

BAB II

STUDI LITERATUR

2.1. Lokasi Studi

2.1.1. Demografi

Jumlah penduduk Kabupaten Bekasi pada tahun 2004 mencapai 1.950.209 jiwa. Bila dilihat dari rasio penduduk berdasarkan kelamin adalah 1,04 banding 1,00 dimana jumlah penduduk laki-laki sebanyak 996.150 jiwa dan perempuan 954.054 jiwa. Adapun laju pertumbuhan penduduk hasil perhitungan sensus tahun 2004 sebesar 4,23% terdiri dari imigrasi 2,33% dan alamiah 1,90%. Pada tahun 2005 jumlah penduduk Kabupaten Bekasi Bertambah menjadi 2.027.902 jiwa atau mengalami pertumbuhan sebesar 3,98% dari tahun sebelumnya. Penduduk bekasi mayoritas merupakan pendatang sehingga tak heran jika banyak budayanya pun telah banyak berakulturasi. Pada tahun 2013, jumlah penduduk Kabupaten Bekasi mencapai 3.002.112 jiwa. Tahun 2014, jumlah penduduk Kabupaten Bekasi menjadi 3.112.698 jiwa atau naik 120.586 jiwa dari tahun 2013 penduduk berjenis kelamin laki-laki adalah 1.592.588 jiwa dan penduduk berjenis kelamin perempuan 1.530.110 jiwa pada tahun 2014. Dengan luas wilayah 127.388 hektar, tingkat kepadatan penduduk Kabupaten Bekasi mencapai 2.451 jiwa per km². Kecamatan dengan penduduk tertinggi adalah Tambun Selatan dengan jumlah penduduk mencapai 486.041 jiwa atau 16 persen dari total penduduk Kabupaten Bekasi pada tahun 2014. Kecamatan dengan penduduk terendah adalah Bojongmangu dengan jumlah penduduk 25.587 jiwa pada tahun 2014.

2.1.2. Hidrogeologi

Wilayah cekungan air tanah Jakarta terbagi kedalam 4 bagian, yaitu : wilayah dataran pantai yang meliputi utara Tangerang – Jakarta – Bekasi, wilayah undak/terrace menempati bagian tengah cekungan, wilayah batuan dasar Tersier kedap air / produktif kecil dan wilayah lereng gunung api salak dan

Pangrango. Wilayah dataran pantai dan undak/terrace, merupakan daerah dengan system akuifer dengan aliran air tanah melalui ruang antar butir, debit sumur umumnya kurang dari 5 l/dtk terutama terdapat di wilayah Jakarta. Wilayah lereng gunung api Salak dan Pangrango, merupakan daerah akuifer dengan aliran melalui celahan dan ruang antar butir, debit sumur umumnya kurang dari 5 l/dtk, setempat lebih dari 5 l/dtk. Wilayah batuan dasar tersier kedap air atau akuifer produktif kecil (pegunungan sebelah timur dan barat). Berdasarkan kesebandingan lempung laut dari berbagai sumur borendapan kuarter di cekungan air tanah Jakarta, Soekardi (1992) menyusun penampang hidrogeologi utara – selatan dengan hasil sebagai berikut : 1. Kelompok Akuifer I, merupakan akuifer tak tertekan berkedalaman kurang dari 40 meter bmt. 2. Kelompok Akuifer II, merupakan akuifer tertekan atas dengan kedalaman 40-140 meter bmt. 3. Kelompok Akuifer III, merupakan akuifer tertekan tengah dengan kedalaman 140-250 m bmt. 4. Kelompok Akuifer IV, merupakan akuifer tertekan bawah dengan kedalaman > 250 meter bmt. Selanjutnya CRBDFS, menyusun diagram pagar di wilayah Jabotabek berdasarkan data sumur bor. Tataan akuifer di wilayah Jabotabek terutama dijumpai pada akuifer endapan kuarter dan terbagi kedalam 3 zona akuifer, yaitu zona akuifer tak tertekan, zona akuifer tertekan tengah dan zona akuifer tertekan bawah yang masing-masing zona ini dipisahkan oleh lapisan akuitar. Masing-masing zona akuifer tersebut bervariasi dari kedalaman sekitar 20-60 m, 60-150 m, dan 150-250 m bmt. Pada kedalaman yang lebih lanjut dijumpai batuan sedimen Polisen dan Miosen yang umumnya berfungsi sebagai nirakuifer terutama pada endapan Plisen. Ketersediaan air tanah di suatu daerah dipengaruhi oleh keterkaitan dari berbagai factor pendukung, seperti keadaan iklim, curah hujan, jenis litologi, struktur geologi, morfologi dan tata gunalahan.

2.1.3. Topografi

Secara topografis, DAS Kali Bekasi terletak pada dataran landai dan perbukitan bergelombang. Daerah dataran terletak pada Kota Bekasi yang merupakan bagian hilir DAS dengan elevasi titik tengahnya pada 27 meter. Sedangkan pada bagian hulu masih terdiri dari daerah bergelombang seperti DAS Cikeruh,

Cibadak, dan Cijanggal yang masing-masing terletak pada elevasi titik tengah pada 400 meter, 509 meter dan 417 meter. DAS Cikeruh dan Cibadak memiliki lereng yang relative terjal yaitu 25-40%. Kelerengan ini dibentuk oleh pegunungan yang terletak disebelah selatan DAS Bekasi sementara dibagian hilir didominasi oleh kelerengan yang relative rendah, yaitu antara 0-8%. DAS Kali Bekasi hamper seluruhnya mempunyai bentuk wilayah datar dengan cekungan-cekungan berupa rawa namun beberapa di antaranya telah berubah menjadi pemukiman dan industri. Perbedaan tinggi tempat berkisar antara 0-15 meter dengan lereng kurang dari 3%.

Secara garis besar fisiografi DAS Kali Bekasi bagian Bekasi Utara dikategorikan sebagai dataran pantai (*coastal plain*) dengan sub unit fisiografinya dibedakan menjadi beting pantai, dataran aluvial, tanggul sungai atau levee dan cekungan / perlembahan. Sedangkan wilayah lainnya yang mengarah ke hulu Sungai Bekasi (Bekasi Selatan dan Bogor) sub unit fisiografinya dibedakan menjadi daerah jalur sungai / pelembahan, daerah kipas vulkan, daerah perbukitan lipatan, daerah vulkan.

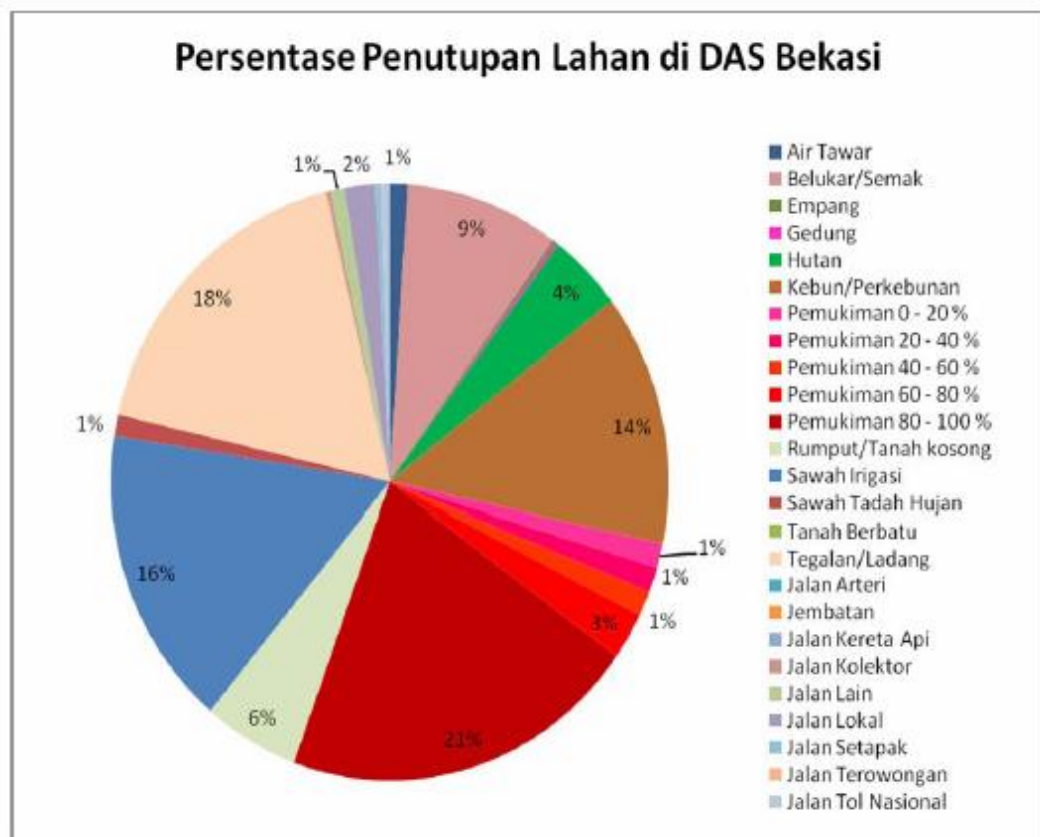
2.1.4. Tata Guna Lahan

Daerah lahan terbangun DAS Bekasi sudah mencapai 31,20% yang tersebar dari hulu hingga ke hilir. Daerah DAS Bekasi yang sudah dijadikan sebagai permukiman mencapai 27,5%. Daerah terpadat berada di wilayah DAS tengah hingga hilir Kali Bekasi. Kawasan hijau hanya ada di daerah hulu karena memang masih dalam kawasan hutan. Namun beberapa permukiman dan perumahan elit sudah berdiri di DAS Bekasi hulu, sebut saja seperti Bukit Sentul dan beberapa kawasan yang dianggap masih 'bermasalah' seperti di sekitar Babakan Madang dan Cileungsi, sehingga berkurangnya kebun karet di bagian hulu yang berubah menjadi daerah permukiman, terutama di sepanjang Kali Cikeas dan Kali Cileungsi.

Perubahan penggunaan lahan juga terjadi di wilayah bagian selatan hulu DAS Bekasi. Seperti telah berdirinya perumahan Sentul, Lapangan Golf Snetul, dan Gunung Geulis yang merupakan hulu dari Kali Cikeas. Demikian juga adanya pertumbuhan perumahan di sekitar lapangan golf di kiri-kanan tol Jagorawi, di

sekitar Cibinong, Cileungsi, dan Cimanggis yang otomatis berkontribusi terhadap naiknya debit Kali Cikeas terutama di wilayah Perumahan Villa Indah Bekasi. Sementara itu dibagian Sub DAS Cileungsi terdapat permukiman padat di sekitar pabrik Semen Cibinong, pabrik Semen Holcim, dan Kawasan Industri Branta - Mulia.

Selain itu terdapat juga perumahan-perumahan elit di sepanjang Sub DAS Cileungsi yang melakukan pembuangan ke Kali Cileungsi, seperti Perumahan Kota Legenda dan Kota Wisata di Cububur, sehingga Sub DAS Cileungsi merupakan daerah yang memberikan kontribusi terhadap peningkatan air larian (run off) yang menyebabkan naiknya debit air di Kali Bekasi, terutama saat musim penghujan.



Gambar 2. 1 *Persentasi Penutupan Lahan DAS Bekasi*

Sumber : BPDAS Bekasi

2.1.5. Klimatologi dan Hidrologi

Unsur iklim dan curah hujan adalah factor utama yang mengendalikan proses daur hidrologi di suatu DAS. Kejadian banjir dan kekeringan merupakan salah satu kondisi yang disebabkan oleh kejadian dan intensitas hujan di suatu kawasan. Bencana banjir di wilayah Jabodetabek (Jakarta, Bogor, Depok, Tangerang, dan Bekasi) adalah salah satu kejadian yang disebabkan oleh jumlah aliran permukaan yang berasal dari hujan yang tidak mampu lagi diresapkan ataupun diteruskan kelaut oleh berbagai jenis penutupan lahan yang ada di kawasan tersebut. Berdasarkan perbandingan antara luas (A), panjang sungai (L), dan keliling DAS (P) diketahui bahwa DAS Bekasi Hulu mempunyai karakteristik DAS sebagai berikut:

Tabel 2. 1 Sifat Fisik DAS Bekasi

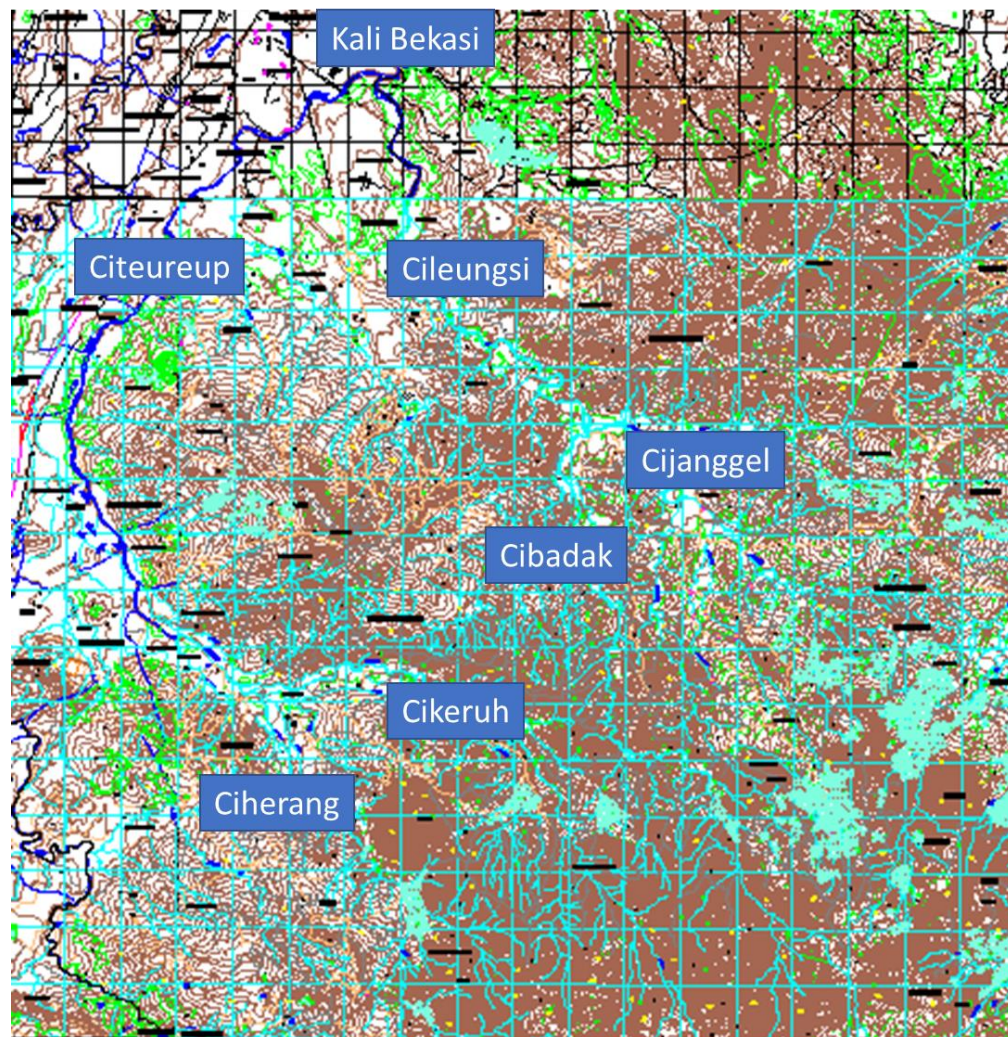
No.	DAS	L (m)	P (m)	A (Ha)	Drainage Faktor (Dd)	Compact Factor	Shape Factor (fs)
1	Kali Bekasi	115.202,46	186.029,43	51.785,47	2,225	0,572	0,000039

2.1.6. Geografis

Kota Bekasi (BIB) – Daerah Aliran Sungai (DAS) Kali Bekasi terdiri dari 5 Sub DAS, yaitu :

1. Sub DAS Kali Bekasi
2. Sub DAS Kali Cikeas
3. Sub DAS Kali Cileungsi
4. Sub DAS Kali Citeureup
5. Sub DAS Cijanggal

Total luas DAS Bekasi mencapai 51.785 Hektar. Skema sistem sungai Kali Bekasi adalah sebagai berikut :



Gambar 2. 2 Skema Sistem Kali Bekasi

Sumber : PT. Inasa Sakha Kirana

2.2. Teknologi DAM Parit

Teknologi dam parit adalah suatu cara untuk mengumpulkan/membendung aliran air pada suatu parit (drainage network) dengan tujuan untuk menampung volume aliran permukaan, sehingga selain dapat digunakan untuk mengairi lahan di sekitarnya juga dapat menurunkan kecepatan (run off), erosi, sedimentasi dan pengendalian banjir di hilir saluran.



Gambar 2. 3 DAM Parit Tampak Depan

Sumber : Ditjen PLA Deptan

2.2.1. Keunggulan Teknologi DAM Parit

Ringkasan kajian Balai Penelitian Agrolimat dan Hidrologi, berikut merupakan keunggulan dari teknologi DAM Parit. (Kajian BALIKLIMAT, 2005) :

1. Dapat menampung volume air yang besar, karena mencegat dari saluran / parit
2. Dapat menurunkan kecepatan aliran permukaan, sehingga dapat mengurangi erosi permukaan (tanah lapisan atas yang subur), dan sedimentasi
3. Terdapat kesempatan (waktu dan volume) meresap/menyimpan air kedalam tanah (recharging) di seluruh DAS, sehingga mengurangi resiko kekeringan pada musim kemarau
4. Dapat mengendalikan permukaan air di suatu saluran / parit untuk meminimalisir luapan (banjir)
5. Biaya pembuatan yang relatif murah.

2.2.2. Fungsi DAM Parit

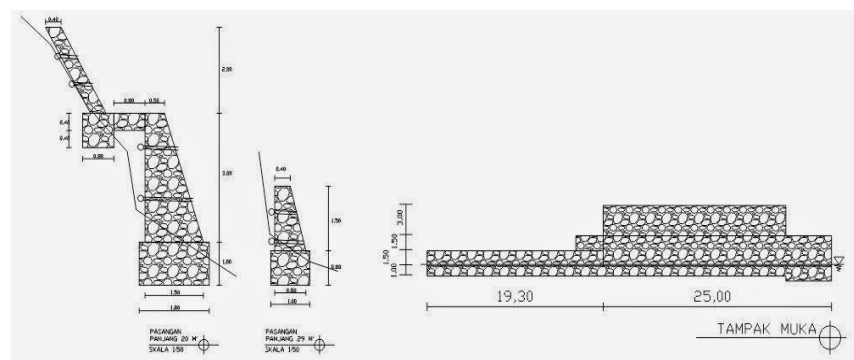
Ringkasan kajian Balai Penelitian Agrolimat dan Hidrologi, berikut merupakan fungsi dari teknologi DAM Parit. (Kajian BALIKLIMAT, 2005) :

1. Menurunkan debit puncak, yaitu debit yang paling tinggi yang terjadi pada aliran tersebut. Biasanya dalam musim penghujan debit air pada suatu parit/saluran sehingga dapat menimbulkan banjir dan tanah longsor serta erosi dengan membawa serta lapisan atas tanah yang subur. Dengan dibangunnya DAM Parit itu akan mengurangi kecepatan aliran parit.
2. Memperpanjang waktu respon, yaitu memperpanjang selang waktu antara saat curah hujan maksimum dengan debit maksimumnya. Dengan lamanya air tertahan di dalam DAS, maka sebagian air akan meresap kedalam tanah untuk membiuisi (recharge) cadangan air tanah dan sebagian air dapat dialirkan ke lahan yang membutuhkan air / lahan yang tidak pernah dapat air irigasi melalui parit-parit.

2.2.3. Komponen Bangunan DAM Parit

Bangunan dam parit sekurang-kurangnya memiliki (Pedoman Teknis Dam Parit 2007 Dit. Pengelolaan Air. Subdit IKA, 2007) :

1. Talud / jagaan (*Free Board*), berfungsi untuk menjaga pinggir parit agar tidak tergerus oleh air dan akan menjadi pegangan bangunan bendung



Gambar 2. 4 Talud Sungai

Sumber : Talud Sungai Winongo – Alexander Rani Suryandono ST., M. Arch

2. Bangunan Bendung / tanggul, berfungsi untuk membendung aliran atau meninggikan muka air di parit



Gambar 2. 5 Bangunan Bendung pada DAM parit & Pintu Air

Sumber : Mintobasuki Gabus Pati

3. Pengendali / pintu air, berfungsi untuk mengendalikan muka air di dalam parit untuk dialirkan ke lahan usaha tani melalui saluran irigasi atau untuk mengontrol debit maksimum pada saat hujan. Pengendali/pintu air ini dapat dibangun di pinggir atau di tengah tanggul
4. Spill way dan atau Saluran irigasi/drainase, berfungsi menyalurkan air dari bendung ke lahan usaha tani juga sebagai saluran pengalih aliran disaat debit puncak terjadi.



Gambar 2. 6 Spill Way

Sumber : Radar Tasikmalaya

2.3. Air

Air merupakan salah satu fluida dalam bentuk cairan. Sebagai suatu fluida, air digolongkan sebagai fluida cair yang tidak mampu mampat (*incompressible*). Salah satu sifat air sebagai fluida adalah tidak mampu menahan tegangan geser sehingga apabila ada gaya yang bekerja pada air maka air tersebut akan bergerak. (Vitta Pratiwi, 2014)

Air menjadi salah satu aspek vital dalam kehidupan manusia, kebutuhan akan air sangatlah penting. Tidak hanya untuk minum, namun air berperan sangat vital dalam aspek yang lainnya seperti untuk konsumsi pertanian, perikanan, konstruksi, dan lain-lain. Namun terkait dengan pesatnya peningkatan populasi manusia di bumi, tentunya berpengaruh besar akan kebutuhan air dan hanya masih beberapa waktu hingga suatu saat ketersediaan air akan menjadi sangat langka, tentunya kebutuhan air akan tidak terpenuhi lagi.

2.4. Kekayaan Air Di Bumi

Dikutip dari buku (Wilson, E.M., 1993, hal. 3) menjelaskan bahwa dari 0,6 persen jumlah air yang tersedia sebagai air tawar, separuhnya ada di kedalaman 800m. Sehingga boleh dikatakan tidak tersedia dipermukaan. Ini berarti, bahwa cadangan air tawar di bumi yang dengan salah satu cara dapat diperoleh untuk digunakan manusia ada sebanyak kira-kira $4 \times 10^6 \text{ km}^3$ dan terutama terdapat dalam tanah. Dihamparkan dipermukaan bumi, itu berarti tebalnya sekitar 30 m.

Adapun taksiran kekayaan air pada bumi dapat dilihat pada tabel dibawah ini :

Tabel 2. 2 Taksiran Ketersediaan Air di Bumi

Tempat	Volume (10^3 km^3)	Persentase Jumlah Air
Danau air tawar	125	0,62
Sungai	1,2	0,008
Kelenggasan tanah	65	0,001
air tanah	8250	2,1
danau air asin dan laut pedalaman	105	97,25
Atmosfer	13	
tudung es kutub, gletser dan salju	29200	
Lautan	1320000	
Jumlah	1360000	100,0
	atau $1,36 \times 10^{18} \text{ m}^3$	

Sumber : Wilson, E.M., 1993

2.5. Pemanfaatan Air

Ketersediaan air di permukaan bumi ini seolah-olah dapat diperoleh dengan cara cuma-cuma, pada satu sisi akan ada saatnya dimana nilai air akan naik dan harus dibayar dengan hitungan harga. Oleh karena itu pengelolaan air harus tertata dengan baik, sehingga air dapat dipergunakan dengan optimal.

Seperti dikutip dalam bukunya (Wiyono, Agung;, 2011, hal. 10) menyebutkan ada beberapa sebab para pengelola air pada setiap tingkat nasional, provinsi dan tempat harus mengendalikan kebutuhan air diantaranya :

1. Pengguna air selalu meningkat, sedangkan sumber daya air terbatas
2. Sumber daya air mudah rusak (deteriorasi) atau tercemar baik secara kuantitas maupun kualitas.
3. Biaya untuk pengembangan sumber daya air selalu meningkat, sebab sumber daya termurah masih dikembangkan dan masih belum tercukupi.
4. Keterbatasan dana menjadi kendala investasi
5. Kekurangan air telah terjadi diseluruh dunia, dan
6. Terbatasnya pengembangan sumber daya air yang tidak mempengaruhi lingkungan (*limited carrying capacity*).

2.6. Kurangnya Pengelolaan Sumber Daya Air

Dikutip dari buku (Kodoatie, Robert J; Sjarief, Roestam;, 2010, hal. 25) karena pertumbuhan penduduk maka kebutuhan pokok maupun sekunder akan meningkat. Dalam tata ruang, aktifitas dalam rangka pemenuhan kebutuhan tersebut akan juga meningkat baik dalam dimensi-dimensi ekonomi, social dan lingkungan. Akibatnya terjadi eksploitasi alam yang berlebihan, perubahan tata guna lahan yang tidak terkendali dan menurunnya daya dukung lingkungan. *Multy-player effect* dari aktifitas tersebut pada hakekatnya menimbulkan kecenderungan peningkatan bencana baik dari segi kuantitas maupun kualitas.

Sudah banyak disebutkan oleh para pakar bahwa ada paradoks antara penduduk dan air yaitu pertumbuhan penduduk yang meningkat mengakibatkan

penggunaan ketersediaan air sekaligus meningkatkan potensi banjir. Banjir di Jakarta dan sekitarnya serta daerah-daerah lainnya di Indonesia mencerminkan paradoks tersebut. Konflik kepentingan dan kebutuhan antara manusia versus air, konflik ruang terbangun versus ruang terbuka hijau, konflik tata ruang terbangun versus tata ruang air. Peningkatan ruang terbangun menyebabkan pengurangan ruang terbuka hijau yang besar terutama di daerah-daerah perkotaan. Banyak ruang terbuka hijau, situ-situ daerah resapan dan tempat tinggal air telah hilang. (Kodoatie, Robert J; Sjarief, Roestam, 2010)

2.7. Daerah Aliran Sungai

Berdasarkan PP No. 37 tentang Pengelolaan DAS Pasal 1 : Daerah Aliran Sungai yang selanjutnya disebut DAS adalah suatu wilayah daratan yang merupakan satu kesatuan dengan sungai dan anak-anak sungainya yang berfungsi menampung, menyimpan dan mengalirkan air yang berasal dari curah hujan ke danau atau ke laut secara alami, yang batas di darat merupakan pemisah topografis dan batas di laut sampai dengan daerah perairan yang masih terpengaruh aktivitas daratan.

DAS adalah semua daerah dimana semua air yang jatuh di daerah tersebut akan mengalir menuju suatu sungai. Aliran air tersebut tidak hanya berupa air permukaan yang mengalir didalam alur sungai, tetapi termasuk juga aliran di lereng-lereng bukit yang mengalir menuju alur sungai sehingga daerah tersebut dinamakan daerah aliran sungai. Daerah ini umumnya dibatasi dengan batas topografi. Batas ini tidak ditetapkan berdasarkan air bawah tanah karena permukaan air tanah selalu berubah sesuai dengan musim dan tingkat kegiatan pemukiman. (Sri Harto, 1993).

Konsep Daerah Aliran Sungai (DAS) merupakan dasar dari semua perencanaan hidrologi. Mengingat DAS yang besar pada dasarnya tersusun dari DAS-DAS kecil, dan DAS kecil ini juga tersusun dari DAS-DAS yang lebih kecil lagi. Secara umum DAS dapat didefinisikan sebagai suatu wilayah yang dibatasi oleh batas alam seperti punggung bukit atau gunung, maupun batas buatan seperti jalan atau tanggul dimana air hujan yang turun di wilayah tersebut memberi kontribusi aliran ke titik control (Outlet). Komponen masukan dalam DAS adalah curah hujan, sedangkan keluarannya terdiri dari debit air dan muatan sedimen. (Suripin, 2004)

Setiap DAS memiliki karakteristik dan parameter DAS masing-masing. Karakteristik dan parameter ini bergantung pada tata guna lahan dan kondisi geologi DAS (Festy Ratna, 2013)

Seorang Guru Besar Geografi Universitas Indonesia, Daerah Aliran Sungai (DAS) adalah bagian dari muka bumi, yang airnya mengalir ke dalam sungai yang bersangkutan, apabila hujan jatuh. Sebuah pulau selamanya terbagi habis ke dalam Daerah-Daerah Aliran Sungai. Antara DAS yang satu dengan DAS yang lainnya dibatasi oleh titik-titik tertinggi muka bumi berbentuk punggung yang disebut stream divide atau batas daerah aliran (garis pemisah DAS). (I Made Sandy, 1985)

Air pada DAS merupakan aliran air yang mengalami siklus hidrologi secara alamiah. Selama berlangsungnya daur hidrologi, yaitu perjalanan air dari permukaan laut ke atmosfer kemudian kembali ke tanah dan kebalik lagi ke laut yang tidak pernah berhenti tersebut, air tersebut akan tertahan (sementara) di sungai, danau atau waduk, dan dalam tanah sehingga akan dimanfaatkan oleh manusia atau makhluk hidup.

Air hujan yang dapat mencapai permukaan tanah, sebagian akan masuk (terserap) ke dalam tanah (infiltrasi), sedangkan air yang tidak terserap ke dalam tanah akan tertampung sementara dalam cekungan-cekungan permukaan tanah (surface detention) untuk kemudian mengalir di atas permukaan tanah ke tempat yang lebih rendah (runoff), untuk selanjutnya masuk ke sungai. Air infiltrasi akan tertahan di dalam tanah oleh gaya kapiler yang selanjutnya akan membentuk kelembaban tanah.

Apabila tingkat kelembaban air tanah telah cukup jenuh maka air hujan yang baru masuk ke dalam tanah akan bergerak secara lateral (horizontal) untuk selanjutnya pada tempat tertentu akan keluar lagi ke permukaan tanah (subsurface flow) yang kemudian akan mengalir ke sungai. Batas wilayah DAS diukur dengan cara menghubungkan titik-titik tertinggi di antara wilayah aliran sungai yang satu dengan yang lain.

DAS dapat dibagi ke dalam tiga komponen yaitu: bagian hulu, tengah dan hilir. Ekosistem bagian hulu merupakan daerah tangkapan air utama dan pengatur aliran.

Ekosistem tengah sebagai daerah distributor dan pengatur air, sedangkan ekosistem hilir merupakan pemakai air. Hubungan antara ekosistem-ekosistem ini menjadikan DAS sebagai satu kesatuan hidrologis. Di dalam DAS terintegrasi berbagai faktor yang dapat mengarah kepada kelestarian atau degradasi tergantung bagaimana suatu DAS dikelola.

Setiap DAS terbagi habis ke dalam Sub DAS. Sub DAS adalah bagian dari DAS yang menerima air hujan dan mengalirkannya melalui anak sungai ke sungai utama. Sub DAS dapat pula didefinisikan sebagai suatu wilayah kesatuan ekosistem yang terbentuk secara alamiah, air hujan meresap atau mengalir melalui cabang aliran sungai yang membentuk bagian wilayah DAS.



Gambar 2. 7 DAS (Daerah Aliran Sungai) Bekasi

Sumber : PT. Inasa Sakha Kirana

2.7.1. Komponen-komponen dari DAS

2.7.1.1. Luas DAS

DAS merupakan tempat pengumpulan presipitasi ke suatu sistem sungai. Luas daerah aliran dapat diperkirakan dengan mengukur daerah tersebut pada peta topografi. Garis batas antara DAS adalah punggung permukaan bumi yang dapat memisahkan dan membagi air hujan ke masing-masing DAS. Garis batas tersebut ditentukan berdasarkan perubahan kontur dari peta topografi sedangkan luas DAS nya dapat diukur dengan alat planimeter. Peta

yang digunakan akan mempengaruhi ketelitian perhitungan luasnya. Adapun formula untuk perhitungan luas yaitu:

$$\text{Luas} = \text{Jumlah kotak} \times (\text{skala})^2$$

2.7.1.2. Panjang dan lebar

Panjang DAS adalah sama dengan jarak datar dari muara sungai ke arah hulu sepanjang sungai induk. Sedangkan lebar DAS adalah perbandingan antara luas DAS dengan panjang sungai induk.

$$\text{Lebar} = \text{Luas DAS} : \text{Panjang Sungai Induk}$$

2.7.1.3. Kemiringan atau Gradien Sungai

Gradien atau kemiringan sungai dapat diperoleh dengan persamaan sebagai berikut:

$$\text{Gradien} = \text{Jarak Vertikal} : \text{Jarak Horisontal}$$

Ket :

Jarak Vertikal = Beda tinggi antara hulu dengan hilir (m)

Jarak Horisontal = Panjang sungai induk (m)

2.7.1.4. Orde Dan Tingkat Percabangan Sungai

a. Orde Sungai

Alur sungai dalam suatu DAS dapat dibagi dalam beberapa orde sungai. Orde sungai adalah posisi percabangan alur sungai di dalam urutannya terhadap induk sungai di dalam suatu DAS. Dengan demikian makin banyak jumlah orde sungai akan semakin luas pula DAS nya dan akan semakin panjang pula alur sungainya.

b. Tingkat Percabangan Sungai

Tingkat percabangan sungai (bufurcation ratio) adalah angka atau indeks yang ditentukan berdasarkan jumlah alur sungai untuk suatu orde.

2.7.1.5. Kerapatan sungai

Kerapatan sungai adalah suatu angka indeks yang menunjukkan banyaknya anak sungai di dalam suatu DAS.

2.7.1.6. Bentuk daerah aliran sungai

Pola sungai menentukan bentuk suatu DAS. Bentuk DAS mempunyai arti penting dalam hubungannya dengan aliran sungai, yaitu berpengaruh terhadap kecepatan terpusat aliran. Bentuk DAS mempengaruhi waktu konsentrasi air hujan yang mengalir menuju outlet.

Semakin bulat bentuk DAS berarti semakin singkat waktu konsentrasi yang diperlukan, sehingga semakin tinggi fluktuasi banjir yang terjadi. Sebaliknya semakin lonjong bentuk DAS, waktu konsentrasi yang diperlukan semakin lama sehingga fluktuasi banjir semakin rendah. Bentuk DAS secara kuantitatif dapat diperkirakan dengan menggunakan nilai nisbah memanjang dan kebulatan.

Macam-macam bentuk Daerah Aliran Sungai:

a. DAS berbentuk bulu burung

DAS ini memiliki bentuk yang sempit dan memanjang, dimana anak-anak sungai (sub-DAS) mengalir memanjang di sebelah kanan dan kiri sungai utama. Umumnya memiliki debit banjir yang kecil tetapi berlangsung cukup lama karena suplai air datang silih berganti dari masing-masing anak sungai.

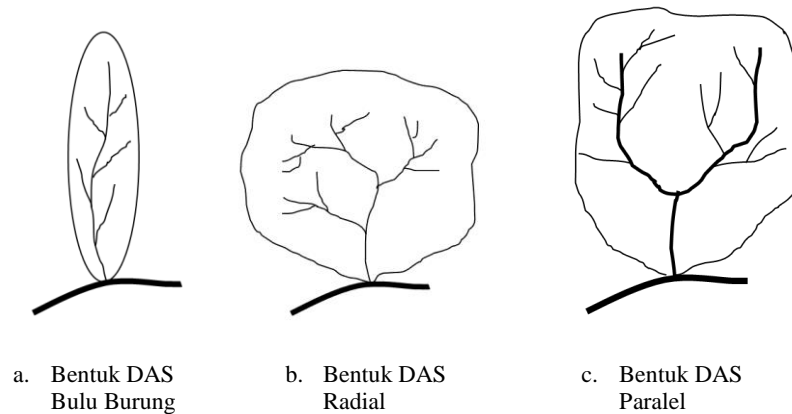
b. DAS berbentuk radial

Sebaran aliran sungai membentuk seperti kipas atau nyaris lingkaran. Anak-anak sungai (sub-DAS) mengalir dari segala penjuru DAS dan tetapi terkonsentrasi pada satu titik secara radial, akibat dari bentuk DAS yang demikian. Debit banjir yang dihasilkan umumnya akan sangat besar, dalam catatan, hujan terjadi merata dan bersamaan di seluruh DAS tersebut.

c. DAS berbentuk paralel

Sebuah DAS yang tersusun dari percabangan dua sub-DAS yang cukup besar di bagian hulu, tetapi menyatu di bagian hilirnya. Masing-masing sub-

DAS tersebut dapat memiliki karakteristik yang berbeda. Dan ketika terjadi hujan di Kedua sub-DAS tersebut secara bersamaan, maka akan berpotensi terjadi banjir yang relative besar.



Gambar 2. 8 Karakteristik Bentuk DAS

Sumber : Seeevil13.blogspot.com

2.7.1.7. Pola Pengairan Sungai

Sungai di dalam semua DAS mengikuti suatu aturan yaitu bahwa aliran sungai dihubungkan oleh suatu jaringan suatu arah dimana cabang dan anak sungai mengalir ke dalam sungai induk yang lebih besar dan membentuk suatu pola tertentu. Pola itu tergantung dari pada kondisi topografi, geologi, iklim, vegetasi yang terdapat di dalam DAS bersangkutan.

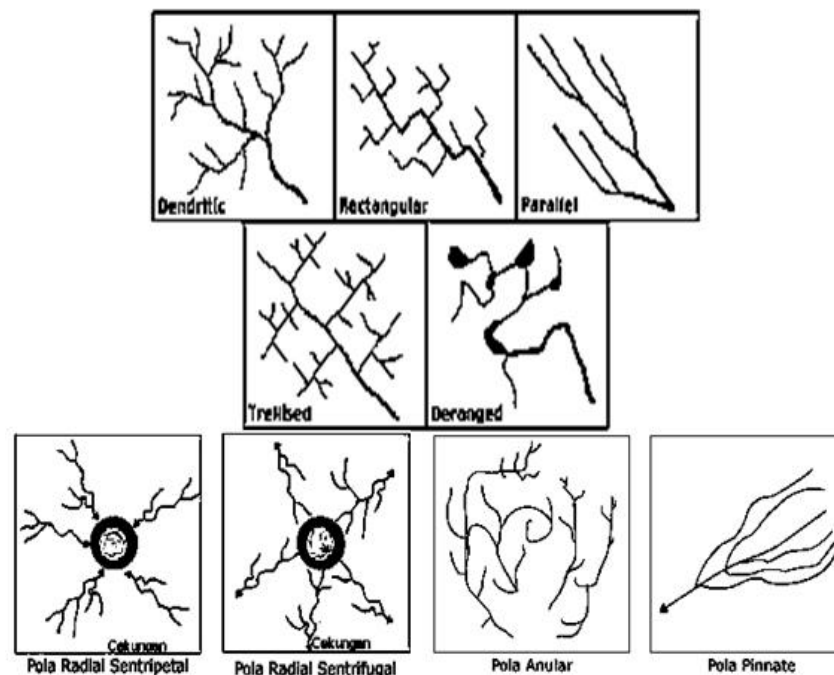
Adapun Pola-pola Pengairan Sungai yaitu:

- a. Pola trellis dimana memperlihatkan letak anak-anak sungai yang paralel menurut strike atau topografi yang paralel. Anak-anak sungai bermuara pada sungai induk secara tegak lurus. Pola pengaliran trellis mencirikan daerah pegunungan lipatan (folded mountains). Induk sungai mengalir sejajar dengan strike, mengalir di atas struktur synclinal, sedangkan anak-anak sungainya mengalir sesuai deep dari sayap-sayap synclinal dan anticlinal-nya. Jadi, anak-anak sungai juga bermuara tegak lurus terhadap induk sungainya.
- b. Pola Rektanguler, dicirikan oleh induk sungainya memiliki kelokan-kelokan $\pm 90^\circ$, arah anak-anak sungai (tributary) terhadap sungai induknya berpotongan tegak lurus. Biasanya ditemukan di daerah

pegunungan patahan (block mountains). Pola seperti ini menunjukkan adanya pengaruh joint atau bidang-bidang dan/atau retakan patahan escarp-escarp atau graben-graben yang saling berpotongan.

- c. Pola Denritik, yaitu pola sungai dimana anak-anak sungainya (tributaries) cenderung sejajar dengan induk sungainya. Anak-anak sungainya bermuara pada induk sungai dengan sudut lancip. Model pola denritis seperti pohon dengan tatanan dahan dan ranting sebagai cabang-cabang dan anak-anak sungainya. Pola ini biasanya terdapat pada daerah berstruktur plain, atau pada daerah batuan yang sejenis (seragam, homogen) dengan penyebaran yang luas.
- d. Pola Radial Sentripugal, Pola pengaliran beberapa sungai di mana daerah hulu sungai-sungai itu saling berdekatan seakan terpusat pada satu “titik” tetapi muaranya menyebar, masing-masing ke segala arah. Pola pengaliran radial terdapat di daerah gunungapi atau topografi bentuk kubah seperti pegunungan dome yang berstadia muda, hulu sungai-sungai berada di bagian puncak, tetapi muaranya masing-masing menyebar ke arah yang lain, ke segala arah.
- e. Pola Radial Sentripetal, kebalikan dari pola radial yang menyebar dari satu pusat, pola sentripetal ini justru memusat dari banyak arah. Pola ini terdapat pada satu cekungan (basin), dan biasanya bermuara pada satu danau. Di daerah beriklim kering dimana air danau tidak mempunyai saluran pelepasan ke laut karena penguapan sangat tinggi, biasanya memiliki kadar garam yang tinggi sehingga terasa asin.
- f. Pola Paralel, Adalah pola pengaliran yang sejajar. Pola pengaliran semacam ini menunjukkan lereng yang curam. Beberapa wilayah di pantai barat Sumatera memperlihatkan pola pengaliran paralel.
- g. Pola Annular, Pola pengaliran cenderung melingkar seperti gelang; tetapi bukan meander. Terdapat pada daerah berstruktur dome (kubah) yang topografinya telah berada pada stadium dewasa. Daerah dome yang semula (pada stadium remaja) tertutup oleh lapisan-lapisan batuan

endapan yang berselang-seling antara lapisan batuan keras dengan lapisan batuan lembut.



Gambar 2. 9 Pola Pengaliran Sungai

Sumber : Jurnal Hidrologi dan Pengaliran Tambang - UNSRI

2.8. Daerah Tangkapan Hujan (*Catchment Area*)

Catchment area atau daerah tangkapan hujan adalah suatu daerah atau area tangkapan hujan yang dimana batas wilayah tangkapannya ditentukan dari titik-titik elevasi tertinggi sehingga akhirnya merupakan suatu polygon tertutup, yang mana polanya disesuaikan dengan topografi, dengan mengikuti arah aliran air. Aliran tersebut tidak hanya berupa air permukaan yang mengalir di dalam alur sungai, tetapi termasuk juga aliran-aliran di lereng bukit yang mengalir menuju alur sungai sehingga daerah tersebut dinamakan daerah aliran sungai. Daerah ini biasanya dibatasi oleh batas topografi, yang berarti ditetapkan berdasarkan air permukaan. Batas ini tidak ditetapkan berdasarkan air bawah tanah karena permukaan air tanah selalu berubah sesuai dengan musim dan tingkat pemakaian. (Sri Harto, 1993)

Daerah yang lebih tinggi merupakan daerah angkapan (*recharge area*) dan daerah yg lebih rendah merupakan daerah buangan (*discharge area*), yang merupakan daerah pantai atau lembah dengan suatu sistem aliran sungai. Secara lebih spesifik

daerah tangkapan didefinisikan sebagai bagian dari suatu daerah aliran (watershed/catchment area) dimana aliran air tanah (saturated) menjauhi muka air tanah. Biasanya di daerah tangkapan, muka air tanahnya terletak pada suatu kedalaman tertentu.

2.9. Evapotranspirasi

Evapotranspirasi merupakan gabungan dari dua peristiwa yaitu (penguapan (evaporasi) dan transpirasi. Evaporasi merupakan banyaknya air yang menguap dari permukaan tanah atau air. Transpirasi adalah besarnya kehilangan air dari dalam tanaman melalui stomata daun. Evapotranspirasi didefinisikan sebagai banyaknya air yang digunakan untuk proses pertumbuhan tanaman (transpirasi) dan evaporasi dari tanah / air sebagai tempat tumbuhnya tanaman tersebut (RSNI T-01-2004). Kedua proses ini tergantung pada data iklim yang meliputi radiasi matahari, suhu udara, kelembapan relative, dan kecepatan angin. Tingkat transpirasi juga dipengaruhi oleh karakteristik tanaman.

Untuk menghitung evaporasi terdapat beberapa metode, yaitu metode Penman, Penman modifikasi dan Penman-Monteith. Metode Penman-Monteith merupakan metode yang telah disepakati oleh para ahli hidrologi sebagai acuan menurut RSNI tahun 2004.

Penghitungan evapotranspirasi tanaman acuan dengan metode Penman – Monteith (Monteith, 1965) sebagai berikut :

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta Rn + \gamma \cdot 900 / (T+273) U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1+0,34 U_2)} \dots\dots\dots(2.1)$$

Dengan pengertian :

- ET₀ = evapotranspirasi tanaman acuan, (mm/hari)
- Rn = radiasi matahari netto diatas permukaan tanaman, (MJ/m²/hari)
- T = suhu udara rata-rata, (°C)
- U₂ = kecepatan angin pada ketinggian 2 m dari atas permukaan tanah, (m/s)
- e_s = tekanan uap air jenuh, (kPa)
- e_a = tekanan uap air actual, (kPa)
- Δ = kemiringan kurva tekanan uap air terhadap suhu, (kPa/°C)

γ = konstanta psikometrik, (kPa/°C)

dimana R_n dihitung :

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

Dengan pengertian :

R_{ns} = radiasi gelombang pendek, (MJ/m²/hari)

R_{nl} = radiasi gelombang panjang, (MJ/m²/hari)

Besarnya R_{ns} adalah :

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s$$

Dengan pengertian :

α = koefisien pantulan radiasi tajuk
(nilai koefisien ini dipengaruhi oleh kondisi tanaman penutup
lahannya, pada beberapa literature menggunakan kisaran nilai
0,23 – 0,25)

R_s = radiasi matahari, (MJ/m²/hari)

Dan R_s dihitung dengan :

$$R_s = \left(0,25 + 0,5 \frac{n}{N} \right) R_a$$

Dengan pengertian :

N = lama maksimum matahari bersinar dalam satu hari, (jam)

n = lama matahari bersinar dalam satu hari, (jam)

R_a = radiasi matahari ekstraterrestrial, (MJ/m²/hari)

Besarnya R_a adalah :

$$R_a = 37,6 dr (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s)$$

Dengan pengertian :

dr = jarak relative antara bumi dan matahari

δ = sudut deklinasi matahari, (rad)

-
- ω_s = sudut antara matahari terbenam, (rad)
 φ = letak lintang, (rad). Jika berada pada lintang utara nilainya positif, pada lintang selatan nilainya negative

dan ω_s dihitung dengan :

$$\omega_s = \arcsin (- \tan \varphi \tan \delta)$$

dengan pengertian :

- δ = sudut deklinasi matahari, (rad)
 φ = letak lintang, (rad). Jika berada pada lintang utara nilainya positif, pada lintang selatan nilainya negative

dan d_r dihitung berdasarkan persamaan dibawah ini (Duffie & Beckman, 1980) :

$$d_r = 1 + 0,033 \cos \left(\frac{2\pi}{365} \cdot J \right) = \mathbf{1 + 0,033 \cos (0,0172 J)}$$

besarnya δ dihitung dengan menggunakan (Duffie & Beckman, 1980) :

$$\delta = 0,409 \sin \left(\frac{2\pi}{365} \cdot J - 1,39 \right) = \mathbf{0,409 \sin (0,0172 J - 1,39)}$$

Dengan pengertian :

J = nomor urut hari dalam setahun (hari Julian)

Nilai (0,0172 J) pada pers. X dan (0,0172 J -1,39) pada pers. XX dalam satuan radian.

Besarnya nilai J secara matematis dapat dihitung dengan :

a. Untuk J Bulanan (Gommès, 1983) :

$$J = \text{Integer} (30,42 M - 15,23)$$

b. Untuk J harian (Craig, 1984) :

$$J = \text{integer} \left(275 \frac{M}{9} - 30 + D \right) - 2$$

Dengan pengertian :

M = Bulan (1 – 12)

D = Hari dalam Bulan (1 – 31)

Jika tahun normal dan $M < 3$, nilai J ditambah nilai 2

Jika tahun kabisat dan $M > 2$, J ditambah nilai 1, tahun kabisat adalah tahun yang habis dibagi dengan angka 4.

Untuk melakukan penghitungan dengan metode 10 harian, maka nilai J diperoleh dari pers. XX dengan D sama dengan 5, 15, dan 25 pada setiap bulannya.

Besarnya N dihitung dengan :

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s$$

Dan R_{nl} dihitung dengan :

$$R_{nl} = -R_{ld} \downarrow + R_{lu} \uparrow = f (\varepsilon_a - \varepsilon_{vs}) \sigma T_k^4$$

Dimana :

R_{nl} = radiasi gelombang panjang, (MJ/m²/ hari)

$R_{lu} \uparrow$ = radiasi termal yang dipancarkan oleh tanaman dan tanah ke atmosfer, (MJ/m²/hari).

$R_{ld} \downarrow$ = radiasi gelombang panjang termal yang dipancarkan dari atmosfer dan awan masuk ke permukaan bumi, (MJ/m²/hari).

f = faktor penutupan awan, tanpa dimensi.

ε_a = emisivitas efektif atmosfer.

ε_{vs} = nilai emisivitas oleh vegetasi dan tanah \square 0,98 (Jensen dkk., 1990).

σ = nilai konstanta Stefan-Boltzman = $4,90 \times 10^{-9}$ MJ/m²/K⁴/hari.

T_k = suhu udara rata-rata, (K).

Factor penutupan awan (f) dihitung menggunakan pers. :

$$f = 0,9 \frac{n}{N} + 0,1$$

Emisivitas (ε') dihitung menggunakan pers. :

$$\varepsilon' = (\varepsilon_a - \varepsilon_{vs}) = a_r + b_r \sqrt{e_a} \approx (0,34 - 0,14) \sqrt{e_a}$$

Dimana :

ε' = emisivitas atmosfer

a_r = 0,34 - 0,44

b_r = -negatif 0,25 – negatif 0,14

e_a = tekanan uap air actual (kPa)

Kecepatan angin pada ketinggian 2 m :

$$U_2 = U_z \left(\frac{4,87}{\ln(67,8 z - 5,42)} \right)$$

Dimana :

U_2 = kecepatan angin pada ketinggian 2m, (m/s)

U_z = kecepatan angin pada ketinggian z meter, (m/s)

Z = ketinggian alat ukur kecepatan angin, (m)

Tekanan uap jenuh (e_s) besarnya dihitung:

$$e_s = 0,611 \exp \left(\frac{17,27 T}{T+237,3} \right)$$

tekanan uap actual (e_a) besarnya dihitung :

$$e_a = e_s \times RH$$

dimana :

RH = kelembaban relative rata-rata, (%)

Kemiringan kurva tekanan uap air terhadap suhu udara dihitung dengan, (Murray, 1967) :

$$\Delta = \frac{4098 e_s}{(T+237,3)^2}$$

Dimana :

Δ = kemiringan kurva tekanan uap air terhadap suhu udara, (kPa/°C)

T = suhu udara rata-rata, (°C)

e_s = tekanan uap jenuh pada suhu T , (kPa)

Konstanta Psikrometrik (γ) dihitung dengan (Brunt,1952) :

$$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} 10^{-3} = 0,00163 \frac{P}{\lambda}$$

dimana :

-
- γ = Konstanta Psikrometrik, (kPa/°C)
 c_p = nilai panas spesifik udara lembab sebesar 1,013 kJ/kg/°C
 P = tekanan atmosfer, (kPa)
 ε = nilai perbandingan berat molekul uap air dengan udara kering = 0,662
 λ = panas laten untuk penguapan, (MJ/kg)

Tekanan atmosfer dihitung dengan, (Burman dkk., 1987) :

$$P = P_0 \left(\frac{T_{ko} - \tau (z - z_0)}{T_{ko}} \right)^{\frac{g}{\tau R}}$$

Dimana :

- P = tekanan atmosfer pada elevasi z , (kPa).
 P_0 = tekanan atmosfer pada permukaan laut, (kPa).
 z = elevasi, (m).
 z_0 = elevasi acuan, (m).
 g = gravitasi = 9,8 m/s².
 R = konstanta gas spesifik = 287 J/kg/K.
 T_{ko} = suhu pada elevasi z_0 , (K).
 τ = konstanta *lapse rate* udara jenuh = 0,006 5 K/m.

Jika tekanan udara pada suatu stasiun tidak tersedia, maka gunakan asumsi

$$T_{ko} = 293 \text{ K untuk } T = 20^\circ \text{ C dan } P_0 = 101,3 \text{ kPa pada } z_0 = 0.$$

Panas laten untuk penguapan (λ) dihitung dengan pers. (Harrison, 1963) :

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \times 10^{-3}) T$$

dimana :

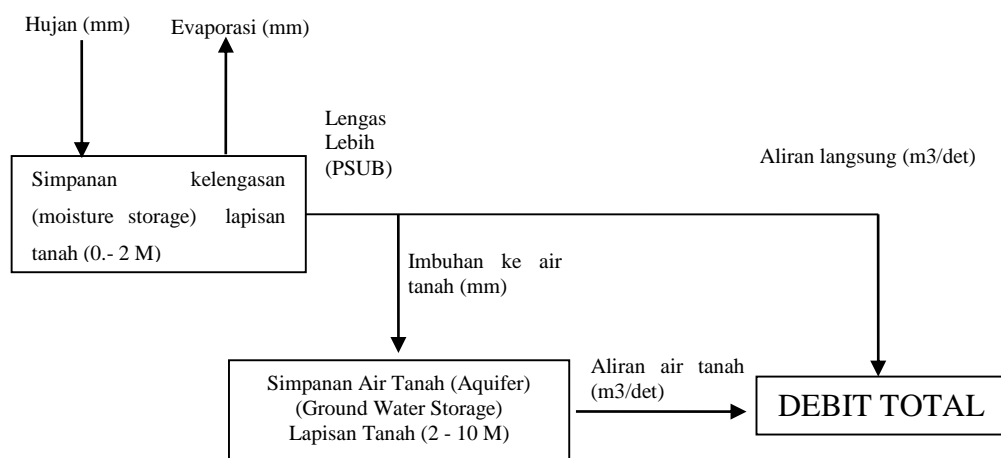
- λ = panas laten untuk penguapan, (MJ/kg).
 T = suhu udara rata-rata, (°C).

2.10. Simulasi Hujan – Debit dengan Metode NRECA

Metode NRECA adalah suatu metode simulasi hujan-debit yang diperkenalkan oleh Norman H. Crawford pada tahun 1985. Model NRECA merupakan model konsepsi yang bersifat deterministic. Model konsepsi adalah model dengan basis teori,

sedang sifat deterministik adalah penggunaan persamaan dan rumus semi empiris untuk menginterpretasikan fenomena proses fisiknya (Trisnoadhy, 2011)

Menurut Kriteria Perencanaan Irigasi (2010), cara perhitungan NRECA sesuai untuk daerah cekungan yang setelah hujan berhenti masih ada aliran air sungai selama beberapa hari. Kondisi ini terjadi bila tangkapan hujan cukup luas. Secara Diagram, prinsip metode NRECA dapat digambarkan sebagai berikut :



Gambar 2. 10 Skema Simulasi Debit NRECA

Sumber : (Standar Perencanaan Irigasi KP-01,2010)

2.11. Debit Andalan

Debit andalan adalah debit minimum sungai dengan kemungkinan debit terpenuhi dalam presentase tertentu, misalnya 90%, 80%, atau nilai lainnya, sehingga dapat dipakai untuk kebutuhan tertentu. Tingkat keandalan tersebut dapat terjadi , berdasarkan probabilitas kejadian mengikuti rumus *Weibull* (departemen Energi dan Sumber Daya Mineral, 2009) :

$$P = \frac{i}{n + 1} \times 100\%$$

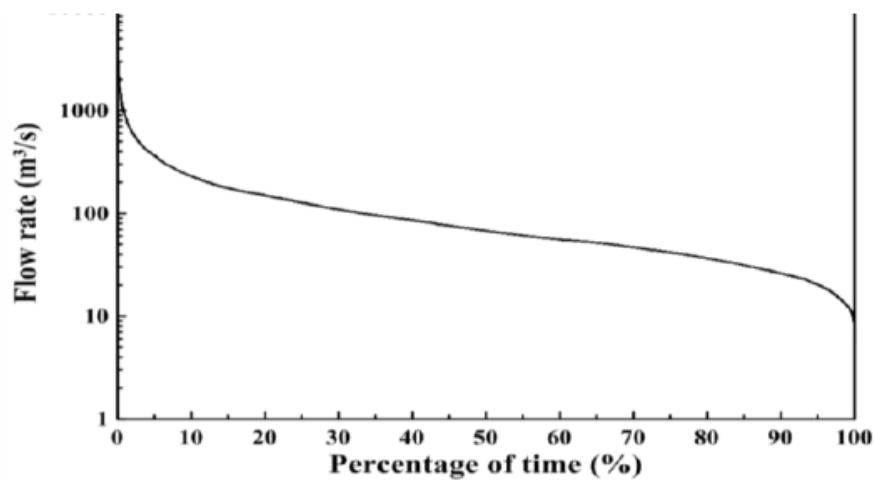
Dimana :

i = nomor urut debit

n = jumlah data

P = probabilitas terjadinya kumpulan nilai yang diharapkan selama periode pengamatan (%)

Untuk menghitung tingkat keandalan debit digunakan flow duration curve. Lengkung durasi aliran (flow duration curve) adalah suatu grafik yang memperlihatkan debit sungai selama beberapa waktu tertentu dalam satu tahun. Lengkung durasi aliran di gambarkan dari data debit, sekurang-kurangnya selama 10 tahun (Agus Indarko dkk., 2008) .



Gambar 2. 11 Flow Duration Curve

Sumber : Perpustakaan Online UNS

2.12. Analisis Hidrologi

Analisis hidrologi yaitu penjelasan tentang pengolahan data-data hidrologi yang tersedia sehingga didapat debit perencanaan yang diperlukan. Data hidrologi sangat penting dalam merencanakan saluran drainase. Data hidrologi salah satunya adalah data curah hujan untuk menganalisis jumlah debit yang ada, data kemudian diurutkan menurut fungsi waktu sehingga merupakan data deret berkala. Data deret berkala tersebut kemudian dilakukan pengetesan/pengujian tentang konsistensi dan kesamaan jenis (Soewarno, 1995:23). Dalam melakukan perencanaan drainase diperlukan penggunaan metode yang tepat karena ketidaksesuaian dalam penggunaan metode dapat mengakibatkan hasil perhitungan menjadi tidak tepat digunakan pada kondisi yang sesungguhnya terjadi. Analisis hidrologi merupakan salah satu faktor yang paling berpengaruh dalam suatu perencanaan hal ini

diperlukan untuk dapat mengatasi aliran permukaan yang terjadi agar tidak mengakibatkan terjadinya genangan.

Berdasarkan Permen PU No. 12 tahun 2014 kriteria perencanaan Hidrologi diantara lain, sebagai berikut :

1. Hujan dengan ketentuan sebagai berikut :
 - a. Perkiraan hujan dilakukan dengan menggunakan analisis frekuensi terhadap data curah hujan harian maximum tahunan, dengan lama pengamatan sekurang-kurangnya 10 tahun.
 - b. Analisis frekuensi terhadap curah hujan, menggunakan metode Gumbel untuk kala ulang 2, 5, 10 dan 20 tahun.
2. Debit banjir dengan ketentuan sebagai berikut :
 - a. Debit rencana dihitung dengan metode rasional, atau metode rasionalyang telah dimodifikasi atau hidrograf satuan untuk daerah perkotaan.
 - b. Koefisien limpasan (*run off*) ditentukan berdasarkan tata guna lahan daerah tangkapan
 - c. Waktu konsentrasi dihitung menggunakan rumus Kirpich
 - d. Perhitungan intensitas hujan ditinjau dengan menggunakan metode Mononobe.

Kriteria perencanaan hidrolika ditentukan dalam Permen PU No. 12 Tahun 2014 sebagai berikut:

1. Bentuk saluran drainase umumnya : trapezium, segiempat, lingkaran dan segitiga
2. Kecepatan saluran rata-rata dihitung menggunakan metode Chezy, Manning dan Strickler.

-
3. Apabila di dalam saluran eksisting terdapat nilai kekerasan dinding atau koefisien manning yang berbeda satu dengan yang lainnya, maka dicari nilai kekerasan dinding ekuivalen (n_{eq})
 4. Aliran kritis, sub-Kritis dan super-Kritis dinyatakan dengan bilangan Froude. Aliran kritis apabila bilangan Froude, $Fr = 1$; aliran sub-kritis apabila bilangan Froude, $Fr < 1$; aliran super-kritis apabila bilangan Froude, $Fr > 1$.
 5. Saluran drainase yang terpengaruh oleh pengempangan (*back water effect*) dapat diperhitungkan dengan *standart step* atau *direct step method*.
 6. Penampang saluran terbaik atau penampang saluran ekonomis adalah penampang saluran yang mempunyai keliling basah minimum akan memberikan daya tampung maksimum kepada penampang saluran.
 7. Ruang bebas saluran (*freebord*) berkisar antara 0.30 sampai dengan 1.20 m tergantung dari dalam dan lebarnya
 8. Kecepatan minimum yang diizinkan adalah kecepatan yang paling rendah yang akan mencegah pengendapan dan tidak menyebabkan berkembangnya tanaman-tanaman air. Kecepatan ditentukan oleh kekasaran dinding dan dasar.
 9. Saluran dengan berbagai lapisan adalah saluran yang dilapisi dengan beton, batu kali, dan lapisan lainnya, sedangkan dasar saluran dari tanah.

2.12.1. Curah Hujan Regional

Jika di dalam suatu areal terdapat beberapa alat penakar atau pencatat curah hujan, maka dapat diambil nilai rata – rata untuk mendapatkan nilai curah hujan areal. Ada 3 macam cara yang berbeda dalam menentukan tinggi curah hujan rata-rata pada areal tertentu dari angka-angka curah hujan di beberapa titik pos penakar atau pencatat. (Soemarto, C.D, 1995)

2.12.1.1. Metode Rerata Aljabar

Tinggi rata – rata curah hujan didapatkan dengan mengambil nilai rata – rata pada pengukuran hujan di stasiun curah hujan yang menjadi daerah tangkapan.

$$\mathbf{R} = \frac{1}{n} \times (\mathbf{R}_A + \mathbf{R}_B + \mathbf{R}_C + \dots + \mathbf{R}_N) \quad \dots (2.2)$$

Dengan :

R = Tinggi curah hujan rata-rata

R_A, R_B, \dots, R_n = Tinggi curah hujan pada pos penakar 1,2,.....,n

N = Banyaknya pos penakar

2.12.1.2. Metode poligon Thiessen

Cara ini berdasarkan rata-rata timbang (weighted average), masing-masing penakar mempunyai daerah pengaruh yang dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung di antara 2 buah pos penakar.

$$\mathbf{R} = \frac{R_A \cdot A_A + R_B \cdot A_B + R_C \cdot A_C + \dots + R_N \cdot A_N}{A_A + A_B + A_C + \dots + A_N} \quad \dots (2.3)$$

Dengan :

A = Luas areal

R = Tinggi curah hujan rata-rata areal

R_A, R_B, R_N = Tinggi curah hujan di pos 1,2, ,n

A_A, A_B, A_N = Luas daerah pengaruh pos 1,2, n

2.12.1.3. Metode Isohyet

Dengan cara ini, harus menggambar terlebih dulu kontur tinggi hujan yang sama (isohyet).

$$\mathbf{R} = \frac{A_A \left(\frac{R_A + R_B}{2} \right) + A_B \left(\frac{R_B + R_C}{2} \right) + \dots + A_{n-1} \left(\frac{R_{n-1} + R_n}{2} \right)}{A_A + A_B + \dots + A_{n-1}} \quad \dots (2.4)$$

Dengan :

A = Luas areal

R = Tinggi hujan rata-rata areal

R_A, R_B, R_n = Tinggi curah hujan di pos 1,2,, n

A_A, A_B, A_n = Luas daerah pengaruh pos 1,2,, n

2.12.2. Analisis Frekuensi Curah Hujan Rencana

Analisis frekuensi curah hujan adalah untuk memperoleh curah hujan dengan kala ulang beberapa tahun. Pada analisis ini digunakan beberapa metoda untuk memperkirakan curah hujan dengan periode ulang tertentu, yaitu:

1. Metoda Distribusi Normal
2. Metoda Distribusi Log Normal 2 Parameter
3. Metoda Distribusi Log Normal 3 Parameter
4. Metoda Distribusi Pearson Type III
5. Metoda Distribusi Log Pearson Type
6. Metoda Distribusi Gumbel.

Penentuan metoda yang akan dipakai haruslah melihat karakteristik distribusi hujan di daerah setempat. Kala ulang yang akan dihitung pada masing-masing metode adalah 2, 5, 10, 25, 50, dan 100 tahun. Berikut merupakan uraian dari metode-metode yang dipakai :

2.12.2.1. Metode Distribusi Normal

Distribusi normal atau kurva normal disebut pula distribusi Gauss. Untuk analisa frekuensi curah hujan menggunakan metode distribusi Normal, dengan persamaan sebagai berikut:

$$X_{Tr} = \bar{X} + K_T \times S \quad \dots (2.6)$$

Dimana :

-
- X_{Tr} : perkiraan nilai yang diharapkan terjadi dengan periode ulang tahunan,(mm)
- \bar{X} : nilai rata-rata hitung variat, (mm)
- S : deviasi standar nilai variat,
- K_T : Faktor frekuensi, merupakan fungsi dari peluangatau kala ulang dan tipe model matematik distribusi peluang yang digunakan untuk analisis peluang. (Nilai Variabel reduksi Gauss).

2.12.2.2. Metode Distribusi Log Normal 2 Parameter

Berikut merupakan persamaan sistribusi log normal 2 parameter (Soewarno, 1995) :

$$\log X = \bar{X}_L + k \cdot S_L \quad \dots(2.7)$$

$$k = \frac{\log X - \bar{X}_L}{S_L} \quad \dots(2.8)$$

$$\bar{X}_L = \frac{\sum_{i=1}^n \log x}{n} \quad \dots(2.9)$$

$$S_L = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log X - \bar{X}_L)^2}{n-1}} \quad \dots(2.10)$$

Dimana :

X_i : hujan harian maksimum pada tahun pengamatan ke-I (mm)

$X_L = \log X$: hujan harian maksimum dalam logaritmit

$\bar{X}_L = \overline{\log X}$: rata-rata hujan harian maksimum dalam logaritmik

S_L : Standar deviasi dari rangkaian data dalam harga logaritmik

n : jumlah tahun pengamatan

k : factor frekuensi Log-Normal 2 Parameter

$P(X \geq x)$: peluang terlampaui sebagai fungsi k (interpolasi dari table reduksi gauss)

Tabel 2. 3 Nilai Variable Reduksi Gauss

No.	Periode Ulang T (tahun)	Peluang	k
1	1,001	0,999	-3,05
2	1,005	0,995	-2,58
3	1,01	0,990	-2,33
4	1,05	0,950	-1,64
5	1,11	0,900	-1,28
6	1,25	0,800	-0,84
7	1,33	0,750	-0,67
8	1,43	0,700	-0,52
9	1,67	0,600	-0,25
10	2,000	0,500	0
11	2,5	0,400	0,25
12	3,33	0,300	0,52
13	4	0,250	0,67
14	5	0,200	0,84
15	10	0,100	1,28
16	20	0,050	1,64
17	50	0,020	2,05
18	100	0,010	2,33
19	200	0,005	2,58
20	500	0,002	2,88
21	1000	0,001	3,09

Sumber : Soewarno, 1995

2.12.2.3. Metode Distribusi Log Normal 3 Parameter

Metode ini tidak lain adalah sama dengan distribusi log normal dua parameter, kecuali bahwa ditambahkan parameter batas bawah β tidak sama dengan nol.

Persamaan distribusinya adalah :

$$P(X) = \frac{1}{\ln(X-\beta)\sqrt{2\pi}} e^{\frac{1}{2}\left(\frac{\ln(X-\beta)-\mu n}{\sigma n}\right)^2} \quad \dots (2.11)$$

Dimana :

$P(X)$: Peluang terjadinya X

X : Variabel random kontinyu

β : Parameter batas bawah

π : 3,14159

$e : 2,71828$

μ : Rata-rata dari variat $\ln (X-\beta)$

σ : Deviasi standar dari variat $\ln (X-\beta)$

(soewarno,1995, Hidrologi)

Parameter distribusi log normal tiga parameter, adalah :

- Koefisien Variasi :

$$CV = \frac{\sigma}{\mu} \quad \dots(2.12)$$

- Untuk Menghitung β :

$$\beta = \mu - \frac{\sigma}{CV} \quad \dots(2.13)$$

- Koefisien kemencengan :

$$CS = 3CV + CV^3 \quad \dots(2.14)$$

Dimana :

μ : Nilai rata-rata dari variat $\ln (X-\beta)$

σ : Deviasi standar dari $\ln (X-\beta)$

(soewarno, 1995, Hidrologi)

Aplikasi distribusi log normal tiga parameter untuk menghitung nilai variat x yang mempunyai kala ulang t tahun mempunyai persamaan, sebagai berikut :

$$X_t = \bar{X} + (k.S) \quad \dots (2.15)$$

Dimana :

X_t : $\ln (X-\beta)$ pada periode ulang t tahun

\bar{X} : Rata- rata kejadian $\ln (X-\beta)$

s : Deviasi standar dari kejadian $\ln (X-\beta)$

k : Karakteristik dari distribusi log normal tiga parameter yang merupakan fungsi dari koefisien kemencengan CS (lihat table dibawah).(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Tabel 2. 4 Faktor Frekuensi K Distribusi Log Normal 3 Persamaan

No.	Koef. Kemencengan (CS)	Periode Ulang					
		2	5	10	20	50	100
1	-2,00	0,2366	-0,6144	-1,2437	-1,8916	-2,7943	-3,5196
2	-1,80	0,2240	-0,6395	-1,2621	-1,8928	-2,7578	-3,4433
3	-1,60	0,2092	-0,6654	-1,2792	-1,8901	-2,7138	-3,357
4	-1,40	0,1920	-0,6920	-1,2943	-1,8827	-2,6615	-3,2001
5	-1,20	0,1722	-0,7186	-1,3057	-1,8696	-2,6002	-3,1521
6	-1,00	0,1495	-0,7449	-1,3156	-1,8501	-2,5294	-3,0333
7	-0,80	0,1241	-0,7700	-1,3201	-1,8235	-2,4492	-2,9043
8	-0,60	0,0959	-0,7930	-1,3194	-1,7894	-2,366	-2,7665
9	-0,40	0,0654	-0,8131	-1,3128	-1,7478	-2,2631	-2,6223
10	-0,20	0,0332	-0,8296	-1,3002	-1,5993	-2,1602	-2,4745
11	0,00	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
12	0,20	-0,0332	0,8296	1,3002	1,5993	2,1602	2,4745
13	0,40	-0,0654	0,8131	1,3128	1,7478	2,2631	2,6223
14	0,60	-0,0959	0,7930	1,3194	1,7894	2,3660	2,7665
15	0,80	-0,1241	0,7700	1,3201	1,8235	2,4492	2,9043
16	1,00	-0,1495	0,7449	1,3156	1,8501	2,5294	3,0333
17	1,20	-0,1722	0,7186	1,3057	1,8696	2,6002	3,1521
18	1,40	-0,1920	0,6920	1,2943	1,8827	2,6615	3,2001
19	1,60	-0,2092	0,6654	1,2792	1,8901	2,7138	3,3570
20	1,80	-0,2240	0,6395	1,2621	1,8928	2,7578	3,4433
21	2,00	-0,2366	0,6144	1,2437	1,8916	2,7943	3,5196

Sumber : Soewarno, 1995, Hidrologi

2.12.2.4. Metode Distribusi Gumbel

Distribusi Gumbel umumnya digunakan untuk analisis data ekstrem, misalnya untuk analisis frekuensi banjir. Peluang kumulatif dari distribusi Gumbel adalah :

$$P(X) = e^{(-e)^{-A(X-B)}} \quad \dots (2.16)$$

$$A = \frac{1.283}{\sigma} \quad \dots (2.17)$$

$$B = \mu - 0.455\sigma \quad \dots (2.18)$$

Dimana :

P(X) : Peluang terjadinya X
X : Variabel acak kontinyu

- e : 2,71828 (Soewarno, 1995, Hidrologi)
 μ : Nilai rata-rata dari variat X
 σ : Deviasi standar dari X

persamaan garis lurus untuk distribusi gumbel menggunakan persamaan empiris, sebagai berikut :

$$X = \bar{X} + \frac{S}{Sn} (Y - Yn) \quad \dots (2.19)$$

Dimana :

X : Nilai variat yang diharapkan terjadi

\bar{X} : nilai rata-rata hitungan variat

Y : Nilai reduksi variat dari variabel yang diharapkan terjadi pada periode ulang tertentu (hubungan antara periode ulang T dengan Y dapat dilihat pada table 2.3), atau dapat dihitung dengan rumus :

$$Y = -\ln \left[-\ln \frac{T-1}{T} \right] \quad \dots (2.20)$$

untuk $T > 20$, maka $Y = \ln T$

Yn : Nilai rata-rata dari reduksi variat (mean of reduced variate) nilainya tergantung dari jumlah data (n) dan dapat dilihat pada tabel 2.4.

Sn : Deviasi standar dari reduksi variat (standard deviation of the reduced variat), nilainya tergantung dari jumlah data (n) dan dapat dilihat pada Tabel 2.5. (Soewarno, 1995, Hidrologi)

Tabel 2. 5 Hubungan Periode Ulang (T) Dengan Reduksi Variat Dari Variable (Y)

No.	T	Y
1	2	0,3065
2	5	1,4999
3	10	2,2504
4	20	2,9702
5	50	3,9019
6	100	4,6001

Sumber :Soewarno, 1995, Hidrologi

Tabel 2. 6 Hubungan Antara Variat Rata-Rata (Yn) Dengan Jumlah Data (N)

n	Yn	n	Yn	n	Yn	n	Yn
10	0,4952	34	0,5396	58	0,5515	82	0,5572

11	0,4996	35	0,5402	59	0,5518	83	0,5574
12	0,5035	36	0,5410	60	0,5521	84	0,5576
13	0,5070	37	0,5418	61	0,5524	85	0,5578
14	0,5100	38	0,5424	62	0,5527	86	0,558
15	0,5128	39	0,5430	63	0,5530	87	0,5581
16	0,5157	40	0,5439	64	0,5533	88	0,5583
17	0,5181	41	0,5442	65	0,5535	89	0,5585
18	0,5202	42	0,5448	66	0,5538	90	0,5586
19	0,5220	43	0,5453	67	0,5540	91	0,5587
20	0,5236	44	0,5458	68	0,5543	92	0,5589
21	0,5252	45	0,5463	69	0,5545	93	0,5591
22	0,5268	46	0,5468	70	0,5548	94	0,5592
23	0,5283	47	0,5473	71	0,5550	95	0,5593
24	0,5296	48	0,5477	72	0,5552	96	0,5595
25	0,5309	49	0,5481	73	0,5555	97	0,5596
26	0,5320	50	0,5485	74	0,5557	98	0,5598
27	0,5332	51	0,5489	75	0,5559	99	0,5599
28	0,5343	52	0,5493	76	0,5561	100	0,5600
29	0,5353	53	0,5497	77	0,5563	-	-
30	0,5362	54	0,5501	78	0,5565	-	-
31	0,5371	55	0,5504	79	0,5567	-	-
32	0,5380	56	0,5508	80	0,5569	-	-
33	0,5368	57	0,5511	81	0,5570	-	-

Sumber : Soewarno, 1995, Hidrologi

Tabel 2. 7 Hubungan Antara Deviasi Standard (Sn) Dengan Jumlah Data (N)

n	Sn	n	Sn	n	Sn	n	Sn
10	0,9496	33	1,1226	56	1,1696	79	1,193
11	0,9676	34	1,1255	57	1,1708	80	1,1938
12	0,9833	35	1,1285	58	1,1721	81	1,1945
13	0,9971	36	1,1313	59	1,1734	82	1,1953
14	1,0095	37	1,1339	60	1,1747	83	1,1959
15	1,0206	38	1,1363	61	1,1759	84	1,1967
16	1,0316	39	1,1388	62	1,177	85	1,1973
17	1,0411	40	1,1413	63	1,1782	86	1,198
18	1,0493	41	1,1436	64	1,1793	87	1,1987
19	1,0565	42	1,1458	65	1,1803	88	1,1994
20	1,0628	43	1,1480	66	1,1814	89	1,2001
21	1,0696	44	1,1499	67	1,1824	90	1,2007
22	1,0754	45	1,1519	68	1,1834	91	1,2013
23	1,0811	46	1,1538	69	1,1844	92	1,202

24	1,0864	47	1,1557	70	1,1854	93	1,2026
25	1,0915	48	1,1574	71	1,1863	94	1,2032
26	1,0961	49	1,1590	72	1,1873	95	1,2038
27	1,1004	50	1,1607	73	1,1881	96	1,2044
28	1,1047	51	1,1623	74	1,189	97	1,2049
29	1,1086	52	1,1638	75	1,1898	98	1,2055
30	1,1124	53	1,1658	76	1,1906	99	1,2060
31	1,1159	54	1,1667	77	1,1915	100	1,2065
32	1,1193	55	1,1681	78	1,1923	-	-

Sumber : Soewarno, 1995, Hidrologi

2.12.2.5. Distribusi Pearson Type III

$$P(x) = \frac{1}{a\Gamma(b)} * \left[\frac{x-c}{a}\right]^{b-1} * e^{-\left(\frac{x-c}{a}\right)} \quad \dots (2.21)$$

Dimana :

P(X) : Fungsi kerapatan peluang distribusi Pearson tipe III

X : Variabel acak kontinyu

a : Parameter skala

b : parameter bentuk

c : Parameter letak

$$\text{Fungsi } \Gamma(U) = \int_0^{\infty} e^{-x} X^{U-1} dx \quad \dots (2.22)$$

$$\text{Untuk } U = 1, \text{ maka } \Gamma(U) = \int_0^{\infty} e^{-x} dx = 1 \quad \dots (2.23)$$

Bila dilakukan transformasi : $\frac{x-c}{a} = W$ dan $dx/a = dW$, maka :

Ke tiga parameter fungsi kerapatan(a,b,dan c) dapat ditentukan dengan metode momen, dengan cara menghitung nilai :

\bar{X} : Rata-rata

S : Deviasi standar

CS : Koefisien kemencengan

Sehingga :

$$a = \frac{CS \cdot S}{2} \quad \dots (2.24)$$

$$b = \left(\frac{1}{CS} * 2 \right)^2 \quad \dots (2.25)$$

$$c = \bar{X} - \frac{2S}{CS} \quad \dots (2.26)$$

$$X_t = \bar{X} + k \cdot S \quad \dots (2.27)$$

Persamaan (2.25) dapat digunakan untuk menentukan persamaan distribusi Pearson tipe III, dengan faktor k = faktor sifat dari distribusi Pearson tipe III yang merupakan fungsi dari besarnya CS yang dapat dilihat pada tabel 3.7. (Soewarno, 1995, Hidrologi)

2.12.2.6. Distribusi Log Pearson Type III

$$P(x) = \frac{1}{a\Gamma(b)} * \left[\frac{x-c}{a} \right]^{b-1} * e^{\left(\frac{x-c}{a} \right)} \quad \dots (2.28)$$

Dimana :

P(X) : Fungsi kerapatan peluang distribusi Pearson tipe III

X : Variabel acak kontinyu

a : Parameter skala

b : parameter bentuk

c : Parameter letak

Γ : Fungsi gamma

Prosedur untuk menentukan kurva distribusi Log Pearson tipe III, adalah :

- Tentukan logaritma dari semua nilai variat X.
- Hitung nilai rata-ratanya :

$$\overline{\log(X)} = \frac{\sum_{i=1}^n \log(X)}{n} \quad \dots (2.29)$$

n : Jumlah data

- Hitung standar deviasi dari logaritma X :
-

$$\overline{S \log(X)} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log(X) - \overline{\log(X)})^2}{n-1}} \quad \dots (2.30)$$

- Hitung koefisien kemencengan Skewness

$$CS = \frac{\sum_{i=1}^n (\log(X) - \overline{\log(X)})^3}{(n-1)(n-2)(\overline{S \log(X)})^3} \quad \dots (2.31)$$

- Sehingga Didapatkan persamaan :

$$\text{Log } X_t = \overline{\log(X)} + k (\overline{S \log(X)}) \quad \dots (2.32)$$

Tabel 2. 8 Nilai k Distribusi Pearson Type III dan Log Pearson Type III untuk Koefisien Kemencengan CS

Koef. Kemencengan (CS)	Periode Ulang (Tahun)							
	2	5	10	25	50	100	200	1000
3,0	-0,396	0,420	1,180	2,278	3,152	4,051	4,970	7,250
2,5	-0,360	0,518	1,250	2,262	3,048	3,845	4,652	6,600
2,2	-0,330	0,574	1,284	2,240	2,970	3,705	4,444	6,200
2,0	-0,307	0,609	1,302	2,219	2,912	3,605	4,298	5,910
1,8	-0,282	0,643	1,318	2,193	2,848	3,499	4,147	5,660
1,6	-0,254	0,675	1,329	2,163	2,780	3,388	3,990	5,390
1,4	-0,225	0,705	1,337	2,128	2,706	3,271	3,828	5,110
1,2	-0,195	0,732	1,340	2,087	2,626	3,149	3,661	4,820
1,0	-0,164	0,758	1,340	2,043	2,542	3,022	3,489	4,540
0,9	-0,148	0,769	1,339	2,018	2,498	2,957	3,401	4,395
0,8	-0,132	0,780	1,336	1,998	2,453	2,891	3,312	4,250
0,7	-0,116	0,790	1,333	1,967	2,407	2,824	3,223	4,105

0,6	-0,099	0,800	1,328	1,939	2,359	2,755	3,132	3,960
0,5	-0,083	0,808	1,323	1,910	2,311	2,686	3,041	3,815
0,4	-0,066	0,816	1,317	1,880	2,261	2,615	2,949	3,670
0,3	-0,050	0,824	1,309	1,849	2,211	2,544	2,856	3,525
0,2	-0,033	0,830	1,301	1,818	2,159	2,472	2,763	3,330
0,1	-0,017	0,836	1,292	1,785	2,107	2,400	2,670	3,235
0,0	0,000	0,842	1,282	1,751	2,054	2,326	2,576	3,090
-0,1	0,017	0,836	1,270	1,716	2,000	2,252	2,482	2,950
-0,2	0,033	0,850	1,258	1,680	1,945	2,178	2,388	2,810
-0,3	0,050	0,853	1,245	1,643	1,890	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	1,720	1,880	2,016	2,275
-0,7	0,116	0,857	1,183	1,488	1,663	1,806	1,926	2,150
-0,8	0,132	0,856	1,166	1,448	1,606	1,733	1,837	2,035
-0,9	0,148	0,854	1,147	1,407	1,549	1,660	1,749	1,910
-1,0	0,164	0,852	1,128	1,366	1,492	1,588	1,664	1,800
-1,2	0,195	0,844	1,086	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	0,995	1,116	1,166	1,197	1,216	1,280
-1,8	0,282	0,799	0,945	1,035	1,069	1,087	1,097	1,130
-2,0	0,307	0,777	0,895	0,955	0,980	0,990	0,995	1,000
-2,2	0,330	0,752	0,844	0,888	0,900	0,905	0,907	0,910
-2,5	0,360	0,711	0,771	0,793	0,798	0,799	0,800	0,802
-3	0,396	0,636	0,666	0,666	0,666	0,667	0,667	0,668

Sumber : Soewarno, 1995, Hidrologi

Untuk menentukan distribusi yang tepat dalam menghitung curah hujan rencana dengan periode ulang t tahun, maka perlu diperhatikan syarat-syarat dalam tabel 2. 8

Tabel 2. 9 Kriteria Pemilihan Distribusi

No.	Jenis Distribusi	Syarat
1	Distribusi Normal	$C_s = 0$, $C_k = 3$
2	Distribusi Log Normal	$C_s = 3$ C_v , $C_v = 0,6$
3	Distribusi Gumbel	$C_s \leq 1,1396$ $C_k \leq 5,4002$
4	Distribusi Pearson Type III	$C_s \neq 0$, $C_v = 0,3$
5	Distribusi Log Pearson Type III	$C_s < 0$, $C_v = 0,3$

Sumber : Soewarno, 1995, Hidrologi

2.13. Analisis Intensitas Curah Hujan

Intensitas hujan adalah ketinggian curah hujan yang terjadi secara kontinyu pada suatu kurun waktu dimana air tersebut berkonsentrasi. Analisis intensitas curah hujan ini dapat diproses dari data curah hujan yang telah terjadi pada masa lampau (Loebis, 1987).

Intensitas curah hujan dinotasikan dengan huruf *I* yang satuannya mm/jam. Artinya, tinggi curah hujan yang terjadi sekian mm dalam kurun waktu satu jam. Intensitas hujan ini digunakan dalam menganalisis debit banjir, terutama pada metode rasional.

Untuk menghitung intensitas curah hujan, dapat menggunakan beberapa metode berikut :

- Metode Talbot (1881)

$$i = \frac{t}{a+b} \quad \dots (2.33)$$

- Metode Sherman (1905)

$$i = \frac{a}{t^b} \quad \dots (2.34)$$

- Metode Inshiguro

$$i = \frac{a}{\sqrt{t+b}} \quad \dots (2.35)$$

- Metode Mononobe

$$i = \frac{R^{24}}{24} \times \left[\frac{24}{t} \right]^{\frac{2}{3}} \quad \dots (2.36)$$

dimana :

I_t = Intensitas curah hujan (mm/jam)

R_{24} = Curah hujan maksimum harian dalam 24 jam (mm/jam)

t = Lama Hujan (jam)

a, b = Konstanta

2.14. Analisis Hidrograf Satuan Sintetis

2.14.1. Metode HSS Nakayasu (Jepang, 1948)

Metode Nakayasu menggunakan tahapan perhitungan sebagai berikut :

1. Data yang digunakan untuk di proses R24 dalam mm, panjang sungai (L) dalam km, Catchment area (A) dalam km²
2. Menentukan T_p, T_{0,3}, dan Q_p

$$T_p = T_g + 0,8 T_r$$

$$T_r = 0,5 T_g \text{ s/d } T_g$$

$$T_g = 0,4 + 0,58 L, \text{ untuk } L > 15 \text{ Km}$$

$$T_g = 0,21 L^{0,7}, \text{ untuk } L < 15 \text{ Km}$$

$$T_{0,3} = \alpha \cdot T_g$$

Yaitu : $\alpha = 2$ (pada daerah pengaliran biasa)

$\alpha = 1,5$ (pada bagian naik hidrograf lambat & turun cepat)

$\alpha = 3$ (pada bagian naik hidrograf cepat & turun lambat)

T_r = satuan waktu dari curah hujan yang besarnya yaitu (0,5 – 1,0) x T_g

$$Q_p = \frac{CAR_0}{3,6 (0,3 T_p + T_{0,3})}$$

$$T_b = T_p + T_{0,3} + 1,5T_{0,3} + 2 T_{0,3}$$

Dimana :

Q_p = Debit Puncak banjir (m³/dt)

C = Koef. Pengaliran

A = Luas Daerah Aliran Sungai (km²)

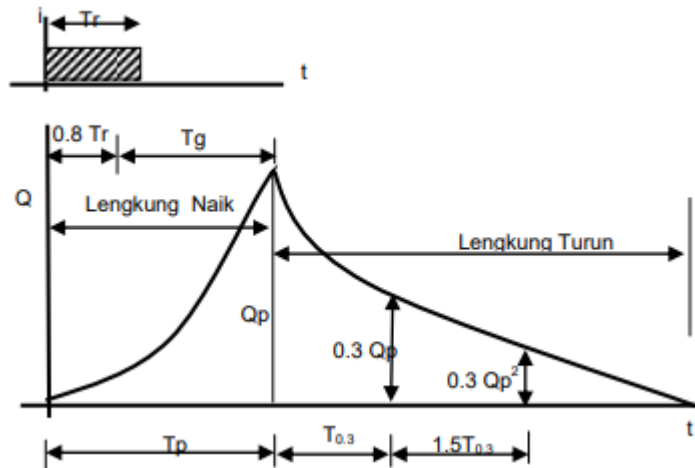
R₀ = Hujan Satuan, 1 mm

T_p = Waktu Puncak (jam)

T_{0,3} = Waktu yang diperlukan untuk penurunan debit, dari debit puncak menjadi 30% dari debit puncak (jam)

- T_r = Satuan waktu hujan
 T_g = Satuan konsentrasi (jam), ditentukan berdasarkan
 L
 T_b = Time base

3. Menentukan keadaan kurva :



Gambar 2. 12 Hidrograf satuan Nakayasu

Sumber : Digilib.unila.ac.id

a) Keadaan kurva naik, dengan $0 < Q < Q_p$

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

b) Keadaan kurva turun, dengan $Q > 0,3 Q_p$

$$Q = Q_p \cdot 0,3 \left(\frac{t-T_p}{T_{0,3}} \right)$$

c) Keadaan kurva turun, dengan $0,3^2 Q_p < Q < 0,3 Q_p$

$$Q = Q_p \cdot 0,3 \left(\frac{t-T_p+0,5 T_{0,3}}{1,5 T_{0,3}} \right)$$

d) Keadaan kurva turun $0,3^2 < Q < Q_p$

$$Q = Q_p \cdot 0,3 \left(\frac{t-T_p+1,5 T_{0,3}}{2 T_{0,3}} \right)$$

2.15. Waktu Konsentrasi

Waktu konsentrasi adalah waktu yang diperlukan air untuk mengalir dari titik yang paling jauh pada aliran ke titik kontrol yang ditentukan di bagian hilir saluran.

Pada prinsipnya waktu konsentrasi dapat dibagi menjadi :

- a) Inlet time (t_0), yaitu waktu yang diperlukan oleh air untuk mengalir diatas permukaan tanah menuju saluran drainase.
- b) Conduit time (t_d), yaitu waktu yang diperlukan oleh air untuk mengalir di sepanjang saluran sampai titik kontrol yang ditentukan di bagian hilir.

Waktu konsentrasi besarnya sangat bervariasi dan dipengaruhi oleh faktor-faktor berikut :

- a) Luas daerah pengaliran
- b) Panjang saluran drainase
- c) Kemiringan dasar saluran
- d) Debit dan kecepatan aliran

Waktu konsentrasi (t_c) dapat dihitung dengan rumus berikut:

Rumus dari Kirpich (1940):

$$t_c = 0.0195 \times L^s \times S^{-0.385} \quad \dots(2.37)$$

Atau

$$T_c = t_0 + t_a$$

dimana :

t_c = lamanya curah hujan / waktu konsentrasi aliran (jam)

L = Panjang saluran dari titik terjauh sampai dengan titik yang di tinjau (m) - (km)

S = Kemiringan dasar saluran

t_0 = Waktu yang diperlukan oleh air untuk mengalir diatas permukaan tanah menuju saluran drainase

t_d = Waktu yang diperlukan oleh air untuk mengalir di sepanjang saluran sampai titik kontrol yang ditentukan di bagian hilir.

V = Kecepatan Air dalam saluran

Tabel 2. 10 Kecepatan Saluran

Kemiringan Rata-Rata Dasar Saluran (%)	Kecepatan Rata-Rata (meter/detik)
< 1	0,4
1 - 2	0,6
2 - 4	0,9
4 - 6	1,2
6 - 10	1,5
10 - 15	2,4

Sumber : Drainase perkotaan, S.N Gunadarma, 1997

Tabel 2. 11 Klasifikasi Intensitas Hujan (Kohnke dan Bertrand, 1959)

Intensitas Hujan (mm/jam)	Klasifikasi
< 6,25	Kecil (gerimis)
6,25 - 12,50	Sedang
12,50 - 50,00	Lebat
> 50,00	Sangat Lebat

Sumber : Kohnke dan Bertrand, 1959