

BAB 2 KAJIAN PUSTAKA

2.1. Penelitian Terdahulu

Beberapa penelitian terdahulu yang dapat dijadikan referensi atau dasar pemikiran dalam penyusunan tesis ini antara lain :

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
1	Darsono Lab. Geofisika, Jurusan Fisika, FMIPA, Universitas Sebelas Maret / Indonesian Journal of Applied Physics (2016) Vol. No. Halaman 40	Identifikasi Akuifer Dangkal dan Akuifer Dalam dengan Metode Geolistrik (Kasus: Di Kecamatan Masaran)	Metode geolistrik resistivitas konfigurasi Schlumberger	Identifikasi lapisan akuifer telah dilakukan dengan menggunakan metode geolistrik resistivitas konfigurasi Schlumberger di Kecamatan Masaran. Pengambilan data dilakukan dengan bentangan AB/2 dari 1,5 m sampai 350 m dengan alat resistivitymeter OYO Mc-ohm-el seri 2119c. Pengolahan data menggunakan software IP2win. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengidentifikasi letak lapisan akuifer dangkal dan akuifer dalam. Hasilnya dapat disimpulkan bahwa litologi akuifer yang terdeteksi berupa pasir lempungan, pasir, dan pasir kerikilan.
2.	Firdaus ^{1*} , Hasbi Bakri ¹ , Jamal Rauf ² 1. Jurusan Teknik	Penentuan Lapisan Akuifer Berdasarkan Hasil Interpretasi	Menggunakan konfigurasi sclumberger dan data geologi regional daerah	Untuk menentukan nilai tahanan jenis semu, selanjutnya diolah dengan menggunakan software Res2dinv ver. 3.53 untuk menentukan nilai tahanan jenis yang sebenarnya. Nilai resistivitas

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
	Pertambangan Universitas Muslim Indonesia 2. Program Studi Trknik Geologi Universitas Hasanuddin / Jurnal Geomine, Vol. 6, No. 2: Agustus 2018	Geolistrik (Tahanan Jenis) Di Desa Nonong Provinsi Sulawesi Tengah	penelitian menggunakan software Res2dinv ver. 3.53 untuk menentukan nilai tahanan jenis yang sebenarnya.	hasil inversi kemudian diinterpretasikan sebagai struktur bawah permukaan yang diperkirakan sebagai daerah prospek memiliki lapisan akuifer. Dari sembilan lintasan yang disurvei, secara umum pada daerah tersebut berpotensi mengandung air tanah, hal tersebut dapat dilihat dari nilai tahanan jenisnya yaitu 20-200 Ωm dengan kedalaman antara 20-210 meter di bawah permukaan laut dengan ketebalan rata-rata ± 190 meter. Dari sembilan lintasan tersebut semua berpotensi untuk dilakukan pengeboran.
3.	Gusfan Halik, Jajok Widodo S. Laboratorium Hidroteknik Fakultas Teknik Jurusan Sipil Unej / MEDIA TEKNIK SIPIL/ JULI 2008	Pendugaan Potensi Air Tanah Dengan Metode Geolistrik Konfigurasi Schlumberger Di Kampus Tegal Boto Universitas Jembe	Menggunakan konfigurasi sclumberger dan data geologi regional daerah penelitian menggunakan software IPI2WIN	<i>Geoelectric represents geophysics method frequently used to study subsurface geology structure, even though it canbe applied to explore groundwater. The objective of this study is to investigate groundwater potency using Schlumberger configuration. The investigation result shows that the area study have a good groundwater potential indicated by an aquifer having the character of low resistivity at 15,9 Ωm at sounding point 1 (s1). The aquifer potential lies at depth of about 100 – 125 meter. The inversion model result using IPI2WIN, suggests that the subsurface layers model with error level of 5 percent at each sounding point</i>
4.	Rahma Hi. Manrulu, Aryadi	Pendugaan Sebaran Air	Menggunakan metode geofisika yaitu metode	Air sangat penting dalam kehidupan karena makhluk hidup tidak dapat hidup tanpa adanya air.

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
	Nurfalaq, dan Iis Dahlia Hamid*) Program Studi Fisika, Fakultas Sains, Universitas Cokroaminoto Palopo Kampus 2, / Jurnal Fisika FLUX Volume 15, Nomor 1, Februari 2018.	Tanah Menggunakan Metode Geolistrik Resistivitas Konfigurasi Wenner dan Schlumberger Di Kampus 2 Universitas Cokroaminoto Palopo	geolistrik tahanan jenis konfigurasi Wenner dan Schlumberger.	Identifikasi untuk mengetahui keberadaan lapisan pembawa air pada kedalaman tertentu, dapat menggunakan metode geofisika yaitu metode geolistrik tahanan jenis konfigurasi Wenner dan Schlumberger. Prinsip metode resistivitas adalah dengan mengalirkan arus listrik ke dalam bumi melalui kontak dua elektroda arus, kemudian diukur distribusi potensial yang dihasilkan Deposit glasial pasir dan kerikil, kipas aluvial dataran banjir dan deposit delta pasir semuanya merupakan sumber-sumber air yang sangat baik. Pada konfigurasi Wenner air tanah berada di permukaan sampai kedalaman 12 m, dengan jarak elektroda 17 – 31 m dan nilai Resistivitas 30 – 100 Ω m. kemudian kembali terlihat di jarak elektroda 39 – 72 m, dengan kedalaman dari permukaan sampai 12,3 m, sedangkan pada titik berbeda menggunakan konfigurasi Wenner terlihat air tanah dalam lapisan alluvial berada sekitar kedalaman 1,053 – 11,82 m. dengan nilai resistivitas 10 – 30 Ω m. hal tersebut di atas didasarkan karena sekitar lokasi penelitian terdapat beberapa batuan yang memiliki porositas dan permeabilitas yang bagus seperti pasir dan kerikil. Serta dekatnya sumber air.
5.	Roni Putra ^{1*} , Eko Swistoro ² , M.	Pendugaan potensi air tanah	Menggunakan metode geolistrik konfigurasi	Penelitian ini bertujuan untuk: mendeskripsikan potensi air tanah pada daerah penelitian dengan

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
	Farid ³ 1) Pascasarjana Pendidikan Universitas IPA FKIP Universitas Bengkulu, Bengkulu 2) Pendidikan Fisika FKIP Bengkulu, Bengkulu 3) Jurusan Fisika FMIPA Universitas Bengkulu, Bengkulu. / PENDIPA Journal of Science Education, 2018: 2(2),	dan hubungannya dengan kualitas air tanah serta implementasi pada pembelajaran fisika	wenner dan didapatkan nilai resistivitas dari inversi 2D software RES2DINV 31,8 Ω m – 147 Ω m yang berpotensi air tanah.	menggunakan metode geolistrik; menentukan besar resistivitas listrik yang terkandung pada lapisan air tanah dengan menggunakan metode geolistrik; mengetahui hubungan antara besar resistivitas listrik yang terkandung pada lapisan air tanah dengan parameter kualitas air sumur melalui uji laboratorium; Pada penelitian sains untuk mengetahui potensi air tanah menggunakan metode geolistrik konfigurasi wenner dan didapatkan nilai resistivitas dari inversi 2D software RES2DINV 31,8 Ω m – 147 Ω m yang berpotensi air tanah. Hubungan antara parameter uji kualitas air dengan nilai resistivitas didapatkan nilai korelasi $R^2 = 0,5818$ dikriterikan mempunyai korelasi kuat. Hasil analisis penelitian Pendidikan dengan model pembelajaran langsung (direct instruction) setelah diuji Anova Satu Jalur (One Way Anova) diperoleh Fhitung lebih besar dari Ftabel (15,42 > 3,59), maka hipotesis alternatif (H_a) diterima, sehingga penggunaan model pembelajaran langsung (direct instruction) efektif.
6	A Octova ^{1*} , A S Muji ¹ , M Raeis ² and R R Putra ¹ 1). Department of	<i>Identification of Aquifer using Geoelectrical Resistivity</i>	<i>There are various configurations of these geoelectrical methods, the schlumberger array</i>	<i>Water is one of the most important aspects of life, because all living things need water to sustain their lives. In fact, the availability of water decreases especially in the</i>

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
	Mining Engineering, Faculty of Engineering, Universitas Negeri Padang, 2). Department of Physics, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, Universitas Negeri Padang, / Journal of Physics: Conf. Series 1185 (2019) 012009	<i>Method with Schlumberger Array in Koto Panjang Area, Nagari Tigo Jangko, Lintau Buo Sub-District, Tanah Datar Regency</i>	<i>gives good results vertically.</i>	<i>dry season, one areas that are experiencing this situation is Koto Panjang area, Nagari Tigo Jangko, Lintau Buo Sub-district, Tanah Datar Regency, West Sumatera Province. During the dry season, the people in Koto Panjang is difficult to obtain clean water. This problem can be solved by identifying the aquifer layer both in position and depth. One method that can be used to identifying these aquifer layers is the geoelectrical resistivity method. This method utilizes electric current to measure rock resistivity beneath the earth's surface. There are various configurations of these geoelectrical methods, the schlumberger array gives good results vertically. The measurement area is approximately 20 hectares with 10 acquisition points. Aquifer layers identified at 50-70 meters of depth with three potential drilling points Indonesian water consumption is influenced by the people growth. One of Water consumption fulfilment by groundwater aquifer.</i>
7.	M. Kurniawan Alfadli ^{1,*} and Nanda Natasia ¹ 1. Faculty of Geological Engineering,	<i>Geoelectricity Data Analysis For Identification The Aquifer Configuration In Bandorasa wetan</i>	<i>Geophysics method for groundwater prediction is 2-D geoelectrical with Wenner Schlumberger configuration</i>	<i>Bandorasawetan is one of the areas which predicted have proper potential due to located in East of Mt. Ceremai that predicted recharge area. Based on regional geological data, Bandorasawetan is an undifferentiated young volcanic product which consists of lava, breccia,</i>

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
	Padjadjaran University, Jalan Raya Bandung Sumedang Km. 21, Jatinangor, West Java / Journal of Geoscience, Engineering, Environment, and Technology Vol 02 No 04 2017	<i>Cilimus, Kuningan, West Java Province</i>		<p><i>lapilli, and tuffaceous sand. Geophysics method for groundwater prediction is 2-D geoelectrical with Wenner Schlumberger configuration. The result of acquisition is obtained resistivity value from 0 - >1000 Ohm. m. Interpretation from data distribution is consist of two resistivity range that describes lithology on the research area such as: 0 - 150 Ohm.m contributed as aquiclud with tuffaceous sand lithology and > 150 Ohm.m interpreted as volcanic breccia lithology. Volcanic breccia has a role as aquifer in study area, the conclusion is distribution of resistivity value with range > 150 Ohm.m be the reference to developing groundwater resource in study area.</i></p> <p><i>Depth of aquifer is varying, deeper to the east. In Line 1, depth of the aquifer is 48 meters and in Line 2, depth of aquifer be 60 meters Interpretation from data distribution is consist of two resistivity range that describes lithology on the research area, such as: 0 - 150 Ohm.m contributed as aquiclud with tuffaceous sand lithology and > 150 Ohm.m interpreted as volcanic breccia lithology. Volcanic breccia has a role as aquifer in study area, the conclusion is distribution of resistivity value with range > 150 Ohm.m be the reference to developing</i></p>

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
				groundwater resource in study area. Depth of aquifer is varying, deeper to the east. In Line 1, depth of the aquifer is 48 meters and in Line 2, depth.
8.	Kehinde Anthony Mogaji ^{a,b,†} , Hwee San Lim ^b a) Department of Applied Geophysics, Federal University of Technology, P.M.B. 704, Akure, Nigeria b) School of Physics, Universiti Sains Malaysia, 11800 Penang, Malaysia / NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics 7 (2018) 134–148	<i>Application of Dempster-Shafer theory of evidence model to geoelectric and hydraulic parameters for groundwater potential zonation</i>	<i>The method procedural approaches entail firstly, the database containing groundwater data records (bore wells location inventory, hydrogeological data record, etc.) and geophysical measurement data construction.</i>	<i>The application of a GIS – based Dempster – Shafer data driven model named as evidential belief function EBF- methodology to groundwater potential conditioning factors (GPCFs) derived from geophysical and hydrogeological data sets for assessing groundwater potentiality was presented in this study. The proposed method’s efficacy in managing degree of uncertainty in spatial predictive models motivated this research. The method procedural approaches entail firstly, the database containing groundwater data records (bore wells location inventory, hydrogeological data record, etc.) and geophysical measurement data construction. From the database, different influencing groundwater occurrence factors, namely aquifer layer thickness, aquifer layer resistivity, overburden material resistivity, overburden material thickness, aquifer hydraulic conductivity and aquifer transmissivity were extracted and prepared. Further, the bore well location inventories were partitioned randomly into a ratio of 70% (19 wells) for model training and</i>

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
				<p><i>30% (9 wells) for model testing. The synthesized of the GPCFs via applying the DS – EBF model algorithms produced the groundwater productivity potential index (GPPI) map which demarcated the area into low –medium, medium, medium – high and high potential zones. The analyzed percentage degree of uncertainty for the predicted lows potential zones classes and mediums/highs potential zones classes are >10% and <10%, respectively. The DS theory model-based GPPI map's validation through ROC approach established prediction rate accuracy of 88.8%. Successively, the determined transverse resistance (TR) values in the range of 1280 and 30,000 Ohm m for the area geoelectrically delineated aquifer units of the predicted potential zones through Dar – Zarrowk Parameter analysis quantitatively confirm the DS theory modeling prediction results. This research results have expand the capability of DS – EBF model in predictive modeling by effective uncertainty management. Thus, the produced map could form part of decision support system reliable to be used by local authorities for groundwater exploitation and management in the area.</i></p>
9	Zulfikar Indra M.I. Jasin, A. Binilang,	Analisis Debit Sungai Munte	Metode Mock Dan Metode NReca	Dalam suatu perencanaan Pembangkit Listrik Tenaga Air, faktor penting yang perlu diketahui yaitu:

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
	J.D. Mamoto Fakultas Teknik, Jurusan Teknik Sipil, Universitas Sam Ratulangi Jurnal Sipil Statik Vol.1 No.1, November 2012 (34-38)	Dengan Metode Mock Dan Metode NReca Untuk Kebutuhan Pembangkit Listrik Tenaga Air		besarnya debit harian, debit bulanan dan debit Andalan 80%, serta kondisi topografi daerah pengaliran Sungai. Untuk menghitung besarnya debit harian, bulanan, dan debit andalan untuk kebutuhan Pembangkit Listrik Tenaga Air di sungai munte dengan titik tangkapan didesa Tincep digunakan Metode NRECA dan Metode Mock. Dan besarnya Evapotranspirasi Potensial menggunakan Metode Penman. Data curah hujan yang digunakan adalah data curah hujan 2001 sampai dengan tahun 2010 dari Stasiun Kakaskasen dan data klimatologi adalah Stasiun Paleloan. Dari hasil perhitungan diperoleh debit harian menggunakan metode NRECA yaitu data tahun 2001 s/d tahun 2010 besarnya debit pada kisaran $Q = 0.7054 \text{ m}^3/\text{det}$ s/d $Q = 0.7342 \text{ m}^3/\text{det}$. Sedangkan debit bulanan menggunakan metode Mock besarnya debit pada kisaran $Q = 0.171 \text{ m}^3/\text{det}$ s/d $Q = 0.9150 \text{ m}^3/\text{det}$, dan debit andalan probabilitas 80% untuk debit harian (Q80%) $Q_{\max} = 0.8891 \text{ m}^3/\text{det}$, $Q_{\min} = 0.7053 \text{ m}^3/\text{det}$ sedangkan debit bulanan (Q80%) diperoleh $Q_{\max} = 0.7640 \text{ m}^3/\text{det}$, $Q_{\min} = 0.3407 \text{ m}^3/\text{det}$. Berdasarkan hasil analisis dan standar untuk kebutuhan pengembangan diperoleh jenis PLTA yaitu jenis PLTM dengan daya teoritis $P_t = 531.83 \text{ Kw} < 5 \text{ Mw}$
10.	Setiyawan Jurusan Teknik Sipil Universitas Tadulako Jl.	Analisis Ketersediaan Air Dengan Metode F.J Mock Pada Daerah	Metode F.J Mock	Studi ini bertujuan untuk menganalisis ketersediaan air serta kebutuhan air, dan menentukan pola tanam rencana untuk keperluan pertanian. Proses penelitian diawali dengan pengumpulan data yang kemudian

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
	<p>Soekarno Hatta Km. 9, Palu, Sulawesi Tengah, Indonesia (94118) Email: setiyawanvip@yahoo.co.id Vera Wim Andiese Jurusan Teknik Sipil Universitas Tadulako Jl. Soekarno Hatta Km. 9, Palu, Sulawesi Tengah, Indonesia (94118) Email: verawimandiese@gmail.com Lisa Arnita Anzar Jurusan Teknik Sipil Universitas Tadulako Jl. Soekarno Hatta Km. 9, Palu, Sulawesi Tengah, Indonesia (94118), Vol. 7 No. 1 2017</p>	<p>Persawahan Desa Poboya Palu Sulawesi Tengah</p>		<p>dilakukan analisis hidrologi untuk mengetahui apakah air yang tersedia cukup atau tidak untuk memenuhi kebutuhan air pada lahan fungsional dan merencanakan pola tanam yang sesuai. Untuk mengetahui perbandingan antara kebutuhan dan ketersediaan air, dalam hal ini pertanian, maka dilakukan analisis hidrologi serta perhitungan kebutuhan air pada lahan pertanian, adapun beberapa metode yang dapat digunakan antara lain, Metode Penman Modifikasi digunakan untuk menghitung besarnya evapotranspirasi dengan memperhatikan faktor-faktor meteorologi yang terkait seperti suhu udara, kelembaban, kecepatan angin dan penyinaran matahari. Metode F.J.Mock, dengan metode ini, besarnya aliran air dari data curah hujan, karakteristik hidrologi daerah pengaliran dan evapotranspirasi dapat dihitung. Berdasarkan hasil analisis data untuk luas Catchment area 46,642 Km², menunjukkan bahwa ketersediaan air Daerah Irigasi Poboya untuk pertengahan Januari sebesar 0,383 m³/dtk sedangkan kebutuhan air sebesar 0.0078m³/dtk. Dari hasil tersebut dapat disimpulkan bahwa ketersediaan air pada Daerah Irigasi Poboya cukup untuk memenuhi kebutuhan air pada lahan fungsional, serta diperoleh pola tanam rencana Padi-Padi-Palawija.</p>
11.	<p>Riska Wulan Juni1, Lily Montarcih Limantara2, Dian Chandrasasi2</p>	<p>Analisa Debit Menggunakan Metode FJ. Mock Untuk Perhitungan</p>	<p>Metode F.J Mock</p>	<p>Kajian neraca-air pada Sub-DAS Konto-Hulu dilakukan untuk mengetahui potensi ketersediaan-air dan penggunaannya dalam kebutuhan-air multisektor. Curah hujan dikonversikan menjadi debit</p>

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
	1)Mahasiswa Program Sarjana Teknik Jurusan Pengairan Universitas Brawijaya 2)Dosen Teknik Pengairan Fakultas Teknik Universitas Brawijaya Jalan MT. Haryono 167 Malang 65145 Indonesia Email: riskawulan73@gmail.com Vol 2 No. 2 (2019)	Neraca Air Di Sub DAS Konto Hulu		menggunakan metode FJ. Mock kemudian dibandingkan dengan debit==pengamatan serta dikalibrasi menggunakan metode Kesalahan Relatif (KR), Root Mean Squared Error (RMSE), Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE), dan Koefisien Korelasi (R). Potensi ketersediaan-air dihitung berdasarkan debit andalan 80% menggunakan metode probabilitas-Weibull dengan hasil sebesar 22.41 m ³ /det setara 706.622 juta m ³ /tahun. Besarnya kebutuhan-air dalam jangka waktu 25 tahun pada skenario 1 (dihitung berdasarkan data dan meningkat sesuai lajupertumbuhan) sebesar 95.090 juta m ³ /tahun, sedangkan pada skenario 2 (berdasarkan asumsi domestik,-non-domestik,-industri mengalami peningkatan sedangkan perikanan,- pertanian,- dan peternakan-konstan) sebesar 93.419 juta m ³ /tahun. Hasil analisa neraca air menunjukkan bahwa potensi ketersediaan-air dapat mencukupi seluruh kebutuhan-air atau menunjukkan keadaan surplus sampai 25 tahun (2017-2042) mendatang.
12.	Lyn Alby1 , Ery Suhartanto2 1)Mahasiswa Program Sarjana Teknik Jurusan Pengairan Universitas Brawijaya 2)Dosen Jurusan Teknik	Perbandingan Metode Alih Ragam Hujan Menjadi Debit Dengan FJ. Mock Dan NReca Di DAS Kemuning Kabupaten Sampang	Metode FJ. Mock dan NRECA kalibrasi yang dihasilkan (karakteristik DAS) untuk metode NRECA adalah koefisien reduksi 0,9 dengan ketentuan antara 0,4-0,9, PSUB (prosentase dari limpasan yang bergerak	Pendekatan perhitungan alih ragam hujan menjadi debit sangat bervariasi. Metode-metode yang digunakan untuk menaksir besarnya debit aliran sungai, khususnya di DAS Kemuning Kabupaten Sampang didasarkan pada anggapan bahwa pada musim penghujan air tersedia secara berlebihan dan pada musim kemarau terjadi kekeringan. Metode-metode tersebut adalah Metode FJ. Mock dan NRECA, dimana kedua metode tersebut adalah yang

No	Nama Peneliti Tahun Penelitian	Judul Penelitian	Model/Metode	Hasil Penelitian
	Pengairan Fakultas Teknik Universitas Brawijaya Teknik Pengairan Universitas Brawijaya-Malang, Jawa Timur, Indonesia Jl. MT. Haryono 167 Malang 65145, Indonesia e-mail: albylyn@gmail.com Vol. 2 No. 1 (2018)		keluar dari DAS melalui limpasan permukaan) yaitu 0,4 dengan ketentuan antara 0,3-0,9, dan GWF (prosentase dari tampungan air tanah yang mengalir ke sungai sebagai aliran dasar) yaitu 0,6 dengan ketentuan antara 0,2-0,8.	dianjurkan menurut KP-01 tahun 2010. Dibandingkan dengan FJ. Mock, Metode NRECA memiliki hasil yang lebih baik dengan hasil kalibrasi yaitu untuk Koefisien Efisiensi Nash-Sutcliffe sebesar 0,858, Mean Absolute Error (MAE) sebesar 2,928, Koefisien Korelasi sebesar 0,977, dan Kesalahan Relatif (Kr) rata-rata 27,924%. Nilai parameter kalibrasi yang dihasilkan (karakteristik DAS) untuk metode NRECA adalah koefisien reduksi 0,9 dengan ketentuan antara 0,4-0,9, PSUB (prosentase dari limpasan yang bergerak keluar dari DAS melalui limpasan permukaan) yaitu 0,4 dengan ketentuan antara 0,3-0,9, dan GWF (prosentase dari tampungan air tanah yang mengalir ke sungai sebagai aliran dasar) yaitu 0,6 dengan ketentuan antara 0,2-0,8.

2.2. Daerah Pengaliran Sungai

Daerah pengaliran sungai (DPS) adalah wilayah aliran sungai yang mampu menampung dan mengalirkan limpasan air permukaan dari lahan dengan satu penampang regime (pola) sungai. Kodoatie dan Sugiyanto (2002) mendefinisikan DAS sebagai suatu kesatuan daerah/wilayah/kawasan tata air yang terbentuk secara alamiah dimana air tertangkap (berasal dari curah hujan), dan akan mengalir dari daerah/wilayah/kawasan tersebut menuju ke arah sungai dan sungai yang bersangkutan. Disebut juga Daerah Pengaliran Sungai (DPS) atau Daerah Tangkapan Air (DTA). Dalam bahasa Inggris ada beberapa macam istilah yaitu Catchment Area, Watershed.

Daerah Aliran Sungai (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. (PP No 37 tentang Pengelolaan DAS, Pasal 1).

Daerah aliran sungai (DAS) dibatasi punggung-punggung gunung dimana air hujan yang jatuh pada daerah tersebut akan ditampung oleh punggung gunung tersebut dan akan dialirkan melalui sungai-sungai kecil ke sungai utama (Asdak, 1995).

Suatu DAS yang terdiri dari beberapa Sub DAS tentunya terintegrasi berbagai faktor yang dapat mengarah kepada kelestarian atau degradasi tergantung bagaimana suatu DAS dikelola. DAS yang dikelola dengan baik akan berdampak pula bagi makhluk hidup yang berada pada DAS tersebut, namun pengelolaan DAS tidaklah mudah. Sebelum mengelola DAS dengan baik, perlu diketahui permasalahan permasalahan yang ada pada DAS khususnya di Indonesia diantaranya sebagai berikut :

- a) Banjir
- b) Produktivitas tanah menurun
- c) Pengendapan lumpur pada waduk
- d) Saluran irigasi
- e) Proyek tenaga air

- f) Penggunaan tanah yang tidak tepat (perladangan berpindah, pertanian lahan kering dan konservasi yang tidak tepat)

2.3. Infiltrasi

Infiltrasi adalah aliran air ke dalam tanah melalui permukaan tanah. Di dalam tanah air mengalir dalam arah lateral, sebagai aliran antara (*interflow*) menuju mata air, danau, sungai, atau secara vertikal yang dikenal dengan perkolasi (*percolation*) Infiltrasi menuju air tanah. Gerak air didalam tanah melalui pori-pori tanah dipengaruhi oleh gaya gravitasi dan gaya kapiler (Bambang Triatmodjo, 2008).

Infiltrasi merupakan peristiwa atau proses masuknya air ke dalam tanah, umumnya melalui permukaan tanah dan secara vertikal. Pada beberapa kasus, air dapat masuk melalui jalur atau rekahan tanah, atau gerakan horizontal dari samping, dan lain sebagainya.

Dalam bidang konservasi tanah, infiltrasi merupakan komponen yang sangat penting karena masalah konservasi tanah pada azasnya adalah pengaturan hubungan antara intensitas hujan dan kapasitas infiltrasi, serta pengaturan aliran permukaan. Aliran permukaan hanya dapat diatur dengan memperbesar kemampuan tanah menyimpan air, utamanya dapat ditempuh melalui perbaikan atau peningkatan kapasitas infiltrasi. Kapasitas infiltrasi merupakan laju maksimum air yang dapat masuk ke dalam tanah pada suatu saat. Infiltrasi merupakan interaksi kompleks antara intensitas hujan, karakteristik dan kondisi permukaan tanah. Intensitas hujan berpengaruh terhadap kesempatan air untuk masuk ke dalam tanah. Bila intensitas hujan lebih kecil dibandingkan dengan kapasitas infiltrasi, maka semua air mempunyai kesempatan untuk masuk ke dalam tanah. Sebaliknya, bila intensitas hujan lebih tinggi dibandingkan dengan kapasitas infiltrasi, maka sebagian dari air yang jatuh di permukaan tanah tidak mempunyai kesempatan untuk masuk ke dalam tanah, dan bagian ini akan mengalir sebagai aliran permukaan. Penutupan dan kondisi permukaan tanah sangat menentukan tingkat atau kapasitas air untuk menembus permukaan tanah, sedangkan karakteristik tanah, khususnya struktur internalnya berpengaruh terhadap laju air saat melewati masa tanah. Unsur sruktur tanah yang terpenting adalah ukuran pori dan kemantapan pori.

Infiltrasi (vertikal) ke dalam tanah yang pada mulanya tidak jenuh, terjadi dibawah pengaruh hisapan matriks tanah dan gravitasi. Laju infiltrasi pada awalnya tinggi, dengan masuknya air lebih dalam dan lebih dalamnya profil tanah yang basah, maka hisapan matriks tanah berkurang dan akhirnya hanya tinggal tarikan gravitasi yang berpengaruh terhadap pergerakan air, menyebabkan laju infiltrasi semakin menurun dengan berjalannya waktu mendekati kondisi kesetimbangan (*steady-state*).

Kandungan air tanah pada saat mulai terjadinya infiltrasi juga berpengaruh terhadap laju infiltrasi (Gambar 2.1).

Oleh karena itu Sharma et al. (1980) menyatakan bahwa secara tidak langsung infiltrasi dipengaruhi oleh evapotranspirasi melalui pengaruhnya terhadap kadar air tanah awal.



Gambar 2.1. Laju Infiltrasi Sebagai Fungsi Dari Waktu (Arsyad, 2000)

Besarnya laju infiltrasi tergantung pada kandungan air dalam tanah. Terjadinya infiltrasi bermula ketika air jatuh pada permukaan tanah kering, permukaan tanah tersebut menjadi basah sedangkan bagian bawahnya relatif kering maka dengan demikian terjadilah gaya kapiler dan terjadi perbedaan antar gaya kapiler permukaan atas dengan yang ada dibawahnya. Laju infiltrasi mempunyai klasifikasi tertentu dalam penentuan besarnya laju infiltrasi. Untuk menentukan klas infiltrasi, dipakai klasifikasi menurut *U.S Soil Conservation*.

Menurut knap (1978) untuk mengumpulkan data infiltrasi dapat dilakukan dengan tiga cara yakni:

- Inflow-outflow
- Analisis data hujan dan hidrograf
- Double ring inflometer

Dari ketiga cara tersebut yang paling sering digunakan pengukuran infiltrasi dilapangan yaitu dengan menggunakan double ring inflometer. Double ring infiltrometer merupakan cara yang termudah dilakukan dimana selain pengukuran yang mudah dilakukan juga bahan untuk membuat alatnya mudah dicari, inilah yang menjadi alasan mengapa cara ini paling sering dilakukan.

Air hujan yang mengalir masuk ke dalam tanah, dalam batas tertentu, bersifat mengendalikan ketersediaan air untuk berlangsungnya proses evapotranspirasi. Pasokan air hujan ke dalam tanah ini sangat berarti bagi kebanyakan tanaman di tempat berlangsungnya infiltrasi dan daerah sekelilingnya. Air infiltrasi yang tidak kembali lagi ke atmosfer melalui proses evapotranspirasi akan menjadi air tanah untuk seterusnya mengalir ke sungai di sekitarnya. Meningkatkan kecepatan dan luas wilayah infiltrasi dapat memperbesar debit aliran selama musim kemarau (*baseflow*) yang sangat penting untuk memasok kebutuhan air pada musim kemarau, untuk pengenceran kadar pencemaran air sungai, dsb. Ketika air hujan jatuh di atas permukaan tanah, tergantung pada kondisi biofisik permukaan tanah, sebagian atau seluruh air hujan tersebut akan mengalir masuk ke dalam tanah melalui pori-pori permukaan tanah.

Laju air infiltrasi yang dipengaruhi oleh gaya gravitasi dibatasi oleh besarnya diameter pori-pori tanah. Air juga mengalami penyebaran ke arah lateral akibat tarikan gaya kapiler tanah, terutama ke arah tanah dengan pori-pori yang lebih sempit dan tanah lebih kering.

Ada tiga proses mekanisme infiltrasi yang tidak saling mempengaruhi, yaitu:

- Proses masuknya air hujan melalui pori-pori permukaan tanah.
- Tertampungnya air hujan tersebut di dalam tanah.
- Proses mengalirnya air tersebut ke tempat lain (bawah, samping, dan atas).

Meskipun tidak saling mempengaruhi secara langsung ketiga proses tersebut di atas saling terkait. Proses infiltrasi dipengaruhi beberapa faktor, antara lain tekstur dan struktur tanah, persediaan air awal (kelembaban awal),

kegiatan biologi dan unsur organik, jenis dan kedalaman seresah, dan tumbuhan bawah atau tajuk penutup tanah lainnya. Secara teoritis, bila kapasitas infiltrasi tanah diketahui, volume air larian dari suatu curah hujan dapat dihitung dengan cara mengurangi besarnya curah hujan dengan air infiltrasi ditambah genangan air oleh cekungan permukaan tanah (*surface detention*) dan air intersepsi. Laju infiltrasi ditentukan oleh:

- Jumlah air yang tersedia di permukaan tanah.
- Sifat permukaan tanah.
- Kemampuan tanah untuk mengosongkan air di atas permukaan tanah.

Dari ketiga unsur tersebut ketersediaan air (kelembaban tanah) adalah yang terpenting karena ia akan menentukan besarnya tekanan potensial pada permukaan tanah.

Tabel 2.1. Klasifikasi Laju Infiltrasi

Kls	Klasifikasi	Laju Infiltrasi (mm/jam)
0	Sangat Lambat	< 1
1	Lambat	1 – 5
2	Agak Lambat	5 – 20
3	Sedang	20 – 63
4	Agak Cepat	63 – 127
5	Cepat	127 – 254
6	Sangat Cepat	> 254

Sumber : U.S Soil Conversation

2.3.1. Faktor yang Mempengaruhi Laju Infiltrasi

Laju infiltrasi dipengaruhi oleh beberapa faktor, yaitu kedalaman genangan dan tebal lapis jenuh, kelembaban tanah, pemadatan oleh hujan, tanaman penutup, intensitas hujan, dan sifat-sifat fisik tanah. Sedangkan menurut Yair dan Leave (1991), faktor yang mempengaruhi laju infiltrasi yaitu tutupan lahan, kemiringan lereng, dan perbedaan kepadatan tanah.

A. Kedalaman genangan dan tebal lapis jenuh

Kedalaman genangan dan tebal lapis jenuh tanah dapat diketahui pada saat awal terjadi hujan. Air hujan meresap kedalam permukaan dengan cepat sehingga terjadi laju infiltrasi. Sehingga semakin dalam genangan dan tebal lapisan jenuh maka laju infiltrasi semakin berkurang.

B. Kelembaban tanah

Ketika air jatuh pada tanah kering, permukaan atas dari tanah tersebut menjadi basah, sedang bagian bawahnya relatif masih kering. Dengan bertambahnya waktu dan air hujan dari permukaan atas turun ke bagian bawahnya maka tanah tersebut menjadi basah dan lembab. Semakin lembab kondisi suatu tanah, maka laju infiltrasi semakin berkurang karena tanah tersebut semakin dekat dengan keadaan jenuh.

C. Pemampatan oleh hujan

Ketika hujan jatuh di atas tanah, butir tanah mengalami pemadatan oleh butiran air hujan. Pemadatan tersebut mengurangi pori-pori tanah yang berbutir halus (seperti lempung), sehingga dapat mengurangi kapasitas infiltrasi. Untuk tanah pasir, pengaruh tersebut sangat kecil.

D. Penyumbatan oleh butir halus

Ketika tanah sangat kering, permukaannya sering terdapat butiran halus. Ketika hujan turun dan infiltrasi terjadi, butiran halus tersebut terbawa masuk ke dalam tanah, dan mengisi pori-pori tanah, sehingga pori-pori tanah mengecil dan menghambat laju infiltrasi.

E. Tanaman penutup

Banyaknya tanaman yang menutupi permukaan tanah, seperti rumput atau hutan, dapat menaikkan laju infiltrasi tanah tersebut. Dengan adanya tanaman penutup, air hujan tidak dapat memampatkan tanah dan juga akan terbentuk lapisan humus yang dapat menjadi sarang atau tempat hidup serangga sehingga membantu masuknya air ke dalam tanah.

F. Topografi

Topografi adalah keadaan permukaan atau kontur tanah. Kondisi topografi juga mempengaruhi infiltrasi. Pada lahan dengan kemiringan besar, aliran permukaan mempunyai kecepatan besar sehingga air kekurangan waktu infiltrasi. Akibatnya sebagian besar air hujan menjadi aliran permukaan. Sebaliknya, pada lahan yang datar air menggenang sehingga laju infiltrasi relatif besar.

G. Intensitas hujan

Intensitas hujan juga berpengaruh terhadap kapasitas infiltrasi. Jika intensitas hujan (I) lebih kecil dari kapasitas infiltrasi, maka laju infiltrasi aktual adalah sama dengan intensitas hujan. Apabila intensitas

hujan lebih besar dari kapasitas infiltrasi, maka laju infiltrasi aktual sama dengan kapasitas infiltrasi.

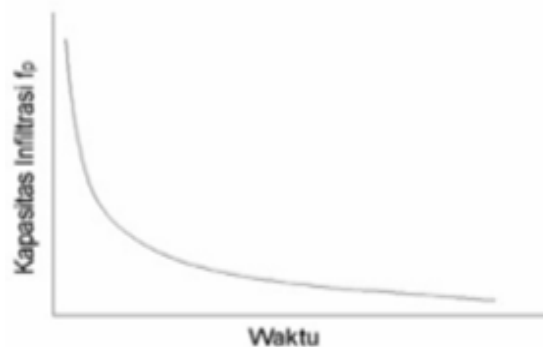
2.3.2. Pengukuran Laju Infiltrasi

Pengukuran laju infiltrasi dalam penelitian ini menggunakan alat ukur laju infiltrasi yaitu infiltrometer. Infiltrometer merupakan suatu tabung baja silindris pendek, berdiameter besar (atau suatu batas kedap air lainnya) yang mengitari suatu daerah dalam tanah. Infiltrometer hanya dapat memberikan angka bandingan yang berbeda (harga lebih tinggi) dari infiltrasi yang sebenarnya. Alat yang dipakai pada penelitian ini adalah infiltrometer cincin konsentrik yang merupakan tipe biasa, terdiri dari 2 cincin konsentrik yang ditekan kedalam permukaan tanah. Kedua cincin tersebut digenangi (karena itu disebut infiltrometer tipe genangan) secara terus menerus untuk mempertahankan tinggi yang konstan (jeluk air), (Ersin Seyhan, 1977).

2.3.3. Kapasitas Infiltrasi

Laju infiltrasi aktual (f_{ac}) adalah laju air berpenetrasi ke permukaan tanah pada setiap waktu dengan gaya-gaya kombinasi gravitasi, viskositas dan kapilaritas. Laju maksimum presipitasi dapat diserap oleh tanah pada kondisi tertentu disebut kapasitas infiltrasi (Ersin Seyhan, 1977). Setiap permukaan air tanah mempunyai daya serap yang kemampuannya berbeda-beda dilihat dari kondisi tanah dan lapisan penutup permukaannya.

Kapasitas infiltrasi ini dinotasikan sebagai f . Faktor yang mempengaruhi kapasitas infiltrasi adalah ketinggian lapisan air di atas permukaan tanah, jenis tanah, banyaknya moisture tanah yang sudah ada dalam lapisan tanah, keadaan permukaan tanah, dan penutup tanah. Berikut adalah gambar kurva kapasitas infiltrasi.



Gambar 2.2. Kurva Kapasitas Infiltrasi (Ersin Seyhan, 1977)

Dari gambar diatas menunjukkan bahwa pada penurunan air awal, cenderung lebih cepat karena pada kondisi awal tanah belum jenuh air, sedangkan semakin mendekati infiltrasi konstan penurunannya semakin lambat bahkan konstan karena tanah sudah jenuh air.

2.3.4. Infiltrasi Metode Horton

Pengujian infiltrasi tanah dilakukan dengan Metode Horton. Menurut Horton kapasitas infiltrasi berkurang seiring dengan bertambahnya waktu hingga mendekati nilai yang konstan. Ia menyatakan pandangannya bahwa penurunan kapasitas infiltrasi lebih dikontrol oleh faktor yang beroperasi di permukaan tanah dibanding dengan proses aliran di dalam tanah. Faktor yang berperan untuk pengurangan laju infiltrasi seperti tutupan lahan, penutupan retakan tanah oleh koloid tanah dan pembentukan kerak tanah, penghancuran struktur permukaan lahan dan pengangkutan partikel halus dipermukaan tanah oleh tetesan air hujan. Kurva infiltrasi metode Horton terlihat pada gambar 2.3. Model Horton dapat dinyatakan secara matematis mengikuti persamaan sebagai berikut.

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (2.1)$$

Dimana:

f = laju infiltrasi (cm/menit)

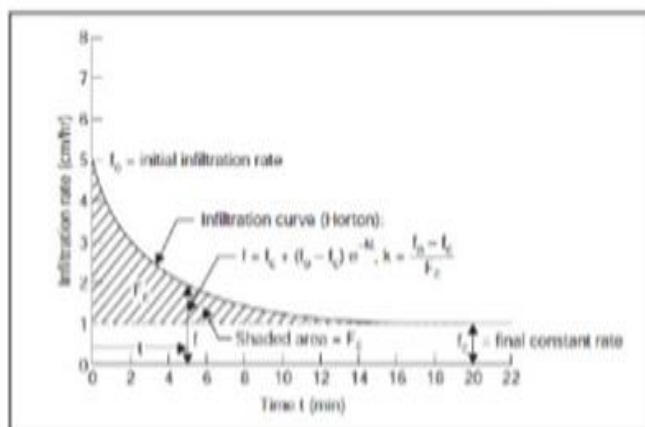
kt = konstanta

f_0 = laju infiltrasi awal (cm/menit)

t = waktu (menit)

f_c = laju infiltrasi konstan (cm/menit)

e = bilangan natural=2,78



Gambar 2.3. Kurva Infiltrasi Menurut Horton

Jumlah air yang terinfiltrasi pada suatu periode tergantung pada laju infiltrasi dan fungsi waktu . Apabila laju infiltrasi pada suatu saat adalah $f(t)$, maka infiltrasi kumulatif atau jumlah air yang terinfiltrasi adalah $F(t)$. Persamaan 2.3 menunjukkan bahwa jumlah air yang terinfiltrasi $F(t)$ merupakan integral dari laju infiltrasi. Laju infiltrasi merupakan turunan dari infiltrasi kumulatif $F(t)$. Dengan kata lain, laju infiltrasi $f(t)$ adalah sama dengan kemiringan kurva $F(t)$ pada waktu (t) dengan satuan mm/jam. Persamaan laju infiltrasi Horton diatas kemudian diintergralkan seperti pada persamaan berikut.

$$F(t) = \int_0^t f_0 + (f_0 - f_c) e^{-kt} dt \quad (2.2)$$

$$F(t) = f_c \cdot t + \frac{1}{k} (f_0 - f_c) (1 - e^{-kt})$$

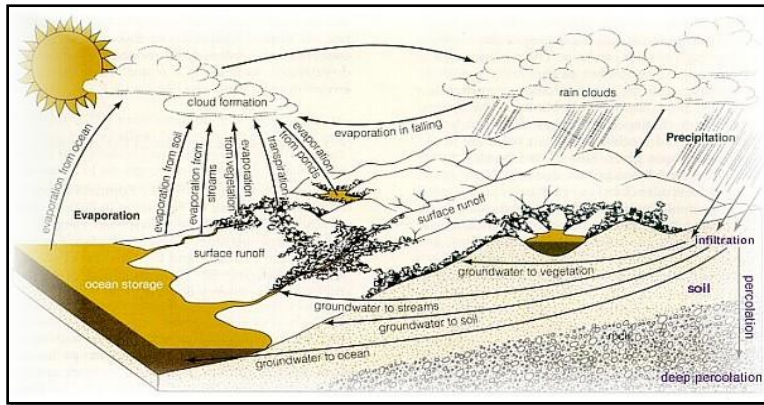
2.4. Siklus Hidrologi

Siklus hidrologi merupakan perjalanan air dari permukaan laut ke atmosfer kemudian ke permukaan tanah dan kembali ke laut yang terjadi secara terus menerus seperti terlihat pada gambar 2.4. Air akan tertahan sementara di sungai, danau atau waduk, dan dalam tanah sehingga dapat dimanfaatkan oleh manusia dan makhluk hidup lainnya. Dalam daur hidrologi, masukan berupa curah hujan akan didistribusikan melalui beberapa cara yaitu air lolos, aliran batang, dan air hujan yang langsung sampai ke permukaan tanah untuk kemudian terbagi menjadi air larian, evaporasi, dan air infiltrasi. (Asdak,2006).

Siklus hidrologi diberi batasan sebagai suksesi tahapan-tahapan yang dilalui air dari atmosfer ke bumi dan kembali lagi ke atmosfer : evaporasi dari tanah atau laut maupun air pedalaman, kondensasi untuk membentuk awan, presipitasi, akumulasi di dalam tanah maupun dalam tubuh air, dan evaporasi-kembali. Presipitasi dalam segala bentuk (salju, hujan batu es, hujan, dan lain-lain), jatuh ke atas vegetasi, batuan gundul, permukaan tanah, permukaan air dan saluran-saluran sungai (presipitasi saluran). Air yang jatuh pada vegetasi mungkin diintersepsi (yang kemudian berevaporasi dan/atau mencapai permukaan tanah dengan menetes saja maupun sebagai aliran batang) selama suatu waktu atau secara langsung jatuh pada tanah (through fall = air tembus) khususnya pada kasus hujan dengan intensitas yang tinggi dan lama. Sebagian

presipitasi berevaporasi selama perjalanannya dari atmosfer dan sebagian pada permukaan tanah. Sebagian dari presipitasi yang membasahi permukaan tanah berinfiltrasi kedalam tanah dan bergerak menurun sebagai perkolasi ke dalam zona jenuh di bawah muka air tanah. Infiltrasi sebagai salah satu fase dari siklus hidrologi, penting untuk diketahui karena akan berpengaruh terhadap limpasan permukaan, banjir, erosi, ketersediaan air untuk tanaman, air tanah, dan ketersediaan aliran sungai di musim kemarau.

Dalam kaitannya dengan hal tersebut, maka infiltrasi perlu diukur karena nilai kapasitas infiltrasi tanah merupakan suatu informasi yang berharga bagi perencanaan dan penentuan kegiatan irigasi dan pemilihan berbagai komoditas yang akan ditanam disuatu lahan (Purwanto dan Ngaloken, 1995).



Gambar 2.4. Siklus Hidrologi
(Sumber Bebas Banjir 2025 Wordpress.com)

2.5. Analisis Hidrologi

Secara umum analisis hidrologi merupakan satu bagian analisis awal dalam perancangan bangunan – bangunan hidroulik. Pengertian yang terkandung di dalamnya adalah bahwa informasi dan besaran – besaran yang di peroleh dalam analisis hidrologi merupakan masukan penting dalam analisis selanjutnya

2.5.1. Analisis Hujan Wilayah

a. Rata-rata Aljabar

Untuk memperoleh besaran hujan DAS dengan cara rata-rata aljabar, dilakukan dengan merata-ratakan data hujan dari semua stasiun yang

berada dalam DAS. Cara ini paling mudah, akan tetapi hasilnya dipandang paling tidak teliti. Hujan DAS dengan rata-rata aljabar diperoleh dengan:

$$H_d = \frac{1}{N} \sum H_i \quad (2.3)$$

Keterangan :

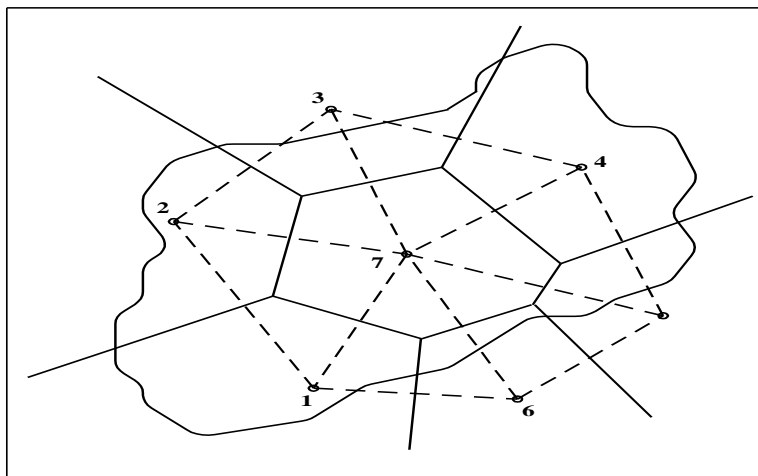
H_d = hujan DAS (mm)

H_i = hujan masing-masing stasiun (mm)

N = jumlah stasiun

b. Poligon Thiessen

Metode ini sesuai digunakan bila titik-titik pengamatan di dalam daerah tersebut tidak tersebar merata. Cara perhitungan untuk curah hujan rata-rata dilakukan dengan membuat suatu poligon yang menghubungkan masing-masing pos pengamatan curah hujan. Cara ini akan memberikan hasil yang lebih teliti jika dibandingkan dengan cara rata-rata aljabar. Untuk lebih jelasnya pola pembagian daerah pengamatan hujan dengan cara Thiessen dapat dilihat pada berikut:



Gambar 2.5. Daerah Pengamatan Hujan Cara Thiessen

Cara hitungan dengan poligon thiessen dilakukan dengan urutan sebagai berikut :

1. Semua stasiun hujan dihubungkan dengan garis lurus, sehingga terbentuk beberapa segitiga. Hendaknya dihindari terbentuknya segitiga tumpul,
2. Dalam masing-masing segitiga ditarik garis sumbu di masing-masing sisinya,
3. Poligon thiessen adalah luasan yang dibatasi oleh masing-masing garis sumbu, atau yang dibatasi oleh garis sumbu dan batas DAS
4. Hujan DAS didapat dengan menggunakan persamaan

$$H_d = \sum \alpha H_i \quad (2.4)$$

$$\alpha = \frac{L_i}{L} \alpha \quad (2.5)$$

Keterangan :

α = koefisien thiessen

L_i = luas masing-masing poligon, dalam km²

L = luas DAS dalam km²

c. Mengisi data hujan yang kosong/hilang

Metode yang umum dipakai untuk pengisian data hujan yang kosong adalah metode *inverse square distance*. Metode ini dilakukan dengan memperbandingkan data curah hujan yang dicatat pada stasiun curah hujan terdekat. Pengisian data dengan metode ini telah mempertimbangkan jarak antara stasiun curah hujan yang diisi terhadap stasiun curah hujan yang berdekatan. Metode *inversed square distance* dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut :

$$R_x = \frac{\frac{1}{d(X_A)^2} \cdot R_A \cdot \frac{1}{d(X_B)^2} \cdot R_B \cdot \frac{1}{d(X_C)^2} \cdot R_C}{\frac{1}{d(X_A)^2} + \frac{1}{d(X_B)^2} + \frac{1}{d(X_C)^2}} \quad (2.6)$$

Dimana :

R_x : Tinggi curah hujan yang diisi

R_A, R_B, R_C : Tinggi curah hujan pada pos hujan di sekitar
 $d(X_A), d(X_B), d(X_C)$: Jarak stasiun yang diisi terhadap masing-masing stasiun sekitar.

Untuk melengkapi data curah hujan yang hilang, kita dapat mengadakan perkiraan dengan menggunakan data hujan dari tiga tempat pengamatan yang berdekatan dan atau mengelilingi tempat pengamatan yang datanya tidak lengkap. Kalau selisih antara hujan – hujan tahunan normal dari tempat pengamatan yang datanya tidak lengkap tersebut kurang dari 10 % maka perkiraan data yang hilang boleh diambil dari harga rata-rata hitung (*Aritmatic Mean*) data tempat pengamatan yang mengelilinginya, dengan persamaan sebagai berikut :

$$r = \frac{r_A + r_B + r_C}{3} \quad (2.7)$$

Kalau selisih data antara hujan – hujan tahunan normal dari tempat pengamatan yang datanya tidak lengkap tersebut lebih dari 10 % maka perkiraan data yang hilang dihitung dengan menggunakan *Metode Rasio Normal* sebagai berikut :

$$r = \frac{1}{3} \left(\frac{R}{R_A} r_A + \frac{R}{R_B} r_B + \frac{R}{R_C} r_C \right) \quad (2.8)$$

dimana :

- r = Curah hujan rata setahun di tempat pengamatan R yang datanya hilang
- r_A, r_B, r_C = Curah hujan di tempat pengamatan R_A, R_B, R_C pada waktu yang sama dengan pengamatan hujan r .
- R_A, R_B, R_C = Curah hujan rata-rata setahun di tempat pengamatan A, B dan C.

Data hujan dipilih dari stasiun-stasiun yang mewakili areal dominan, dan langsung diisi dengan menggunakan persamaan diatas. Sehingga data yang dihasilkan dapat digunakan untuk kebutuhan perencanaan.

d. Uji konsistensi data hujan

Jika data hujan tidak konsisten yang diakibatkan oleh berubahnya atau *terganggunya* lingkungan di sekitar tempat di mana alat ukur penakar hujan dipasang, misalnya antara lain karena terlindung oleh pohon,

terletak berdekatan dengan gedung tinggi, perubahan cara penakaran dan pencatatannya, pemindahan letak penakar hujan dan sebagainya, maka seolah-olah terjadi penyimpangan terhadap trend data hujan yang semula atau sebenarnya.

Oleh karena itu maka pengujian konsistensi data hujan perlu dilakukan. Dan hal tersebut dapat diselidiki dengan menggunakan metode seperti dijelaskan di bawah ini.

- **Metode Rescaled Adjusted Partial Sums (RAPS)**

Dipakai untuk mengatasi ketidakkonsistenan suatu data hujan dari suatu stasiun dengan data hujan dari stasiun itu sendiri, dengan cara mendeteksi pergeseran nilai rata-rata (*mean*). Data hujan yang tidak konsisten sering terjadi akibat :

- Alat diganti dengan alat yang berspesifikasi lain
- Perubahan lingkungan yang mendadak
- Lokasi pencatatan data hujan dipindahkan

Rumus yang digunakan:

$$S_k^* = \sum (Y_i - Y_{\text{rerata}})^2 \quad (2.9)$$

$$S_k^{**} = S_k^* / D_y \quad (2.10)$$

$$D_y^2 = \sum (Y_i - Y_{\text{rerata}})^2 / n \quad (2.11)$$

$$Q = | S_k^{**\text{maks}} | \quad (2.12)$$

$$R = S_k^{**\text{mak}} - S_k^{**\text{min}} \quad (2.13)$$

Tabel 2.2. Nilai $Q / n^{0,5}$ dan $R / n^{0,5}$

N	Q / n ^{0,5}			R / n ^{0,5}		
	90%	95%	99%	90%	95%	99%
10	1,050	1,140	1,290	1,210	1,280	1,380
20	1,100	1,220	1,420	1,340	1,430	1,600
30	1,120	1,240	1,480	1,400	1,500	1,700
40	1,140	1,270	1,520	1,440	1,550	1,780
100	1,170	1,290	1,550	1,500	1,620	1,850

Sumber : Sri Harto, Br, Analisis Hidrologi, 60 : 1993

- **Metode Uji F**

Uji F dengan analisa variansi yang bersifat dua arah, dengan hipotesa sebagai berikut:

Hipotesa 1: H_0 =hujan homogen dari bulan ke bulan

H_1 =hujan tidak homogen dari bulan ke bulan

Hipotesa 2: H_0 =hujan homogen dari tahun ke tahun

H_1 =hujan tidak homogen dari tahun ke tahun

Ada dua F score dihitung dengan rumus-rumus berikut :

$$F_1 = [(n-1) \cdot \sum_n (X'_i - X')^2] / [\sum \sum (X_{ij} - X'_i - X'_j + X')^2] \quad (2.14)$$

$$F_2 = [(k-1) \cdot \sum_k (X'_j - X')^2] / [\sum \sum (X_{ij} - X'_i - X'_j + X')^2] \quad (2.15)$$

dimana :

X'_i = Harga rata-rata untuk bulan i

X'_j = Harga rata-rata untuk tahun j

X' = Harga rata-rata untuk keseluruhan

X_{ij} = Harga pengamatan untuk bulan j pada tahun j

n = Banyaknya pengamatan perbulan (tahun)

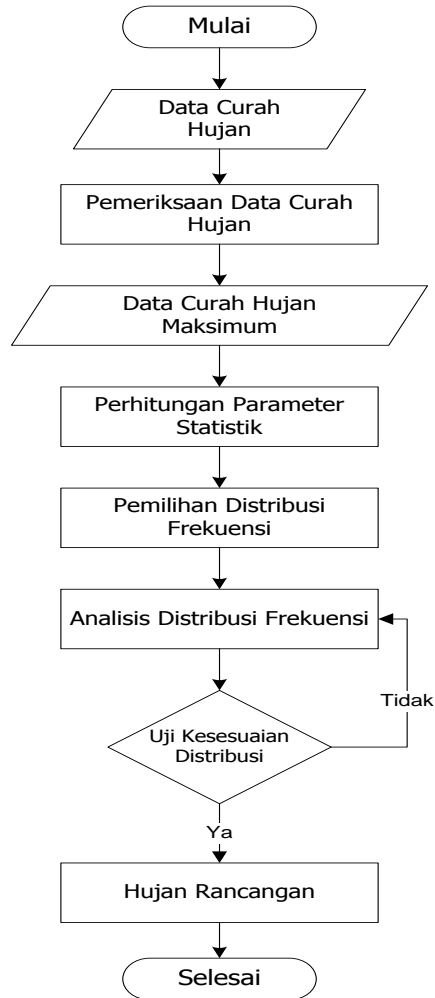
k = Banyak bulan

H_0 diterima jika harga F hitung < F kritis

H_0 ditolak jika harga F hitung > F kritis

2.5.2. Analisis Hujan Rancangan

Hujan rancangan adalah besarnya curah hujan terbesar yang terjadi pada periode ulang tertentu dengan suatu peluang tertentu pula. Metode analisa hujan rancangan tersebut pemilihan analisisnya tergantung dari kesesuaian dari data parameter dasar statistik yang bersangkutan atau dapat pula dipilih berdasarkan pertimbangan teknis lainnya.



Gambar 2.6. Bagan Alir Analisis Hujan Rancangan

A. Perhitungan Parameter Dasar Statistik

Pemilihan Metode perhitungan hujan rancangan ditetapkan berdasarkan parameter dasar statistik. Adapun Perhitungan Parameter Dasar Statistik adalah sebagai berikut :

➤ **Nilai Rata-rata :**

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

Dimana :

\bar{X} = nilai rata-rata

X_i = nilai varian ke i

N = jumlah data

➤ **Standard Deviasi:**

$$Sd = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n - 1}} \quad (2.17)$$

Dimana :

Sd = standar deviasi

X = nilai rata-rata

X_i = nilai varian ke i

N = jumlah data

➤ **Koefisien Skewness:**

$$Cs = \frac{\frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{Sd^3} \quad (2.18)$$

Dimana :

Cs = koefisien skewness

X = nilai rata-rata

X_i = nilai varian ke i

N = jumlah data

➤ **Koefisien Kurtosis:**

$$Ck = \frac{n^2 \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4}{(n-1)(n-2)(n-3) Sd^4} \quad (2.19)$$

Dimana :

C_k = koefisien kurtosis

\bar{X} = nilai rata-rata

X_i = nilai varian ke i

N = jumlah data

➤ **Koefisien variasi :**

$$C_v = \frac{S_d}{\bar{X}} \quad (2.20)$$

Dimana :

C_v = koefisien variasi

\bar{X} = nilai rata-rata

S_d = standar deviasi

B. Kriteria pemilihan Distribusi

Untuk menentukan metode analisis distribusi frekuensi hujan yang akan digunakan untuk perhitungan selanjutnya harus memperhatikan syarat pemilihan distribusi frekuensi yang sesuai.

Tabel 2.3. Syarat Pemilihan Distribusi Frekuensi

No	Jenis Distribusi	Syarat
1	<i>Normal</i>	$C_s \approx 0, C_k = 3$
2	Log Normal	$C_s = 3C_v$
3	Gumbel	$C_s \approx 1.4, C_k = 5.4$
4	Log Pearson Type III	Tidak ada syarat (seluruh nilai diluar ketiga distribusi lainnya)

Sumber : Sri Harto, 1993

C. Analisis Distribusi Frekuensi

Analisa distribusi frekuensi ini dimaksudkan untuk mendapatkan besaran curah hujan rancangan yang ditetapkan berdasarkan patokan perancangan tertentu. Untuk keperluan analisis ditetapkan curah hujan dengan periode ulang 2, 5, 10, 20, 25, 50 dan 100 tahun. Ada beberapa

metode analisis distribusi frekuensi untuk mendapatkan curah hujan rancangan diantaranya metode Distribusi Normal, Gumbel, Log Pearson.

Berikut ini digunakan beberapa analisa frekuensi, yaitu :

1. Metode Gumbel Type I

Distribusi Gumbel Type I atau disebut juga dengan distribusi ekstrem tipe I (*ekstreme type I distribution*) umumnya digunakan untuk analisis data maksimum. Distribusi Gumbel Type I mempunyai koefisien kemencengan (*Coefficient of Skewness*) $CS = 1,139$. (Soewarno, 1995:123).

Metode Gumbel Type I bisa dinyatakan dengan 2 pendekatan persamaan :

- Persamaan distribusi empiris, dengan persamaan sebagai berikut :

$$X_T = \bar{X} + k \cdot S_n \quad (2.21)$$

dimana :

X_T = besarnya curah hujan rancangan untuk periode ulang tertentu.

\bar{X} = harga rerata dari data

$$= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i$$

S_n = standart deviasi

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

K = faktor frekuensi yang merupakan fungsi dari periode ulang (*return periode*) dan tipe distribusi frekuensi.

Untuk menghitung faktor frekuensi E.J. Gumbel Type I mengambil harga :

$$k = \frac{Y_T - Y_n}{S_n} \quad (2.22)$$

dimana :

$$Y_T = \text{reduced variate sebagai fungsi periode ulang} \\ = -\ln[-\ln\{(Tr - 1)/Tr\}]$$

$Y_n = \text{reduced mean}$ yang tergantung dari besarnya/banyaknya data n.

$S_n = \text{reduced standart deviation}$ yang tergantung dari besarnya/banyaknya data n.

Dengan mensubstitusikan persamaan diatas diperoleh :

$$X_T = \bar{X} + \frac{S_X}{S_n} \cdot (Y_T - Y_n) \quad (2.23)$$

jika :

$$\frac{1}{a} = \frac{S_X}{S_n} \quad \text{dan} \quad b = \bar{X} - \frac{S_X}{S_n} \cdot Y_n$$

maka persamaan diatas menjadi :

$$X_T = b + \frac{1}{a} \cdot Y_T$$

- Persamaan garis lurus model Matematik Distribusi Gumbel type I yang ditentukan dengan menggunakan metode momen, dengan persamaan sebagai berikut :

$$Y = a(X - X_0)$$

$$a = \frac{1,283}{\sigma}$$

$$X_0 = \mu - \frac{0,577}{a}, \text{ atau } X_0 = \mu - 0,455\sigma$$

2. Metode Log Pearson Type III

Distribusi Log Pearson Type III banyak digunakan dalam analisis hidrologi, terutama dalam analisis data maksimum (banjir) dan minimum (debit minimum) dengan nilai ekstrem. (Soewarno, 1995:141). Parameter-parameter statistik yang diperlukan oleh distribusi Log Pearson Type III adalah (CD. Soemarto, 1987:243) :

- Harga rata-rata.
- Standart deviasi.
- Koefisien kemencengan.

Distribusi frekuensi kumulatif akan tergambar sebagai garis lurus pada kertas log-normal jika koefisien asimetri $C_s = 0$.

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

- Nilai Rata – rata :

$$\text{Log}\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n \text{Log}X_i}{n} \quad (2.24)$$

- Standar Deviasi :

$$\text{Sd} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log X_i - \log \bar{X})^2}{n-1}} \quad (2.25)$$

- Koefisien Skewness :

$$C_s = \frac{n \sum_{i=1}^n (\log \bar{X} - \log X_i)^3}{(n-1)(n-2) \cdot (\text{Sd}')^3} \quad (2.26)$$

Dimana :

Log X = nilai rata-rata

Log Xi = nilai varian ke I

n = banyaknya data

Sd' = standar deviasi

Cs = koefisien Skewness

Sehingga nilai X bagi setiap tingkat probabilitas dapat dihitung dari persamaan :

$$\text{Log } X_t = \log \bar{X} + G \cdot (Sd) \quad (2.27)$$

Harga-harga G dapat diambil dari tabel hubungan antara koefisien skewness dengan kala ulang. Nilai X_t didapat dari anti log dari $\log \bar{X}$.

D. Pemeriksaan Uji Kesesuaian Distribusi Frekuensi

Pemeriksaan uji kesesuaian distribusi ini dimaksudkan untuk mengetahui suatu kebenaran hipotesa distribusi frekuensi. Dengan pemeriksaan uji ini akan diketahui:

- Kebenaran antara hasil pengamatan dengan model distribusi yang diharapkan atau yang diperoleh secara teoritis.
- Kebenaran hipotesa (diterima/ditolak).

1. Uji secara horisontal dengan Smirnov – Kolmogorov

Uji ini digunakan untuk menguji simpangan horisontal yaitu selisih/simpangan maksimum antara distribusi teoritis dan empiris (Δ_{maks}) dimana dihitung dengan persamaan :

$$\Delta_{maks} = [S_n - P_x] \quad (2.28)$$

Dimana :

Δ_{maks} = selisih data probabilitas teoritis dan empiris

S_n = peluang teoritis

P_x = peluang empiris

Apabila $\Delta_{maks} < \Delta_{cr}$, maka pemilihan metode frekuensi tersebut dapat diterapkan untuk data yang ada. Untuk Nilai Kritis Δ_{cr} untuk Uji Smirnov-Kolmogorov dapat dilihat pada *Tabel 2.4*.

Langkah perhitungannya adalah sebagai berikut :

- a. Data hujan diurutkan dari kecil ke besar
- b. Menghitung $S_n(x)$ dengan rumus Weibull sebagai berikut :

$$P_n = m/(n-1)*100\% \quad (2.29)$$

Dimana :

P = probabilitas (%)

m = nomor urut data dari seri yang telah diurutkan

n = banyaknya data

c. Menghitung probabilitas terjadi (Pr)

Uji kecocokan Smirnov-Kolmogorov, sering juga disebut uji kecocokan non parametrik (*non parametric test*), karena pengujiannya tidak menggunakan fungsi distribusi tertentu, maka uji ini digunakan pada daerah studi.

Prosedurnya adalah :

- Data diurutkan dari kecil ke besar dan juga ditentukan masing-masing peluangnya.

X1 P(X1)

X2 P(X2)

Xm P(Xm)

Xn P(Xn)

- Setelah itu ditentukan nilai masing-masing peluang teoritis dari penggambaran persamaan distribusinya.

X1 P'(X1)

X2 P'(X2)

Xm P'(Xm)

Xn P'(Xn)

- Selisih kedua nilai peluang dapat dihitung dengan persamaan maksimum = [P(Xm) - P(Xn)]
- Berdasarkan tabel nilai kritis (Smirnov-Kolmogorov test), dapat ditentukan nilai Δ_{cr} .
- Apabila :
 - $\Delta_{max} < \Delta_{cr}$ distribusi teoritis diterima.
 - $\Delta_{max} > \Delta_{cr}$ distribusi teoritis ditolak.

Tabel 2.4. Nilai Kritis Δcr untuk Uji Smirnov Kolmogorov

N	$\alpha = \text{derajat kepercayaan}$			
	0.20	0.10	0.05	0.01
5	0,45	0,51	0,56	0,67
10	0,32	0,37	0,41	0,49
15	0,27	0,30	0,34	0,40
20	0,23	0,26	0,29	0,36
25	0,21	0,24	0,27	0,32
30	0,19	0,22	0,24	0,29
35	0,18	0,20	0,23	0,27
40	0,17	0,19	0,21	0,25
45	0,16	0,18	0,20	0,24
50	0,15	0,17	0,19	0,23
N > 50	1,07/√N	1,22/√N	1,36/√N	1,63/√N

Sumber: MMA.Shahin, *Statistical Analysis in Hydrologi*, vol. 2 hal.282

2. Uji secara vertikal dengan Chi Square

Uji Chi-Kuadrat dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sampel data yang dianalisis. Pengambilan keputusan uji ini menggunakan parameter X^2 , oleh karena itu disebut uji Chi-Kuadrat (Soewarno, 1995).

Parameter X^2 dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

$$X^2_{hit} = \frac{\sum_{i=1}^K (EF - OF)^2}{EF}, \quad EF = \frac{n}{K} \quad (2.30)$$

Jumlah kelas distribusi dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

$$K = 1 + 3,22 \log n \quad (2.31)$$

Dimana :

OF = nilai yang diamati (*observed frequency*)

EF = nilai yang diharapkan (*expected frequency*)

K = jumlah kelas distribusi

N = banyaknya data

Agar distribusi frekuensi yang dipilih dapat diterima, maka harga $X^2 < X^2_{cr}$, harga X^2_{cr} dapat diperoleh dengan menentukan taraf signifikan α dengan derajat kebebasannya (*level significant*). Nilai X^2_{cr} disajikan pada *Tabel 2.5*.

Prosedur uji Chi-Kuadrat adalah :

- a. Mengurutkan data pengamatan (dari besar ke kecil atau sebaliknya).
- b. Kelompokkan data menjadi G sub kelompok, tiap-tiap sub kelompok minimal 4 data pengamatan.
- c. Menjumlahkan data pengamatan sebesar OF tiap-tiap sub kelompok.
- d. Menjumlahkan data dari persamaan distribusi yang digunakan (EF).
- e. Tiap-tiap sub kelompok dihitung nilai $(OF - EF)^2$ dan $\frac{(OF - EF)^2}{EF}$ Menjumlahkan seluruh G sub kelompok nilai $\frac{(OF - EF)^2}{EF}$ untuk menentukan nilai Chi-Kuadrat hitung.
- f. Menentukan derajat kebebasan :

$$n = K - h - 1 \quad (2.32)$$

dengan:

n = derajat kebebasan (number degree of freedom)

K = banyaknya kelas

h = banyaknya keterikatan (konstrain) atau banyaknya parameter untuk Chi-Kuadrat adalah 2 (nilai $h = 2$, untuk distribusi normal dan binomial, dan nilai $h = 1$, untuk distribusi Poisson).

Tabel 2.5. Nilai Kritis untuk Uji Chi-Kuadrat

Derajat Kebebasan	Probabilitas dari χ^2					
	0,950	0,800	0,500	0,200	0,050	0,001
1	0,004	0,064	0,455	1,642	3,841	10,827
3	0,352	1,005	2,366	4,642	7,815	16,268
5	1,145	2,343	4,351	7,289	11,070	20,517
7	2,167	3,822	6,346	9,803	14,067	24,322
9	3,325	5,380	8,343	12,242	16,919	27,877
11	4,575	6,989	10,341	14,631	19,975	31,264
13	5,892	8,643	12,340	16,983	22,362	34,528
15	7,261	10,307	14,339	19,311	24,996	37,697
17	8,672	12,002	16,338	21,615	27,587	40,790
19	10,117	13,716	18,338	23,900	30,144	43,820
21	11,501	15,445	20,377	26,171	32,671	46,797
23	13,910	17,187	22,337	28,429	35,175	49,728
25	14,611	18,940	24,337	30,675	37,652	52,620
27	16,151	20,703	26,336	32,912	40,113	55,476
29	17,708	22,475	28,336	35,139	42,557	58,302

Sumber : MMA.Shahin, *Statistical Analysis in Hydrologi*, vol. 2 Hal.282

2.6. Analisis Banjir Rancangan

Banjir Rancangan adalah besarnya debit banjir yang ditetapkan sebagai dasar penentuan kapasitas dengan mendimensi bangunan – bangunan hidraulik, sehingga kerusakan yang dapat ditimbulkan baik langsung maupun tidak langsung dapat dihindari.

2.6.1. Distribusi Hujan Jam-Jaman

Besarnya debit banjir rancangan ditentukan oleh intensitas hujannya, yaitu tinggi air persatuan waktu (mm/jam). Karena itu untuk mengubah curah hujan rancangan menjadi debit rancangan diperlukan curah hujan jam-jaman. Persamaan distribusi jam-jaman sebagai berikut :

$$I_t = \frac{R_t}{R_{24}} \times 100\% \quad (2.33)$$

Dimana :

I_t = persentase hujan rata-rata jam ke t (%)

R_t = intensitas hujan rata-rata jam ke t (mm)

R_{24} = curah hujan harian penyebab banjir rata-rata (mm)

Untuk memperkirakan hidrograf banjir rancangan dengan cara hidrograf satuan (*unit hydrograph*) perlu diketahui dahulu sebaran hujan jam-jaman dengan suatu interval tertentu. Pada kondisi data pengamatan sebaran hujan tidak tersedia maka untuk perhitungannya digunakan rumus Mononobe, sebagai berikut :

$$R_t = \left(\frac{R_{24}}{T} \right) \left(\frac{T}{t} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.34)$$

Dengan :

R_t = curah hujan rata-rata sampai jam ke- t (mm),

R_{24} = curah hujan harian maksimum dalam 24 jam (mm),

T = periode hujan (jam),

t = jumlah jam hujan (jam)

Lamanya hujan terpusat di Indonesia berkisar antara 5 – 7 jam/hari. Untuk studi ini diperkirakan sebesar 5 jam/hari. Setelah didapatkan sebaran hujan jam-jaman tersebut, kemudian dapat dihitung ratio sebaran hujan sebagai berikut :

$$R_t = t \cdot R_T - (t - 1) \cdot R_{(T-1)} \quad (2.35)$$

Dimana :

R_t = curah hujan pada jam ke T

R_T = intensitas curah hujan rerata dalam T jam

t = waktu hujan dari awal sampai dengan jam ke T

$R_{(T-1)}$ = rerata hujan dari awal sampai dengan jam ke $(t-1)$

T = waktu mulai hujan

Tabel 2.6. Pola Perhitungan Sebaran Curah Hujan Metode Mononobe

Jam Ke-	$rT = (TxRT) - (T-1) \times R(T-1)$	rT	R_{24}
1	$r_1 = (1 \times R_1) - (1-1) \times R(1-1)$	0,550	R_{24}
2	$r_2 = (1 \times R_2) - (2-1) \times R(2-1)$	0,143	R_{24}
3	$r_1 = (1 \times R_3) - (3-1) \times R(3-1)$	0,100	R_{24}
4	$r_1 = (1 \times R_4) - (4-1) \times R(4-1)$	0,080	R_{24}
5	$r_1 = (1 \times R_5) - (5-1) \times R(5-1)$	0,067	R_{24}
6	$r_1 = (1 \times R_6) - (6-1) \times R(6-1)$	0,059	R_{24}

2.6.2. Koefisien Pengaliran

Pada saat hujan turun sebagian akan meresap ke dalam tanah dan sebagian lagi akan menjadi limpasan permukaan. Koefisien pengaliran adalah suatu variable untuk menentukan besarnya limpasan permukaan tersebut dimana penentuannya didasarkan pada kondisi daerah irigasi dan kondisi hujan yang jatuh di daerah tersebut.

Besarnya koefisien pengaliran suatu daerah dipengaruhi oleh kondisi karakteristik, sebagai berikut (Subarkah, 1980 : 51) :

- Keadaan hujan.
- Luas dan bentuk daerah pengaliran.
- Kemiringan daerah pengaliran dan kemiringan dasar pegunungan.
- Daya infiltrasi tanah dan perkolasi tanah.
- Kebasahan tanah.
- Suhu, udara, angin dan evaporasi.
- Letak daerah aliran terhadap arah angin.
- Daya tampung palung sungai dan daerah sekitarnya.

Berdasarkan kondisi fisik wilayah dan jenis penggunaan lahannya besarnya nilai koefisien pengaliran ditentukan sebagai berikut:

Tabel 2.7. Koefisien Pengaliran Menurut Dr. Mononobe

Kondisi DAS	Angka Pengaliran
Pegunungan curam	0.75 – 0.90
Pegunungan tersier	0.70 – 0.80
Tanah bergelombang dan hutan	0.50 – 0.75
Dataran Pertanian	0.45 – 0.60
Persawahan	0.70 – 0.80
Sungai di pegunungan	0.75 – 0.85
Sungai di dataran	0.45 – 0.75

Sumber: *Bendungan Tipe Urugan, Suyono Sosrodarsono*

Dr. Kawakami didalam penelitiannya mengemukakan bahwa untuk sungai tertentu, koefisien itu tidaklah konstan tetapi dipengaruhi oleh curah hujan wilayahnya. Adapun formula untuk koefisien DR. Kawakami adalah sebagai berikut :

$$f = 1 - \frac{R'}{R_t} = 1 - f' \quad (2.36)$$

Dimana:

f = koefisien pengaliran

f' = laju kehilangan = γ/R_t

R_t = jumlah curah hujan

R' = kehilangan curah hujan

γ, s = tetapan

Berdasarkan jabaran tersebut diatas, maka tetapan nilai koefisien pengaliran adalah sebagai berikut :

Tabel 2.8. Koefisien Pengaliran (Dr. Kawakami)

No	Daerah	Kondisi Sungai	Curah Hujan (Rt)	Rumus Koefisien Pengaliran (c)
1	Hulu	Sungai Biasa		$f = 1-15,7/R_t^{3/4}$
2	Tengah	Sungai biasa		$f = 1-5,65/R_t^{1/2}$
3	Tengah	Sungai di Zone lava		$f = 1-7,20/R_t^{1/2}$
4	Tengah		> 200 mm	$f = 1-3.14/R_t^{1/3}$
5	Hilir		< 200 mm	$f = 1-6.60/R_t^{1/2}$

Sumber : Bendungan Tipe Urugan, Suyono Sosrodarsono

2.6.3. Hidrograf Banjir

Untuk menganalisa debit banjir rancangan, terlebih dahulu harus dibuat hidrograf banjir pada sungai yang bersangkutan.

Parameter yang mempengaruhi unit hidrograf adalah :

- Tenggang waktu dari permulaan hujan sampai puncak hidrograf (*time to peak magnitude*),
- Tenggang waktu dari titik berat sampai titik berat hidrograf (*time log*),
- Tenggang waktu hidrograf (*time base of hydrograph*),
- Luas daerah pengaliran,
- Panjang alur sungai utama terpanjang (*length of the longest channel*), dan
- Koefisien pengaliran (*run-off coefficient*).

Untuk menentukan hidrograf satuan daerah pengaliran sungai yang tidak terpasang stasiun AWLR (Automatic Water Level Recorder), dapat digunakan hidrograf sintetis "Nakayasu".

Perhitungan Unit Hidrograf Nakayasu seperti langkah-langkah di atas, sedangkan bentuk unit hidrografnya dapat dilihat pada *Gambar 2.7*.

➤ Hidrograf Satuan Nakayasu

Hidrograf satuan sintetis Nakayasu (Shynthetic Unit Hydrograph DR. Nakayasu), dinyatakan sebagai berikut (C.D. Soemarto, 1986 : 168):

$$Qp = \frac{1}{3,6} \times A \times \frac{Ro}{(0,3 Tp + T_{0,3})} \quad (2.37)$$

Dimana :

Q_p = debit puncak banjir ($m^3/dt/mm$)

A = uas daerah pengaliran (km^2)

R_o = curah hujan satuan (mm)

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

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

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

$$T_p = T_g + 0,8 T_r \quad (2.38)$$

$$T_{0,3} = \alpha \cdot T_g \quad (2.39)$$

T_g dihitung berdasarkan rumus:

$$T_g = 0,40 + 0,058 L, \text{ untuk } L > 15 \text{ km} \quad (2.40)$$

$$T_g = 0,21 L^{0,70}, \text{ untuk } L < 15 \text{ km}$$

Dimana:

T_g = waktu kosentrasi (jam)

L = panjang alur sungai (km)

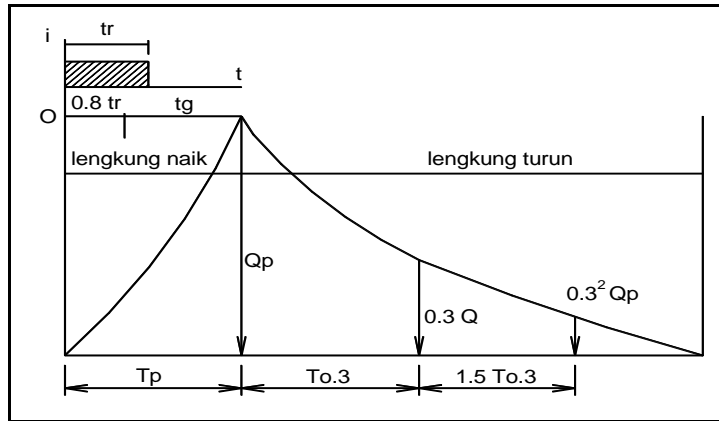
T_r = satuan waktu hujan (jam)

α = parameter yang bernilai antara 1,5 – 3,5

harga α mempunyai kriteria sebagai berikut:

- Untuk daerah pengaliran biasa harga $\alpha = 2$
- Untuk bagian naik hidrograf yang lambat dan bagian menurun dengan cepat harga $\alpha = 1,5$
- Untuk bagian naik hidrograf yang cepat dan bagian menurun yang lambat harga $\alpha = 3$

Namun tidak tertutup kemungkinan untuk mengambil harga α yang bervariasi guna mendapatkan hidrograf yang sesuai dengan hasil pengamatan.



Gambar 2.7. Unit Hidrograf Satuan Sintetik Nakayasu

Persamaan hidrograf satuan adalah sebagai berikut :

a) Pada kurva naik (*rising line*) $\rightarrow (Qd_0)$

$$0 \leq t \leq T_p$$

$$Q_t = Q_p \cdot \left[\frac{t}{T_p} \right]^{2,4}$$

b) Pada kurva turun (*recession line*)

$$T_p \leq t \leq (T_p + T_{0,3}) \rightarrow (Qd_1)$$

$$(T_p + T_{0,3}) \leq t \leq (T_p + T_{0,3} + 1,5 T_{0,3}) \rightarrow (Qd_2)$$

$$t \geq (T_p + T_{0,3} + 1,5 T_{0,3}) \rightarrow (Qd_3)$$

$$Q_t = Q_p \cdot 0,3 \left[\frac{t - T_p}{T_{0,3}} \right]$$

$$Q_t = Q_p \cdot 0,3 \left[\frac{t - T_p + 0,5 T_{0,3}}{0,5 T_{0,3}} \right]$$

$$Q_t = Q_p \cdot 0,3 \left[\frac{t - T_p + 0,5 T_{0,3}}{2 T_{0,3}} \right]$$

Rumus tersebut diatas merupakan rumus empiris, maka penerapannya terhadap suatu daerah aliran harus didahului dengan suatu pemilihan parameter-parameter yang sesuai yaitu T_p dan α , dan pola distribusi hujan agar didapatkan suatu pola hidrograf yang sesuai dengan hidrograf banjir yang diamati.

Hidrograf banjir dihitung dengan persamaan sebagai berikut :

$$Q_k = \sum_{i=1}^n U_i \cdot P_{n-(i-1)} \quad . \quad (2.41)$$

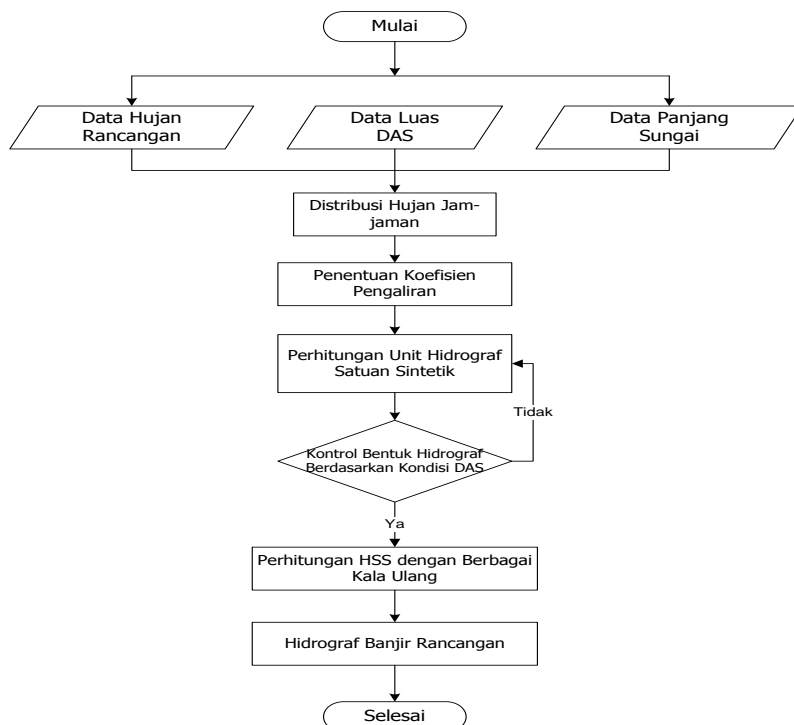
dimana :

Q_k = Debit Banjir pada jam ke - k

U_i = Ordinat hidrograf satuan ($i = 1, 2, 3 \dots n$)

P_n = Hujan netto dalam waktu yang berurutan ($n = 1, 2, \dots n$)

B_f = Aliran dasar (base flow)



Gambar 2.8. Bagan Alir Analisis Banjir Rancangan

2.6.4. Evapotranspirasi

Evaporasi adalah proses perubahan fisik yang mengubah cairan atau bahan padat menjadi gas melalui proses perpindahan panas. Besarnya harga evaporasi sangat dipengaruhi oleh kondisi lingkungan yang terkadang tidak merata di seluruh daerah (Sosrodarsono, 1980 : 57). Sedangkan besaran evapotranspirasi untuk lokasi daerah genangan, daerah irigasi dan daerah pengaliran yang didapat merupakan evapotranspirasi potensial, sehingga untuk penggunaan lebih jauh harus dikonversikan menjadi evapotranspirasi aktual.

Persamaan Penman dirumuskan sebagai berikut :

$$E_{to} = c [W * R_n + (1-W) * f(u) * (e_a - e_d)] \quad (2.42)$$

dimana :

E_{to} = evapotranspirasi tanaman (mm/hari)

W = faktor temperatur

R_n = radiasi bersih (mm/hari)

$f(u)$ = faktor kecepatan angin

$e_a - e_d$ = perbedaan antara tekanan uap air pada temperatur rata-rata dengan tekanan uap jenuh air (m bar)

c = angka koreksi Penman

Untuk kondisi iklim Indonesia dimana RH cukup tinggi dan kecepatan angin antara rendah dan sedang, harga c tersebut berkisar antara 0,86 sampai dengan 1,10.

Menggunakan perkiraan data rerata tersebut dan angka perbandingan kecepatan angin siang dan malam tidak terlalu berbeda, harga c untuk Indonesia disajikan pada tabel di bawah ini :

Tabel 2.9. Harga Angka Koreksi Penman

	Jan	Peb	Mar	Apr	Mei	Jun	Jul	Agt	Sep	Okt	Nov	Des
(c)	1.10	1.10	1.00	0.90	0.90	0.90	0.90	1.00	1.10	1.10	1.10	1.10

(Sumber : Sosrodarsono, 1980 : 60)

dimana :

$$W = \Delta / \Delta + \gamma$$

$$\gamma = 0,386 * \frac{P}{L}$$

$$L = 595 - 0,51 * T$$

$$P = 1013 - 0,1055 * E$$

$$D = 2 * (0,00738 * T + 0,8072) * T - 0,00116$$

$$R_n = R_{ns} - R_{n1}$$

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

$$R_s = (a + b * n/N) * R_a$$

$$R_{n1} = f(t) * f(ed) * f(n/N)$$

$$ed = e_a * R_h$$

$$e_a = 33,8639 * ((0,00738 * T_c + 0,8072)^8 - 0,000019 * (1,8 * T + 48) + 0,001316)$$

$$U_d = \frac{U_2 * U_r}{(43,2 * (1 + U_r))}$$

$$U_r = \frac{U_d}{U_n}$$

dimana :

E = elevasi diatas muka laut

U_r = kecepatan rasio

U_d = kecepatan angin siang

U_n = kecepatan angin malam

α = albedo atau faktor pantulan

γ = perubahan tekanan

**Tabel 2.10. Besarnya Albedo α Harian Rerata untuk
Bermacam-macam Tipe Permukaan**

Tipe Permukaan	Albedo	Lokasi
Air	0,05-0,10	Diberbagai tempat
Tanah kosong	0,11-0,18	Eropa barat
Hutan <i>spruce</i>	0,05-0,08	Eropa barat
Hutan pinus	0,10-0,12	Eropa barat
Hutan bambu	0,12	Kenya
Hutan <i>evergreen</i>	0,14	Kenya
Hutan tropis daun lebar	0,18	Kenya
Tanaman the	0,16	Kenya
Tanaman tebu	0,05-0,18	Hawai
Tanaman kentang	0,15-0,27	Eropa barat
Tanaman jagung	0,12-0,24	Amerika utara
Padang rumput	0,14-0,25	Diberbagai tempat
Tanaman sayuran	0,25	Amerika utara

Sumber : Asdak, 1995 : 136

Nilai fungsi-fungsi :

$$f(u) = 0,27 (1 + u/100)$$

$$f(T) = 11,25 * 1,0133T$$

$$f(ed) = 0,34 - 0,044 (ed)0.5$$

$$f(n/N) = 0,1 + 0,9 n/N$$

Reduksi pengurangan temperatur karena ketinggian elevasi daerah pengaliran diambil menurut rumus (Subarkah, 1980 : 32) :

$$T = (X - 0,006 H)^\circ\text{C} \quad (2.43)$$

dimana :

$$T = \text{suhu udara } (^\circ\text{C})$$

$$X = \text{suhu udara di daerah pencatatan klimatologi } (^\circ\text{C})$$

$$H = \text{perbedaan elevasi antara lokasi dengan stasiun pencatat (m)}$$

Koreksi kecepatan angin karena perbedaan elevasi pengukuran diambil menurut rumus (Subarkah, 1980 : 34) :

$$U_l = U_p * (L_l / L_p)^{1/7} \quad (2.44)$$

dimana :

U_l = kecepatan angin di lokasi perencanaan

U_p = kecepatan angin di lokasi pengukuran

L_l = elevasi lokasi perencanaan

L_p = elevasi lokasi pengukuran

Reduksi terhadap lama penyinaran matahari untuk lokasi perencanaan mengikuti rumus berikut (Sosrodarsono, 1980 : 60) :

$$n/N_c = n/N - 0,01 * (L_l - L_p) \quad (2.45)$$

dimana :

n/N_c = lama penyinaran matahari terkoreksi

n/N = lama penyinaran matahari terukur

L_l = elevasi lokasi perencanaan

L_p = elevasi lokasi pengukuran

a & b = konstanta yang tergantung kepada letak suatu tempat di atas bumi

Untuk daerah tropik dapat diambil nilai untuk :

$a = 0,28$

$b = 0,48$

2.6.5. Debit Andalan

Perhitungan debit andalan (*dependable flow*) dengan metode neraca air dikembangkan oleh Dr. F.J. Mock. Data yang dibutuhkan dalam perhitungan metode neraca air F.J. Mock antara lain :

- Hujan bulanan rata-rata, mm
- Jumlah hari hujan bulanan rata-rata, hari
- Evapotranspirasi potensial bulanan, mm
- Limpasan permukaan (*run off*) $m^3/dt/km^2$
- Tampung air tanah (*ground water storage*), mm
- Aliran dasar (*base flow*), $m^3/dt/km^2$

Neraca air metode F.J. Mock dirumuskan sebagai berikut :

$$Q = (D_{ro} + B_f) F \quad B_f = 1 - V_n \quad (2.46)$$

$$D_{ro} = W_s - I \quad W_s = R - E_t \quad (2.47)$$

dimana :

Q = debit andalan, m^3/dt

D_{ro} = *direct run off*, $m^3/dt/km^2$

B_f = *base flow*, $m^3/dt/km^2$

W_s = *water surplus*, mm

I = infiltrasi, mm

V_n = *storage volume*, mm

R = curah hujan, mm

E_t = evapotranspirasi Penmann Modifikasi, mm

E = *catchment area*, km^2

$$Run\ off = (1 - V_n) + 60 (P - EL),\ mm/dt \quad (2.48)$$

$$Q = Run\ off \times A,\ m^3/dt \quad (2.49)$$

dimana :

I = infiltrasi = 40% x *water surplus*

$P - EL$ = *water surplus*

= angka curah hujan bulanan rata-rata dikurangi limit evapotranspirasi, mm

EL = $E_t - E$ = limit evapotranspirasi, mm

E_t = evapotranspirasi potensial, mm

E = evapotranspirasi pada bidang terbuka, mm

V_a = $V_n - V_{n-1}$ = storage bulanan, mm

V_n = $0,50 (1 + K) I + K(n-1)$

K = koefisien infiltrasi = 0,60

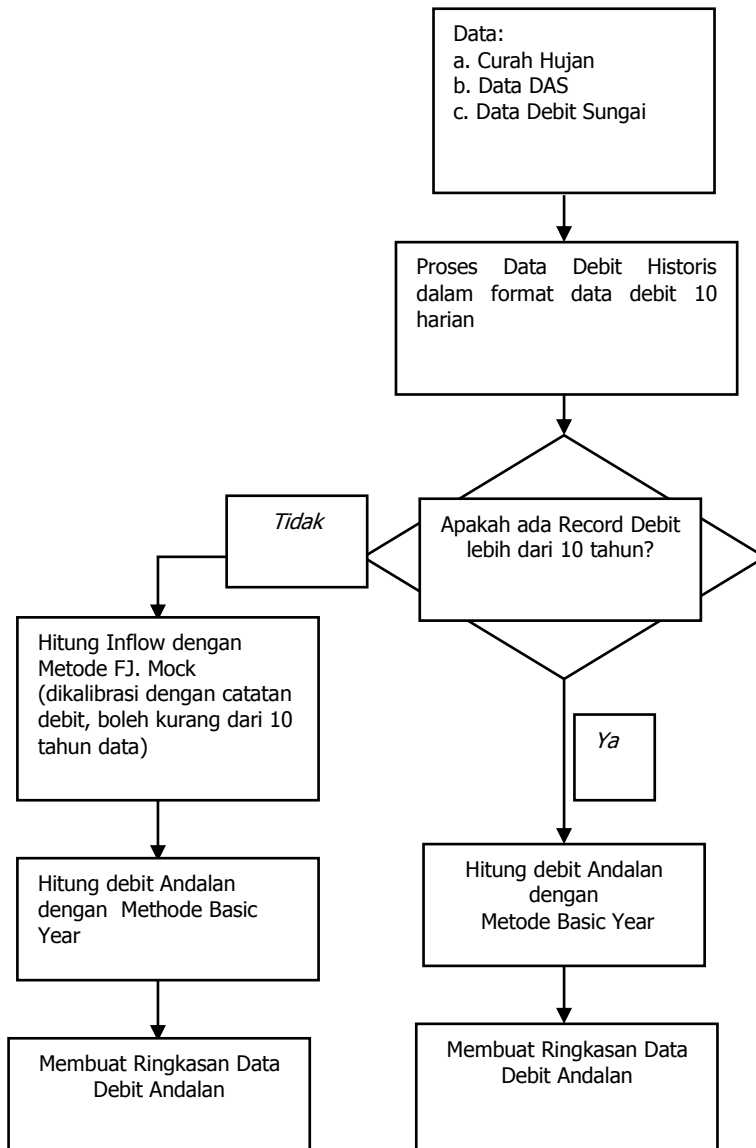
A = luas daerah tangkapan hujan, km^2

2.7. Metode Analisis Ketersediaan Air

Untuk melakukan perhitungan ketersediaan air atau debit andalan, tidak jarang digunakan suatu model yang mampu melakukan perhitungan dengan cepat berdasarkan masukan parameter model yang relatif sedikit dan mudah didapatkan datanya. Pemilihan model perhitungan ketersediaan air umumnya didasarkan pada tingkat ketelitian yang dikehendaki, sifat DAS, ketersediaan data serta dengan mempertimbangkan tahapan apa yang sedang dilaksanakan sehubungan dengan analisis hidrologi yang dilakukan. Model hidrologi sederhana kiranya cukup baik untuk keperluan analisis hidrologi pada kegiatan studi kelayakan, akan tetapi untuk penentuan rancangan akhir haruslah digunakan model yang spesifik dengan tingkat ketelitian yang cukup tinggi.

Oleh karena itu pemahaman yang mendalam tentang model hidrologi khususnya untuk analisis ketersediaan air atau debit andalan pada suatu daerah aliran sungai merupakan langkah awal yang baik dalam melakukan penentuan kesesuaian model untuk tujuan tertentu.

Analisis Inflow akan dilaksanakan dengan tahapan suatu penelitian tentang ketersediaan air sebagaimana diperlihatkan dalam Gambar Bagan Alir Proses Perhitungan Inflow Andalan.



Gambar 2.9. Bagan Alir Perhitungan Debit Andalan

Penjelasan:

Langkah awal, untuk perhitungan potensi inflow ke waduk ini dimulai dari pengumpulan data curah hujan dan data debit, kemudian data ini diproses hingga masing-masing data curah hujan dan atau debit tersaji dalam bentuk data rerata 10 harian.

Langkah kedua, dievaluasi apakah data debit tersedia dan layak digunakan melebihi 10 tahun data? Apabila ya, maka proses perhitungan debit andalan bisa menggunakan debit andalan. Bila tidak maka proses perhitungan debit menggunakan data curah hujan.

Langkah Ketiga (alternatif data debit > 10 tahun data):

Menghitung debit andalan berdasarkan catatan data debit yang ada dengan menggunakan Metode *Basic Year*. Caranya: Urutkan dari tahun data yang nilai rerata tahunannya terbesar menuju kecil, kemudian masing-masing tahun data diberi nilai probabilitas keandalannya. (Probabilitas = No. Urut data / (Jumlah data + 1)).

Debit andalan 80% diambil berdasarkan tahun data yang memiliki nilai probabilitas 80% atau dengan cara interpolasi.

Langkah Keempat (alternative dengan data hujan):

Menghitung debit inflow dari data hujan dengan menggunakan Metode FJ. Mock. Setting parameter FJ. Mock dikalibrasi dengan data debit yang tercatat (boleh kurang dari 10 tahun) dengan korelasi diatas 70%. Uraian Metode FJ. Mock dapat dilihat pada Landasan Teori untuk Perhitungan Hidrologi.

Hasil perhitungan debit inflow, diurutkan dari yang rerata tahunannya besar menuju ke yang kecil, kemudian masing-masing tahun data dihitung probabilitas keandalannya, proses selanjutnya adalah memilih debit andalan 80% .

Langkah Kelima:

Langkah terakhir, adalah meringkas hasil akhir perhitungan debit andalan, masing-masing adalah:

- Andalan 80%, mewakili data tahun kering
- Andalan 50%, mewakili data tahun normal
- Andalan 20%, mewakili data tahun basah.

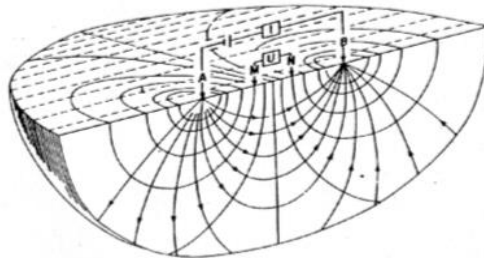
2.8. Penyelidikan Geolistrik

Penyelidikan geolistrik dilakukan atas dasar sifat fisika batuan terhadap arus listrik, dimana setiap jenis batuan yang berbeda akan mempunyai harga tahanan jenis yang berbeda pula. Hal ini tergantung pada beberapa faktor, diantaranya umur batuan, kandungan elektrolit, kepadatan batuan, jumlah mineral yang dikandungnya, porositas, permeabilitas dan lain sebagainya.

Berdasarkan hal tersebut di atas apabila arus listrik searah (Direct Current) dialirkan ke dalam tanah melalui 2 (dua) elektroda arus A dan B, maka akan timbul beda potensial antara kedua elektroda arus tersebut. Beda potensial ini kemudian diukur oleh pesawat penerima (receiver) dalam satuan miliVolt.

Metode geolistrik dengan konfigurasi Schlumberger di masing-masing lokasi studi dengan tahapan sebagai berikut :

- a) Penentuan posisi titik penyelidikan geolistrik berdasarkan peta geohidrologi.
- b) Dalam penyelidikan geolistrik ini telah digunakan susunan elektroda dengan menggunakan susunan aturan Schlumberger dimana kedua elektroda potensial MN selalu ditempatkan diantara 2 buah elektroda arus (Gambar 2.10).



Gambar 2.10. Susunan Elektroda Menurut Aturan Schlumberger

- c) Mendapat gambaran yang jelas mengenai keadaan lapisan batuan dibawah tanah secara vertikal, yang selanjutnya menyusun gambar penampang tegak tahanan jenis masing-masing titik duga geolistrik.
- d) Menyajikan hasil penafsiran atau pendugaan dan korelasi antara geologi dan pendugaan geolistrik di masing-masing lokasi studi.