

BAB II

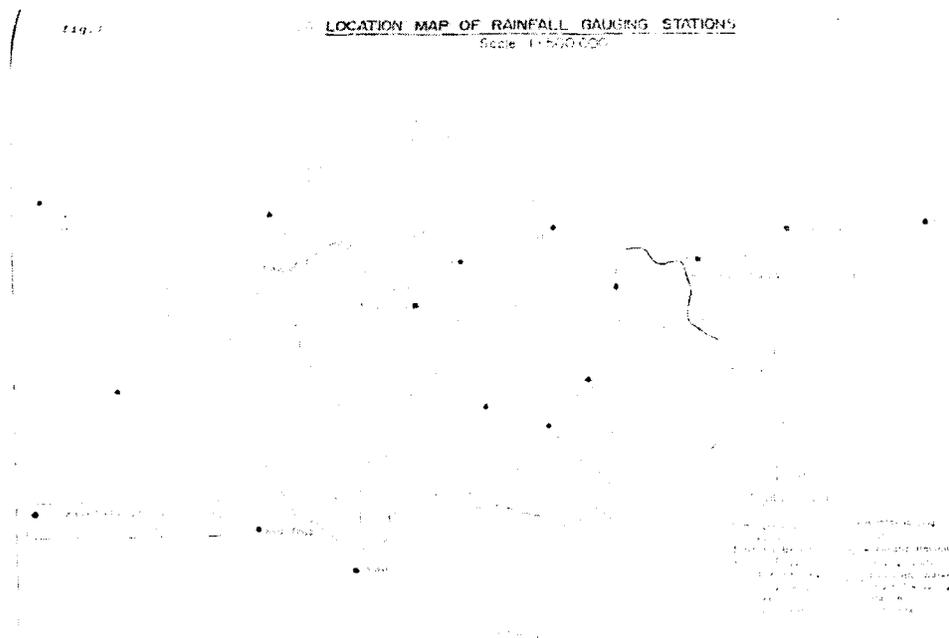
TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Umum

2.1.1. Waduk PLTA Koto Panjang

Waduk PLTA Koto Panjang terletak di bagian hulu Sungai Kampar Kanan, Kabupaten Kampar, Propinsi Riau dengan luas daerah tangkapan air (*catchment area*) sebesar 3.337 Km² dan memiliki 12 stasiun hingga pada tahun 1986, diantaranya yaitu: Pangkalan Koto Baru, Batu Bersurat, Gunung Malintang, Galugur, Muara Paiti, Muara Mahat, Tanjung, Tanjung Balit, Padang Gelugur, Koto Tinggi, Lubuk Sikaping dan Suliki.

Sebagian besar daerah di sekitar waduk merupakan daerah perbukitan yang berada di sepanjang kaki Bukit Barisan yang berbatasan dengan propinsi Sumatera Barat dengan kemiringan 0–40% atau berada pada ketinggian antara 200–300 meter dari permukaan laut (Kampar, BPI, 2008).



Gambar 1. Peta DPS Sungai Kampar Kanan, 1986

(Sumber : PT. Yodya Karya (1988))

2.1.2. Siklus Hidrologi

Siklus hidrologi dapat diartikan sebagai sebuah bentuk gerakan air laut ke udara, yang kemudian jatuh ke permukaan tanah sebagai hujan atau bentuk presipitasi yang lain dan akhirnya mengalir ke laut kembali (Soemarto, 1999).

Presipitasi yang jatuh di permukaan bumi dalam bentuk es/salju akan tertahan sementara di permukaan bumi sebelum es/salju tersebut mencair. Sedangkan presipitasi yang jatuh dalam bentuk hujan akan jatuh di permukaan bumi dan mengalir melalui sungai ataupun saluran. Aliran ini disebut dengan aliran/limpasan permukaan. Jika tanah yang dialiri memiliki rongga tanah yang cukup, maka air akan meresap ke dalam tanah melalui peristiwa yang disebut infiltrasi. Sebagian air yang mengalir akan kembali ke atmosfer melalui penguapan dan transpirasi oleh tanaman.

2.1.3. Presipitasi

Presipitasi adalah uap yang mengondensasi dan jatuh ke tanah dalam rangkaian proses hidrologi. Jumlah presipitasi selalu dinyatakan dengan dalamnya presipitasi dalam satuan mm.

Presipitasi terbagi atas curah hujan terpusat (*point rainfall*) dan curah hujan daerah (*areal rainfall*). Curah hujan terpusat (*point rainfall*) adalah curah hujan yang didapat dari hasil pencatatan alat pengukur hujan atau data curah hujan yang akan diolah berupa data mentah yang tidak dapat langsung dipakai. Sedangkan curah hujan daerah (*areal rainfall*) adalah curah hujan rata-rata diseluruh daerah tinjauan pada suatu *catchment*, bukan curah hujan pada suatu titik tertentu. Jika dalam suatu daerah terdapat beberapa stasiun atau pos pencatat curah hujan, maka untuk mendapatkan curah hujan daerah adalah dengan mengambil harga rata-ratanya. Adapun besarnya curah hujan rata-rata pada penelitian ini dihitung dengan menggunakan metode Poligon Thiessen dengan persamaan:

$$P_{rata} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i x L_i}{\sum_{i=1}^n L_i} \quad (1)$$

dengan: n adalah jumlah stasiun pencatat curah hujan, P_i adalah curah hujan pada stasiun ke-i, dinyatakan dalam satuan mm, dan L_i adalah Luas stasiun ke-i, dinyatakan dalam satuan km²

2.1.4. Evapotranspirasi

Evapotranspirasi merupakan faktor penting dalam memprediksi debit dari data curah hujan dan klimatologi dengan menggunakan Metode Mock karena evaporasi ini memberikan nilai yang besar untuk terjadinya debit dari suatu daerah aliran sungai. Evapotranspirasi diartikan sebagai kehilangan air dari lahan dan permukaan air dari suatu daerah aliran sungai akibat kombinasi proses evaporasi dan transpirasi.

Evapotranspirasi potensial adalah evapotranspirasi yang mungkin terjadi pada kondisi air yang tersedia berlebihan. F.J. Mock menggunakan rumus empiris dari Penman Modifikasi karena rumus ini memperhitungkan data klimatologi, yaitu temperatur, radiasi matahari, kelembaban dan kecepatan angin sehingga hasilnya relatif lebih akurat.

Menurut suhardjono (1990) dalam Baskoro (2004) besarnya evapotranspirasi potensial (dalam satuan mm per hari) diformulasikan sebagai berikut:

$$Et_o = C \times Et_o^* \quad (2)$$

$$Et_o^* = w \times (0,75 \cdot R_s - R_{nl}) - (1 - w) \times f(u) \times (e_a - e_d) \quad (3)$$

$$e_d = RH \cdot e_a \quad (4)$$

$$f(u) = 0,27 \times (1 + (0,864 \times u)) \quad (5)$$

$$R_s = (0,25 + 0,54 \cdot n/N) R_a \quad (6)$$

$$R_{nl} = f(t) \times f(e_d) \times f(n/N) \quad (7)$$

$$f(e_d) = 0,34 - 0,044 \cdot e_d^{0,5} \quad (8)$$

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

dengan: w adalah Faktor yang berhubungan dengan suhu (t) dan elevasi tanah, e_a adalah tekanan uap jenuh (mbar), t adalah temperatur berdasarkan data dari stasiun pengamatan ($^{\circ}C$), e_d merupakan tekanan uap nyata (mbar). RH adalah kelembaban udara relatif berdasarkan data dari stasiun pengamatan. dinyatakan dalam persen, $f(u)$ adalah fungsi angin pada tinggi pengukuran 2 m, u adalah kecepatan angin (m/det), R_s adalah radiasi gelombang pendek sinar matahari (mm/hari), R_a merupakan adiasi gelombang pendek yang memenuhi batas luar atmosfer (nilai angot), n/N adalah Perbandingan penyinaran matahari dalam 1 hari (%), R_{nl} adalah radiasi gelombang panjang netto (mm/hari), $f(t)$ adalah fungsi temperatur, $f(e_d)$ adalah fungsi tekanan uap nyata, $f(n/N)$ adalah fungsi perbandingan penyinaran matahari dalam 1 hari, C adalah koefisien bulanan untuk rumus Penman Modifikasi.

Jika Et_o dikalikan dengan jumlah hari dalam satu bulan, maka diperoleh nilai Evapotranspirasi potensial bulanan (Et_{ob}) dalam satuan mm per bulan. Evapotranspirasi terbatas adalah evapotranspirasi yang terjadi pada kondisi air yang tersedia terbatas. Evapotranspirasi terbatas dipengaruhi oleh proporsi permukaan luar yang tidak tertutupi tumbuhan hijau (*exposed surface*) pada musim kemarau dan jumlah hari hujan dalam bulan yang bersangkutan (n). F.J. Mock mengklasifikasikan menjadi tiga daerah dengan masing-masing nilai singkapan lahan (*exposed surface*) sebagai berikut: jika nilai (m) adalah 0% maka diklasifikasikan daerah hutan lebat, 10% sampai dengan 40% merupakan daerah tererosi, dan 30 sampai 50% termasuk di daerah ladang pertanian (Suyono, 89 dalam Baskoro, 2004).

Menurut Mock besarnya evapotranspirasi terbatas (dalam satuan mm per bulan) dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$Et = Et_{ob} - E \quad (10)$$

$$E = Et_{ob} \times \frac{E}{Et_{ob}} \quad (11)$$

$$\frac{E}{Et_{ob}} = \left(\frac{m}{20} \right) (18 - n) \quad (12)$$

dengan: E adalah evaporasi (mm/bulan).

Metode mock sudah pernah diteliti untuk daerah-daerah lain, salah satunya DPS Banjarn. Menurut Suroso (2006), ketelitian Model hasil kalibrasi tahun 2003 dan verikasi tahun 2004 mempunyai hasil rata-rata nilai koefisien korelasi berkisar antara 0.7 sampai dengan 0.8. Sedangkan nilai rata-rata untuk kesalahan relatifnya adalah 44%. Dari nilai tersebut didapatlah nilai prediksi untuk menentukan ketersediaan air pada tahun 2005 dengan menggunakan Metode Mock.

2.1.5. Water Surplus

Water surplus didefinisikan sebagai air hujan yang telah mengalami evapotranspirasi terbatas dan dinyatakan dalam satuan mm per bulan. Adapun persamaan dari *water surplus* adalah:

$$WS = P - Et \quad (13)$$

dengan P adalah presipitasi, dinyatakan dalam satuan mm

2.1.6. Limpasan Total

Air hujan yang telah mengalami evapotranspirasi dan disimpan dalam tanah lembab selanjutnya melimpas di permukaan (*surface run off*) dan mengalami perkolasi.

Menurut Mock besarnya infiltrasi (dalam satuan mm per bulan) adalah :

$$i = WS \times if \quad (14)$$

dengan *if* adalah koefisien infiltrasi

Koefisien infiltrasi ditentukan oleh kondisi permukaan tanah, struktur tanah, vegetasi, suhu tanah dan lain-lain.

Infiltrasi akan terus terjadi sampai mencapai zona tampungan air tanah (*groundwater storage*, disingkat GS) sehingga *groundwater storage* akan dipengaruhi oleh:

- Konstanta resesi aliran bulanan (*K*) adalah proporsi dari air tanah bulan lalu yang masih ada bulan sekarang yang harganya diasumsikan < 1 . Pada bulan hujan harga *K* cenderung lebih besar .
- Groundwater storage* bulan sebelumnya (*GSom*) dengan nilai yang diasumsikan sebagai konstanta awal dalam satuan mm per bulan.

Dari faktor-faktor di atas, Mock merumuskan sebagai berikut:

$$\Delta GS = GS_n - GS_{om} \quad (15)$$

$$GS_n = \{ 0.5 \times (1 + K) \times i \} + \{ K \times GS_{om} \} \quad (16)$$

dengan GS_n adalah *Groundwater storage* bulan yang ditinjau (mm/bulan). ΔGS adalah perubahan *groundwater storage* (mm/bulan).

Perubahan *groundwater storage* ini penting bagi terbentuknya aliran dasar sungai (*base flow*) yang dinyatakan dalam satuan mm per bulan. Hubungan antara keduanya dinyatakan dengan bentuk persamaan berikut:

$$BF = i - \Delta GS \quad (17)$$

Selain *base flow*, komponen debit yang lain adalah *direct run off* (limpasan langsung) atau *surface run off* (limpasan permukaan) yang berasal dari *water surplus* yang telah mengalami infiltrasi dan dinyatakan dalam satuan mm per bulan dengan bentuk persamaan berikut:

$$DRO = WS - i \quad (18)$$

Dengan demikian total *run off* (dinyatakan dalam satuan mm per bulan) adalah:

$$TRO = BF + DRO \quad (19)$$

Jika TRO ini dikalikan dengan luas daerah tangkapan air (*catchment area*) dalam satuan km^2 , maka didapatkan besaran debit aliran dengan satuan m^3 per detik.

$$TRO \times A = Q \quad (20)$$

2.2. Program Borland Delphi 7

Menurut Inge (2004) program Borland Delphi merupakan suatu bahasa pemrograman yang memberikan berbagai fasilitas pembuatan aplikasi visual. Keunggulan bahasa pemrograman ini terletak pada produktivitas, kualitas, pengembangan perangkat lunak, kecepatan kompilasi, pola desain yang menarik serta diperkuat dengan pemrograman yang terstruktur.

Keunggulan lain dari Delphi adalah dapat digunakan untuk merancang program aplikasi yang memiliki tampilan seperti program aplikasi lain yang berbasis Windows. Khusus untuk pemrograman data base, Borland Delphi menyediakan fasilitas objek yang kuat dan lengkap yang memudahkan programmer dalam membuat program. Bahasa pemrograman yang digunakan Delphi adalah bahasa pemrograman dengan struktur bahasa pemrograman object Pascal.