

2 LANDASAN TEORI

2.1 Siklus Hidrologi

(Van Noordwijk dalam Naharuddin. et al., 2018) menyebutkan fungsi hidrologi pada suatu daerah aliran sungai mencakup tiga hal, yaitu mempertahankan kuantitas air, mempertahankan kualitas air, dan mempertahankan kestabilan tanah. Mempertahankan kuantitas air yaitu dalam bentuk mengalirkan air, menyangga kejadian puncak hujan, dan melepas air secara bertahap. Mempertahankan kualitas air berarti daerah aliran sungai memiliki fungsi hidrologi yang apabila mampu menyediakan air dengan kualitas yang baik sehingga dapat dimanfaatkan untuk memenuhi kebutuhan manusia maupun makhluk hidup lainnya. Mempertahankan kestabilan tanah berarti daerah aliran sungai memiliki fungsi hidrologi yang baik jika memiliki kemampuan dalam mempertahankan kestabilan tanah dari kejadian erosi, longsor, dan abrasi.

Air merupakan salah satu sumber daya alam utama penunjang kebutuhan makhluk hidup di bumi. Tanpa adanya air, makhluk hidup tidak akan bertahan hidup lama. Ilmu yang mempelajari mengenai distribusi, pergerakan, kualitas, dan siklus air dikenal sebagai hidrologi, di mana ilmu ini menjadi dasar dalam merencanakan pengelolaan daerah aliran sungai.

Makhluk hidup di bumi bisa mendapatkan air dengan mudah karena air merupakan sumber daya alam yang dapat diperbaharui. Sebagai suatu sumber daya alam yang dapat diperbaharui, air mengalami suatu siklus yang terus berulang, siklus ini disebut siklus hidrologi. Air yang dimanfaatkan untuk menunjang kehidupan dan kegiatan produksi, baik yang berada di permukaan maupun di dalam tanah, merupakan bagian dari sistem peredaran air di alam atau siklus hidrologi.

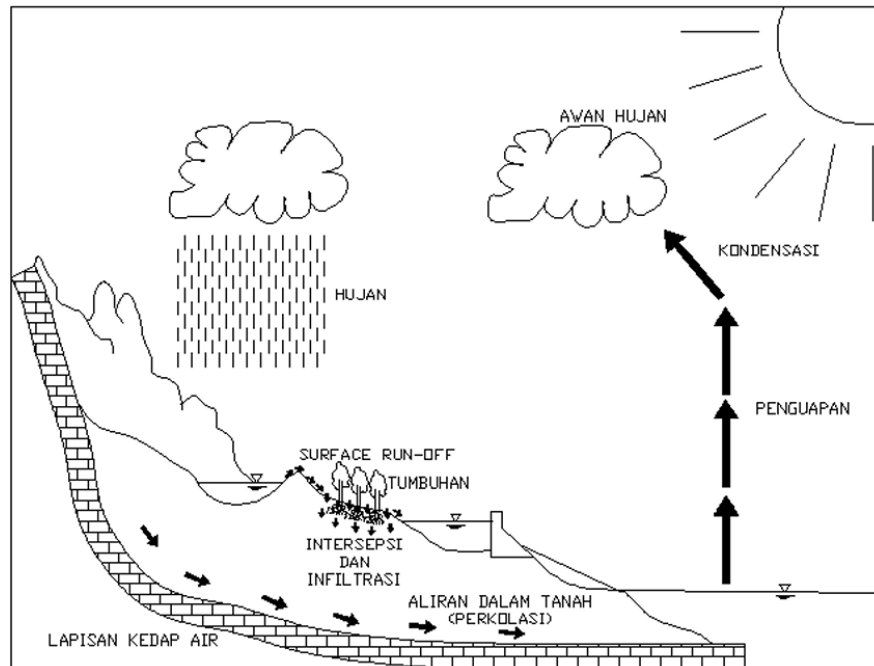
Siklus hidrologi merupakan suatu proses alami yang terjadi pada air. Siklus hidrologi terjadi secara berkesinambungan di mana air berpindah dari permukaan bumi ke atmosfer dan kemudian turun kembali ke permukaan bumi (Triatmodjo, 2019). Proses ini dimulai dari pergerakan dan distribusi air di permukaan bumi, penyerapan di bawah permukaan tanah, hingga penguapan menuju atmosfer dan kembali lagi ke permukaan bumi. Siklus ini melewati tahapan-tahapan yang saling berkaitan antara tahapan yang satu dengan tahapan yang lainnya. Tahapan dalam

siklus hidrologi terdiri dari evaporasi, transpirasi, evapotranspirasi, sublimasi, kondensasi, adveksi, presipitasi, *run off*, dan infiltrasi.

Air yang berada di permukaan tanah, sungai, danau, dan laut menguap ke udara, proses ini disebut penguapan atau evaporasi. Penguapan juga terjadi bukan hanya pada air yang berada di permukaan bumi, tetapi juga terjadi pada jaringan makhluk hidup, yakni pada hewan maupun tumbuhan, hal tersebut merupakan transpirasi. Adapun evapotranspirasi, yakni total penguapan yang terjadi secara keseluruhan. Proses menjadi uap air juga terjadi pada es di kutub ataupun puncak gunung, namun proses ini bisa terjadi tanpa harus melalui proses es menjadi cair terlebih dahulu, sehingga proses ini disebut sebagai sublimasi.

Uap air yang terkumpul dari proses penguapan kemudian bergerak ke atmosfer dan mengalami kondensasi. Kondensasi merupakan proses di mana uap air menjadi partikel-partikel es akibat suhu udara yang sangat rendah di atmosfer. Partikel-partikel es akan saling mendekati satu sama lain hingga membentuk awan. Proses adveksi terjadi ketika awan berpindah secara horizontal akibat perbedaan tekanan udara sehingga mengakibatkan awan berpindah-pindah. Titik-titik air yang terkumpul dalam awan akan jatuh ke permukaan bumi menjadi hujan, proses ini disebut presipitasi.

Hujan yang jatuh sebagai akan tertahan oleh tumbuh-tumbuhan dan disebut sebagai intersepsi, meresap ke dalam tanah atau infiltrasi, dan sebagian akan mengalir di atas permukaan tanah menjadi aliran permukaan atau *runoff*. Air yang meresap ke dalam tanah sebagian mengalir di dalam tanah atau perkolasi, mengisi air tanah yang kemudian menjadi sumber mata air ataupun mengalir ke sungai. Proses tersebut berlangsung secara terus menerus dan berkesinambungan sehingga disebut sebagai siklus hidrologi.



Gambar 2.1 Siklus Hidrologi

Siklus hidrologi secara garis besar dikelompokkan dalam tiga jenis, yakni siklus hidrologi pendek, siklus hidrologi sedang, dan siklus hidrologi panjang. Siklus hidrologi pendek melibatkan penguapan air laut, kemudian air yang menguap mengalami kondensasi, dan presipitasi langsung terjadi di atas perairan tanpa melalui daratan. Siklus hidrologi sedang mencakup penguapan air laut, uap air tersebut bergerak ke daratan oleh angin hingga terjadi presipitasi di darat dan menjadi aliran permukaan yang kemudian bergerak melalui sungai sampai kembali lagi ke lautan. Siklus hidrologi panjang melibatkan sublimasi, di mana es yang berada di permukaan berubah menjadi uap air dan membentuk awan kristal es sehingga presipitasi yang terjadi merupakan salju atau es, kemudian proses pencairan menjadi aliran permukaan atau air tanah (Salsabila & Nugraheni, 2020).

Siklus hidrologi yang prosesnya panjang terjadi akibat dipengaruhi oleh banyak faktor karena saling berinteraksi dengan hal-hal yang bersifat alami maupun akibat dari aktivitas yang dilakukan oleh manusia. Menurut (Tiwery et al., 2022) salah satu faktor utama yang memengaruhi siklus hidrologi adalah sinar matahari, memiliki peran besar dalam penguapan air dari permukaan bumi ke atmosfer. Energi yang dimiliki matahari menentukan laju evaporasi dan transpirasi, sehingga

berpengaruh terhadap kuantitas uap air yang tersedia untuk membentuk awan dan presipitasi.

Hal yang memengaruhi siklus hidrologi menurut (Dina Devy & Ibnu Hasyim, 2023) adalah faktor perubahan tata guna lahan, seperti alih fungsi lahan menjadi lahan pertanian atau pertambangan terbuka. Dampak dari aktivitas tersebut dapat menyebabkan perubahan pada proses distribusi air, meningkatkan risiko banjir saat musim hujan, dan kekeringan saat musim kemarau. Aktivitas-aktivitas tersebut juga dapat memengaruhi perubahan pada pola aliran permukaan dan infiltrasi, serta memengaruhi ketersediaan air tanah dan debit sungai.

2.2 Daerah Aliran Sungai (DAS)

Daerah aliran sungai yang dikenal juga dengan *drainage basin*, merupakan suatu wilayah yang membentang di kedua sisi alur sungai, di mana seluruh anak sungai yang berada di sisi kiri dan kanan tersebut mengalir dan bermuara ke satu sungai utama (Sobatnu et al., 2017). DAS memiliki karakteristik yang merupakan salah satu aspek dalam studi hidrologi. Karakteristik daerah aliran sungai menentukan perilaku hidrologis suatu wilayah, termasuk potensi banjir, erosi, dan ketersediaan sumber daya air. Daerah aliran sungai sebagai suatu wilayah hidrologis memiliki parameter-parameter yang akan memengaruhi perilaku aliran permukaan, pembentukan debit puncak, hingga limpasan permukaan.

Parameter yang dimiliki oleh suatu daerah aliran sungai meliputi luas wilayah, bentuk daerah aliran sungai, pola penggunaan lahan, sistem jaringan sungai, serta faktor-faktor lainnya (Irawan et al., 2024). Karakteristik fisik daerah aliran sungai dipengaruhi oleh ukuran daerah aliran sungai, panjang aliran sungai, bentuk sungai, lereng, sudut kemiringan sungai, ketinggian, kepadatan sistem drainase, vegetasi, variabel tanah, dan penggunaan lahan pada daerah aliran sungai tersebut. Karakteristik tersebut menjadi dasar pemahaman tentang aliran air di permukaan, serta penentuan respon daerah aliran sungai terhadap curah hujan menjadi aliran permukaan dan aliran sungai (Tri Susanti, 2014).

2.2.1 Karakteristik Sungai dan Daerah Aliran Sungai

Pada suatu daerah tangkapan air atau daerah aliran sungai (DAS), pergerakan air di permukaan berlangsung melalui beberapa jalur. Bentuk-bentuk

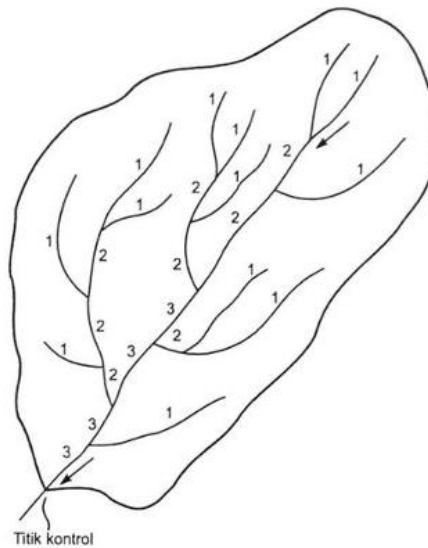
tersebut meliputi air yang mengalir langsung di atas permukaan tanah, aliran yang melewati saluran buatan seperti parit atau selokan, aliran yang bergerak melalui anak-anak sungai, dan aliran yang akhirnya terkumpul dan mengalir di sungai induk (Triatmodjo, 2019).

Aliran air di atas permukaan tanah yang muncul ketika hujan turun maupun sesaat setelah hujan berhenti, ditandai dengan terbentuknya lapisan air tipis yang bergerak mengikuti kemiringan lahan. Air ini kemudian tertampung ke dalam parit atau selokan, mengalir menuju sungai-sungai berukuran kecil, dan pada tahap selanjutnya bergabung menjadi aliran yang lebih besar di sungai utama. Karakteristik hidrologi suatu daerah tangkapan air ditentukan oleh berbagai faktor, antara lain besarnya wilayah, konfigurasi bentuk wilayah, kondisi topografi, panjang jaringan sungai, serta pola sistem alirannya.

1. Tingkatan Sungai

Jaringan sungai dan anak-anak sungai memiliki bentuk menyerupai percabangan pohon. Saluran-saluran air membentuk aliran yang lebih besar, di mana beberapa aliran bergabung menjadi anak sungai. Anak-anak sungai tersebut akan menyatu dan membentuk sungai utama. Jaringan sungai dapat dikelompokkan secara sistematis berdasarkan tingkat alur sungai tergantung pada posisinya dalam jaringan sungai. Tingkatan sungai ditentukan oleh ukuran saluran dan letaknya, tingkat terendah ditunjukkan untuk saluran terkecil yang merupakan sungai-sungai yang paling ujung, dan tingkat yang lebih tinggi untuk saluran yang lebih besar terletak di daerah hilir (Triatmodjo, 2019).

Dua alur sungai dengan tingkat yang sama bergabung, maka tingkat di bawah percabangan alur tersebut meningkat satu tingkat. Dua anak sungai pada tingkat satu bertemu, maka akan membentuk sungai tingkat dua. Begitu juga terjadi apabila dua sungai tingkat dua bertemu, maka akan membentuk sungai tingkat tiga. Sebuah sungai pada suatu tingkat bertemu dengan sungai yang tingkatnya lebih rendah, maka tingkat sungai pertama tidak berubah.

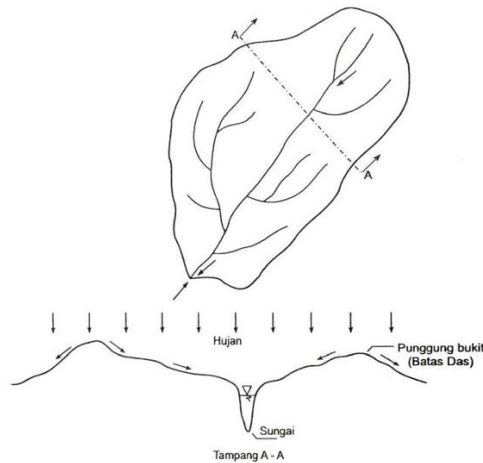


Gambar 2.2 Tingkatan Sungai

Parameter morfometri terkait tingkatan sungai yaitu rasio percabangan (R_b) dan kerapatan drainase (D_d). Penelitian yang dilakukan oleh (Sobatnu et al., 2017) pada DAS Martapura yang memiliki hingga orde 10 dengan rasio percabangan (R_b) 2.5 – 4.5, menunjukkan struktur jaringan yang kompleks. Nilai rasio percabangan (R_b) tinggi (>3) mengindikasikan suatu DAS rentan banjir akibat konsentrasi aliran cepat. DAS Martapura memiliki kerapatan drainase (D) 0,828 km/km², yang berarti tergolong moderat dengan sedimentasi signifikan.

2. Daerah Aliran Sungai

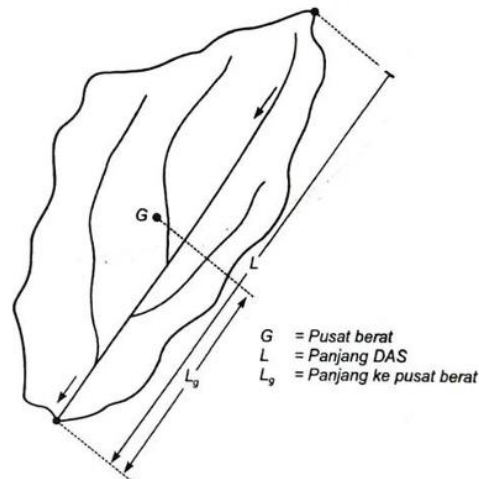
Daerah aliran sungai (DAS) merupakan suatu daerah yang dibatasi oleh punggung-punggungan gunung atau pegunungan di mana air hujan yang jatuh di sekitar daerah tersebut akan mengalir menuju sungai utama. Luas daerah aliran sungai dapat diperkirakan dengan melakukan pengukuran daerah tersebut pada peta topografi. Pada umumnya, luas daerah aliran sungai memiliki pengaruh pada debit sungai, semakin besar daerah aliran sungai semakin besar jumlah limpasan permukaan, maka semakin besar pula aliran debit sungai (Triatmodjo, 2019).



Gambar 2.3 Daerah Aliran Sungai

3. Panjang Sungai

Panjang sungai merupakan ukuran yang diambil dari hulu hingga muara sungai, atau hingga titik pengamatan yang ditentukan. Pengukuran panjang sungai dan panjang daerah aliran sungai merupakan hal yang penting dilakukan dalam analisis limpasan permukaan dan debit sungai. Panjang daerah aliran sungai merupakan jarak maksimal sepanjang sungai utama dari lokasi yang ditinjau (atau muara) hingga ke titik terjauh dalam batas wilayah aliran. Panjang pusat berat merupakan panjang sungai yang diukur dari lokasi yang ditinjau sampai ke titik terdekat dengan titik berat daerah aliran sungai. Pusat berat daerah aliran sungai berarti titik pusat dari pertemuan dua atau lebih garis lurus yang membagi daerah aliran sungai menjadi dua bagian yang hampir seimbang. Jumlah sungai pada semua tingkat berarti jumlah dari panjang semua segmen sungai pada semua tingkat. Jumlah panjang sungai pada semua tingkat digunakan untuk mengukur kerapatan sungai dengan cara membagi jumlah panjang sungai semua tingkat dalam daerah aliran sungai dengan luas daerah aliran sungai (Triatmodjo, 2019).

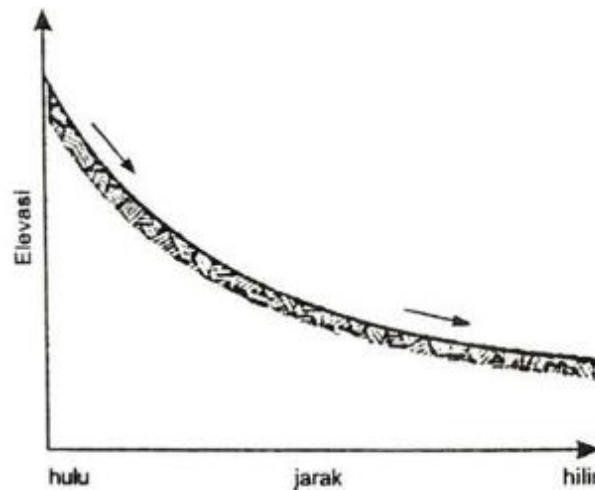


Gambar 2.4 Panjang Sungai

4. Kemiringan Sungai

Kemiringan sungai atau disebut juga dengan profil memanjang sungai merupakan kurva yang menunjukkan relasi antara ketinggian dasar sungai dan jarak yang diukur di sepanjang sungai dari bagian hulu hingga ke muara sungai. Kemiringan daerah aliran sungai dapat diperkirakan melalui kemiringan sungai utamanya. Perhitungan kemiringan sungai dilakukan dengan membagi alur sungai menjadi beberapa segmen, kemudian menentukan kemiringan pada masing-masing segmen. Umumnya pada profil memanjang sungai, skala vertikal dalam sungai dibuat lebih kecil dibandingkan dengan skala horizontal agar kemiringan sungai terlihat lebih jelas.

Profil memanjang sungai memiliki bentuk yang cekung ke atas, dengan kemiringan yang lebih curam di bagian hulu dibandingkan dengan di bagian hilir. Air mengalir menuju hilir akibat pengaruh dari gaya gravitasi semakin curam kemiringan suatu wilayah aliran sungai, maka kecepatan aliran air akan meningkat dan menyebabkan waktu tempuh aliran menjadi lebih singkat. Kemiringan yang curam meningkatkan kecepatan aliran limpasan permukaan, sehingga waktu yang tersedia untuk infiltrasi menjadi lebih singkat, mengakibatkan volume aliran permukaan yang terbentuk menjadi lebih besar (Triatmodjo, 2019).



Gambar 2.5 Kemiringan Sungai

2.2.2 Bentuk DAS

Bentuk atau morfologi suatu daerah aliran sungai berperan penting dalam menentukan lamanya air hujan bergerak hingga mencapai titik keluaran (*oulet*). DAS dengan bentuk yang cenderung membulat memungkinkan aliran air terkumpul dalam waktu yang lebih cepat, sehingga perubahan debit banjir terjadi secara tajam dan intensitasnya relatif lebih tinggi. Sebaliknya, DAS yang memiliki bentuk memanjang, proses pengumpulan aliran air menuju *oulet* berlangsung lebih lambat, yang menyebabkan variasi atau fluktuasi banjir menjadi lebih kecil dan lebih landai. Macam-macam bentuk daerah aliran sungai dibedakan ke dalam tiga bentuk (Naharuddin. et al., 2018) dapat dilihat pada Gambar 2.6

1. DAS Berbentuk Bulu Burung

DAS dengan bentuk bulu burung memiliki bentuk yang memanjang dan sempit dengan anak-anak sungai mengalir memanjang di sebelah kanan dan kiri sungai sama. DAS dengan bentuk ini umumnya memiliki debit banjir yang kecil tetapi berlangsung cukup lama karena suplai air datang silih berganti dari masing-masing anak sungai.

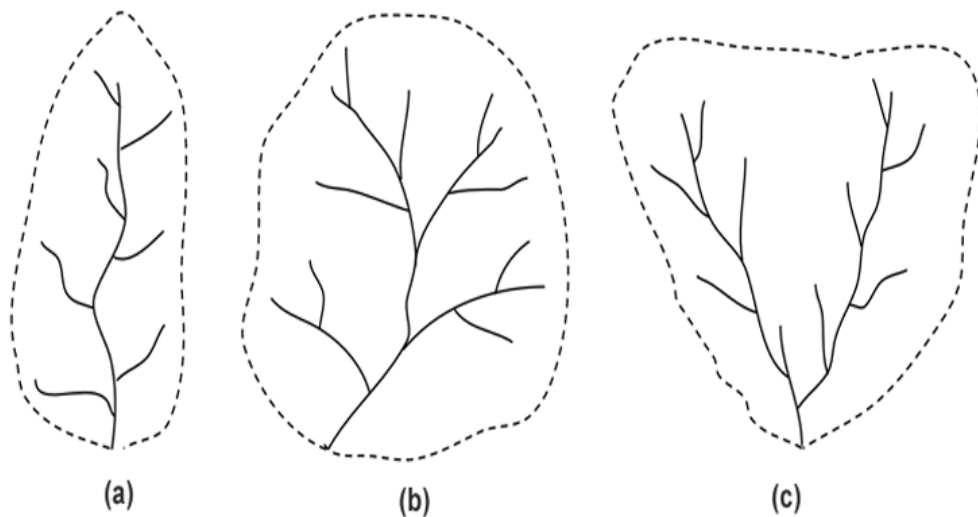
2. DAS Berbentuk Radial

DAS berbentuk radial memiliki pola jaringan sungai yang menyerupai bentuk kipas atau mendekati lingkaran. Dalam kondisi ini, aliran dari anak-anak sungai atau sub-DAS datang dari berbagai arah wilayah tangkapan dan kemudian berkumpul menuju satu lokasi. Apabila curah hujan turun secara serentak dan

merata di seluruh wilayah DAS, maka volume atau debit banjir yang dihasilkan cenderung sangat besar.

3. DAS Berbentuk Paralel

DAS berbentuk paralel terbentuk dari dua sub-DAS berukuran besar yang bercabang di wilayah hulu, kemudian bergabung menjadi satu aliran di bagian hilir. Setiap sub-DAS tersebut memungkinkan memiliki kondisi dan sifat yang tidak sama satu sama lain. Apabila hujan turun secara serempak pada kedua sub-DAS tersebut, maka pertemuan aliran airnya dapat meningkatkan peluang terjadinya banjir dengan skala yang relatif besar.



Gambar 2.6 Bentuk Daerah Aliran Sungai

2.2.3 Jaringan Sungai

Jaringan sungai merupakan kumpulan dari saluran-saluran air yang terbentuk secara alami, mulai dari alur kecil di daerah hulu hingga sungai utama yang mengalirkan air menuju muara. Pola jaringan sungai berperan dalam menentukan besar kecilnya debit air yang dialirkan melalui anak-anak sungai. Besaran ini dapat dianalisis secara kuantitatif menggunakan nisbah percabangan, yaitu perbandingan antara jumlah sungai pada suatu orde tertentu dengan jumlah sungai pada orde yang lebih tinggi satu tingkat. Semakin besar nilai nisbah percabangan, semakin banyak jumlah anak sungai yang dimiliki, sehingga perubahan debit aliran cenderung semakin tinggi (Naharuddin. et al., 2018).

2.2.4 Penggunaan Lahan

Penggunaan lahan merupakan aktivitas manusia di atas permukaan tanah yang melibatkan pemanfaatan, pengelolaan, dan pengubahan lingkungan fisik untuk memenuhi kebutuhan sosial maupun ekonomi. Penggunaan lahan ini berarti menunjukkan bagaimana suatu lahan digunakan, seperti untuk area pemukiman, kawasan industri, lahan pertanian, ataupun penggunaan lain yang mencerminkan pola interaksi antara manusia dan ketersediaan sumber daya alam. Dinamika penggunaan lahan dipengaruhi oleh faktor penarik seperti pertumbuhan populasi, perkembangan infrastruktur, serta kebijakan tata ruang yang diterapkan otoritas terkait.

Klasifikasi penggunaan lahan dan tutupan lahan dibagi menjadi sembilan kelas, yaitu area terbangun, lahan kosong, sawah, lahan pertanian, perkebunan, hutan, padang rumput, semak belukar, dan badan air (Irawan & Setiawan, 2025). Setiap jenis penggunaan lahan memiliki karakteristik fisik yang berbeda, terutama pengaruhnya terhadap kedekatan permukaan dan struktur vegetasi yang ada di atasnya. Lahan dengan vegetasi alami cenderung memiliki kemampuan retensi yang tinggi terhadap curah hujan, sedangkan lahan yang telah mengalami perkerasan permukaan akan membatasi proses interaksi alami antara air atmosferik dengan lapisan tanah di bawahnya. Perubahan dari satu jenis penggunaan lahan ke jenis lainnya dapat menjadi faktor utama dalam transformasi keseimbangan lingkungan di suatu wilayah.

Dalam suatu penelitian, data penggunaan lahan berfungsi sebagai informasi untuk memahami perilaku hidrologi wilayah tersebut dalam merespon kejadian hujan. Keberagaman penggunaan lahan dan tipe tanah menyebabkan variasi signifikan pada respon hidrologi, terutama pada aliran permukaan dan evapotranspirasi (Swain et al., 2022). Penggunaan lahan akan menentukan distribusi air yang jatuh ke permukaan, di mana air akan terserap ke dalam tanah melalui infiltrasi atau akan mengalir di atas permukaan.

2.2.5 Jenis Tanah

Tanah merupakan lapisan permukaan bumi yang berasal dari pelapukan batuan oleh faktor iklim dan organisme, yang berfungsi sebagai media

penyimpanan serta penyalur air dalam siklus hidrologi. Tanah dapat dikelompokkan dengan mengacu pada persamaan dan tingkat kemiripan karakteristiknya, baik dari aspek morfologi, fisik, kimia, maupun kandungan mineralnya. Pengelompokkan tersebut dapat disertai dengan pemberian nama agar setiap jenis tanah lebih mudah dikenali, dipelajari, dan dipahami fungsinya, serta dibedakan dari jenis tanah yang lain.

Organisasi Pangan dan Pertanian Dunia atau Food and Agriculture Organization (FAO) menyajikan sistem klasifikasi tanah global yang dikenal sebagai *World Reference Base for Soil Resources* (WRB). FAO mengklasifikasikan jenis tanah berdasarkan proses pembentukan dan karakteristik diagnostik lapisan tanahnya, seperti kandungan mineral, tingkat keasaman, dan kejenuhan basa. FAO menyajikan data tanah melalui pangkalan data spasial berskala global, seperti *Digital Soil Map of the World* (DSMW) dan *Harmonized World Soil Database* (HSWD), yang mengintegrasikan informasi atribut fisik dan kimia tanah ke dalam format digital.

Sistem klasifikasi taksonomi tanah atau dikenal sebagai *soil taxonomy*, merupakan sistem klasifikasi tanah yang dibangun oleh para pakar ilmu tanah dunia, secara komprehensif, sistematis, dan menggunakan pendekatan morfometrik atau kuantitatif. Jenis tanah di Indonesia dibagi ke dalam dua kelompok besar berdasarkan bahan induknya, yaitu tanah organik (*organosol*) dan tanah mineral. Tanah organik yaitu tanah yang terbentuk dari bahan organik dengan ketebalan lebih dari 50 cm dan kadar karbon organik lebih dari 12%. Sementara tanah mineral didominasi oleh bahan mineral dan dibedakan menurut tingkat perkembangan horisonnya (S, Subardja et al., 2014).

Sistem Klasifikasi Tanah Nasional disandingkan dengan sistem internasional untuk keperluan komunikasi global. Untuk contohnya diterapkan pada jenis tanah andosol dalam sistem nasional yang berpadan dengan *andosols* pada USDA *Soil Taxonomy*, sementara oksisol berpadan dengan *oxisols*. Penamaan Macam Tanah dalam Sistem Klasifikasi Tanah Nasional juga banyak mengadopsi istilah dari Satuan Tanah FAO, seperti penggunaan istilah Gleik, Humik, dan

Kromik untuk merinci karakteristik tanah yang lebih spesifik (S, Subardja et al., 2014).

2.3 Hubungan Hujan – Debit dan Infiltrasi

2.3.1 Penentuan Curah Hujan Wilayah

Curah hujan wilayah merupakan salah satu parameter hidrologis yang mewakili intensitas rata-rata presipitasi yang terjadi di wilayah tertentu dalam kurun waktu tertentu. Sebagian besar analisis hidrologi membutuhkan data curah hujan rata-rata pada daerah aliran sungai yang diteliti. Dalam perencanaan pemanfaatan sumber daya air maupun penyusunan sistem pengendalian banjir, data curah hujan yang digunakan harus mewakili rata-rata hujan pada seluruh wilayah daerah aliran sungai, bukan sekedar pengukuran di satu lokasi saja (Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat, 2018). Besaran hujan rata-rata yang menggambarkan kondisi hujan pada suatu area tertentu dikenal dengan istilah curah hujan wilayah.

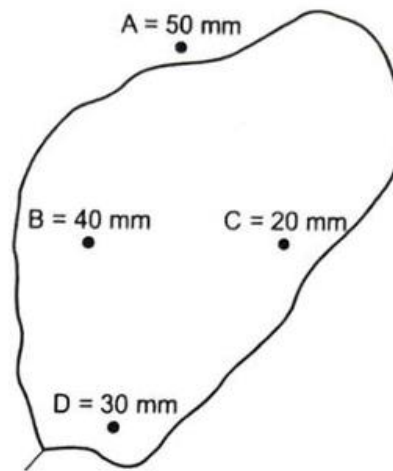
Apabila suatu daerah aliran sungai memiliki beberapa stasiun curah hujan yang tersebar di beberapa titik, maka kedalaman curah hujan yang tercatat di masing-masing stasiun dapat tidak sama. Hal tersebut terjadi karena data hasil yang diperoleh dari alat pengukur curah hujan merupakan kedalaman curah hujan dari satu tempat di mana stasiun tersebut berada. Data yang tercatat dari satu stasiun curah hujan saja disebut dengan data hujan lokal (*point rainfall*), dan data tersebut belum bisa digunakan untuk analisis hidrologi.

Dalam analisis hidrologi, seringkali dibutuhkan menentukan curah hujan rerata pada area yang hendak diteliti. Analisis tersebut bisa menggunakan tiga metode sebagai berikut, yaitu:

1. Metode Rerata Aritmatik (Aljabar)

Metode rerata aritmatik dikenal juga sebagai metode aljabar merupakan metode paling sederhana untuk menghitung hujan rerata pada suatu daerah. Pengukuran yang dilakukan di sejumlah stasiun hujan secara bersamaan diakumulasikan kemudian dibagi dengan total stasiun hujan. Stasiun hujan yang dipakai dalam perhitungan biasanya merupakan stasiun hujan yang berada di dalam

wilayah DAS, tetapi stasiun hujan yang lokasinya di luar DAS dan masih berdekatan tetap dapat dimasukkan dalam perhitungan (Triatmodjo, 2019).



Gambar 2.7 Metode Rerata Aritmatik

Metode rerata aritmatik dianggap sebagai teknik pengukuran yang paling mudah. Pengukuran rata-rata aritmatik, meskipun mudah tetap perlu memperhatikan faktor lokasi alat pengukur curah hujan yang harus tersebar merata dan daerah pengamatan harus seragam terutama dalam hal ketinggian (Salsabila & Nugraheni, 2020). Metode rerata aritmatik akan mendapatkan hasil yang baik apabila stasiun hujan tersebar secara merata pada wilayah suatu DAS dan distribusi hujan relatif merata pada seluruh area DAS.

Hujan rerata pada seluruh DAS dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$P = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n}{n} \quad (2.1)$$

Di mana:

P = hujan rerata kawasan

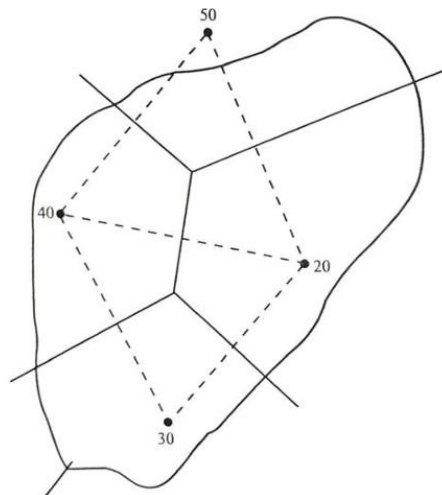
$P_1, P_2, \dots, P_n$ = hujan di stasiun 1, 2, ... n

n = jumlah stasiun

2. Metode Poligon Thiessen

Metode poligon Thiessen memperhitungkan bobot dari masing-masing stasiun yang mewakili luasan di sekitarnya. Pada sebuah area DAS, dianggap

bahwa intensitas hujan yang terjadi serupa dengan yang tercatat pada suatu stasiun hujan mewakili luasan tersebut. Metode ini diterapkan ketika distribusi stasiun hujan di wilayah yang ditinjau tidak tersebar merata. Perhitungan rata-rata curah hujan dilakukan dengan mempertimbangkan daerah pengaruh dari masing-masing stasiun (Triatmodjo, 2019).



Gambar 2.8 Metode Poligon Thiessen

Pembentukan poligon Thiessen dimulai dengan stasiun pencatat hujan digambarkan pada peta DAS yang ditinjau, termasuk stasiun hujan di luar area DAS yang masih berdekatan. Stasiun-stasiun tersebut dihubungkan dengan garis lurus putus-putus hingga membentuk segitiga-segitiga, yang sebaiknya mempunyai sisi dengan panjang yang kira-kira sama. Segitiga-segitiga yang sudah terbentuk kemudian ditambahkan dengan garis berat pada sisi-sisi segitiga, membentuk poligon yang mengelilingi setiap stasiun hujan.

Setiap stasiun hujan mewakili luasan yang dibentuk oleh poligon. Stasiun hujan yang terletak di dekat perbatasan DAS, garis batas DAS berfungsi sebagai batas tertutup dari poligon. Luas setiap poligon diukur dan dikalikan dengan kedalaman di stasiun yang terletak di dalam poligon. Jumlah dari perhitungan yang sudah dilakukan untuk semua stasiun hujan kemudian dibagi dengan luas daerah yang ditinjau sehingga menghasilkan hujan rerata daerah tersebut dengan persamaan sebagai berikut:

$$P = \frac{A_1 P_1 + A_2 P_2 + \dots A_n P_n}{A_1 + A_2 + \dots A_n} \quad (2.2)$$

Di mana:

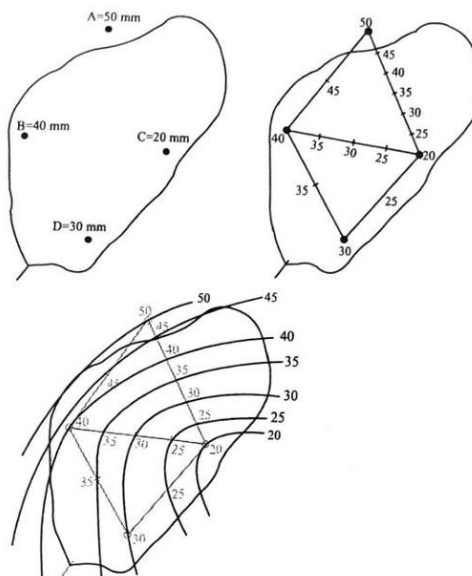
P = hujan rerata kawasan

$P_1, P_2, \dots, P_n$ = hujan pada stasiun 1,2, ..., n

$A_1, A_2, \dots, A_n$ = luas daerah yang mewakili stasiun 1, 2, ..., n

3. Metode Isohiet

Isohiet merupakan garis yang menghubungkan titik-titik dengan kedalaman hujan yang sama. Metode isohiet menganggap bahwa hujan pada suatu daerah di antara dua garis isohiet adalah merata dan sama dengan nilai rerata dari kedua garis isohiet tersebut. Pembuatan garis isohiet diawali dengan menggambarkan lokasi stasiun hujan dan kedalaman hujan pada peta daerah yang ditinjau (Triatmodjo, 2019).



Gambar 2.9 Metode Isohiet

Pada stasiun hujan yang berdampingan dibuat interpolasi dari nilai kedalaman hujan dengan pertambahan nilai yang ditetapkan. Titik-titik interpolasi dengan kedalaman hujan yang sama dihubungkan hingga membuat kurva. Ketelitian pada kurva tergantung pada pembuatan garis isohiet dan intervalnya. Luas daerah antara dua isohiet yang berurutan diukur, kemudian dikalikan dengan

nilai rerata dari nilai kedua garis isohiet. Jumlah yang dihasilkan dari perhitungan untuk seluruh garis isohiet kemudian dibagi dengan luas daerah yang ditinjau, sehingga menghasilkan kedalaman hujan rerata daerah tersebut. Secara matematis, hujan rerata dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$P = \frac{A_1 \frac{I_1 + I_2}{2} + A_2 \frac{I_2 + I_3}{2} + \dots + A_n \frac{I_n + I_{n+1}}{2}}{A_1 + A_2 + A_3} \quad (2.3)$$

Di mana:

P = hujan rerata kawasan

$I_1, I_2, \dots, I_n$ = garis isohiet ke 1, 2, ..., n, n+1

$A_1, A_2, \dots, A_3$ = luas daerah yang dibatasi oleh garis isohiet ke 1 dan 2, 2 dan 3, ..., n dan n+1

2.3.2 Proses Infiltrasi dan Perkolasi

Dalam siklus hidrologi di suatu wilayah tangkapan air, infiltrasi merupakan proses masuknya air hujan dari permukaan tanah ke dalam tanah melalui pori-pori tanah. Proses infiltrasi memiliki peran sebagai pembatas antara air yang akan mengalir sebagai limpasan permukaan dengan air yang disimpan di dalam tanah sebagai air tanah. Di dalam tanah, air yang mengalir dengan arah lateral akan menuju mata air seperti danau atau sungai dan air yang mengalir dengan arah vertikal atau dikenal dengan istilah perkolasi, akan menuju air tanah (Triatmodjo, 2019).

Air yang bergerak di dalam tanah melalui pori-pori tanah selalu dipengaruhi oleh gaya gravitasi dan gaya kapiler. Gaya gravitasi menyebabkan aliran air di dalam tanah selalu menuju ke tempat yang lebih rendah, namun gaya kapiler menyebabkan air bergerak menuju ke segala arah. Air kapiler akan bergerak dari daerah basah menuju daerah kering karena tanah kering memiliki gaya kapiler lebih besar daripada tanah basah. Apabila tanah dalam keadaan kering, air akan terinfiltrasi melalui permukaan tanah karena pengaruh gaya gravitasi dan gaya kapiler pada seluruh permukaan.

Air yang berhasil melewati batas permukaan dan mengisi pori-pori tanah pada kondisi tidak jenuh, akan terus bergerak menuju lapisan yang lebih dalam secara vertikal. Perkolasi terjadi ketika air yang bergerak mengalir ke bawah menembus profil tanah melintasi perakaran hingga menuju zona jenuh air. Jika laju perkolasi di lapisan bawah terhambat oleh adanya lapisan kedap air, maka kemampuan infiltrasi di lapisan atas pun akan ikut melambat akibat terjadinya akumulasi kejenuhan air tanah.

Laju infiltrasi pada awal terjadinya hujan umumnya akan berlangsung sangat cepat karena kondisi tanah yang masih kering. Secara bertahap, laju infiltrasi akan menurun seiring dengan meningkatnya kadar air tanah hingga mencapai nilai konstan yang disebut sebagai kapasitas infiltrasi. Kapasitas infiltrasi merupakan laju infiltrasi maksimum untuk suatu jenis tanah tertentu, sedangkan laju infiltrasi merupakan kecepatan infiltrasi yang nilainya tergantung pada kondisi tanah dan intensitas hujan.

2.3.3 Debit Sungai

Sungai sebagai suatu sistem drainase yang terbentuk tanpa campur tangan manusia karena faktor alam, di mana aliran air terjadi dari hulu menuju hilir membuatnya memiliki debit aliran. Debit sungai menunjukkan volume air yang mengalir pada penampang sungai per satuan waktu, biasanya dinyatakan dalam meter kubik per detik (m^3/det). Menurut (Susilowati, 2007, seperti dikutip dalam Staddal et al., 2016) komponen debit sungai terdiri dari aliran permukaan atas, aliran permukaan bawah, serta aliran permukaan langsung. Komponen tersebut dipengaruhi oleh karakteristik curah hujan, infiltrasi, dan kondisi morfometri daerah aliran sungai.

Aliran permukaan atau disebut juga *surface runoff* merupakan komponen aliran debit yang bergerak paling cepat dan memiliki respons paling instan terhadap kejadian hujan. Komponen ini terjadi ketika intensitas curah hujan melebihi laju infiltrasi maksimum tanah. Aliran permukaan bawah atau *baseflow* didefinisikan sebagai komponen aliran debit sungai yang berasal dari pelepasan air yang tersimpan di dalam tanah dan akuifer, khususnya air tanah. Sementara itu, aliran permukaan langsung merupakan komponen aliran debit sungai yang paling cepat

merespons curah hujan karena merupakan air hujan yang mencapai saluran sungai tanpa sempat berinfiltrasi ke dalam tanah.

Debit sungai merupakan indikator utama dalam menyatakan ketersediaan air dan dinamika hidrologi suatu daerah aliran sungai. Debit sungai berpengaruh pada perencanaan dan pengelolaan sumber daya air, termasuk dalam perencanaan irigasi, penyediaan air baku, konservasi lingkungan dan pengendalian banjir. Faktor-faktor yang dominan dalam memengaruhi debit sungai meliputi curah hujan, penggunaan lahan, dan karakteristik daerah aliran sungai.

Perhitungan debit sungai bisa dilakukan dengan berbagai metode, baik metode empiris maupun dengan pemodelan. Metode empiris terdiri dari metode Rasional, Hasper, Weduwen, Melchoir, dan Hidrograf Satuan Sintetis. Metode Rasional memprediksi debit puncak berdasarkan intensitas curah hujan, koefisien limpasan, dan luas daerah tangkapan. Menurut (Wahjunie et al., 2023) Model Rasional lebih cocok digunakan untuk menghitung debit sungai pada daerah aliran sungai kecil hingga menengah, karena memiliki akurasi yang baik terutama bila dikombinasikan dengan distribusi peluang, seperti Log Pearson III untuk analisis periode ulang debit puncak.

Metode Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) yaitu bentuk penurunan hidrograf satuan suatu daerah aliran sungai dengan metode sintetis. HSS yang sering digunakan di antaranya yaitu, HSS Nakayasu, HSS Snyder Alexyev, HSS Gama 1, HSS ITB, dan HSS Limantara. Pemakaian dari masing-masing metode HSS tergantung pada data yang digunakan dan karakteristik daerah aliran sungai yang diteliti (Sari & Irawan, 2021).

Pemodelan debit sungai dilakukan dengan pendekatan berbasis simulasi komputer yang menggabungkan berbagai proses hidrologi secara terintegrasi. Pemodelan debit sungai dapat dilakukan dengan menggunakan beberapa perangkat lunak seperti, HEC-HMS (*Hydrologic Modeling System*), SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*), dan WMS (*Watershed Modeling System*). Metode yang dapat digunakan dalam pemodelan debit sungai adalah SCS (*Soil Conservation Service*). Analisis debit sungai yang akurat sangat penting dalam perencanaan dan pengelolaan sumber daya air yang berkelanjutan.

2.4 Pemodelan Hidrologi

2.4.1 Model Soil and Water Assessment Tool (SWAT) dan Evaluasi Model

Soil and Water Assessment Tool (SWAT) adalah model hidrologi semi-terdistribusi berbasis fisik yang dirancang untuk melakukan simulasi kuantitas dan kualitas air pada daerah aliran sungai dengan mempertimbangkan berbagai komponen siklus hidrologi. Model SWAT dikembangkan oleh USDA Agriculture Research Service untuk memprediksi dampak manajemen lahan terhadap air, sedimen, dan hasil kimia pertanian pada DAS yang kompleks dengan variasi tanah, penggunaan lahan, dan kondisi pengelolaan yang beragam dalam jangka waktu yang panjang. Sebagai model berbasis fisik, SWAT memerlukan data input yang spesifik seperti cuaca, sifat tanah, topografi, dan vegetasi untuk melakukan simulasi proses fisik transformasi hujan menjadi debit secara nyata.

Karakteristik unik dari SWAT adalah pembagian DAS menjadi unit-unit kecil yang disebut *Hydrologic Response Unit* (HRU). SWAT bekerja dengan membagi daerah aliran sungai menjadi unit-unit kecil HRU, yang merupakan suatu kombinasi dari penggunaan lahan, jenis tanah, dan kemiringan lahan (Junaidi, 2015). Prediksi setiap komponen hidrologi dilakukan secara terpisah pada tingkat HRU, kemudian hasilnya diakumulasikan untuk mendapatkan total debit pada tingkat sub-DAS. Pendekatan spasial pada proses pemodelan memungkinkan SWAT untuk menangkap keragaman karakteristik fisik DAS secara detail. Proses hidrologi utama yang dimodelkan pada SWAT meliputi presipitasi, infiltrasi, limpasan permukaan, aliran lateral, aliran bawah permukaan, evapotranspirasi, serta *routing* aliran pada sungai (Dzulfiqar, Fakhri & Sapei, 2023).

Model SWAT mampu memprediksi dampak perubahan penggunaan lahan, pengelolaan lahan, serta variabilitas iklim terhadap debit sungai, erosi, dan kualitas air. SWAT juga mampu melakukan pemodelan proses erosi dan sedimentasi menggunakan pendekatan *Universal Soil Loss Equation* (USLE) yang telah dimodifikasi. Pemodelan ini mampu dikalibrasi dan divalidasi menggunakan data observasi debit sungai maupun kualitas air, dengan evaluasi kinerja model umumnya menggunakan parameter statistik seperti *Nash-Sutcliffe Efficiency* (NSE) dan koefisien determinasi (R^2) (Alfalah et al., 2025).

Simulasi siklus hidrologi dalam SWAT didasarkan pada persamaan keseimbangan air sebagai berikut:

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - w_{seep} - Q_{gw}) \quad (2.4)$$

Di mana:

SW_t = kadar air tanah akhir (mm)

SW_0 = kadar air tanah awal pada hari pertama simulasi (mm)

R_{day} = curah hujan harian (mm)

Q_{surf} = aliran permukaan harian (mm)

E_a = evapotranspirasi aktual harian (mm)

w_{seep} = air yang masuk ke zona perkolasi (mm)

Q_{gw} = aliran dasar atau kontribusi air tanah (mm)

t = menunjukkan waktu (hari)

Evaluasi kinerja model dilakukan untuk memberikan penilaian objektif terhadap sejauh mana hasil simulasi mampu mereplikasi data observasi lapangan. Evaluasi model dilakukan dengan dua teknik, yaitu secara statistik dan grafis. Evaluasi statistik kuantitatif dibagi menjadi tiga kategori utama, yaitu terdiri dari regresi standar, tanpa dimensi, dan indeks kesalahan (Moriassi, N et al., 2007). Teknik grafis dilakukan dengan memberikan perbandingan visual antara data simulasi dan data data lapangan. Beberapa teknik evaluasi secara statistik adalah sebagai berikut.

1. *Nash-Sutcliffe Efficiency* (NSE)

NSE merupakan parameter statistik yang paling umum digunakan dalam hidrologi untuk menilai efisiensi model dalam menyimulasikan hidrograf aliran. NSE adalah angka statistik yang telah dinormalisasi untuk membandingkan besarnya sisa kesalahan dengan variasi data asli lapangan. NSE menunjukkan seberapa akurat grafik hubungan antara data lapangan dan data simulasi jika

dicocokkan dengan garis lurus ideal 1:1 (Moriassi, N et al., 2007). Perhitungan NSE ditunjukkan pada rumus (2.1).

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{obs} - Q_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{obs} - Q^{mean})^2} \right] \quad (2.5)$$

Rentang nilai NSE berkisar antara $-\infty$ hingga 1, di mana nilai 1 adalah hasil yang paling sempurna. Nilai antara 0 sampai 1 dianggap sebagai tingkat performa model yang masih dapat diterima. Jika nilai di bawah 0 berarti nilai rata-rata data lapangan lebih akurat dibandingkan dengan hasil simulasi, sehingga performa model dianggap tidak layak.

2. Percent Bias (PBIAS)

PBIAS merupakan parameter yang menunjukkan deviasi persentase rata-rata antara data simulasi dan data observasi. Nilai ideal PBIAS adalah 0,0. Nilai PBIAS positif menunjukkan model cenderung *underestimation bias*, sedangkan nilai negatif menunjukkan model cenderung *overestimation bias*. Dalam pemodelan debit sungai, PBIAS berguna untuk melihat akumulasi kesalahan volume air dalam jangka panjang. Perhitungan PBIAS ditunjukkan pada rumus (2.) berikut.

$$PBIAS = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{obs} - Q_i^{sim}) \times 100}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{obs})} \right] \quad (2.6)$$

2.4.2 Metodologi Optimasi Model Hidrologi

Optimasi merupakan prosedur sistematis untuk menyesuaikan nilai-nilai parameter masukan agar input model dapat mensimulasikan suatu fenomena alam seakurat mungkin. Model hidrologi dengan SWAT memiliki sifat representasi matematis dari alam, sehingga memiliki kemungkinan ketidakpastian dalam menentukan parameter fisik di lapangan. Dalam hal ini, optimasi dilakukan untuk memperkecil jarak atau kesalahan antara debit hasil simulasi dan debit yang terukur di lapangan.

Pada perangkat lunak SWAT-CUP, optimasi dilakukan dengan menentukan rentang nilai minimum dan maksimum pada parameter-parameter yang dianggap paling sensitif memengaruhi siklus hidrologi di suatu wilayah studi. Proses ini berpengaruh karena setiap daerah aliran sungai memiliki karakteristik biofisik yang unik, sehingga penggunaan parameter standar seringkali menghasilkan tingkat akurasi yang rendah. Melalui optimasi, model secara otomatis mencari kombinasi nilai terbaik dari berbagai parameter, seperti karakteristik tanah, air tanah, dan pengelolaan lahan untuk menghasilkan struktur model yang paling representatif terhadap kondisi hidrologi di wilayah studi.

Optimasi pada SWAT-CUP umumnya menggunakan algoritma *Sequential Uncertainty Fitting Ver.2* (SUFI-2), yang bekerja dengan cara melakukan iterasi atau simulasi berulang-ulang. Dalam algoritma SUFI-2, tujuan utamanya adalah agar hasil model yang dinyatakan dalam 95PPU (*95% Prediction Uncertainty*) dapat melingkupi sebagian besar data observasi. Jika model mampu menangkap data observasi dengan benar, maka diasumsikan bahwa model tersebut telah menangkap seluruh proses fisik di dalamnya (Abbaspour, C, 2015).

Untuk mengukur tingkat kecocokan antara hasil simulasi dan observasi, digunakan dua parameter statistik utama, yaitu *P-factor* dan *R-factor*. *P-factor* merupakan persentase dari data observasi yang berhasil masuk atau dilingkupi oleh rentang hasil pemodelan 95PPU. Sementara *R-factor* merupakan ukuran ketebalan atau lebar dari ruang lingkup 95PPU tersebut. Sebagai panduan untuk variabel debit, disarankan nilai *P-factor* > 70% dan nilai *R-factor* sekitar 1 (Abbaspour, C, 2015).

2.4.3 Curve Number (CN2) dan Soil Evaporation Compensation Factor (ESCO)

Parameter CN2 atau *Initial SCS Runoff Curve Number* berakar dari metode SCS *Curve Number* yang dikembangkan oleh Soil Conservation Service untuk mengestimasi volume limpasan permukaan langsung akibat kejadian hujan lebat. Pada pemodelan SWAT, CN2 merupakan salah satu parameter hidrologi yang paling sensitif karena bertindak sebagai pengontrol utama pembagian air hujan, yaitu mengatur apakah akan berubah menjadi limpasan permukaan atau meresap ke

dalam tanah sebagai infiltrasi (Neitsch, L et al., 2011). Secara matematis, estimasi limpasan permukaan menggunakan metode SCS dirumuskan melalui persamaan teoretis berikut ini.

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} \quad (2.7)$$

Di mana :

Q = volume limpasan permukaan harian (mm)

P = kedalaman curah hujan harian (mm)

I_a = nilai intersepsi awal (mm)

S = parameter retensi maksimum tanah setelah limpasan dimulai (mm)

Nilai retensi maksimum tanah (S) bergantung pada kondisi fisik daerah aliran sungai yang diwakili oleh nilai *Curve Number* (CN) melalui hubungan rumus teoritis sebagai berikut:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (2.8)$$

Berdasarkan persamaan hidrologi tersebut, parameter CN2 secara teoritis diekspresikan sebagai indeks tanpa satuan dengan rentang nilai mutlak antara 0 sampai dengan 100 (Neitsch, L et al., 2011). Kode angka 2 pada parameter CN2 menunjukkan bahwa indeks ini ditetapkan pada *Anticident Moisture Condition II* atau Kondisi Kelengasan Tanah II yang menggambarkan kelembapan tanah rata-rata atau normal di lapangan sebelum kejadian hujan terjadi. Nilai CN2 yang mendekati angka 100 mengindikasikan bahwa permukaan DAS bersifat semakin kedap air, yaitu kapasitas infiltrasi tanah sangat rendah sehingga hampir seluruh air hujan akan dikonversi menjadi limpasan permukaan yang memicu banjir harian. Nilai CN2 yang semakin mendekati 0 menunjukkan bahwa wilayah dengan penutupan vegetasi yang rapat sehingga kapasitas simpanan air tinggi dan menekan pembentukan limpasan permukaan secara langsung.

Selain faktor pembentukan limpasan di permukaan, model SWAT juga sensitive terhadap parameter evapotranspirasi yang mengontrol siklus hilangnya air dari profil tanah kembali ke atmosfer. Parameter utama yang mengendalikan kejadian ini adalah *Soil Evaporation Compensation Factor* (ESCO). Model SWAT menghitung besarnya evaporasi tanah harian berdasarkan kedalaman lapisan profil tanah. Ketika persediaan air pada lapisan tanah bagian atas mulai berkurang atau mengering akibat penguapan alami, parameter ESCO akan menentukan seberapa besar model diperbolehkan untuk menarik atau mengekstrak pasokan air dari lapisan tanah yang berada di bagian bawahnya untuk memenuhi tuntutan kebutuhan evaporasi total (Neitsch, L et al., 2011).

Secara teoritis, koefisien ESCO memiliki batasan rentang nilai mutlak antara 0,01 hingga 1,0 (Arnold, G et al., 2012). Di dalam algoritma standar SWAT, jika tidak dilakukan modifikasi atau kalibrasi parameter, sistem akan secara otomatis menetapkan nilai awal ESCO sebesar 0,95 (Neitsch, L et al., 2011). Nilai ESCO mendekati 1,0 menunjukkan bahwa pemenuhan kebutuhan penguapan tanah harian hanya diizinkan diambil dari kelembapan tanah di lapisan teratas. Sementara nilai ESCO yang diturunkan hingga mendekati batas minimumnya, model SWAT diberikan kompensasi atau fleksibilitas tinggi untuk mengambil cadangan air dari profil tanah yang jauh lebih dalam. Dampak hidrologis dari penurunan nilai ESCO ini yaitu terjadinya peningkatan total penguapan air tanah secara massif yang akan mengurangi akumulasi volume air tanah yang lolos menjadi aliran dasar di dalam sungai (Arnold, G et al., 2012).