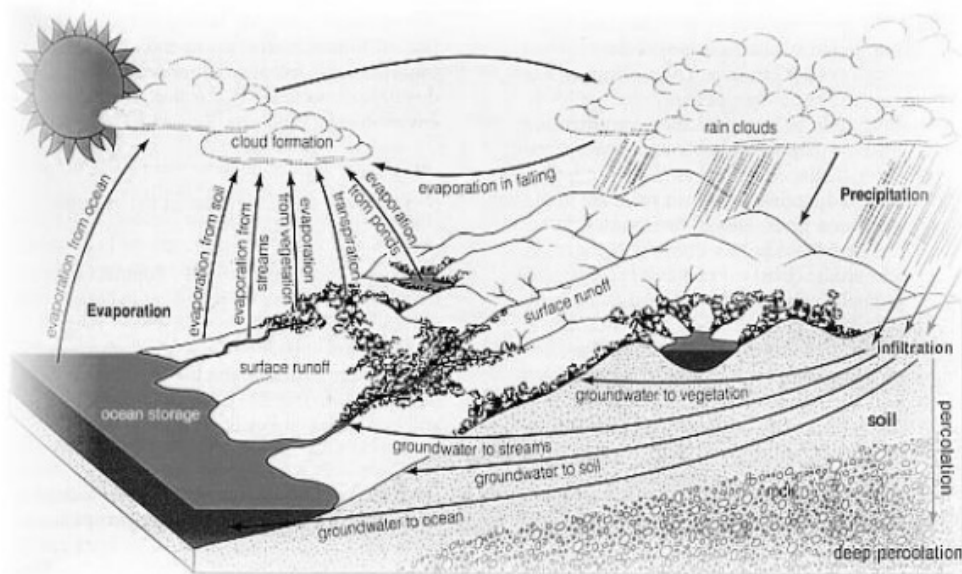
- ✓ Memperkirakan jumlah air permukaan yang tersedia.
- ✓ Memperkirakan kehilangan air (akibat penguapan, rembesan dsb)
- ✓ Memperkirakan kebutuhan air (domestik, pertanian, perindustrian).
- ✓ Memperkirakan banjir rencana/design flood.
- ✓ Memperkirakan kapasitas/volume reservoir dan tinggi muka air maksimum dalam reservoir.

Setelah itu baru dilanjutkan dengan perencanaan bangunan air yaitu :

- ✓ Merencanakan bangunan pengendalian banjir.

- ✓ Merencanakan bangunan drainase pada daerah perkotaan atau daerah aliran.
- ✓ Merencanakan / menentukan bentuk dan ukuran konstruksi dll.

B. Siklus Hidrologi



sumber:

Gambar 1.1. Skema siklus hidrologi

Akibat panas yang bersumber dari sinar matahari, maka akan terjadi :

- Evaporasi : penguapan pada permukaan air sungai, danau, waduk dan pada permukaan tanah.
- Transpirasi : penguapan dari permukaan tanaman.

Uap air hasil penguapan ini pada ketinggian tertentu akan menjadi awan, kemudian karena beberapa sebab awan akan berkondensasi menjadi presipitasi (bisa dalam bentuk salju, hujan es, hujan, embun).

Air hujan yang jatuh kadang-kadang tertahan oleh ujung daun atau oleh bangunan dan sebagainya. Hal ini diberi istilah intersepsi, dimana besarnya intersepsi pada tanaman tergantung dari jenis tanaman, tingkat pertumbuhan, tetapi biasanya berkisar 1 mm pada hujan-hujan pertama, kemudian sekitar 20% pada hujan-hujan berikutnya.

Air hujan yang mencapai tanah sebagian terinfiltrasi (menembus permukaan tanah), sebagian lagi menjadi aliran air di atas permukaan (over-land flow) kemudian terkumpul di slauran. Aliran ini disebut *surface run-off*.

Hasil infiltrasi sebagian mengalir menjadi aliran air bawah permukaan (inter-flow/sub-surface flow/through flow), sebagian lagi akan membasahi tanah.

Air yang menjadi bagian dari tanah dan berada dalam pori-pori tanah disebut *air soil*.

Apabila kapasitas kebasahan tanah / soil moisture ini terlampaui, maka kelebihan airnya akan ber perkolasi (mengalir vertikal) menjadi air tanah.

Aliran air tanah (ground water flow) akan terjadi sesuai dengan hukum-hukum fisika.

Air yang mengalir itu pada suatu situasi dan kondisi tertentu akan mencapai danau, sungai dan laut menjadi depression storage (simpanan air yang disebabkan oleh cekungan), saluran dan sebagainya, mencari tempat lebih rendah.

Sehingga secara garis gesar, pada sistem sirkulasi ini dapat dikategorikan variabel-variabel mana yang berperan sebagai input dan mana yang berperan sebagai output.

C. Sejarah pengembangan hidrologi

1. Pengembangan awal

Aplikasi praktis dalam hidrologi telah mulai diterapkan, misalkan pada pembuatan:

- Sumur-sumur zaman purba di arab.

- Sistem irigasi di cina
- Dam/reservoir air terbesar di dunia pada saat itu ($\pm$ 4800 tahun yang lalu di Mesir).

Design hidrologi dari pekerjaan teknik hidraulik hanya didasarkan pada pengalaman dan pengamatan.

2. Pengembangan pada abad sesudah masehi

Secara praktis, ilmu hidrologi baru dimulai pada abad 16 sejak :

- Leonardo da Vinci & Bernard Palissy menemukan konsep siklus hidrologi secara benar, melalui penyelidikan (hubungan infiltrasi sampai kepada terjadinya mata air).
- Pierre Perrault & Edme Mariotte (1686) mengadakan pengukuran aliran sungai pertama kali (pengukuran penampang melintang & kecepatan aliran), kemudian membandingkannya dengan hujan dan evaporasi DAS sehingga dengan adanya alat pengukur & pengembangan hidraulika, membuka kemungkinan dilaksanakan percobaan-percobaan hidrologi.

3. Hidrologi modern

- 1850 – 1900 : pengukuran-pengukuran sesaat dari debit
- 1900 – 1930 : periode penggunaan rumus-rumus empiris (mulai dilakukan pengumpulan data muka air – debit sungai secara sistematis).
- 1930 – 1950 : periode penggunaan konsep secara rational (teori infiltrasi, teori unit hidrograf, pengembangan hidraulika air tanah, rumus-rumus semi empiris).
- 1950 – sekarang : periode penggunaan teori-teori (analisa linier & non linier dari sistem hidrologi, teori unsteady flow dalam air tanah, aplikasi & teori mass-transfer menjadi analisa evaporasi, studi dari dinamika soil moisture, pengumpulan dari data hidrologi

yang berkesinambungan).

- Terbaru : penggunaan alat-alat modern sinar gamma, sinar laser, super sonic & planet) untuk berbagai tujuan penyelidikan dan pengumpulan data dll.

2 JARINGAN SUNGAI & TOPOGRAFI

A. Jaringan Sungai

Sungai Lempuing adalah anak Sungai Komering atau sungai orde ketiga dari Sungai Musi. Bentuk daerah pengaliran Sungai Lempuing secara umum berbentuk bulu burung dan sungai sejajar luas Catchment Area Sungai Lempuing sekitar sekitar 2.800 km².

Topografi DAS Lempuing dapat di bagi 3, hulu, tengah dan hilir:

- a. Daerah hulu bergelombang tidak begitu tinggi antara 2 – 10 m dengan luas 1.247,00 km² (45%).
- b. Daerah tengah relatif datar, alur-alur aliran sungai masih dapat terlihat dan berbentuk seluas 422,53 km² (15%).
- c. Daerah hilir berupa rawa-rawa dan danau-danau seluas 270,53 km² (10%).

Daerah pengaliran sungai bagian hulu berupa pengaliran sejajar, terdiri dari 3 anak sungai Way Hitam, S. Belintang dan S.

Macak. Daerah pengaliran sedemikian mempunyai debit banjir yang kecil pada masing-masing sungai, oleh karena tibanya banjir dari masing-masing anak sungai berbeda-beda. Sebaliknya banjirnya berlangsung lama. Sungai-sungai sejajar tersebut mengumpul pada bagian hilir terjadi penjumlahan debit yang besar.

DAS bagian tengah dimulai dari pertemuan S. Macak sampai S. Burnai dan beberapa anak sungai lainnya, merupakan lokasi banjir beberapa tahun belakangan ini, karena perubahan lahan akibat banyak terbuka.

DAS bagian hilir dimulai dari Muara Burnai sampai pertemuan dengan Sungai Komering terdapat beberapa anak-anak sungai merupakan daerah rawa dan danau-danau yang terjadi akibat air luapan sungai yang tidak dapat mengalir secara grafitasi.

Topografi daerah pengaliran tengah sampai hilir, merupakan sungai aluvial atau sungai yang mengalir pada lahan yang dibentuknya sendiri. Pada bagian hilir pertemuan dengan Sungai Komering tampang basah sungai hampir tidak kelihatan, karena topografi lahan dataran rawa-rawa.

Penanganan banjir pada DAS Lempuing bagian hilir perlu kajian dengan mempertimbangkan pemanfaatan danau-danau tersebut sebagai retensi banjir.

Tabel 2.1. Sungai sungai pada Sub DAS Lempuing

No	Nama Sungai	Panjang (km)	DAS (km ²)	Slope	Keterangan
A	Sungai Musi	480.00	59,942.00	0.00003	$Q_2 = 4.000 \text{ m}^3/\text{dt}$ (PLB)
A.1	Sungai Komeriing	190.00	9,980.00	0.00018	$Q_2 = 900 \text{ m}^3/\text{dt}$
A.1.1	Sungai Lempuing	127.00	2,800.00	0.00027	
1	S. Danau	15.00	112.50	0.00015	sungai daerah rawa
2	S. Kemodo	8.00	22.40	0.00023	sungai daerah rawa
3	S. Bwg Batuhampar	17.50	66.50	0.00023	sungai daerah rawa
4	S. Beringin	9.50	32.00	0.00023	sungai daerah rawa
5	S. Penyengat	10.50	37.13	0.00023	sungai daerah rawa
6	S. Burnai	35.00	314.00	0.00041	
7	S. Petalang	4.00	5.60	0.00030	
8	S. Kemalajimat	7.50	21.00	0.00028	
9	S. Sepungkut	4.50	7.65	0.00028	
10	S. Belidah	5.00	21.00	0.00028	
11	S. Durian	11.00	25.00	0.00030	
12	S. Kepahyang	2.00	2.10	0.00030	
13	S. Mandarjaman	2.50	3.20	0.00035	
14	S. Sejengkah	2.50	2.00	0.00035	
15	S. Tuan Penghulu	3.00	2.55	0.00035	
16	S. Deras	22.95	9.00	0.00035	
17	S. Ketara	0.80	9.62	0.00035	
18	S. Macak	55.00	409.00	0.00033	
19	S. Belitang	57.00	388.00	0.00065	
20	S. Way Hitam	38.00	450.00	0.00070	
21	Lain-laian				

Tabel 2.2. Prosentase Luas DAS Lempuing

Persentase Luas DAS (km ²)			Panjang (km)
Hilir	270.53	0.10	60.50
Tengah	422.72	0.15	100.75
Hulu	1,247.00	0.45	150.00
Tersebar	859.75	0.31	
Total Luas DAS	2,800.00	1.0	311.25

B.Topografi dan Kondisi Banjir

Daerah hulu dan tengah sebagai pensuplai banjir dan hilir sebagai penampung. Terjadinya palung sungai seperti kondisi yang ada merupakan petunjuk bahwa bagian hulu dan tengah tampang sungai masih terbentuk oleh fluktuasi aliran, sedangkan bagian hilir tidak jelas, karena telah berfungsi sebagai penampung banjir dalam waktu yang lama.

Kondisi S. Komering pada lokasi pertemuan dengan S. Lempuing, merupakan daerah dataran banjir yang lebar, setiap tahun pada musim hujan selalu tergenang akibat luapan sungai. Kondisi ini harus dikaji sebab musababnya.

Kondisi lahan hilir sedemikian kesulitan tentang drainase, karena kemiringan topografinya sangat landai. Bila tidak lahan akan banjir, air pergi dalam waktu lama. Pemanfaatan lahan akan merubah perilaku hidrotopografi daerah ini. Perubahan hidrotopografi tersebut seperti daerah-daerah parkir air banjir hilang jadi sawah dan pemukiman.

C. Corak Daerah Pengaliran

Corak daerah pengaliran diperlihatkan oleh suatu koefisien corak (F) yang merupakan perbandingan luas dan kuadrat panjang sungai (Soeyono Sostrodarsono & Kensku TAKEDA, 1976).

$$F = A/L^2$$

F = koefisien corak

A = luas daerah pengaliran (km²)

L = panjang sungai (km)

Semakin besar F, makin lebar daerah pengaliran, contoh sungai dengan DAS bentuk bujur sangkar F =1. Daerah pengaliran seperti bentuk radial atau bentuk kipas atau

lingkaran termasuk nilai F nya besar. Dimana anak-anak sungai terkonsentrasi ke satu titik secara radial. Daerah pengaliran sedemikian mempunyai banjir yang besar didekat titik pertemuan anak-anak sungai.

Tabel 2.3. Koefisien Corak Sungai

Nama Sungai	Daerah Pengaliran (1.000 km²)	Panjang Sungai Utama (km)	Koefisien Corak (F)
1. Amazon	7.050	6.200	0,183
2. Mississippi	3.250	6.500	0,077
3. Yangtze	1.780	5.200	0,066
4. Donau	620	2.900	0,097
5. Kiso (tiga sungai)	9,1	229	0,175

F = 0,50 – 1,00 sangat lebar

F = 0,25 – 0,50 lebar

F = 0,10 – 0,25 medium

F = 0,00 – 0,10 sempit

Sungai Lempuing $F = 2.800/127^2 = 0,173$, termasuk klasifikasi medium, sampainya hujan di sungai utama lambat, mencapai outlet hilir lama.

D. Kerapatan Sungai

Untuk menilai kemampuan mendrain suatu DAS tergantung juga pada kerapatan jaringan sungai disamping kelandaian topografi dan kondisi geologi DAS. Kerapatan sungai adalah suatu indeks yang menunjukkan banyaknya anak sungai pada suatu daerah pengaliran.

$$K_s = (L_{su} + L_{an})/A$$

Dengan :

K_s = Kerapatan sungai

L_{su} = panjang sungai utama (km)

L_{an} = panjang seluruh anak-anak sungainya (km)

A = luas daerah pengaliran (km²)

Biasanya harga ini adalah kira-kira 0,10 sampai 1,00 (Djohar ND, 2002) dan dianggap sebagai indeks yang menunjukkan keadaan topografi dan geologi dalam daerah pengaliran. Kerapatan besar artinya sungai dan anak sungainya banyak / panjang kemampuan mendrain lebih baik, sebaliknya kecil sungai dan anak sungai sedikit / pendek kemampuan mendrain kurang baik.

Sungai Lempuing

$$L_{su} = 127,00 \text{ km}$$

$$L_{an} = 300,25 \text{ km}$$

$$A = 2.800 \text{ km}^2$$

$$K_s = (127 + 300,25) / 2.800 = 0,152 / \text{km},$$

Sungai Lempuing termasuk ber K_s kecil, anak sungai kurang dan kemampuan mendrain kurang baik. Karena air hujan jatuh pada lahan memerlukan waktu lama mencapai daerah rendah terdekat.

3 KRITERIA DESAIN

Seperti dalam kasus pada DAS Lempuing yang ada di Kabupaten OKI Provinsi Sumatera Selatan tidak tersedia data pengukuran aliran yang cukup untuk dianalisa secara statistik. Direktorat Jenderal Pengairan tahun 1999 menerbitkan Panduan Perencanaan Bendungan Tipe Urugan, Volume II Analisis Hidrologi dan PSA-007 menyarankan untuk menggunakan cara pengalih ragamkan curah hujan menjadi limpasan permukaan melalui Metode Hidrograf Satuan Sintetik.

3.1. Rumusan Debit Banjir

Metode Rasional adalah rumus perhitungan debit paling tua di dunia, dengan anggapan yang sangat sederhana. *Debit adalah tinggi hujan per satuan waktu jatuh pada luasan tertentu.*

$$Q_p = C i . A \dots\dots\dots (3.1)$$

Q_p adalah debit puncak (satuan volume per waktu), i adalah intensitas hujan (tinggi hujan per waktu), C koefisien yang tergantung pada kemampuan lahan menahan air dan A adalah luas (satuan luas). Asumsi dalam rumus ini adalah *Intensitas hujan seragam diseluruh daerah dan Frekuensi banjir adalah sama seperti curah hujan*. Asumsi-asumsi ini tidak tepat untuk luasan yang luas, sehingga penggunaan rumus rasional pada luasan terbatas, seperti perencanaan drainase (bukan sungai).

$$Q = \frac{10^{-3} \times 10^6}{3600} C_s C i A = \frac{C_s C i A}{3,6} \dots\dots\dots (3.2)$$

dimana A dalam (km^2)

Rumus Rasional ditulis: $Q_p = C_s C \frac{i A}{3,6} \dots\dots\dots (3.3)$

dimana:

Q = debit limpasan (m^3/dt)

C = koefisien pengaliran tergantung jenis permukaan

C_s = koefisien koreksi Rasional modifikasi

i = intensitas hujan rata-rata (mm/jam) untuk hujan deras yang durasinya sama dengan waktu konsentrasi (T_c), untuk mendapatkan i tersedia kurve IDF terlampir.

A = Luas daerah yang dikeringkan (km^2)

Bila A dalam satuan (ha), maka rumus diatas menjadi:

$$Q = \frac{C_s CiA}{3,6.100} = 0,00278 C_s CiA \quad \dots\dots\dots (3.4)$$

dimana A dalam (ha)

Berdasarkan hasil modifikasi Rumus Rasional oleh beberapa ahli menetapkan; nilai koefisien pengaliran (C) berdasarkan pengaruh luasan daerah kedap air :

$$C = 0,9 \frac{Ak}{A} + (1 + \frac{Ak}{A})Cp \quad \dots\dots\dots (3.5)$$

dimana:

C = koefisien pengaliran

Ak = Luas daerah yang kedap (km, ha)

A = Luas total daerah yang akan di keringkan (km, ha)

Cp = koefisien pengaliran daerah yang tidak kedap

Tabel 3.1. Koefisien Limpasan (Manonobe's)

No	Jenis Permukaan Lahan	Koef. Limpasan C
1	Daerah pegunungan curam	0,75 – 0,90
2	Daerah pegunungan tersier	0,70 – 0,80
3	Tanah bergelombang dan hutan	0,50 – 0,75
4	Tanah dataran di tanami	0,45 – 0,60
5	Persawahan diairi	0,70 – 0,80
6	Sungai di daerah pegunungan	0,75 – 0,85
7	Sungai kecil di dataran	0,45 – 0,75
8	Sungai besar yang lebih dari 50% daerah	
	pengalirannya merupakan dataran	0,50 – 0,75

3.2. Formula IZZARD'S

Menetapkan time of equalibrium t_e dalam minutes untuk luasan kecil permukaan tanah tanpa saluran:

$$t_e = \frac{41bLo^{1/3}}{i^{2/3}} \quad b = \frac{0,0007 i + Cr}{So^{1/3}} \dots\dots\dots(3.6)$$

L_o = panjang aliran (feet), i = Intensitas hujan inches per hour
dan S_o = slope permukaan.

Tabel 3.2. KOEFISIEN LIMPASAN DAN NILAI BANDING KEDAP AIR

Tata guna lahan	Karakteristik	koef. Limpasan gabungan (C)	% Luas kedap	koef. Limpasan Lhn tdk kedap
1. Pusat bisnis dan pasar		0.90	100	0.90
2. Industri	penuh	0.91	80	0.95
3. Perumahan kepadatan tinggi	20 rmh/ha	0.61	30	0.48
	30 rmh/ha	0.69	40	0.55
	40 rmh/ha	0.80	60	0.65
	60 rmh/ha	0.86	75	0.75
4. Perumahan kepadatan rendah	10 rmh/ha	0.50	20	0.40
5. Taman	daerah datar	0.30	-	0.30
6. Lahan parkir	datar	0.86	95	-

Bila L_o dalam (m), intensitas hujan dalam (mm/jam),
maka rumus t_e dalam menit, menjadi:

$$t_e = \frac{526 b L_o^{1/3}}{i^{2/3}} \quad b = \frac{2,8 \times 10^{-5} i + C_r}{S_o^{1/3}} \quad \dots\dots\dots (3.7)$$

Rumus ini dapat digunakan untuk mendapatkan waktu konsentrasi t_c luasan-luasan yang kecil pada permukaan tanah seperti; perumahan, jalan raya, pusat perdagangan, industri dll. Debit aliran dihitung dengan rumus rasional yang dikemukakan diatas.

Tabel 3.3. Retarding koefisien (Cr)

No	Permukaan	Nilai cr
1	Smooth asphalt surface	0,007
2	Concrete pavement	0,012
3	Tar and gravel pavement	0,017
4	Closly clipped sod	0,046
5	Dense bluegrass turf	0,060

Bila ditetapkan Intenstas hujan 4,5 inchi/jam, pada lapangan parkir sebuah bandara ukuran 150 ft x 160 ft, panjang lintasan air $L_o = 34$ ft, $S_o = 0,001$, permukaan asphal $Cr = 0,007$. Maka waktu konsentrasi aliran:

$$b = \frac{0,0007 \times 4,5 + 0,007}{0,001^{1/3}} = 0,102 \quad \text{dan} \quad t_e = \frac{41 \times 0,102 \times 34^{1/3}}{4,5^{2/3}} = 4,98 \text{ mnt}$$

Waktu konsentrasi $t_e = t_c = 4,98$ mnt dan $C_s = 1$, $C = 0,90$. Maka debit limpasan :

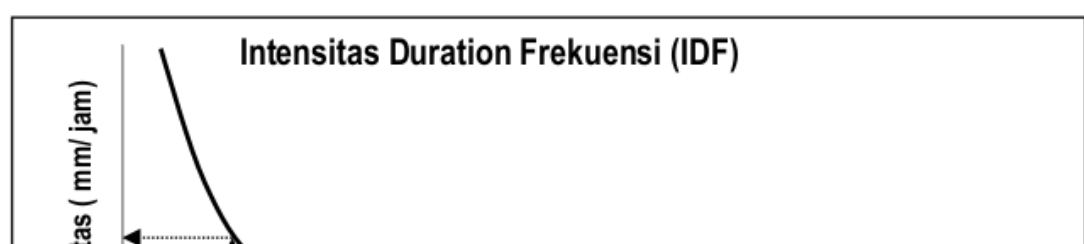
Tabel 3.4. Koefisien limpasan umum

(Sumber buku Hidrolika, Ir. Iman Subarkah, 1978)

No	Jenis Lahan	% kemiringan	Loam berpasir	Lempung Silt loam	Lempung padat
1	Hutan	0-5	0,10	0,30	0,40
		5-10	0,25	0,35	0,50
		10-30	0,30	0,50	0,60
2	Padang rumput atau semak- semak	0-5	0,10	0,30	0,40
		5-10	0,15	0,35	0,55
		10-30	0,20	0,40	0,60
3	Tanah Pertanian	0 – 5	0,30	0,50	0,60
		5 – 10	0,40	0,60	0,70
		10 – 30	0,50	0,70	0,80

Cara mendapatkan nilai i_t (intensitas hujan)

- Tentukan besar T_c pada titik tinjauan berdasarkan waktu aliran air dipermukaan dan saluran.
- Dengan nilai T_c tersebut plotkan pada IDF di sumbu x, baca pada sumbu y besarnya intensitas hujan (i_t) yang sesuai



Curve Intensitas priode ulang tertentu



$$i_t = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{T_c} \right)^{2/3}$$

Sumbu X = T_c (jam) ----->

IDF dapat digunakan rumus dari Manonobe's

$$i_t = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{T_c} \right)^{2/3} \dots\dots\dots (3.8)$$

dimana:

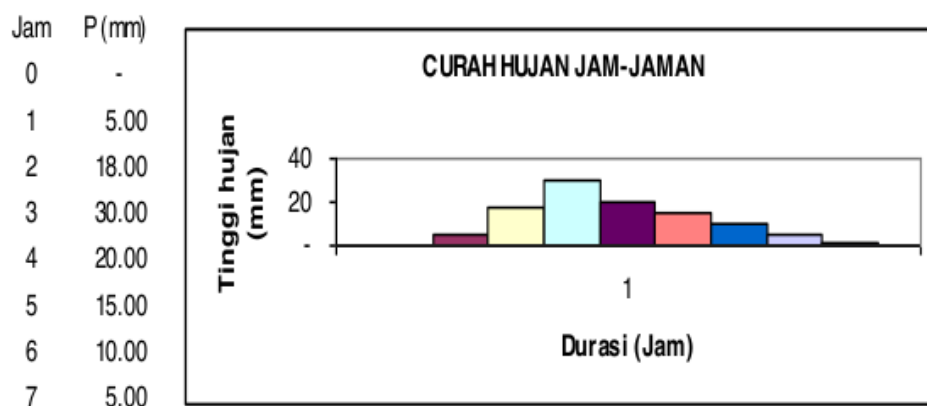
i_t = Intensitas hujan pada T_c tertentu (mm/jam)

R_{24} = Curah hujan sehari 24 jam (mm/hari)

T_c = waktu konsentrasi (jam)

Hujan untuk unit hidrograf dipilih curah hujan yang menimbulkan banjir misalnya dari pengamatan dilapangan ditemukan curah hujan efektif (setelah dkurangi dengan infiltrasi) 6, 12 dan 24 jam, menurut PSA-005 disusun berbentuk

bell (genta). Hujan tersebut dialih ragamkan atau disuporposisi ke bentuk unit hidrograf, sehingga didapat hidrograf banjir rencana yang ditimbulkan hujan jam-jaman yang dipilih tersebut.



Koefisien koreksi tampungan (C_s) adalah perbandingan debit maksimum yang terjadi (Q_{maks}) dengan besarnya Intensitas hujan yang jatuh (i) pada luasan (A) dengan koefisien pengaliran (C).

Volume hujan yang jatuh:

$$V_1 = i.T_c.C.A \quad (1)$$

Sedangkan dari hidrograf yang terjadi akibat hujan i selama T_c tersebut dapat ditentukan volume air yang terkumpul.

Volume air dari hidrograf:

$$V_2 = \frac{Q_{maks}}{2} (2T_c + T_t) \quad (2)$$

Pers (1) = (2), $V_1 = V_2$, maka:

$$Q_{maks} = i \cdot \left[\frac{2T_c}{2T_c + T_t} \right] \cdot C \cdot A$$

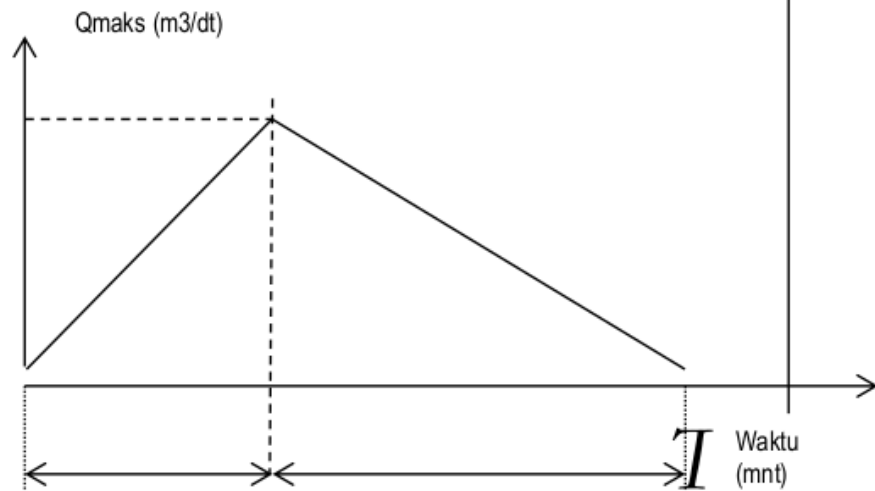
$$\text{atau} \quad \frac{2T_c}{2T_c + T_t} = \frac{Q_{maks}}{i \cdot C \cdot A}$$

T_c = Waktu konsentrasi = $T_i + T_c$

T_i = Waktu air mengalir dipermukaan tanah

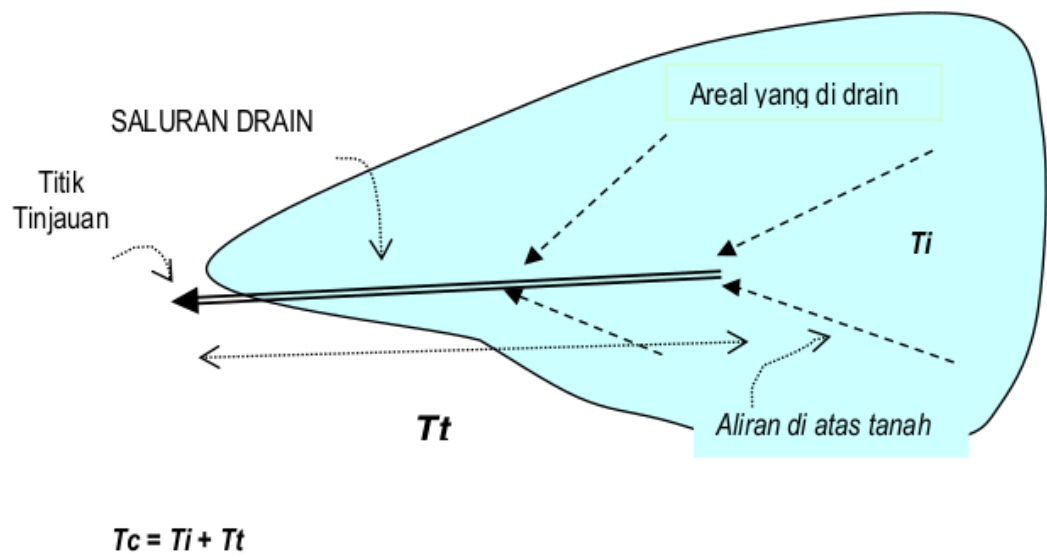
T_t = Waktu air mengalir di saluran

Koefisien koreksi tampungan; $C_s = \frac{2T_c}{2T_c + T_t} \dots\dots\dots (3.9)$



$$T_c + T_t$$

HIDROGRAF METODE RASIONAL BERBENTUK SEGITIGA



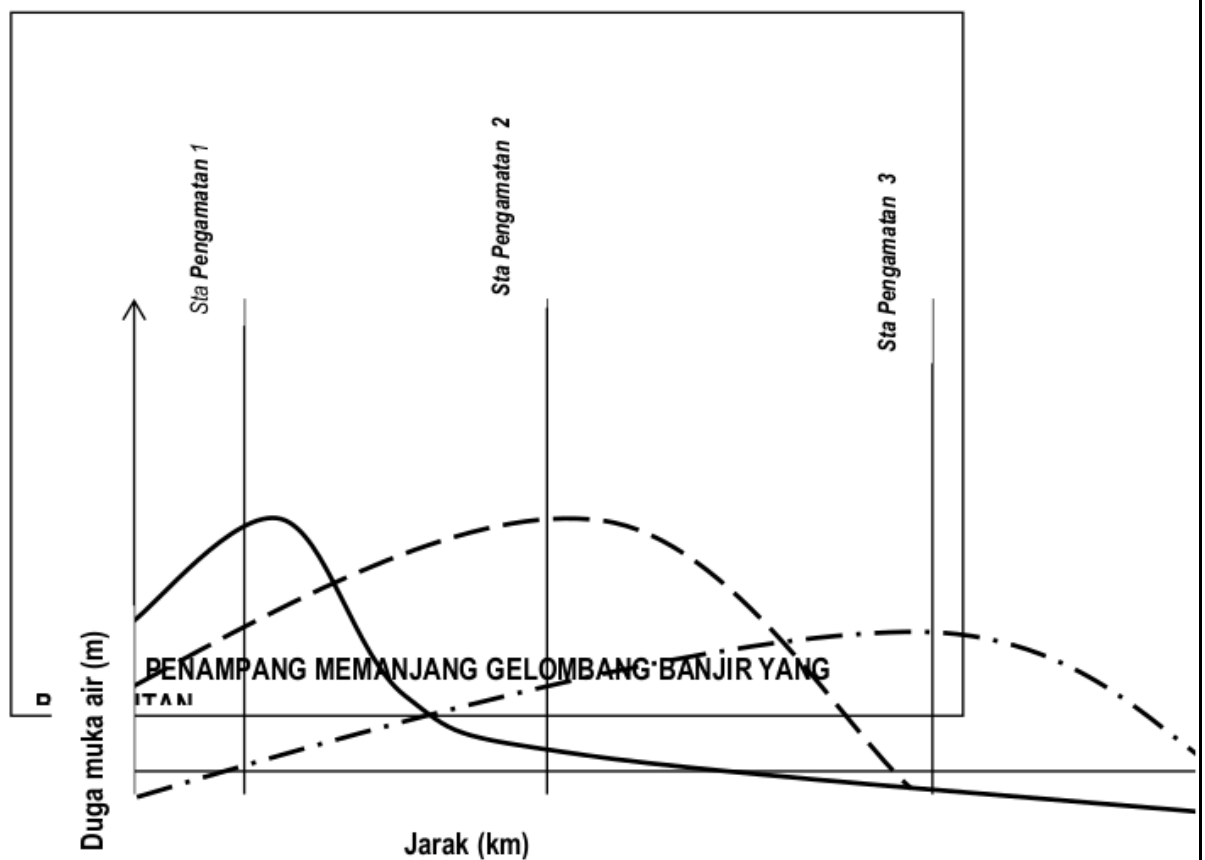
4 PENELUSURAN BANJIR (FLOOD ROUTING)

Rumus rasional adalah untuk luasan daerah pengaliran yang kecil, karena pengaruh tambahan volume air dalam perjalanan gelombang banjir yang pendek relatif kecil, lain halnya pada areal yang luas dan perjalanan gelombang banjir yang panjang.

Hidrograf adalah catatan tentang tinggi gelombang yang bergerak melalui suatu stasiun pengamatan. Bila gelombang tersebut bergerak arah kehilir, bentuknya akan berubah karena adanya tambahan volume aliran dari anak-anak sungai dan juga karena perbedaan kecepatan aliran sepanjang alur gelombang (lihat ilustrasi). Tanpa ada tambahan aliran, maka perubahan bentuk terjadi pemipihan atau penurunan tinggi puncak dan pemanjangan waktu gelombang banjir.

Maka dengan penjelasan diatas penggunaan rumus rasional dapat dijelaskan secara ilmiah tidak tepat bila digunakan untuk DAS lebih luas, karena hasil perhitungan debit banjir akan sangat besar.

Dengan demikian harus digunakan Metode Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) untuk sungai-sungai yang tidak tersedia data pengamatan aliran yang cukup.



4.1. Waktu Konsentrasi (Tc)

Sesuai dengan penjelasan paragraf diatas penggunaan rumus rasional terbatas pada luasan yang kecil. Waktu konsentrasi untuk lahan yang alur-alur alirannya tidak kentara, seperti di DAS Lempuing disarankan menggunakan formula *IZZARD'S (Water Resources Engineering, Linsley & Franzini 1979)*, rumus ini berkaitan dengan intensitas hujan yang terjadi.

Untuk saluran dan sungai digunakan formula untuk mendapatkan waktu konsentrasi formula dari *Kirpick*, dimana pengaruh panjang sungai dan kelandaian sungai berpengaruh penting, *Bransby-Williams* menambah pengaruh luasan DAS, penggunaanya harus dilakukan dengan pertimbangan cermat.

(1) **KIRPICH (1940)**

$$T_c = 0,01947 L^{0,77} S^{-0,385} \dots\dots\dots (4.1)$$

Kirpich membuat rumus menggunakan pengaruh panjang sungai dan kelandaian.

Tc = waktu konsentrasi (menit)

L = panjang maksimum lintasan air (m)

S = kemiringan slope DAS = ($\Delta H / L$)

(2) ***BRANSBY-WILLIAMS***

$$T_c = \frac{0,604L}{A^{0,1} S^{0,2}} \dots\dots\dots(4.2)$$

L = panjang aliran (km), A = Luas catchment area (ha), S = Slope dan Tc dalam jam.

4.2. Analisa Kejadian Banjir

Analisa banjir menjadi penting guna menentukan konsep penanganan yang akan digunakan. Analisa penanganan banjir untuk debit banjir tertentu secara teknis ada dua kemungkinan:

1. Genangan banjir pada lahan, sungai tidak meluap
2. Genangan banjir pada lahan, sungai meluap

• ***Genangan Banjir Pada Lahan, Sungai Tidak Meluap***

Untuk kasus ini bila hasil perhitungan debit banjir secara teoritis dialirkan pada palung sungai tidak menimbulkan peluapan, maka bila genangan masih terjadi, yang perlu diperbaiki adalah drainase dalam lahan.

- ***Genangan Banjir Pada Lahan, Sungai Meluap***

Untuk kasus ini palung sungai tidak mampu menampung aliran, aliran dari lahan tertahan, sehingga menimbulkan genangan banjir. Maka usaha yang diperlukan adalah memperbaiki alur, menambah drain, menahan air sementara di lahan dan membangun tanggul. Karena semua air dari lahan tidak dapat dipaksa masuk kesungai pada waktu yang bersamaan, akan menimbulkan masalah pada bagian hilirnya. Maka perbuatan yang dilaksanakan parsial guna melancarkan aliran seperti sodetan, memperbesar tampang basah sungai tidak menyelesaikan masalah.

Untuk Sungai Lempuing adalah kasus yang kedua diatas maka untuk hal tersebut urutan kegiatan yang diperlukan adalah:

1. Pemeriksaan kapasitas tampang basah sungai berdasarkan debit banjir rencana tertentu.
2. Memeriksa ketinggian lahan-lahan yang pernah tergenang banjir dan kemampuan drainase lahan.
3. Merencanakan penanganan banjir.

4.3. Debit Banjir Sungai Lempuing

Data yang tersedia curah hujan harian maksimum dari 5 stasiun pengukur hujan dari tahun 1985 – 2001 yaitu stasiun Tugu Mulyo, Indralaya, Kayu agung, Dwisri dan Belitang. Perhitungan debit banjir menggunakan cara pengalih ragamkan curah hujan menjadi limpasan permukaan, melalui Metode Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) cara ini merupakan cara empiris yang harus ditempuh karena tidak ada data pengukuran langsung yang cukup.

Kelemahan dari cara ini adalah hampir semua asumsi didasarkan pada pengalaman empiris di tempat lain. Cara kalibrasi dilakukan dengan cara membandingkan hasil perhitungan dengan pengukuran debit langsung, tentang kepastian hasil perhitungan.

4.4. Curah Hujan Efektif

Pola curah hujan sangat berpengaruh kepada hidrograf yang dihasilkan, maka untuk memilih pola hujan yang menimbulkan banjir harus cermat. Curah hujan yang digunakan untuk analisis limpasan adalah curah hujan efektif atau disebut

juga hujan mangkus yaitu curah hujan yang telah dikoreksi dengan faktor reduksi dan dikurangi dengan kehilangan seperti infiltrasi, intersepsi, penguapan dan tampungan cekungan.

Prof. Sri Harto (1989) & Barnes (1959), menganjurkan curah hujan yang digunakan untuk analisa harus dikurangi jumlah kehilangan air seperti; intersepsi, infiltrasi, penguapan dan *tampungan cekungan*. Disamping semua itu yang terpenting adalah Infiltrasi, perkiraan kehilangan air dalam suatu kasus *sangat sulit*, karena sangat dipengaruhi oleh tingkat kebasahan DAS (catchment wetness) sebelum terjadi hujan.

Maka berdasarkan penelitian banjir selama 10 tahun terakhir ini untuk penyederhanaan ditetapkan Indek ϕ yang bernilai tetap selama hujan berlangsung, formula ini digunakan pada areal yang dibatasi sampai 3.000 km². Karena semakin luas daerah jatuh hujan semakin besar air yang dapat diserap oleh lahan.

$$\phi = 10,4903 - 3,859 * 10^{-6} A + 1,6985 * 10^{-13} (A / SN)^4 \dots\dots\dots(4.3)$$

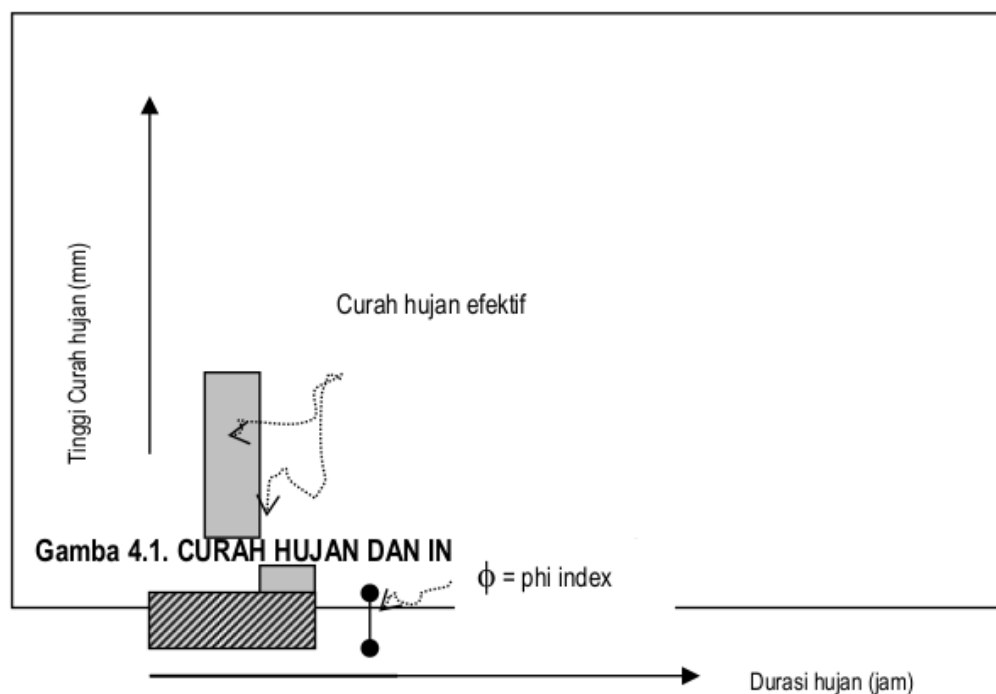
ϕ = indek infiltrasi (mm/jam)

A = Luas daerah aliran sungai (km^2)

SN = frekuensi sumber, tidak berdimensi yaitu jumlah banyak

Sungai tingkat 1 dibandingkan jumlah seluruh segmen sungai.

Cara mendapatkan curah hujan efektif dengan phi indeks adalah hasil curah hujan harian maksimum yang dari analisa frekuensi distribusi untuk return period tertentu dikurangi dengan besarnya phi indeks.



Hujan jam pertama belum menimbulkan limpasan permukaan, karena perlu mengisi kebasahan lahan. Terjadinya puncak banjir setelah terjadi penjemuran lahan, air hujan dari tempat terjauh mengalir dipermukaan menuju tempat rendah dan mengalir di saluran atau sungai sampai ke tempat yang ditinjau, waktu pencapaian tempat tersebut disebut waktu konsentrasi (t_c). Selama waktu t_c infiltrasi dianggap tetap sebesar ϕ = indek infiltrasi (mm/jam). Hujan efektif adalah hujan yang telah dikurangi dengan indek infiltrasi dan koefisien koreksi lainnya.

Sesuai dengan saran Prof. Sriharto, untuk DAS diluar Pulau Jawa diperlukan penyesuaian. Untuk itu kita harus tahu apa ciri-ciri DAS Pulau Jawa diantaranya:

- 1) Porsentase lahan terbuka lebih tinggi, hutanya berklasifikasi ringan. Artinya hujan yang jatuh cepat menuju sungai.
- 2) Debit sungai di Jawa perbedaan musim kering dan basah sangat besar, bahkan musim kering sungai tidak ada airnya.

4.5. Data Curah Hujan

Curah hujan yang tersedia dalam DAS Lempuing 5 stasuin diatas diperiksa keabsahanya dan selanjutnya di hitung return hujan 2, 5, 10, 25 , 50 dan 100 tahun dengan cara statistik menggunakan analisa frekuensi distribusi seperti; Pearson tipe III, Log Pearson tipe III, Log Normal dan Gumbel's.

Sumber hujan data Dinas PU Pengairan Sumatera Selatan, Volume 4 Data Book hasil The Study on Comprehensive Water Management Musi River Basin, 2003 dengan Grant JICA, Konsultan CTI Engineering Co. Ltd dan NIKKEN Consultant, Inc. Dimana data hasil pengamatan tersebut telah di uji keabsahanya melalui metode-metode hidrologi.

Hasil pengolahan secara statistik dengan beberapa metode Pearson tipe III, Log Pearson tipe III, Log Normal dan Gumbel's dengan hasil sebagai berikut:

Hasil analisa distribusi frekuensi 4 metode tersebut hampir sama berimpitan, sesuai dengan catatan penting tentang metode statistik untuk data maksimum yang lebih tepat hasilnya dari

Tabel 4.1. Curah hujan harian maksimum DAS Lempuing

Lokasi	Tugu Mulyo		Indralaya		Kayu Agung		Dewisri		Belitang		h _{rt}
	mm	bln	mm	bln	mm	bln	mm	bln	mm	bln	mm
1985	128	Agust	127	Jul	77	Mei	106	Mart	124	Mart	112.5
1986	85	Agust	135	Apr	87	Mart	129	Sept	81	Sept	103.5
1987	141	Mart	55	Mart	103	Des	97	Mei	40	Mei	87.5
1988	127	Okt	121	Mart	81	Okt	125	Jan	50	Mart	100.5
1989	97	Des	180	Mei	92	Jan	85	Jul	117	Nop	114.5
1990	151	Mart	88	Jun	252	Agust	106	Jan	102	Mei	139.5
1991	104	Apr	86	Nop	115	Nop	83	Apr	147	Apr	107.5
1992	-		100	Jan	95	Jan	89	Okt	80	Mei	91.5
1993	139	Des	94	Apr	100	Apr	125	Feb	148	Jan	121.5
1994	50	Feb	120	Jan	96	Des	97	Jan	129	Des	98.5
1995	143	Mei	110	Apr	76	Des	79	Jan	147	Des	111.5
1996	92	Apr	119	Apr	90	Apr	-		-		100.5
1997	79	Jan	96	Des	97	Feb	91	Feb	69	Mei	86.5
1998	128	Jan	167	Sept	113	Okt	90	Des	97	Mart	119.5
1999	112	Jan	79	Mei	43	Des	133	Mei	162	Des	105.5
2000	120	Agust	91	Jan	61	Nop	75	Apr	83	Okt	86.5
2001	260	Sept	112	Apr	95	Mart	97	Mart	80	Des	128.5

Sumber data Study Comprehensive Water Management Musi River Basin 2003

4.6. Faktor Reduksi dan Pola Distribusi Hujan

Panduan Perencanaan Bendungan Tipe Urugan, Ditjenair 1999 untuk Analisis Hidrologi dan PSA-007 menyarankan bagi daerah aliran yang tidak mempunyai cukup data pengamatan supaya memperhitungkan faktor reduksi dan bentuk distribusi hujan.

Faktor reduksi adalah faktor ketidak merataan hujan pada luasan DAS, untuk luas DAS 10 km² faktor reduksi = 1,0 dan semakin luas semakin kecil faktor reduksi 5.000 km² faktor reduksi 0,37.

Data hujan yang yang digunakan untuk perhitungan curah hujan periode ulang tertentu adalah data hujan harian maksimum, yang tidak diketahui polanya secara pasti (karena tidak ada data dari pengukur hujan otomatis). Maka berdasarkan pengalaman PSA-007 Ditjenair menyarankan, susunan distribusi hujan berbentuk bell. topi. Dimana hujan tertinggi ditempatkan ditengah, tertinggi kedua sebelah kiri, tertinggi ketiga sebelah kanan dan seterusnya.

Pemilihan durasi hujan dengan pola durasinya sangat berpengaruh pada hasil banjir rencana yang diperhitungkan. Curah hujan yang sama terdistribusi dengan durasi yang panjang akan menghasilkan puncak banjir lebih rendah dibandingkan dengan yang terdistribusi dengan durasi yang pendek.

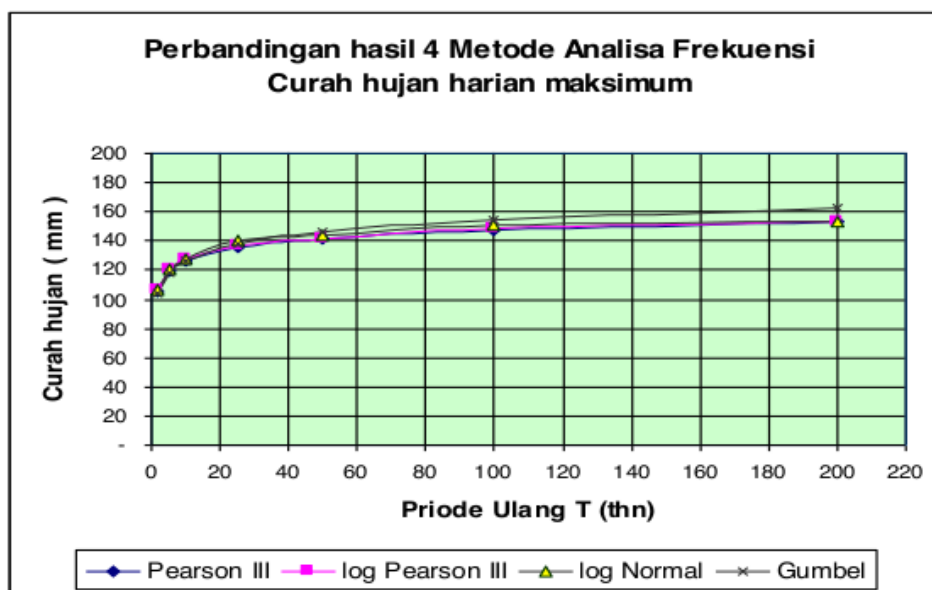
Oleh karena itu penetapan durasi hujan kritis perlu dilakukan optimasi beberapa besaran durasi hujan sehingga diperoleh durasi hujan yang kritis. Untuk bendungan-bendungan kecil disarankan durasi hujan 6 sampai 24 jam, misal 6, 9, 12, 15 dan seterusnya. Sedangkan untuk bendungan besar durasi hujan 1, 2, 3 hari bahkan dapat lebih tergantung besarnya DAS. Contoh hujan efektif R_{100} , CMB/PMF = Curah hujan Maksimum Boleh jadi.

Tabel 4.2. Perbandingan Hasil Perhitungan Curah Hujan

Analisa Frekuensi Curah hujan harian maksimum

Retr Priod	Analisa Frekuensi Distribusi				Keterangan
	Pearson III	log Pearson III	log Normal	Gumbel	
2	105.37	106.75	105.88	104.14	<i>dipilih yang paling memenuhi persyaratan</i>
5	118.88	120.00	119.90	117.54	
10	126.68	127.97	127.97	126.42	
25	135.58	136.99	140.31	137.63	
50	141.66	141.46	143.99	145.94	
100	147.34	148.44	150.69	154.20	
200	152.73	153.75	153.32	162.42	

Satuan (mm/hari)

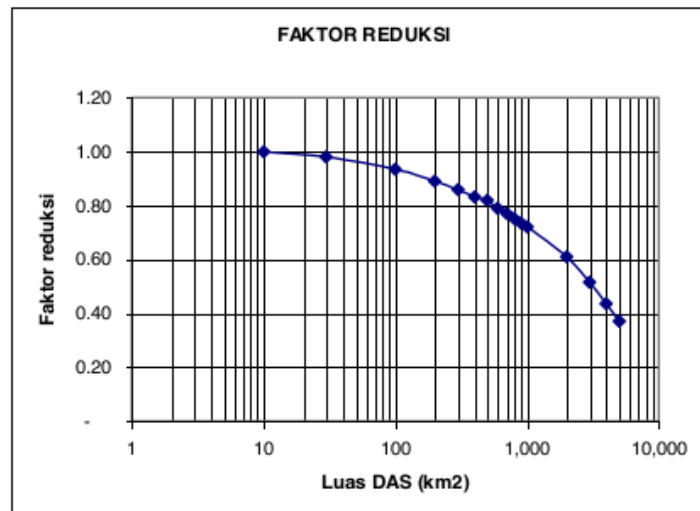


Catatan Penting dalam menentukan frekuensi distribusi yang dipilih

- 1 Metode Gumbel lebih baik digunakan untuk analisis data maksimum seperti curah hujan, debit banjir
- 2 Metode Pearson III digunakan untuk analisis data maksimum yang bentuk kurvenya bell / lonceng / topi, mode terletak pada titik nol atau kemencengannya $C_s = 0$
- 3 Metode Log Normal; Koefisien Kemencengan (Skewnees Koefisien) = C_s
Syarat distribusi Log Normal adalah ; $-0.1 < C_s < 0.1$
bila terlalu jauh mencengnya, tentu distribusi data ini tidak dapat dihitung dengan cara Log Normal. Artinya perkiraan yang dihasilkan agak jauh dari kebenaran

Tabel. 4.3. Faktor Reduksi

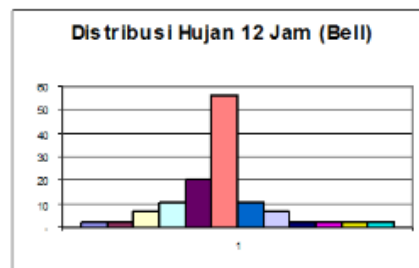
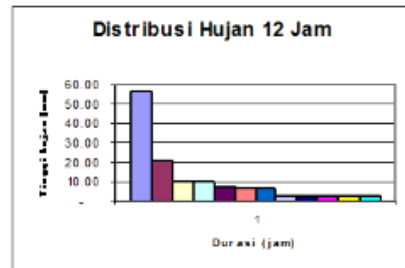
Luas DAS (km ²)	Faktor Reduksi
10	1.00
30	0.98
100	0.94
200	0.89
300	0.86
400	0.83
500	0.82
600	0.79
700	0.77
800	0.75
900	0.74
1,000	0.72
2,000	0.61
3,000	0.52
4,000	0.44
5,000	0.37



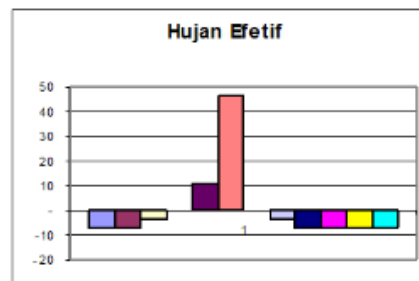
Tabel 4.4. Digunakan Distribusi hujan 12 jam

Koefisien Reduksi 0.83 A = 409.00 km²
 Rt₁₀₀ (mm) 154.20 Curah Hujan Return Period 100 th
 Rn 127.99

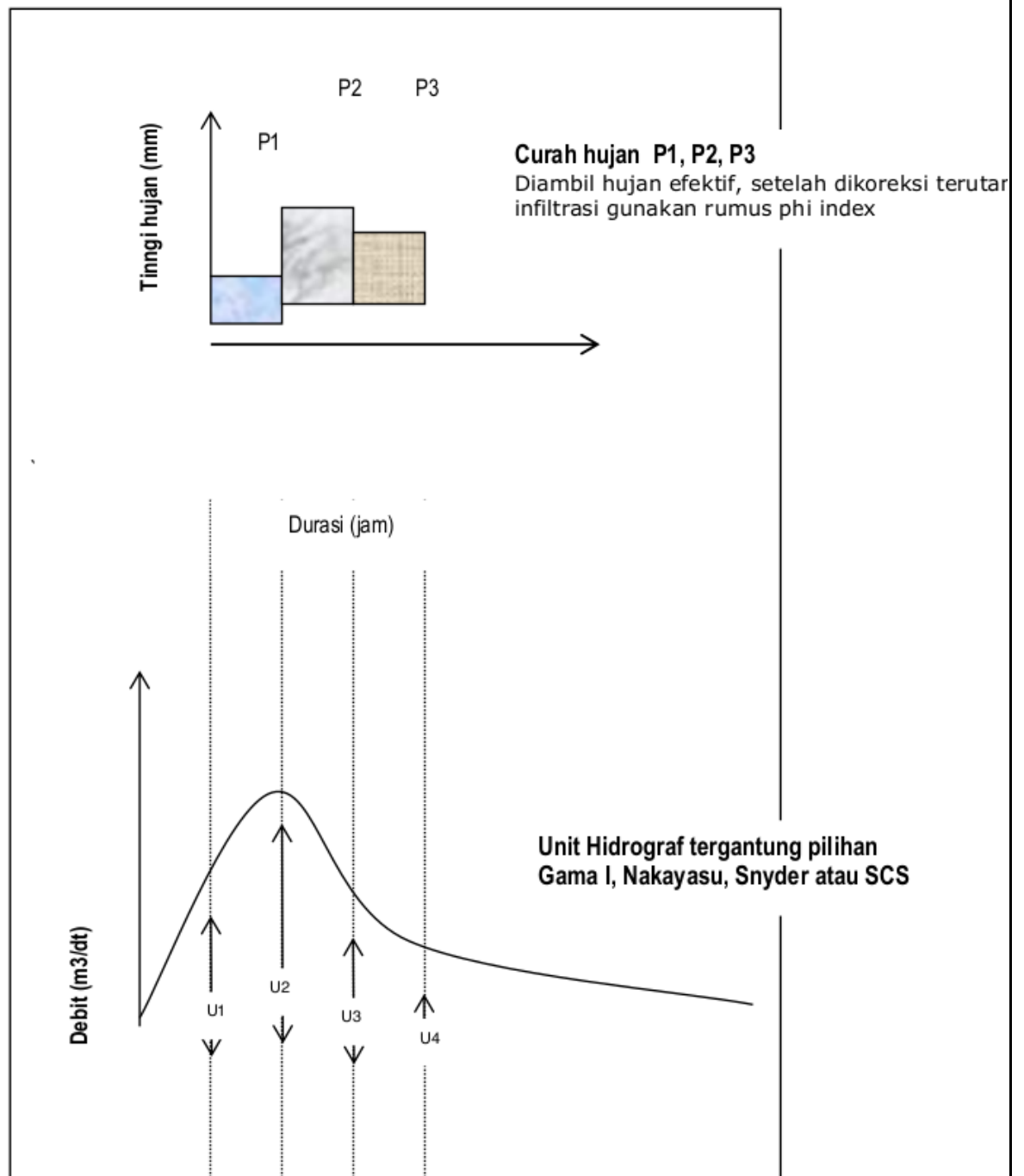
durasi hujan (jam)	intensitas		Distr. hujan jam2an CMB (mm)	Distr. hujan jam2an kritis (mm)	φ index (mm)	Distr. hujan jam2an efektif (mm)
	persentase cur. hujan CMB (%)	tinggi cur. hujan CMB (mm)				
a	b	c	d	e	f	g
1	44.00	56.31	56.31	2.56	9.91	(7.35)
2	60.00	76.79	20.48	2.56	9.91	(7.35)
3	68.00	87.03	10.24	6.40	9.91	(3.51)
4	76.00	97.27	10.24	10.24	9.91	0.33
5	82.00	104.95	7.68	20.48	9.91	10.57
6	87.00	111.35	6.40	56.31	9.91	46.40
7	90.00	115.19	6.40	10.24	9.91	0.33
8	92.00	117.75	2.56	6.40	9.91	(3.51)
9	94.00	120.31	2.56	2.56	9.91	(7.35)
10	96.00	122.87	2.56	2.56	9.91	(7.35)
11	98.00	125.43	2.56	2.56	9.91	(7.35)
12	100.00	127.99	2.56	2.56	9.91	(7.35)

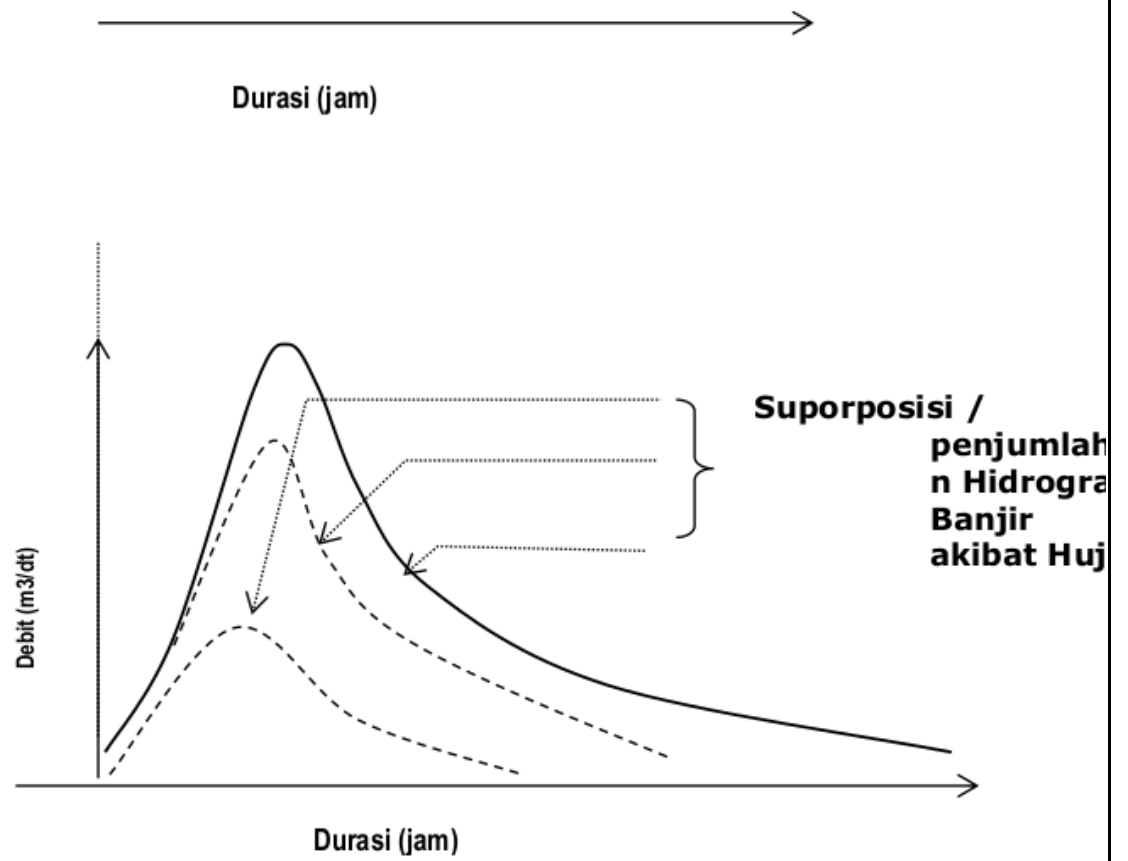


Keterangan:
 angka dalam () hujan tidak efektif
 angka tidak berkurung hujan efektif



Untuk mendapatkan hidrograf banjir hujan efektif
disuperposisikan ke Hidrograf Satuan Sintetik. Contoh hidrograf
banjir akibat hujan efektif P1, P2 dan P3.





Gambar 4.2. Cara pollynomial atau Collins

5

METODE HIDROGRAF SATUAN

Untuk sungai-sungai yang belum pernah diukur, cara mengatasi masalah dalam analisa hidrologi satu-satunya sampai saat ini adalah dengan *Analisa Hidrologi dengan memakai Hidrograf Satuan Sintetik*.

Akan dijelaskan beberapa teori Hidrograf Satuan Sintetik yang sering digunakan untuk menghitung debit banjir rencana.

- (1) Metode Hidrograf Satuan Sintetik Gama I
- (2) Metode Hidrograf Satuan Sintetik Nakayasu
- (3) Metode Hidrograf Satuan Sintetik Snyder
- (4) Metode Soil Concervatioan Services (SCS-USA)

Langkah-langkah perhitungan

1. Membuat Hidrograf Satuan Sintetik masing-masing sungai
2. Menghitung curah hujan efektif

3. Mensuporposisi curah hujan efektif ke HSS
4. Memilih metode yang sesuai dan cocok dengan bentuk hidrograf aliran hasil pengamatan pada sungai yang bersangkutan.

Tabel 5.1. Rumus metode HSS

	Debit Puncak & Waktu naik	Waktu konsentrasi
Gama I	Satuan kilometer, jam. $Qp = 0,1836 A^{0,5886} JN^{0,2381} TR^{-0,1908}$ $TR = 0,43 \left(\frac{L}{100SF} \right)^3 + 1,0665 SIM^{0,2775}$	Waktu konsentrasi / waktu naik diperhitungkan berdasarkan: panjang sungai L, faktor sumber SF, faktor simetri bentuk DAS disingkat SIM.

Nakayasu	Satuan kilometer, jam. $Qp = \frac{CARo}{3,6(0,3Tp + T_{0,3})}$ $Tp = (tg + 0,8.k tg)$ $tg = 0,21L^{0.7} \dots\dots\dots L < 15 \text{ km}$ $tg = 0,4 + 0,058L \dots\dots\dots L > 15 \text{ km}$ $k = 0,5 \quad s / d \quad 1,0$	Waktu konsentrasi / waktu naik diperhitungkan berdasarkan: panjang sungai L, konstanta didasarkan pengalaman di Jepang. Dari pengalaman untuk sungai yang sama Tp Nakayasu lebih panjang dari Tp Gama I.
Snyder	Satuan mile, jam. $Qp = 640 \frac{Cp}{tp} A \quad tp = Ct(L.Lc)$ $te = \frac{tp}{5,5} \quad Tb = 3 * 24 + \frac{tp}{8}$	Waktu konsentrasi diperhitungkan berdasarkan: panjang sungai L, konstanta didasarkan pengalaman di AS. Dari pengalaman untuk sungai yang sama Tp Snyder lebih panjang dari Tp Nakayasu

SCS-USA	Satuan kilometer, jam. $Qp = 2,08 \frac{A}{Tp} \quad (m^3 / dt)$ $Tp = 0,60Tc + 0,5tr$ $Tc = 0,01947L^{0,77} S^{-0,385}$ KIRPICH1940 $Tc = (mnt),$	Waktu konsentrasi diperhitungkan berdasarkan: panjang sungai L, konstanta didasarkan pengalaman di AS. $L = (m)$ Dari pengalaman untuk sungai yang sama Tp SCS lebih panjang dari Tp Snyder.
---------	---	---

5.1. Hidrograf Satuan Sintetik Gama I

Adalah hasil penelitian *Prof. Dr. Ir. Sriharto Br. Dipl. H,* terhadap 30 DAS di Pulau Jawa, rumus ini disarankan untuk luasan DAS tidak lebih dari 3.250 km², dalam penelitian ditemukan 4 (empat) faktor yang dominan mempengaruhi proses terjadinya banjir yaitu:

- Luas DAS (catchment area)
- Panjang sungai (main stream length)
- Landai sungai rata-rata (average main stream slope)
- Kerapatan jaringan kuras (drainage density)

Hal ini terungkap pula dalam penelitian lain hidrograf yang terukur di suatu stasion hidrometri berasal dari hujan yang jatuh dalam suatu DAS kemudian ditampung oleh sungai-sungai tingkat pertama (first order). Selanjutnya diteruskan ke sungai-sungai tingkat lebih besar sampai ke stasion hidrometri terukur hampir 80% berasal dari sungai-sungai tingkat satu.

Persandingan Gama I dengan hasil pengamatan lapangan dan hidrograf satuan sintetik metode lain, seperti Nakayasu, US-SCS, Common dan Snyder, ditemui penyimpangan cukup besar yang dapat mempengaruhi perhitungan debit yaitu pada;

- (1) Waktu untuk pencapaian debit puncak (t_p) Gama I lebih mendekati hasil lapangan yaitu lebih singkat, hidrograf metode lain lebih lama.
- (2) Besarnya debit puncak (Q_p) Gama I lebih tinggi sedikit dan hidrograf metode lain lebih rendah, metode ini lebih sesuai bila dibandingkan dengan hidrograf terukur di lapangan.

*Kesimpulan hasil penelitian: Metode Gama I dan Nakayasu,
lebih mendekati hasil pengamatan lapangan.*

Debit puncak Q_p (m^3/dt)

$$Q_p = 0,1836 A^{0,5886} JN^{0,2381} TR^{-0,4008} \dots\dots\dots (5.1)$$

A = Luas DAS (km^2)

JN = Jumlah pertemuan sungai

TR = Waktu naik hidrograf (jam)

$$TR = 0,43 \left(\frac{L}{100SF} \right)^3 + 1,0665SIM + 1,2775 \dots\dots\dots$$

(5.2)

L = panjang sungai (km)

SF = factor sumber yaitu jumlah panjang semua sungai tingkat

1 dibandingkan dengan jumlah sungai semua tingkat.

SIM = factor simetri yaitu hasil kali antara faktor lebar (WF)

dan

luas DAS sebelah hulu (RUA)

Setelah semua unsur-unsur dalam rumus dihitung dapat digamabarkan bentuk unit hidrograf Gama I:

- 1) Persamaan garis hidrograf menaik didekatkan dengan garis lurus
- 2) Persamaan hidrograf menurun bentuk persamaan eksponensial

$$Q_t = Q_p \cdot e^{-t/K} \text{ dengan } e = 2,718 \dots\dots\dots (5.3)$$

Dalam persamaan Gama I Q_p (debit puncak) telah memperhitungkan waktu konsentrasi atau waktu naik hidrograf (TR) berdasarkan panjang sungai induk (L) dan jumlah semua anak sungai yang berpengaruh (factor sumber = SF), bentuk simetri DAS (SIM).

$P = 1 \text{ mm}$

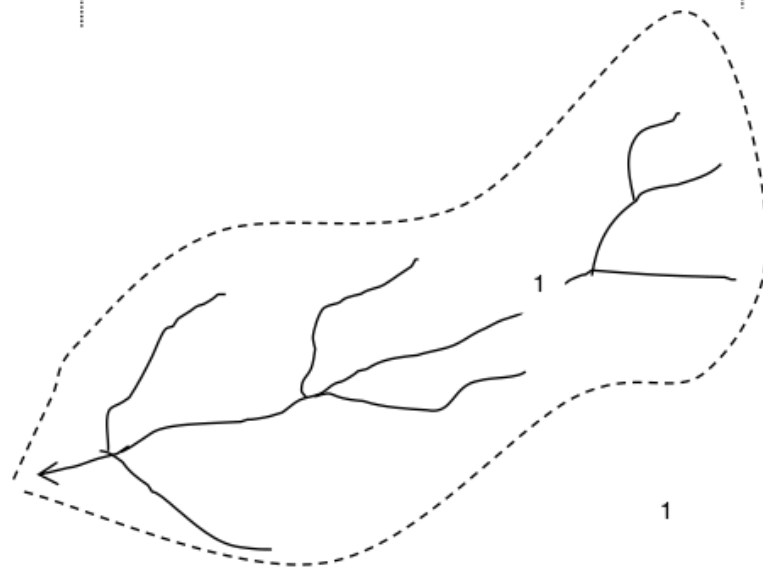
$T = 1 \text{ jam}$

Q_p

TR

$$Q_t = Q_p \cdot e^{-(t-TR)/k}$$

TR



1

2

1

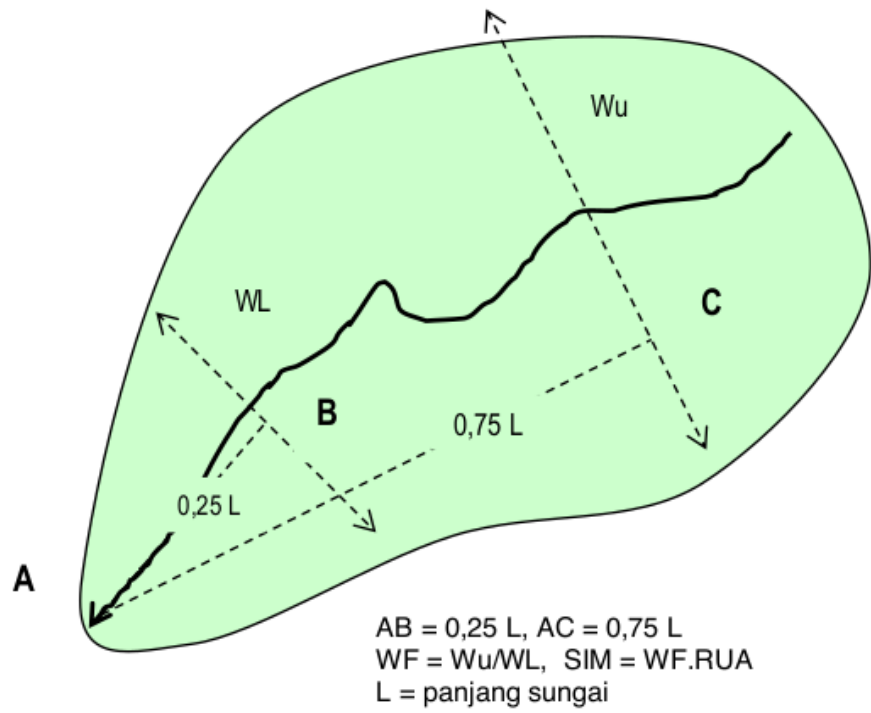
1

1

2

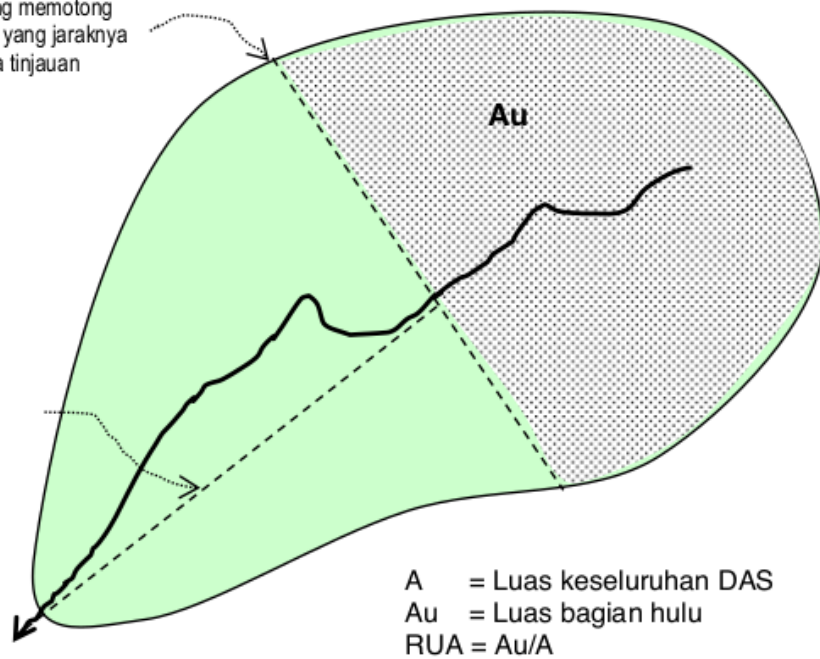
3

2



Garis perkiraan yang memotong titik berat luas DAS yang jaraknya terdekat dengan sta tinjauan

Garis yang merupakan jarak terdekat dengan titik berat luas



W_u = lebar DAS sejauh $\frac{3}{4}$ dari titik tinjauan

WL = lebar DAS sejauh $\frac{1}{4}$ dari titik tinjauan, dirumuskan:

$$WF = \frac{Wu}{WL} \dots\dots\dots (5.4)$$

WF = perbandingan lebar DAS sejauh $\frac{3}{4}$ L dengan lebar DAS
Sejauh $\frac{1}{4}$ L dari titik peninjauan debit

RUA = luas DAS sebelah hulu ditentukan dengan cara

Memperkirakan letak tb (titik berat) luasan DAS dan buat garis pembatas yang merupakan garis tegak lurus terhadap garis jarak terdekat antara tb dan titik peninjauan debit.

Hidrograf satuan yang disajikan pada sisi naik merupakan garis lurus (TR) dan sisi turun merupakan garis dengan persamaan eksponensial (TD), dimana; waktu naik (TR) + turun (TD) = TB, sebagai berikut:

Persamaan lengkung debit HSS Gama I

$$Q_t = Q_p \cdot e^{-t/K} \text{ dengan } e = 2,718 \dots\dots\dots (5.5)$$

Q_t = debit yang diukur pada jam ke t setelah debit puncak
(m^3/dt)

Q_p = debit puncak (m^3/dt)

K = koefisien tampungan (jam)

SF = Faktor sumber yaitu perbandingan antara jumlah panjang sungai tingkat 1 dengan jumlah panjang semua tingkat.

$$TB = 27,4132TR^{0,1457} .S^{-0,0986} .SN^{0,7344} .RUA^{0,2574}$$
$$K = 0,5617A^{0,1798} S^{-0,1446} SF^{-1,0897} D^{0,0452}$$

S = landai atau slope sungai rata-rata

D = kerapatan jaringan kuras yang merupakan panjang segmen seluruh tingkat sungai dibandingkan dengan luas DAS (km/km²)

Aliran dasar (base flow) yang berasal dari aliran air tanah. Besarnya aliran dasar yang dipengaruhi oleh luasnya DAS dan kerapatan jaringan kuras, rumus empiris ini mengandaikan besarnya aliran dasar tetap.

$$Qb = 0,4751 A^{0,6444} D^{0,9430} \dots\dots\dots (5.6)$$

Untuk penggambaran hidrograf debit rencana harus ditambahkan aliran dasar Qb pada limpasan langsung.

Perhitungan kehilangan curah hujan di DAS dengan phi indeks:

$$\phi = 10,4903 - 3,859 * 10^{-6} A + 1,6985 * 10^{-13} (A / SN)^4 \dots\dots\dots (5.7)$$

ϕ = indek infiltrasi (mm/jam)

A = Luas daerah aliran sungai (km²)

SN = frekuensi sumber, tidak berdimensi yaitu jumlah banyak sungai tingkat 1 dibandingkan jumlah seluruh segmen sungai.

Rumus ini sangat tergantung pada luas DAS, dalam penggunaan agar diperhatikan kebasahan DAS. DAS yang luas menghasilkan phi indeks yang tinggi.

5.2. Hidrograf Satuan Sintetik Nakayasu

Hidrograf Satuan Sintetik dasarnya adalah percobaan atau penelitian dilokasi dimana konstanta-konstanta rumus tersebut dibuat. Sedangkan bila diterapkan dilokasi lain perlu penyesuaian dengan karakteristik lokasi, terutama yang berperan penting dalam rumus ini adalah:

- (1) Panjang alur sungai (L), karena pengaruh L sangat besar pada perubahan time lag.
- (2) Time lag yang merupakan bagian dalam fungsi bilangan pembagi pada rumus debit puncak (Q_p).

Analisa hidrograf banjir metode Nakayasu menggunakan rumus rational dengan koefisien pengaliran dan konstanta ditetapkan berdasarkan empiris sebagai berikut:

Persamaan debit Nakayasu;

$$Q_p = \frac{CAR_o}{3,6(0,3T_p + T_{0,3})} \dots\dots\dots (5.8)$$

Rumus diatas telah memperhitungkan koef. pengaliran C, maka hujan efektif yang digunakan untuk penentuan debit banjir adalah hujan *sebelum dikurangi dengan phi index*.

dimana:

Q_p = debit puncak banjir (m³/dt)

C = koefisien pengaliran sangat tergantung kondisi vegetasi DAS

R_o = Curah hujan efektif (mm)

T_P = waktu dari permulaan hujan sampai puncak banjir
(jam)

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

Persamaan garis lengkung ke arah naik (rising limb) hidrograf
satuan Nakayasu adalah:

$$Q_a = Q_p \left(\frac{t}{T_P} \right)^{2,4} \dots\dots\dots (5.9)$$

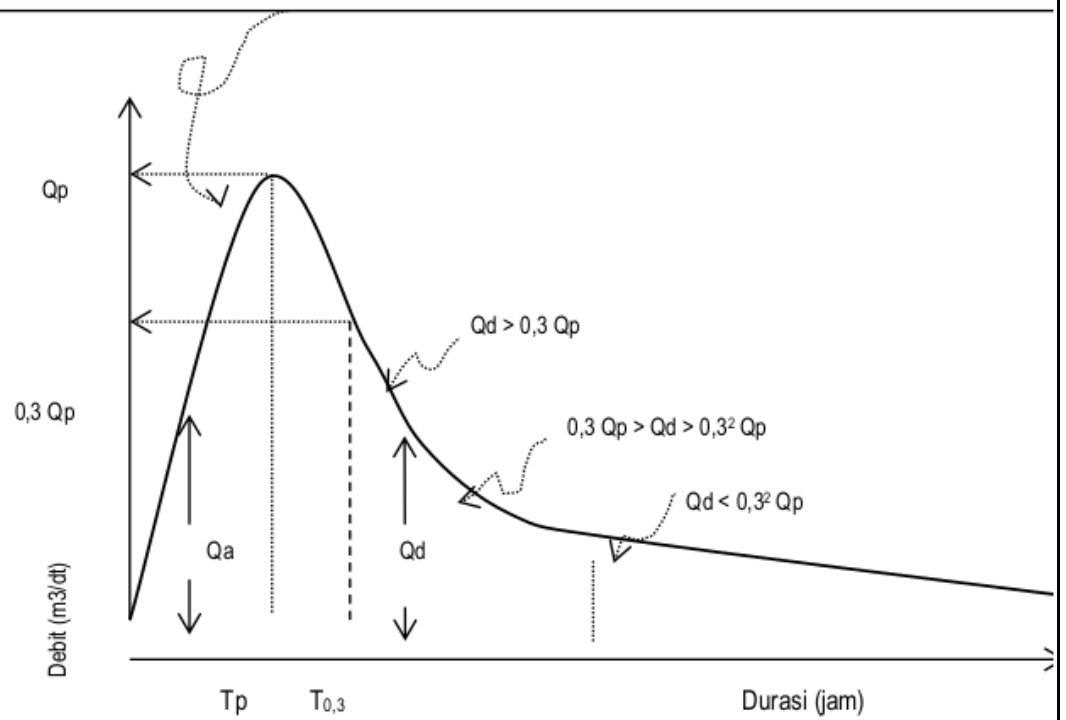
dimana:

Q_a = debit sebelum puncak dengan waktu t (m³/dt)

t = waktu dalam jam, diukur mulai titik 0 sampai $t = T_P$ (waktu
konsentrasi)

Bagian lengkung turun (decreasing limb); Q_d = debit bagian
lengkung turun dibagi dalam 3 bagian persamaan, dimulai dari
puncak debit mengikuti persamaan sebagai berikut :

$$Q_a = Q_p \left(\frac{1}{T_p} \right)^{2,4}$$



Gambar 5.4. Hidrograf Nakayasu

Bagian atas

$$\bullet \quad Q_d > 0,3 Q_p \quad : \quad Qd = Qp \cdot 0,3^{\left(\frac{t-Tp}{T_{0,3}}\right)} \quad \dots\dots\dots(5.10)$$

Bagian tengah

$$\bullet \quad 0,3 Q_p > Q_d > 0,3^2 Q_p \quad : \quad Qd = Qp \cdot 0,3^{\left(\frac{t-Tp+0,5T_{0,3}}{1,5T_{0,3}}\right)} \quad \dots\dots (5.11)$$

Bagian bawah

$$\bullet \quad 0,3^2 Q_p > Q_d \quad : \quad Qd = Qp \cdot 0,3^{\left(\frac{t-Tp+1,5T_{0,3}}{2,0T_{0,3}}\right)} \quad \dots\dots\dots(5.12)$$

pengambilan besarnya t dalam penyelesaian persamaan diukur dari titik nol 0 titik awal hidrograf.

dimana:

$$T_p = t_g + 0,8 t_r$$

t_r = satuan durasi hujan

t_g tergantung panjang sungai (L)

- $L < 15 \text{ km}$ $t_g = 0,21 \cdot L^{0,7}$
- $L > 15 \text{ km}$ $t_g = 0,4 + 0,058 L$

dimana:

L = panjang alur sungai (km)

t_g = waktu kosentrasi (jam)

t_r = k t_g (jam)

$$k = 0,5 - 1,0$$

$$T_p = t_g + 0,8 k t_g$$

$$T_p = t_g (1 + 0,8 k)$$

$$T_{0,3} = \alpha t_g \text{ (jam)}$$

Penjabaran rumus debit puncak Q_p :

$$0,3T_p + T_{0,3} = 0,3(t_g + 0,8 k t_g) + \alpha t_g$$

$$0,3T_p + T_{0,3} = (0,3 + 0,24 k + \alpha) t_g$$

$$Q_p = \frac{CAR_o}{3,6(0,3 + 0,24 k + \alpha) t_g} \text{ satuan (m}^3/\text{dt)} \quad \dots\dots\dots (5.13)$$

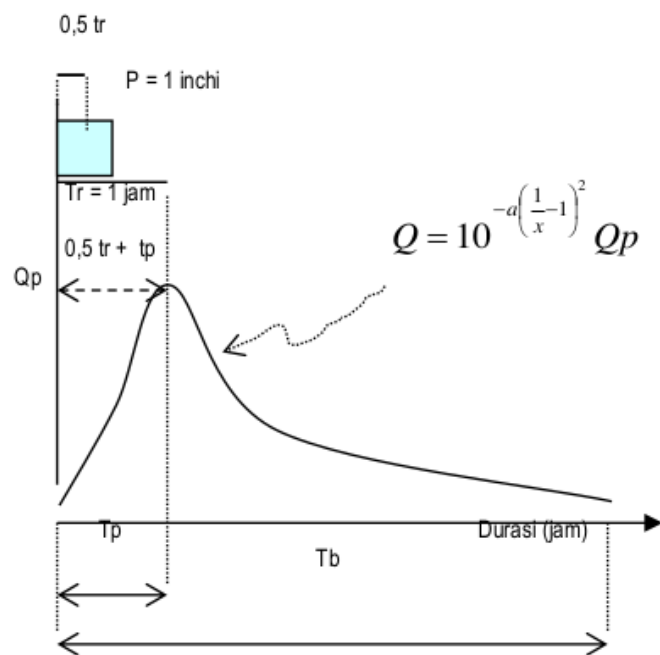
Besaran α (α tergantung pada topografi daerah pengaliran dan kelandaian sungai dari percobaan di Jepang nilai sbb:

- Topografi dengan daerah pengaliran biasa $\alpha = 2$, naik dan turun hidrograf seimbang.
- hidrograf yang naiknya lambat dan turunnya cepat $\alpha = 1,5$ digambarkan sebagai daerah pengaliran dengan topografi landai dan luas, bentuk segi empat atau agak bulat serta sungainya relatif lurus, agak terjal, tampang basah tidak tersedimentasi, sehingga aliran lancar.

- hidrograf yang naiknya cepat dan turunnya lambat $\gamma = 3$ digambarkan sebagai sungai dengan daerah pengaliran agak terjal (daerah kaki pegunungan), tetapi alur sungainya lebih panjang di daerah yang relatif landai, sehingga aliran agak tertahan atau lambat.

5.3. Hidrograf Satuan Sintetik Snyder

Rumus ini dirancang dengan tinggi hujan $P = 1$ inchi dan waktu $t_r = 1$ jam, jatuh pada luasan areal mile^2 . Penelitian dilakukan oleh F.F.Snyder 1938 di banyak sungai Amerika Timur. Satuan yang digunakan untuk panjang sungai (L) mile, luas DAS dalam mile square (mile^2), time lag t_p dalam jam sehingga debit puncak Q_p dalam cubic feet per second.



Gambar 5.5. Hidrograf Snyder

Persamaan debit puncak Qp:

$$\begin{aligned}
 Q_p &= 640 \frac{C_p}{t_p} A \\
 t_p &= C_t (L.L_c)^{0,3} \\
 t_e &= \frac{t_p}{5,5} \quad \dots\dots\dots (5.14) \\
 T_b &= 3 * 24 + \frac{t_p}{8}
 \end{aligned}$$

L = panjang total sungai (mile)
 L_c = panjang sungai dari titik berat DAS ke outlet (mile)

dimana :

C_p adalah koefisien yang dipengaruhi oleh waktu kelambatan (storage coefficient) nilai antara 0,56 s/d 0,69, *semakin besar nilai C_p waktu kelambatan semakin cepat, debit puncak semakin besar* dan C_t adalah koefisien yang dipengaruhi oleh kelandaian slope basin *semakin rendah nilainya semakin terjal* slope basin atau waktu konsentrasi pendek, puncak banjir cepat tercapai, C_t = antara 1,35 s/d 1,65.

Bila curah hujan $P = 1$ cm jatuh pada areal luasan km^2 , t_p (jam) dan debit puncak Q_p dalam (m^3/dt).

$$\text{Maka : } Q_p = \frac{1.000^2 \times 10^{-2}}{3.600} \frac{C_p}{t_p} A = 2,78 \frac{C_p}{t_p} A \quad \dots\dots\dots (5.15)$$

Rumus diatas tidak menjelaskan tentang koef. pengaliran C, maka hujan efektif yang digunakan untuk penentuan debit banjir adalah hujan terukur *dikurangi dengan phi index*.

Pada penerapan akan terjadi beberapa kemungkinan besaran te:

- $t_e < t_r$, dimana: t_r = lama hujan efektif standar = 1 jam
maka $T_p = t_p + 0,5 t_r$
- $t_e > t_r$
maka $T_p = t_p' + 0,5 t_r$, dimana: $t_p' = t_p + 0,25 (t_r - t_e)$

Waktu dasar HSS : $T_b = 72 + t_p/8$

Pengambarkan lengkung hidrograf mengikuti persamaan

Alexeyef sebagai berikut:

$$Q = f(t) \quad y = \frac{Q}{Q_p} \quad \text{atau} \quad y = 10^k \quad Q = 10^{-a\left(\frac{1}{x}-1\right)^2} Q_p$$

$$x = \frac{t}{t_p} \quad k = -a\left(\frac{1}{x}-1\right)^2$$

$$a = 1,32\lambda^2 + 0,15\lambda + 0,045$$

$$\lambda = 3,6 \frac{Q_p T_p}{h.A}$$

$$Q_p = (m^3 / dt), \quad h = (mm), \quad T_p = (jam), \quad A = (km^2)$$

t = waktu yang dipilih untuk memudahkan membuat hidrograf
(jam)

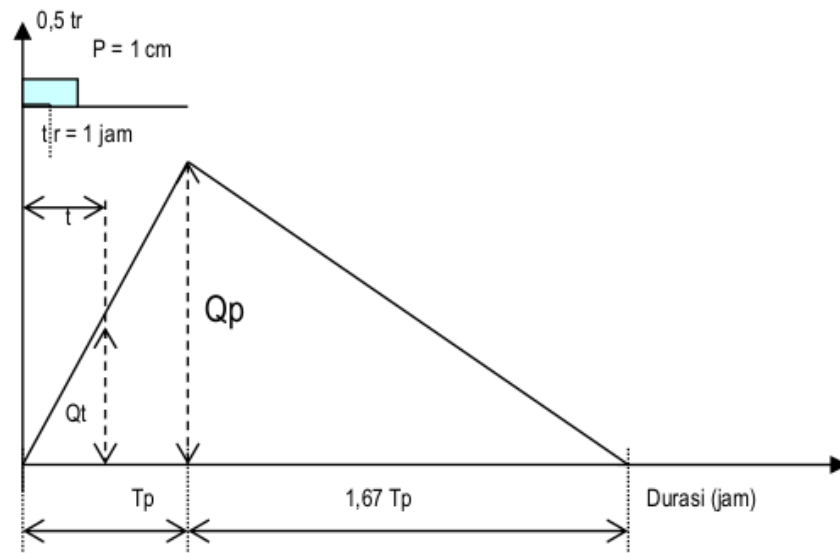
t_p = waktu dari pertengahan terjadi hujan sampai puncak banjir
(jam)

Urutan pembuatan unit hidrograf :

1. Tentukan L , L_c , A , t_p , t_e , Q_p , a dan T_b dengan $h = 1$ mm
2. tahap selanjutnya ambil besar t dimulai dari 0, 0,2, 1 dstnya, hitung nilai $x = t/t_p$, λ dan a .
3. hitung harga k , selanjutnya hitung nilai setiap $Q_t = 10^k \cdot Q_p$, pada t tertentu dan selanjutnya unit hidrograf dapat digambarkan.

5.4. Hidrograf Satuan Sintetik SCS - USA

Hidrograf satuan Sintetik (SOIL CONSERVATION SERVICES) SCS-USA merupakan hidrograf satuan tidak berdimensi, di-ekspresikan dalam bentuk perbandingan debit q_t dengan debit puncak q_p dan waktu t dengan waktu naik (*time of rise*) t_p seperti tergambar. Nilai Q_p dan T_p dapat diperkirakan dengan menggunakan penyederhanaan berbentuk setitiga. Dalam kajian terhadap banyak hidrograf satuan, waktu turun (*time of recession*) dapat diperkirakan sebesar $1,67 T_p$ dan basis hidrograf $T_b = 2,67 T_p$, $T_p = t_r/2 + 0,6 T_c$ dari Kirpich 1940. Untuk limpasan langsung (*direct runoff*) $P = 1$ inchi.



Gambar 5.6. Hidrograf SCS-USA

Persamaan Hidrograf Satuan Sintetik SCS-USA

HSS-SCS menganggap hidrograf berbentuk segitiga dengan ukuran seperti, volume hujan yang jatuh pada luasan A adalah:

$$Vol = \frac{Q_p \cdot T_p}{2} + \frac{Q_p \cdot 1,67 T_p}{2} = \frac{2,67}{2} T_p \cdot Q_p$$

$$Q_p = \frac{2 \cdot Vol}{2,67 T_p} = \frac{0,75 \cdot Vol}{T_p} \quad \dots\dots\dots (5.16)$$

A (mile²), Tp (jam) dan Qp (cfs), 1 acre.inchi/jam = 1008 cfs

1 km = 0,621 mile, 1 mile = 5.280 ft, 1 mile² = 259 ha = 2,79 x 10⁷ ft² = 2,59 km².

Disatu pihak, volume hujan yang jatuh sebesar 1 inchi, pada areal yang luasnya 1 mile, menghasilkan volume air sebesar :

$$Vol = \frac{5.280^2 \times 1 / 12}{3.600} A = 645,34 .A$$

Maka persamaan diatas dapat diselesaikan

$$Qp = \frac{0,75(645,34)A}{Tp} = 484 \frac{A}{Tp} \quad (cfs) \dots\dots\dots (5.17)$$

dimana:

A dalam (mile²), Tp dalam (jam), P = 1 inchi, Qp dalam (cfs).

Bila hujan yang jatuh 1 cm, pada areal yang luasnya 1 km², maka dihasilkan volume air sebesar:

$$V = \frac{(1.000^2) \times 10^{-2}}{3600} A = 2,78 A, \quad A \text{ dalam (km}^2\text{), Tp dalam (jam).}$$

$$Qp = \frac{0,75(2,78)A}{Tp} = 2,08 \frac{A}{Tp} \quad (m^3 / dt) \dots\dots\dots (5.18)$$

Maka formula debit puncak: $Qp = 2,08 \frac{A}{Tp} \quad (m^3 / dt)$

$$T_p = 0,60T_c + 0,5t_r$$

$$T_c = 0,01947L^{0,77} S^{-0,385}$$

$$\text{KIRPICH1940} \quad T_c = (mnt), \quad L = (m)$$

$$q \text{ naik mengikuti rumus} \quad Q_t = \frac{t}{T_p} Q_p$$

$$q \text{ turun mengikuti rumus} \quad Q_t = \frac{t}{1,67T_p} Q_p$$

$$\text{Waktu dasar } T_b = 2,67 T_p$$

t_r = waktu hujan standar = 1 jam, dengan tinggi hujan $P = 1$ cm.

Rumus Q_p diatas belum memperhitungkan koef. pengaliran C , maka hujan efektif yang digunakan untuk penentuan debit banjir adalah hujan *setelah dikurangi dengan phi index*.

5.5. Hasil Perhitungan Debit Banjir

Perhitungan debit dilakukan dengan 4 metode hidrograf satuan sintetik, gunanya untuk sebagai perbandingan dalam penetapan besarnya debit rencana. Dibawah ini hasil dari perhitungan debit untuk periode ulang 2, 5, 10, 25, 50 dan 100 tahun.

Berdasarkan Pedoman Pengendalian Banjir Volume 1,
Direktorat Jenderal Pengairan, Februari 1996.

Tabel 5.2. Kala Ulang Minimum yang Disarankan sebagai Banjir
Rencana Yang Berkenaan dengan Genangan Banjir

Sistem Aliran	• Didasarkan pada tipe proyek Pengendalian Banjir • Didasarkan pada populasi penduduk	Fase awal	Fase Akhir
Sungai	- Proyek Darurat - Proyek Baru - Pedesaan atau kota dengan $P < 2$ juta - Untuk perkotaan dengan $P > 2$ juta	5 10 25 25	10 25 50 100
Sistem Drainase Primer DAS < 500 ha	- Perdesaan - Perkotaan $P < 0,5$ juta - Perkotaan $0,5 \text{ juta} < P < 2 \text{ juta}$ - Perkotaan $P > 2 \text{ juta}$	2 5 5 10	5 10 15 25
Sistem Drainase Sekunder DAS < 500 ha	- Perdesaan - Perkotaan $P < 0,5$ juta - Perkotaan $0,5 \text{ juta} < P < 2 \text{ juta}$ - Perkotaan $P > 2 \text{ juta}$	1 2 2 5	2 5 5 10
Sistem Drainase Tertier DAS < 10 ha	- Perkotaan dan Perdesaan	1	2

Maka untuk kriteria Desain Pengendalian Banjir Sub DAS Lempuing digunakan fase awal sebagai proyek baru Periode Ulang 10 tahun untuk sungai dan 2 tahun untuk sistem drainase. Debit Rencana dipilih berdasarkan perhitungan Gama I untuk anak sungai dan Nakayasu untuk sungai Lempuing.

Tabel 5.3. Debit Banjir Rencana pada DAS Lempuing

No	Nama Sungai	Debit Banjir Q_{10} (m^3/dt)
1	Sungai Burnai	378,59
2	Sungai Macak	407,64
3	Sungai Belitang	420,86
4	Sungai Way Hitam	467,70
5	Sungai Lempuing SL.1	859.70
6	Sungai Lempuing SL.2	1076,59
7	Sungai Lempuing SL.3	1391,01

Sumber: hasil analisis penulis, 2010

DAFTAR BACAAN

- Anonim, 1985, Water Resources Research, American Geophysical Union
- Chow VT et al, 1988 Applied Hydrology, Mc Graw Hill, Singapore
- Clark.r.t, 1973, Mathematical models in Hydrology, Institute of Hydrology, Wellington
- CD Soemarto, 1987, Hidrologi Teknik, Penerbit Usaha Nasional, Surabaya Indonesia
- E.W. Wilson, 1984, Engineering Hydrology, ELBS, London
- George Flemming, 1975, Computer Simulation Techniques in Hydrology, Elsevier, New York.
- H.M. Raghunath, 1986, Hydrology, Willey Eastern Limited, New Delhi
- Loebis, J, 1993, Hidrologi Sungai, Yayasan Penerbit PU Jakarta
- Linsely, Kogler, Paulhus, 1975, Hydrology for Engineers, Mc Graw Hill Book Company, New York
- Mutreja, K.N, 1982, Applied Hydrology, Tata Mc Graw Hill Co, New Delhi
- Sanaro, R dan Yusuf, I.A, 1987, Perhitungan Simulasi Debit Sungai cara Mock untuk menaksir Debit Andalan, HATHI, Bandung
- Sri Harto., 1990, Analisis Hidrologi, PAU-IT UGM Yogyakarta
- _____, 2003, The Study on Comprehensive Water Management Musi River Basin, Konsultan CTI Engineering Co. Ltd dan NIKKEN Consultant, Inc
- Suyono, S dan Takeda K, 1987, Hidrologi untuk Pengairan, PT. Pradnya Paramita , Jakarta



Achmad Syarifudin lahir di Palembang, Sumatera Selatan pada tanggal 19 Nopember 1960.

Menyelesaikan S1 Teknik Sipil Fakultas Teknik Universitas Sriwijaya, S2 Teknik Sipil di Program Pasasarjana Universitas Gadjahmada Yogyakarta serta Pendidikan S3 (Doktor) pada Program Pascasarjana Universitas Sriwijaya Palembang.

Pada saat menempuh pendidikan S3, mendapatkan program beasiswa dari Kementerian Pendidikan Tinggi pada *Sandwich Programme* di IHE-UNESCO, Delft, The Netherland pada tahun 2011.

Pada tahun 2000 bergabung di Universitas Bina Darma pada Fakultas Teknik dan menjabat sebagai Ketua Program Studi Teknik Sipil (2000-2004).

Jabatan fungsional Lektor Kepala pada mata kuliah Mekanika Fluida & Hidraulika, Irigasi & Bangunan Air, Rekayasa Hidrologi, Rekayasa Sungai dan Drainase Perkotaan.

Sebagai Team Leader pada proyek penelitian HIBAH PUPT dari Dikti (2012 - sekarang).

Selain mengajar juga aktif di berbagai organisasi profesi antara lain HATHI (Himpunan Ahli Teknik Hidraulik Indonesia), KNI-ICID, PII (Persatuan Insinyur Indonesai) dan LPJK (Lembaga Pengembang Jasa Konstruksi Indonesia) Provinsi Sumatera Selatan.

Team leader pada beberapa proyek strategis keairan antara lain pengendalian banjir kota Palembang (1997), pengendalian banjir sungai

Lempuing (2005), Perkuatan tebing pengendalian banjir sungai Musi
(2016)

HIDROLOGI TERAPAN

ORIGINALITY REPORT

22%

SIMILARITY INDEX

22%

INTERNET SOURCES

5%

PUBLICATIONS

21%

STUDENT PAPERS

PRIMARY SOURCES

1

img.gd.itb.ac.id

Internet Source

22%

Exclude quotes On

Exclude bibliography On

Exclude matches < 1%