

HIDROLOGI

UNTUK PENGAIRAN

editor:

**Ir. Suyono Sosrodarsono
Kensaku Takeda**



HIDROLOGI

UNTUK PENGAIRAN

EDITOR:

Ir. SUYONO SOSRODARSONO

KENSAKU TAKEDA

*Former Director, Planning Department,
Tokai Regional Office, Ministry of
Agriculture and Forestry*

Cetakan Kesembilan



PT PRADNYA PARAMITA
JAKARTA

Hidrologi: untuk pengairan/disusun oleh Kiyotoka Mori
/et al./; diterjemahkan oleh L. Taulu /; editor,
Suyono Sosrodarsono, Kensaku Takeda. — Cet. 9 —
Jakarta : Paradnya Paramita, 2003
viii; 226 hlm.: 26 cm.

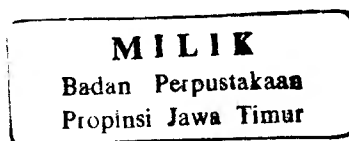
Judul asli : Manual on Hydrology.

Diterbitkan atas persetujuan dari Association for International
Technical Promotion, Tokyo, Jepang.

ISBN 979-408-108-6.

- I. 1. Hidrologi. I. Judul.
- II. Mori, Kiyotoka III. Sosrodarsono, Suyono IV. Takeda, Kensaku
- V. Taulu L. VI. Association for International Technical Promotion

551.48



279 812 /BPP /P /23

PROYEK. T.A. 2003

HIDROLOGI UNTUK PENGAIRAN

Judul Asli : Manual on Hydrology
Oleh : Kiyotoka Mori, dkk.
Editor : Ir. Suyono Sosrodarsono
Kensaku Takeda

© Hak Cipta dilindungi oleh undang-undang

Diterbitkan oleh : PT Pradnya Paramita
Jalan Bunga 8 - 8A
Jakarta 13140

Cetakan Kesembilan : 2003

Dicetak oleh : PT Abadi

KATA PENGANTAR

Buku ini adalah terjemahan dari naskah *Manual on Hydrology*, yang disusun oleh Kiyotoka Mori, Hideo Ishii, Akira Somatani dan Akira Hatakeyama.

Penyusunan, penterjemahan dan penerbitan buku ini telah diusahakan oleh Association for International Technical Promotion dari Jepang, yakni suatu Yayasan yang mempunyai program kerja untuk menerbitkan buku-buku dalam bidang teknik yang dapat bermanfaat seluas mungkin.

Penyusun-penyusun buku ini, adalah ahli-ahli dalam bidang Hidrologi yang mempunyai pengalaman di daerah tropis, termasuk Indonesia. Oleh karenanya, dalam buku ini sejauh mungkin telah digunakan data-data atau koefisien-koefisien yang telah diterapkan dalam pekerjaan-pekerjaan Pengembangan Sumber-sumber Air di Indonesia.

Di samping itu, sesuai dengan tujuannya, buku ini memuat pengertian-pengertian dan petunjuk-petunjuk yang praktis dan sederhana yang dapat membantu para perencana dalam bidang teknik pengairan.

Buku ini telah diterjemahkan oleh Saudara Ir. L. Taulu, Dipl. H. (Delft) dari Direktorat Penyelidikan Masalah Air, Direktorat Jenderal Pengairan. Dalam pekerjaan penterjemahan ini telah dialami berbagai kesulitan-kesulitan dan oleh karenanya diakui bahwa buku ini masih jauh dari sempurna. Berhubung dengan itu, maka dari para pembaca sangat diharapkan untuk mengirimkan tanggapan serta saran-saran perbaikan agar buku ini akan lebih bermanfaat.

Kepada Association for International Technical Promotion patut kiranya kita semua memberikan penghargaan yang setinggi-tingginya atas sumbangan yang sangat besar dalam usahanya untuk memajukan ilmu Hidrologi ini di Indonesia. Juga kepada penterjemah kami ingin mengucapkan terima kasih atas jerih payahnya.

Semoga buku ini akan bermanfaat dan dapat digunakan seluas mungkin.

Jakarta, 31 Agustus 1976



IR. SUYONO SOSRODARSONO
Direktur Jenderal Pengairan
Departemen Pekerjaan Umum &
Tenaga Listrik.

ISI BUKU

BAB 1. SIRKULASI AIR (SIKLUS HIDROLOGI)

1.1	SIRKULASI AIR DI BUMI.....	1
1.2	Sirkulasi Air, Siklus Hidrologi Dan Neraca Air (<i>Water Balance</i>).....	2
1.3	Sifat-Sifat Air	4

BAB 2. METEOROLOGI

2.1	ELEMEN-ELEMEN METEOROLOGI DAN PENGAMATANNYA.....	7
2.1.1	Presipitasi	7
2.1.2	Evaporasi (Penguapan)	11
2.1.3	Suhu Dan Kelembaban.....	13
2.1.4	Faktor-faktor Meteorologi Yang Lain	16
2.2	CUACA DAN PERTANIAN	20
2.2.1	Cuaca Dan Hasil Pertanian	20
2.2.2	Cuaca Dan Rancangan Irigasi (<i>Irrigation Plan</i>)	20
2.2.3	Curah Hujan Jangka Waktu Yang Pendek Sebagai Dasar Rancangan Pengendalian Banjir Dan Drainasi	25
2.3	TABEL KONVERSI FAKTOR-FAKTOR CUACA	26
2.3.1	S u h u	26
2.3.2	Kecepatan Angin	26
2.3.3	Tekanan Atmosfir	26
2.3.4	Curah Hujan	26

BAB 3. CURAH HUJAN

3.1	DISTRIBUSI CURAH HUJAN	27
3.1.1	Distribusi Curah Hujan Wilayah/Daerah (<i>Regional Distribution</i>)	27
3.1.2	Distribusi Curah Hujan Dalam Suatu Jangka Waktu	31
3.2	CURAH HUJAN DAN PERIODA ULANGNYA	39
3.2.1	Frekwensi Curah Hujan	39
3.2.2	Distribusi Curah Hujan Dan Perioda Ulang (<i>Return Period</i>)	39
3.2.3	Cara Memperkirakan Kemungkinan Curah Hujan	41
3.3	PENGOLAHAN DATA CURAH HUJAN	50
3.3.1	Cara Merubah Curah Hujan Menjadi Intensitas Curah Hujan	50
3.3.2	Curah Hujan Rata-Rata Dan Daerah Yang Bersangkutan	51
3.3.3	Kurva Massa (<i>Mass Curve</i>)	51
3.3.4	Kurva Dalam-Daerah (<i>Depth—Area Curve</i>)	51
3.3.5	Kurva Massa Ganda (<i>Double Mass Curve</i>)	52
3.3.6	Data Curah Hujan Yang Abnormal Dan Pemeriksaannya	53

BAB 4. EVAPORASI (PENGUAPAN) DAN EVAPOTRANSPIRASI

4.1	FAKTOR-FAKTOR YANG MEMPENGARUHI EVAPORASI DAN EVAPOTRANSPIRASI	57
4.2	PERHITUNGAN BESARNYA EVAPORASI	57
4.3	PENGUKURAN BANYAKNYA EVAPORASI DENGAN PANCI EVAPORASI (<i>EVAPORATION PAN</i>).....	58
4.4	EVAPOTRANSPIRASI	59
4.5	RUMUS PERHITUNGAN BANYAKNYA EVAPOTRANSPIRASI	61
4.6	PENGUKURAN EVAPOTRANSPIRASI DENGAN LYSIMETER	68
4.7	PERKIRAAN BANYAKNYA EVAPOTRANSPIRASI DENGAN MENGGUNAKAN DATA EVAPORASI DARI PANCI EVAPORASI	70

BAB 5. INFILTRASI

5.1	PERMEABILITAS TANAH	71
5.1.1	Keadaan Kelembaban Tanah Dan Cara Penentuannya	71
5.1.2	Udara Dalam Tanah	73
5.1.3	Pergerakan Air Dalam Tanah	73
5.2	FAKTOR-FAKTOR YANG MEMPENGARUHI INFILTRASI	77
5.2.1	Infiltrasi	77
5.2.2	Faktor-faktor Yang Mempengaruhi Infiltrasi	77
5.2.3	Variasi Tahunan Dan Variasi Musiman Dari Kapasitas Infiltrasi.....	79
5.3	KAPASITAS INFILTARSI DAN LIMPASAN PERMUKAAN (SURFACE RUNOFF)	80
5.3.1	Cara Terjadinya Limpasan Permukaan	80
5.3.2	Pemanfaatan Kurva Infiltrasi	82
5.4	PENENTUAN KAPASITAS INFILTRASI	82
5.4.1	Cara Untuk Menentukan Kapasitas Infiltrasi	82
5.4.2	Penentuan Kurva F Dalam Suatu Daerah Aliran Yang Kecil	84
5.4.3	Cara Penentuan Kapasitas Infiltrasi Dalam Daerah Pengaliran Yang Besar..	87

BAB 6. AIR TANAH

6.1	PENGETAHUAN DASAR	93
6.1.1	Keadaan Air Tanah	93
6.1.2	Pergerakan Air Tanah	94
6.2	KONDISI AIR TANAH	98
6.2.1	Air Tanah Dataran Alluvial.....	98
6.2.2	Air Tanah Di Dalam Kipas Detrital (Gambar 6-11)	100
6.2.3	Air Tanah Di Dalam Terras Diluvial (Gambar 6-13)	101
6.2.4	Air Tanah Di Kaki Gunung Api	101
6.2.5	Air Tanah Di Zone Retakan	102
6.3	CARA PENDUGAAN (<i>SOUNDING METHOD</i>)	103
6.3.1	Pendugaan Listrik	103
6.3.2	Prospeksi Seismis	106
6.4	SURVEY PENGGAJIAN	109
6.4.1	Karakteristik Pemboran Uji.....	109
6.4.2	Karakteristik Survey Pemboran Sumur	110
6.5	UJI AKUIFER	113

6.5.1	Rumus Tidak Keseimbangan (<i>Non Equilibrium Formula</i>)	113
6.5.2	Rumus Untuk Perhitungan Air Tanah Dalam Keadaan Seimbang	122
6.6	BESARNYA AIR YANG KELUAR	123
6.6.1	Besarnya Air Yang Keluar Dalam Sumur	123
6.6.2	Banyaknya Air Yang Keluar Dari Serambi Infiltrasi	126
6.6.3	Jari-Jari Lingkaran Pengaruh	128
6.6.4	Uji Surut Muka Air Bertahap (<i>Step Draw—Down Test</i>)	129
6.7	KERUGIAN-KERUGIAN YANG DIAKIBATKAN OLEH PEMANFAATAN AIR TANAH	130
6.7.1	Penurunan Tanah	131
6.7.2	Penerobosan Air Asin Ke Dalam Air Tanah	131
6.8	PENGAWETAN (KONSERVASI) AIR TANAH DI DAERAH PERTANIAN	132
6.8.1	Cara Pengawetan Air Tanah	132
6.8.2	Pemanfaatan Air Tanah Untuk Pertanian Ditinjau Dari Sudut Pengawetan Air Tanah	132
6.8.3	Teknik Pengawetan Air Tanah	132

BAB 7. LIMPASAN (RUNOFF)

7.1	FAKTOR-FAKTOR YANG MEMPENGARUHI LIMPASAN	135
7.1.1	Elemen-Elemen Meteorologi	135
7.1.2	Elemen Daerah Pengaliran	136
7.2	ANALISA LIMPASAN CURAH HUJAN	137
7.2.1	Hidrograf Dan Komponen-komponennya	137
7.2.2	Kurva Depresi Air Tanah	138
7.2.3	Kenaikan Permukaan Air Dan Klasifikasinya	139
7.2.4	Penguraian Hidrograf	141
7.3	PERKIRAAN DEBIT BANJIR	142
7.3.1	Rumus Empiris	143
7.3.2	Rumus Rasional	144
7.3.3	Cara Statistik Dan Cara Kemungkinan	149
7.3.4	Hidrograf Satuan Dan Grafik Distribusi	151

BAB 8. SUNGAI

8.1	KARAKTERISTIK SUNGAI	169
8.1.1	Daerah Pengaliran	169
8.1.2	Corak Dan Karakteristik Daerah Pengaliran	169
8.1.3	Koefisien Yang Memperlihatkan Corak Daerah Pengaliran	170
8.1.4	Gradien Memanjang Sungai Dan Corak (Bentuk) Penampang Melintang	171
8.2	PERMUKAAN AIR SUNGAI DAN DEBIT	171
8.2.1	Pengamatan Permukaan Air Sungai	171
8.2.2	Tempat Pemasangan/Pembangunan Alat Ukur Permukaan Air Sungai	171
8.2.3	Jenis-jenis Alat Ukur Permukaan Air Sungai	172
8.2.4	Pengukuran Debit	178
8.2.5	Kurva Permukaan Air-debit (Kurva Debit = Lengkung Debit)	186
8.2.6	Pengukuran Aliran Dengan Bendung	197
8.2.7	Terminologi Permukaan Air Sungai Dan Debit	204

8.3	BANJIR	204
8.3.1	Perkiraan Banjir	204
8.3.2	Gelombang Banjir	204
8.3.3	Penyelidikan Perjalanan Banjir (<i>Flood Tracing</i>)	205
8.3.4	Pengendalian Banjir	208
8.4	PENGARUH AIR YANG MENGALIR	211
8.4.1	Karakteristik Pasir Dan Kerikil Pada Dasar Sungai	211
8.4.2	Gaya Seret (<i>Tractive Force</i>)	212
8.4.3	Angka Tak Berdimensi Shield	213

BAB 9. PERANCANGAN IRIGASI DAN HIDROLOGI

9.1	Kadar Kelembaban (Air Tanah) Optimum	215
9.1.1	Kadar Kelembaban Optimum	215
9.1.2	Pengaturan Kadar Air Optimum Dengan Irigasi	215
9.1.3	Pengendalian Air Lebih Dengan Drainasi	216
9.2	PERANCANGAN IRIGASI DAN HIDROLOGI	216
9.3	PENYUSUNAN RANCANGAN IRIGASI	217
9.3.1	Survey Mengenai Kondisi Sekarang	217
9.3.2	Rancangan Irigasi Untuk Padi	224
9.3.3	Rancangan Sumber Air Dan Penyaluran Air	226

BAB 1. SIRKULASI AIR (Siklus Hidrologi)

1.1 Sirkulasi air di bumi

Di bumi terdapat kira-kira sejumlah 1,3–1,4 milyar km^3 air: 97,5% adalah air laut, 1,75% berbentuk es dan 0,73% berada di daratan sebagai air sungai, air danau, air tanah dan sebagainya. Hanya 0,001% berbentuk uap di udara. Air di bumi ini mengulangi terus menerus sirkulasi → penguapan, presipitasi dan pengaliran keluar (*outflow*). Air menguap ke udara dari permukaan tanah dan laut, berubah menjadi awan sesudah melalui beberapa proses dan kemudian jatuh sebagai hujan atau salju ke permukaan laut atau daratan. Sebelum tiba ke permukaan bumi sebagian langsung menguap ke udara dan sebagian tiba ke permukaan bumi. Tidak semua bagian hujan yang jatuh ke permukaan bumi mencapai permukaan tanah. Sebagian akan tertahan oleh tumbuh-tumbuhan di mana sebagian akan menguap dan sebagian lagi akan jatuh atau mengalir melalui dahan-dahan ke permukaan tanah.

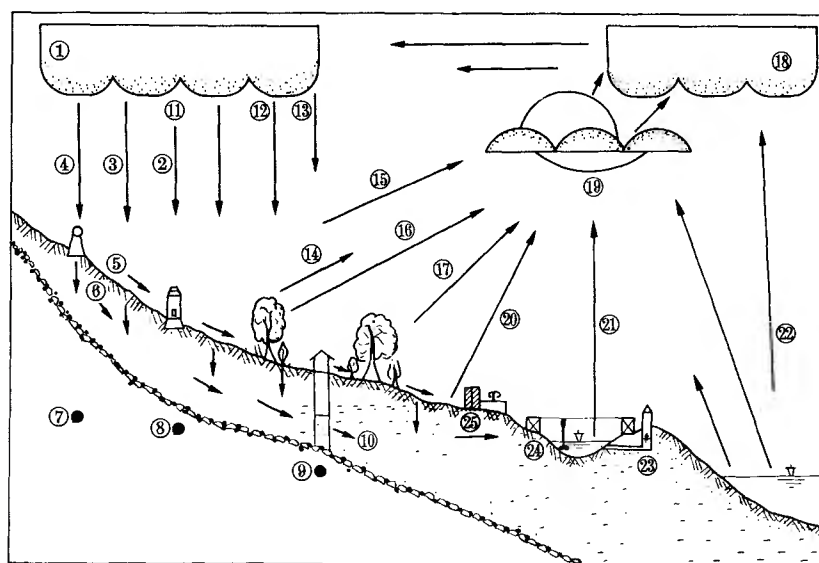
Sebagian air hujan yang tiba ke permukaan tanah akan masuk ke dalam tanah (*infiltrasi*). Bagian lain yang merupakan kelebihan akan mengisi lekuk-lekuk permukaan tanah, kemudian mengalir ke daerah-daerah yang rendah, masuk ke sungai-sungai dan akhirnya ke laut. Tidak semua butir air yang mengalir akan tiba ke laut. Dalam perjalanan ke laut sebagian akan menguap dan kembali ke udara. Sebagian air yang masuk ke dalam tanah keluar kembali segera ke sungai-sungai (disebut aliran intra = *interflow*). Tetapi sebagian besar akan tersimpan sebagai air tanah (*groundwater*) yang akan keluar sedikit demi sedikit dalam jangka waktu yang lama ke permukaan tanah di daerah-daerah yang rendah (disebut *groundwater runoff* = limpasan air tanah).

Jadi sungai itu mengumpulkan 3 jenis limpasan, yakni limpasan permukaan (*surface runoff*), aliran intra (*interflow*) dan limpasan air tanah (*groundwater runoff*) yang akhirnya akan mengalir ke laut. Singkatnya ialah: uap dari laut dihembus ke atas daratan (kecuali bagian yang telah jatuh sebagai presipitasi ke laut), jatuh ke daratan sebagai presipitasi (sebagian jatuh langsung ke sungai-sungai dan mengalir langsung ke laut). Sebagian dari hujan atau salju yang jatuh di daratan menguap dan meningkatkan kadar uap di atas daratan. Bagian yang lain mengalir ke sungai dan akhirnya ke laut.

Seperti telah dikemukakan di atas, sirkulasi yang kontinu antara air laut dan air daratan berlangsung terus. Sirkulasi air ini disebut siklus hidrologi (*hydrological cycle*). Lihat Gbr. 1-1.

Tetapi sirkulasi air ini tidak merata, karena kita melihat perbedaan besar presipitasi dari tahun ke tahun, dari musim ke musim yang berikut dan juga dari wilayah ke wilayah yang lain. Sirkulasi air ini dipengaruhi oleh kondisi meteorologi (suhu, tekanan atmosfer, angin dan lain-lain) dan kondisi topografi; kondisi meteorologi adalah faktor-faktor yang menentukan.

Air permukaan tanah dan air tanah yang dibutuhkan untuk kehidupan dan produksi adalah air yang terdapat dalam proses sirkulasi ini. Jadi jika sirkulasi ini tidak merata (hal mana memang terjadi demikian), maka akan terjadi bermacam-macam kesulitan. Jika terjadi sirkulasi yang lebih, seperti banjir, maka harus diadakan pengendalian banjir.



Gbr. 1-1 Siklus Hidrologi.

- | | | |
|-----------------------------|-------------------------------------|---|
| ① Awan dan uap air di udara | ⑪ Presipitasi | ⑳ Evaporasi dari tanah |
| ② Hujan | ⑫ Salju yang mencair | ㉑ Evaporasi dari sungai-sungai dan danau-danau. |
| ③ Hujan es | ⑬ Lain-lain | ㉒ Evaporasi dari laut. |
| ④ Salju | ⑭ Intersepsi | ㉓ Pengamatan debit |
| ⑤ Limpasan permukaan | ⑮ Evaporasi hujan yang sedang jatuh | ㉔ Pengamatan kualitas air |
| ⑥ Perkulasi | ⑯ Evapotranspirasi | ㉕ Pengamatan evaporasi |
| ⑦ Alat ukur salju | ⑰ Transpirasi | |
| ⑧ Alat ukur hujan | ⑱ Awan dan uap air | |
| ⑨ Sumur pengamatan | ⑲ Evaporasi | |
| ⑩ Air tanah | | |

Jika terjadi sirkulasi yang kurang, maka kekurangan air ini harus ditambah dalam suatu usaha pemanfaatan air.

Berdasarkan hal-hal tersebut di atas, maka berkembanglah ilmu Hidrologi, yakni ilmu yang mempelajari sirkulasi air itu. Jadi dapat dikatakan, Hidrologi adalah ilmu untuk mempelajari:-

- ① presipitasi (*precipitation*)
- ② evaporasi dan transpirasi (*evaporation*)
- ③ aliran permukaan (*surface stream flow*) dan
- ④ air tanah (*ground water*)

1.2 Sirkulasi air/Siklus Hidrologi dan Neraca air (water balance)

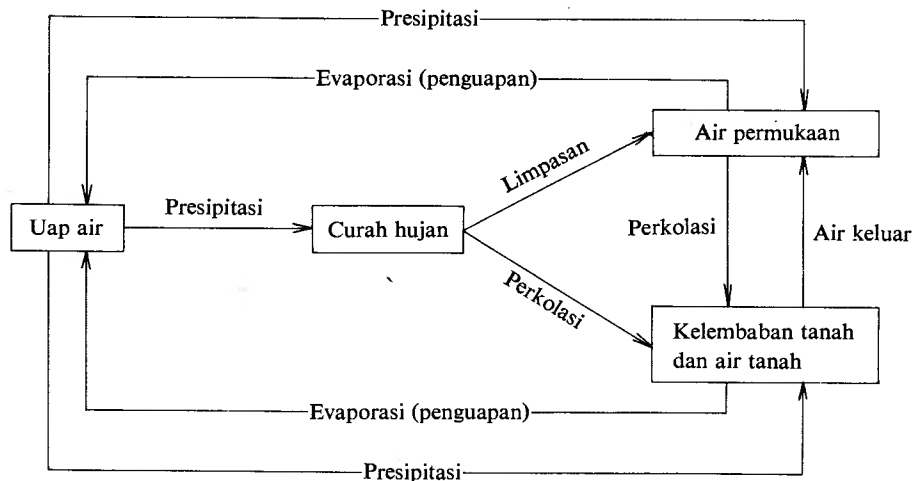
Sirkulasi air telah dikemukakan dalam sub bab 1.1. Hubungan-hubungannya secara singkat telah dilukis pada Gbr. 1-2. Dalam proses sirkulasi air, penjelasan mengenai hubungan antara aliran ke dalam (*inflow*) dan aliran keluar (*outflow*) di suatu daerah untuk suatu periode tertentu disebut neraca air (*water balance*).

Umumnya terdapat hubungan keseimbangan sebagai berikut:

$$P = D + E + G + M \dots\dots\dots(1.1)$$

dimana:

P: presipitasi



Gbr. 1-2 Sirkulasi air.

D: debit

E: evapotranspirasi

G: penambahan (*supply*) air tanah

M: penambahan kadar kelembaban tanah (*moisture content*).

Dalam hal-hal tertentu, beberapa buah suku dalam persamaan 1.1 dapat diabaikan, yang tergantung dari periode perhitungan neraca air atau sifat-sifat dari daerah itu. Jika periode perhitungan neraca air diambil 1 tahun dan daerah yang dipelajari itu luas, maka mengingat variasi meteorologi itu berulang dalam siklus 1 tahun, kadar kebasahan tanah itu juga berulang dalam siklus 1 tahun. Harga *M* dalam persamaan (1.1) akan menjadi nol dan persamaan menjadi:

$$P = D + E + G \quad \dots\dots\dots(1.2)$$

Jika semua supply air tanah itu telah keluar ke permukaan di sebelah atas tempat pengukuran dan mengalir ke bawah, maka persamaan neraca air tahunan menjadi:

$$P = D + E \quad \dots\dots\dots(1.3)$$

Jika perhitungan neraca air itu diadakan pada suatu daerah tertentu yang terbatas, maka aliran ke dalam (*inflow*) dan aliran keluar (*outflow*) dari *D* dan *G* kira-kira akan berbeda. Persamaan (1.1) menjadi:

$$P = (D_2 - D_1) + E + (G_2 - G_1) + H.P_a + M \quad \dots\dots\dots(1.4)$$

dimana:

*D*₁: Air permukaan dari bagian hulu yang mengalir ke dalam daerah yang ditinjau.

*D*₂: Air permukaan yang mengalir keluar dari daerah yang ditinjau ke bagian hilir.

*G*₁: Air tanah yang mengalir dari bagian hulu ke dalam daerah yang ditinjau.

*G*₂: Air tanah yang mengalir keluar dari daerah yang ditinjau ke bagian hilir.

H: Perubahan/variasi muka air tanah rata-rata daerah yang ditinjau.

*P*_a: Laju menahan udara rata-rata (mean air holding rate) di bagian lapisan variasi air tanah.

Dalam persamaan ini, *P*, *D*₁, *D*₂ dan *H* dapat diukur, *G*₁ and *G*₂ dapat dihitung dengan menggunakan pengukuran variasi muka air tanah.

M dan P_a adalah harga-harga yang diperoleh dari profil tanah pada titik-titik tertentu yang dipilih di daerah pengaliran. Dalam perhitungan neraca air yang dipergunakan untuk irigasi, variasi kuantitatif berdasarkan faktor-faktor alamiah seperti presipitasi, pembekuan, evaporasi, transpirasi, aliran keluar (*outflow*) air permukaan tanah, air tanah dan lain-lain, beserta faktor-faktor buatan (*artificial factors*) seperti pengambilan air untuk irigasi, drainasi air kelebihan, jenis dan cara penanaman dan lain-lain harus diperinci dengan jelas.

1.3 Sifat-sifat air

Air berubah ke dalam tiga bentuk/sifat menurut waktu dan tempat, yakni air sebagai bahan padat, air sebagai cairan dan air sebagai uap seperti gas. Keadaan-keadaan ini kelihatannya adalah keadaan alamiah biasa karena selalu kelihatan demikian. Tetapi sebenarnya keadaan-keadaan/sifat-sifat ini adalah keadaan yang aneh di antara seluruh benda-benda. Tidak ada suatu benda yang berubah ke dalam tiga sifat dengan suhu dan tekanan yang terjadi dalam hidup kita sehari-hari.

Umumnya benda menjadi kecil jika suhu menjadi rendah. Tetapi air mempunyai volume yang minimum pada suhu 4°C. Lebih rendah dari 4°C, volume air itu menjadi agak besar. Pada pembekuan, volume es menjadi 1/11 kali lebih besar dari volume air semula.

Mengingat es mengambang di permukaan air (karena es lebih ringan dari air), maka keseimbangan antara air dan es dapat dipertahankan oleh pembekuan dan pencairan. Jika es lebih berat dari air, maka es itu akan tenggelam ke dasar laut atau danau dan makin lama makin menumpuk yang akhirnya akan menutupi seluruh dunia. Air itu mudah mengembang dan menyusut menurut perubahan suhu. Tetapi volume air hanya berkurang sangat kecil oleh tekanan dari luar. Volume air hanya berkurang 5/100.000 kali oleh tekanan 1 atmosfer.

Tabel 1-1 Tetapan-tetapan fisik dari air.

Kerapatan es (0°C)	0,9168 g/cm ³	Suhu kritis	374,1°C	
Panas pencairan	79,7 cal/g	Tekanan kritis	218,4 Tekanan Barometris	
	0°C	20°C	50°C	100°C
Berat jenis (g/cm ³)	0,99987	0,99823	0,9981	0,9584
Panas jenis (cal/g·°C)	1,0074	0,9988	0,9985	1,0069
Panas evaporasi (cal/g)	597,3	586,0	569,0	539,0
Konduktivitas panas (cal/cm·sec·°C)	1,39 × 10 ⁻³	1,40 × 10 ⁻³	1,52 × 10 ⁻³	1,63 × 10 ⁻³
Tegangan permukaan (dyne/cm)	75,64	72,75	67,91	58,80
Laju viskositas (10 ⁻⁴ g/cm·sec)	178,34	100,9	54,9	28,4
Tetapan dielektrik (cgse)	87,825	80,08	69,725	55,355

Air mempunyai kapasitas menahan panas (*heat holding capacity*) yang sangat besar. Jika es menjadi air dan air menjadi uap, maka sangat banyak panas yang diserap. Hal ini disebut panas pencairan (= panas sebanyak 80 cal yang dibutuhkan untuk mencairkan 1 g es) dan panas penguapan (= panas sebanyak 540 cal yang dibutuhkan untuk menguapkan 1 g air pada suhu 100°C). Sifat-sifat ini mengurangi variasi suhu. Demikian pula, air dapat dengan mudah melarutkan banyak bahan. Akibatnya ialah bahwa air sungai itu mengandung komponen-komponen yang aneh dari daerah yang bersangkutan. Seringkali sungai itu memupuk daerah yang diairinya, tetapi kadang-kadang sungai merupakan sungai mati, karena mengandung bahan-bahan yang merusak (berbahaya).

Sifat kemampuan melarutkan ini juga digunakan untuk kebutuhan pertanian. Umpamanya, pemanfaatan serba guna irigasi sprinkler (irigasi siraman), bukan hanya untuk menyiram air tetapi juga untuk menyebar bahan-bahan kimia pertanian, pupuk dan lain-lain. Sifat fisik air dapat dilihat dalam Tabel 1-1.

BAB 2. METEOROLOGI (Meteorology)

2.1 Elemen-elemen meteorologi dan pengamatannya

2.1.1 Presipitasi

(1) Jumlah presipitasi

Presipitasi adalah nama umum dari uap yang mengkondensasi dan jatuh ke tanah dalam rangkaian proses siklus hidrologi seperti yang dikemukakan dalam bab 1. Jumlah presipitasi selalu dinyatakan dengan dalamnya presipitasi (mm).

Salju, hujan es dan lain-lain juga dinyatakan dengan dalamnya (seperti hujan) sesudah dicairkan. Pertanian dapat diadakan di daerah-daerah yang mendapat presipitasi tahunan lebih dari 450 mm. Jika presipitasi kurang dari 300 mm, maka pertanian hanya mungkin diadakan di bagian-bagian daerah yang dapat dibantu dengan air sungai.

(2) Intensitas curah hujan

Derajat curah hujan biasanya dinyatakan oleh jumlah curah hujan dalam suatu satuan waktu dan disebut intensitas curah hujan. Biasanya satuan yang digunakan adalah mm/jam. Jadi intensitas curah hujan berarti jumlah presipitasi/curah hujan dalam waktu relatif singkat (biasanya dalam waktu 2 jam). Intensitas curah hujan ini dapat diperoleh/dibaca dari kemiringan kurva (tangens kurva) yang dicatat oleh alat ukur curah hujan otomatis.

Intensitas curah hujan dapat dilihat dalam Tabel 2-1 dan sifat curah hujan dalam Tabel 2-2.

Seperti diperlihatkan dalam Tabel 2-2, curah hujan tidak bertambah sebanding dengan waktu. Jika waktu itu ditentukan lebih lama, maka penambahan curah hujan itu adalah lebih kecil dibandingkan dengan penambahan waktu, karena kadang-kadang curah hujan itu berkurang ataupun berhenti.

Tabel 2-1 Derajat curah hujan dan intensitas curah hujan.

Derajat hujan	Intensitas curah hujan (mm/min)	Kondisi
Hujan sangat lemah	< 0,02	Tanah agak basah atau dibasahi sedikit.
Hujan lemah	0,02–0,05	Tanah menjadi basah semuanya, tetapi sulit membuat puddel.
Hujan normal	0,05–0,25	Dapat dibuat puddel dan bunyi curah hujan kedengaran.
Hujan deras	0,25–1	Air tergenang di seluruh permukaan tanah dan bunyi keras hujan kedengaran dari genangan.
Hujan sangat deras	> 1	Hujan seperti ditumpahkan, saluran dan drainasi meluap.

Tabel 2-2 Keadaan curah hujan dan intensitas curah hujan.

Keadaan curah hujan	Intensitas curah hujan (mm)	
	1 jam	24 jam
Hujan sangat ringan	< 1	< 5
Hujan ringan	1-5	5-20
Hujan normal	5-20	20-50
Hujan lebat	10-20	50-100
Hujan sangat lebat	> 20	> 100

(3) Ukuran butir hujan dan kecepatan jatuhnya

Ukuran butir-butir hujan adalah berjenis-jenis. Nama dari butir hujan tergantung dari ukurannya.

Dalam meteorologi, butir hujan dengan diameter lebih dari 0,5 mm disebut hujan dan diameter antara 0,50 – 0,1 mm disebut gerimis (*drizzle*).

Makin besar ukuran butir hujan itu, makin besar kecepatan jatuhnya. Kecepatan yang maksimum adalah kira-kira 9,2 m/det. Tabel 2-3 menunjukkan intensitas curah hujan, ukuran-ukuran butir hujan, massa dan kecepatan jatuh butir hujan.

Tabel 2-3 Ukuran, massa dan kecepatan jatuh butir hujan.

Jenis	Diameter	Massa (mg)	Kecepatan jatuh (m/sec)
	bola (mm)		
Hujan gerimis	0,15	0,0024	0,5
Hujan halus	0,5	0,065	2,1
Hujan normal {lemah	1	0,52	4,0
	deras 2	4,2	6,5
Hujan sangat deras	3	14	8,1

(4) Hubungan antara topografi dan hujan

Umumnya curah hujan di daerah pegunungan adalah lebih dari di dataran. Hubungan antara ketinggian (elevasi) dan curah hujan dinyatakan oleh persamaan:

$$R = a + b \cdot h \quad \dots \dots \dots (2.1)$$

R : curah hujan (mm)

h : ketinggian (m)

Mengenai hubungan antara arah angin dan curah hujan dapat dikemukakan bahwa arah angin yang menyebabkan hujan biasanya tetap di tiap wilayah. Umumnya, hujan kebanyakan jatuh di bagian lereng yang menghadap arah angin dan sebagian kecil jatuh di lereng belakang.

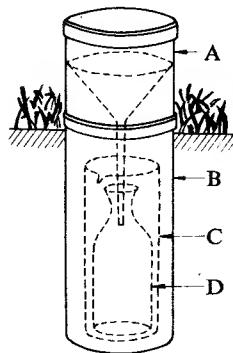
(5) Pengamatan curah hujan

Pengamatan curah hujan dilakukan oleh alat ukur curah hujan. Ada 2 jenis alat yang digunakan untuk pengamatan, yakni jenis biasa dan jenis otomatis.

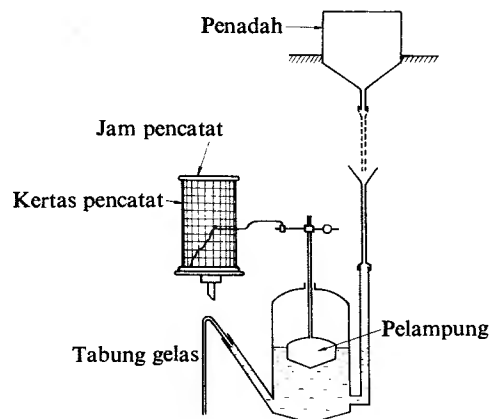
Alat ukur biasa itu ditempatkan di tempat yang terbuka yang tidak dipengaruhi oleh pohon-pohon dan gedung-gedung. Bagian atas alat itu dipasang 20 cm lebih tinggi dari permukaan tanah yang sekelilingnya ditanami rumput. Lihat Gbr. 2-1. Ketelitian pembacaan adalah sampai 1/10 mm. Pembacaan harus diadakan 1 kali sehari, biasanya jam 09.00 dan hasil pembacaan ini dicatat sebagai curah hujan hari terdahulu (kemarin).

MILIK

Badan Perpustakaan
Propinsi Jawa Timur



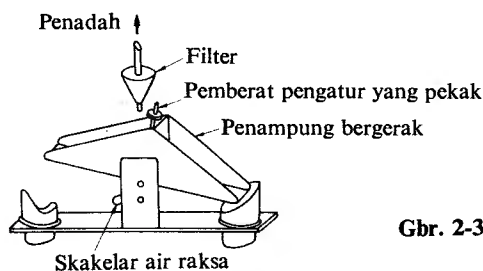
Gbr. 2-1 Alat ukur hujan.



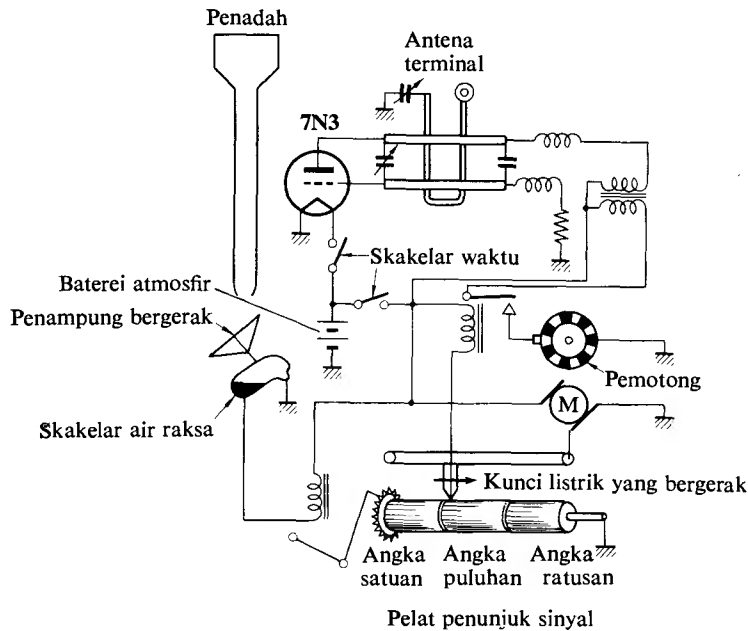
Gbr. 2-2 Alat ukur hujan otomatis jenis sifon.

Curah hujan kurang dari 0,1 mm harus dicatat 0,00 mm, yang harus dibedakan dengan keadaan yang tidak ada curah hujan yang dicatat dengan membubuhkan garis (—). Alat ukur hujan otomatis digunakan untuk pengamatan yang kontinu.

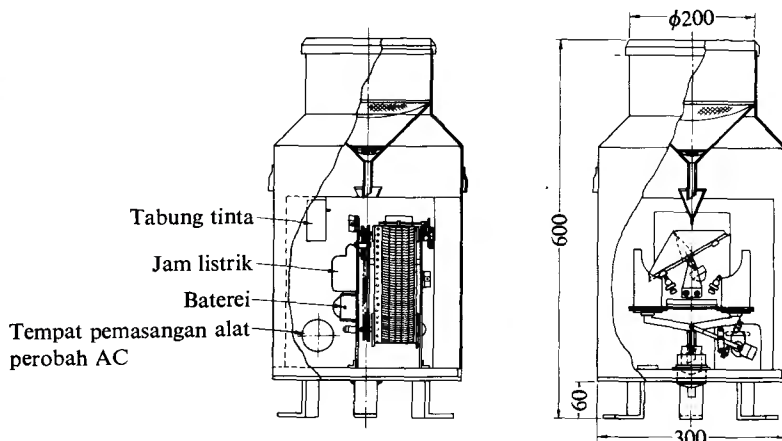
Ada 2 jenis alat ukur otomatis, yakni jenis sifon dan jenis penampung bergerak (*tilting bucket*). Gbr. 2-2 memperlihatkan alat ukur otomatis jenis sifon. Air hujan itu tertampung di dalam sebuah silinder di mana terdapat sebuah pelampung yang dapat diangkat oleh air hujan yang masuk itu. Curah hujan itu dapat dicatat pada suatu sistem pencatatan dengan sebuah pena pencatat yang digerakkan oleh pelampung itu. Lebar kertas pencatat itu adalah sesuai dengan curah hujan 20 mm. Jika pena pencatat itu mencapai batas atas 20 mm (berarti pelampung dalam silinder itu naik 20 mm), maka air hujan di dalam silinder itu akan terbuang melalui sifon pada silinder dan pena akan turun ke batas bawah, yakni titik 0 mm dari kertas pencatat karena pelampung turun. Gbr. 2-3 menunjukkan konstruksi alat ukur hujan otomatis jenis penampung bergerak (*tilting bucket*). Penampung terdiri dari 2 bagian yang sama, yang dapat bergerak/berputar pada sumbu horizontal yang terpasang di tengah-tengah. Air hujan yang masuk ditampung oleh penampung yang satu. Jika air hujan di dalam penampung itu mencapai jumlah tertentu, maka penampung itu bergerak sehingga air hujan berikutnya ditampung oleh penampung yang lain. Jika hujan berlangsung terus, maka penampung-penampung itu akan berganti-ganti menampung air hujan yang masuk. Pena pencatat yang dapat ditempatkan jauh dari alat pencatat ini dapat digerakkan oleh listrik melalui kabel setiap kali terjadi perputaran penampung. Alat jenis ini sering digunakan karena cocok untuk pencatatan yang jauh. Jenis ini juga digunakan sebagai alat ukur hujan tanpa kabel, (hanya menggunakan sinyal listrik (Gbr. 2-4) atau alat ukur hujan untuk jangka waktu yang lama (Gbr. 2-5), yang sering digunakan untuk pengamatan hujan di daerah pegunungan untuk peramalan banjir dan perencanaan pemanfaatan air yang lain.



Gbr. 2-3 Kerangka penampung bergerak.



Gbr. 2-4 Robot alat pengukur hujan tanpa kabel.



Gbr. 2-5 Alat ukur hujan otomatis jangka panjang.

Sekarang terdapat juga pengamatan curah hujan dengan menggunakan radar. Cara yang paling baik untuk memanfaatkan pengamatan curah hujan dengan radar secara efektif, adalah sebagai penyelidikan keadaan secara global seluruh daerah pada saat itu yang dikombinasikan dengan pengamatan dari jaringan alat-alat ukur hujan.

Untuk mendapatkan pengukuran curah hujan dengan alat ukur hujan sebaik mungkin, maka pemilihan tempat dan cara pemasangan alat ukur hujan itu adalah penting sekali. Hal-hal yang perlu diperhatikan untuk penentuan tempat adalah:

- ① Sedapat mungkin menghindarkan tempat di mana selalu terjadi angin kencang.
- ② Tempat-tempat di mana terjadi arus angin naik (*ascending air current*) harus dihindari.

Tanah-tanah tandus seperti plateau atau tepi pantai (*seashore*) di mana selalu terjadi angin kencang dan tempat-tempat di antara gedung-gedung yang dilalui angin,

tentu tidak cocok. Tempat-tempat di mana tiupan angin itu telah sangat berkurang oleh karena gedung-gedung dan pohon-pohon sekelilingnya adalah cocok untuk penempatan pencatat hujan. Tetapi jika terlalu dekat, maka sebaliknya pengamatan akan dihalangi oleh gedung-gedung atau pohon-pohon tersebut.

Meskipun belum diadakan penyelidikan mengenai jarak antara alat ukur dengan gedung-gedung atau pohon-pohon, standar yang telah ditetapkan oleh banyak negara-negara adalah sebagai berikut:

Umpamanya tinggi gedung atau pohon dari permukaan tanah adalah h dan jaraknya dari alat ukur hujan itu d maka:

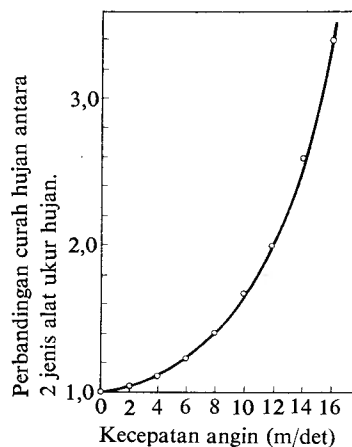
- ① standar $d > 2h$ ditetapkan oleh 14 negara.
- ② standar $d > h$ ditetapkan oleh 7 negara.

Banyak negara-negara ikut menetapkan standar ① atau ② ini. Tetapi WMO (World Meteorological Organisation) menyarankan $d > 4h$ sebagai standar.

Selanjutnya kesalahan dalam pengukuran dengan alat ukur hujan sebagian besar diakibatkan oleh angin.

Dr. Koschmieder telah menghitung perbandingan antara angka-angka yang diukur oleh alat ukur yang dipasang sama tinggi dengan permukaan tanah pada setiap kecepatan angin. Lihat grafik dalam Gbr. 2-6. Menurut gambar ini pengukuran alat ukur yang dipasang sama tinggi dengan permukaan tanah menunjukkan kira-kira harga yang benar. Harga-harga yang diukur oleh alat ukur yang dipasang pada ketinggian 1 m atau lebih harus dikalikan dengan 1,50 jika kecepatan angin 9 m/detik, dikalikan dengan 2 jika kecepatan angin 12 m/detik dan dikalikan dengan 3 jika kecepatan angin 15 m/detik.

Gbr. 2-6 Perbandingan curah hujan antara alat ukur hujan jenis yang ditanam dan yang biasa (diameter 16 cm, tinggi 110 cm) oleh Dr. Koschmieder.



2.1.2 Penguapan/evaporasi (evaporation)

(1) Peristiwa penguapan dan jumlah penguapan

Peristiwa air atau es menjadi uap dan naik ke udara disebut penguapan dan berlangsung tidak berhenti-henti dari permukaan air, permukaan tanah, padang rumput, persawahan, hutan dan lain-lain. Penguapan ini terjadi pada tiap keadaan suhu, sampai udara di atas permukaan menjadi jenuh dengan uap. Tetapi kecepatan dan jumlah penguapan tergantung dari suhu, kelembaban, kecepatan angin dan tekanan atmosfer.

(a) *Hubungan antara penguapan dan kelembaban (humidity)*: Hubungan antara penguapan dan kelembaban dapat diperkirakan dengan rumus eksperimental dari Mitscherlich:

$$D = (12,3 \pm 0,1)V \dots\dots\dots(2.2)$$

di mana:

V : jumlah penguapan dalam 24 jam (mm)

D : selisih kejenuhan (saturation difference) = selisih berat antara jumlah uap yang jenuh dalam satuan isi (g) dengan jumlah uap pada saat itu (g).

- (b) *Hubungan antara kecepatan penguapan dan kecepatan angin*: Untuk ini dapat digunakan rumus Trabert yang menyatakan bahwa kecepatan penguapan adalah berbanding lurus dengan akar dari kecepatan angin.

$$V = C(1 + \alpha t)\sqrt{V}(P_w - p) \dots\dots\dots(2.3)$$

V : kecepatan penguapan (jumlah yang menguap dalam satuan waktu).

C : sebuah tetapan yang ditentukan oleh alat ukur penguapan, di tempat yang disinari matahari atau tempat yang ternaung (0,237 dalam sangkar meteorologi)

α : koefisien pengembangan volume yakni $1/271$.

t : suhu ($^{\circ}\text{C}$)

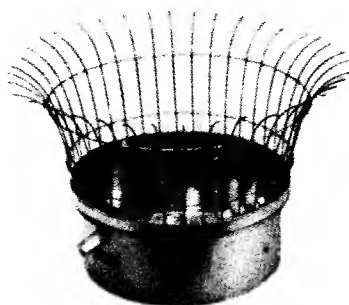
V : kecepatan angin (mm/detik)

P_w : tekanan maksimum uap di permukaan air pada suhu $t^{\circ}\text{C}$ (mb).

p : tekanan uap pada saat pengamatan pada suhu $t^{\circ}\text{C}$.

(2) Pengamatan penguapan

- (a) *Alat ukur penguapan di Jepang*: Alat ukur penguapan yang digunakan di Jepang adalah sebuah panci silinder tembaga dengan diameter 20 cm dan dalamnya 10 cm yang bagian dalamnya dilapis dengan timah. (Lihat Gbr. 2-7).



Gbr. 2-7 Panci evaporasi.

Silinder itu ditempatkan sama tinggi dengan permukaan tanah yang telah dibersihkan. Air dituangkan ke dalam silinder dan diukur penguapannya sesudah 24 jam.

Untuk pengukuran digunakan meteran pengukur dalamnya air dan timbangan. Biasanya digunakan saja meteran biasa. Jumlah penguapan permukaan air yang luas adalah kira-kira setengah (0,50) dari jumlah penguapan yang didapat dengan alat ini.

- (b) *Alat ukur penguapan standar di U.S.A.*: Alat ini adalah alat yang besar (panci penguapan) dengan diameter 122 cm (4 ft) dan dalamnya 25.4 cm (10"). Jumlah penguapan permukaan air yang luas seperti permukaan danau, adalah kira-kira 0,70 kali hasil yang didapat dengan alat ini. Akhir-akhir ini jenis yang besar ini sudah juga dipergunakan di Jepang dengan ukuran diameter 125 cm dan dalamnya 25 cm, karena alat ukur yang disebut pada (a) mempunyai banyak kekurangan.

- (c) *Alat ukur penguapan dengan anyaman kawat:* Untuk mendapatkan jumlah penguapan yang sama bagi permukaan yang luas, maka telah diusahakan/dicoba dengan menghalang-halangi sebagian tenaga panas matahari dengan anyaman kawat 1/4 inch yang menutup alat ukur itu.

2.1.3 Suhu dan kelembaban

(1) Suhu udara/atmosfir

- (a) *Formasi suhu udara dan suhu tanah:* Jumlah energi yang dipancarkan dari matahari disebut jumlah radiasi matahari. Sebagian terbesar mencapai permukaan tanah. Sebagian dari radiasi yang mencapai permukaan tanah dipantulkan ke udara yang meningkatkan suhu udara dan sisanya diabsorpsi ke dalam tanah untuk meningkatkan suhu tanah. Jumlah panas yang mengakibatkan kenaikan suhu udara atau suhu tanah dinyatakan sebagai neraca jumlah panas dalam proses-proses sebagai berikut:

- ① Jumlah panas yang bertambah atau hilang akibat perbedaan suhu antara permukaan tanah dan lapisan udara di permukaan tanah.
- ② Jumlah panas yang bertambah dan hilang akibat penguapan dan presipitasi di permukaan tanah.
- ③ Jumlah panas yang disalurkan di dalam tanah melalui permukaan tanah.

Berdasarkan hal-hal ini, maka persamaan pokok neraca panas (heat balance) adalah sebagai berikut:

$$\delta = ① + ② + ③ \dots\dots\dots(2.4)$$

Naik-turunnya suhu udara di permukaan tanah atau naik-turunnya suhu tanah, ditentukan oleh peningkatan dan pengurangan komponen-komponen tersebut di atas di bagian-bagian yang bersangkutan. Akumulasi variasi-variasi harian menghasilkan variasi-variasi musiman atau tahunan.

- (b) *Distribusi dan variasi suhu udara:* Yang biasa disebut suhu udara adalah suhu yang diukur dengan termometer dalam sangkar meteorologi (1,20–1,50 m di atas permukaan tanah). Makin tinggi elevasi pengamatan di atas permukaan laut, maka suhu udara makin rendah. Peristiwa ini disebut pengurangan suhu bertahap yang besarnya disebut laju pengurangan suhu bertahap (*successive diminution rate*). Kebesaran ini tidak tergantung pada jarak lintang utara/selatan: dalam musim dingin 0,35°C per 100 m, dalam musim panas 0,65–0,80°C per m dan rata-rata 0,57°C per 100 m.

Selisih antara suhu maksimum dan minimum pada variasi suhu udara harian disebut selisih harian dan selisih antara suhu maksimum dan minimum pada variasi tahunan disebut selisih tahunan.

- (c) *Suhu tanah:* Dari persamaan pokok neraca panas (2.3) dapat diambil kesimpulan sebagai berikut:

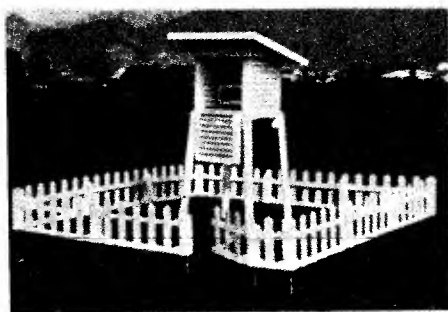
Jika ③ > 0, maka suhu tanah akan naik karena jumlah panas yang masuk ke permukaan tanah lebih besar dari yang keluar dari permukaan tanah. Sebaliknya jika ③ < 0, maka suhu tanah akan turun. Tetapi suhu dalam tanah tidak hanya naik atau turun oleh karena jumlah panas yang masuk ke dalam atau keluar dari permukaan tanah. Suhu tanah itu dipengaruhi oleh kapasitas panas tanah dan konduktivitas panas, yakni dipengaruhi oleh panas jenis tanah, kerapatan, kadar kelembaban tanah dan lain-lain atau dengan kata lain oleh sifat-sifat fisis tanah.

Demikian pula radiasi panas yang diterima permukaan tanah adalah berbeda, yang tergantung dari gradien, warna, tumbuh-tumbuhan di permukaan tanah. Variasi suhu harian dan tahunan dalam tanah, berkurang sesuai dengan kedalaman tanah dan akhirnya menjadi nol pada suatu kedalaman tertentu. Lapisan ini disebut lapisan tak bervariasi. Kedalaman ini berbeda-beda yang tergantung dari kondisi tanah dan lain-lain. Tetapi umumnya untuk variasi tahunan, dalamnya adalah 7 – 20 m.

(2) Pengamatan suhu

- (a) *Suhu*: Gbr. 2-8 menunjukkan sangkar cuaca yang dipergunakan untuk pengamatan suhu. Bagian dalam dan luar sangkar ini harus dicat putih, yakni untuk menghindarkan pengaruh radiasi matahari. Permukaan tanah harus diratakan dan ditanami rumput untuk menghindarkan kesalahan-kesalahan yang disebabkan pengaruh-pengaruh daerah sekitarnya. Pengukuran diadakan dengan termometer air raksa dan termometer alkohol. Dengan termometer air raksa, pengukuran dapat dilakukan antara 35°C sampai 350°C. Hasilnya adalah cukup teliti, mengingat angka pengembangan air raksa pada tiap suhu adalah lebih merata dari alkohol. Jadi pengukuran suhu udara biasanya diukur dengan termometer air raksa. Termometer alkohol adalah cocok untuk daerah-daerah dingin, karena titik bekunya adalah lebih rendah ($-114,7^{\circ}\text{C}$).

Frekwensi dan waktu pengamatan dapat diadakan per jam, 8 kali pengamatan (jam 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21), 4 kali pengamatan (jam 3, 9, 12, 15, 21), 3 kali pengamatan (jam 9, 15, 21). Suhu udara harian rata-rata adalah harga rata-rata dari harga pengamatan di atas. Pengamatan sekali sehari diadakan pada jam 09.00 dan harga yang diperoleh ini digunakan sebagai suhu harian rata-rata. Untuk mengetahui suhu maksimum dan minimum harian, maka digunakan termometer maksimum dan termometer minimum. Termometer otomatis digunakan untuk pencatatan suhu yang kontinu.



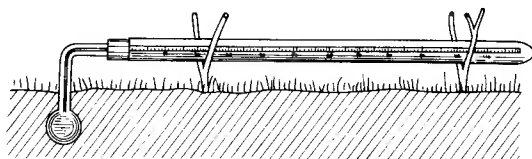
Gbr. 2-8 Sangkar meteorologi.

- (b) *Suhu tanah*: Pengukuran suhu dalam tanah sampai sedalam 50 cm, digunakan termometer tanah yang dibengkokkan (lihat Gbr. 2-9). Untuk kedalaman 2, 4, 10, 20, 30, 50 cm terdapat termometer yang dibengkokkan untuk kedalaman tersebut. Pengukuran suhu pada kedalaman lebih dari 50 cm, diadakan dengan termometer tanah dari pipa baja. (lihat Gbr. 2-10).

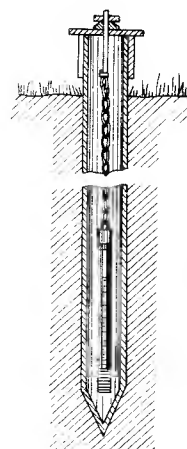
Pengukuran suhu di tempat-tempat di dekat permukaan, diadakan beberapa kali sehari. Pada kedalaman lebih dari 30 cm, diadakan sekali sehari dan pada kedalaman beberapa meter cukup diadakan sekali dalam 5 hari. Jika dibutuhkan pencatatan otomatis, maka harus digunakan termometer otomatis dengan pipa baja.

(3) Kelembaban

Massa uap yang terdapat dalam 1 m^3 udara (g) atau kerapatan uap disebut ke-



Gbr. 2-9 Pembengkokan pipa thermometer untuk dalam tanah.



Gbr. 2-10 Thermometer tanah.

lembaban mutlak (*absolut*). Kemampuan udara untuk menampung uap adalah berbeda-beda menurut suhu. Mengingat makin tinggi suhu, makin banyak uap yang dapat ditampung, maka kekeringan dan kebasahan udara tidak dapat ditentukan oleh kelembaban mutlak saja. Kelembaban relatif adalah perbandingan antara massa uap dalam suatu satuan volume dan massa uap yang jenuh dalam satuan volume itu pada suhu yang sama. Kelembaban relatif ini biasanya disebut kelembaban.

Kelembaban dinyatakan dalam %. Persamaan kelembaban relatif adalah sebagai berikut:

$$H = \frac{e}{E} \times 100 \quad \dots\dots\dots(2.5)$$

di mana:

H : kelembaban relatif (%)

e : tekanan uap pada waktu pengukuran (mb atau mm Hg)

E : tekanan uap jenuh (mb atau mm Hg)

Tabel 2-4 menunjukkan beberapa tekanan uap jenuh pada suhu bersangkutan.

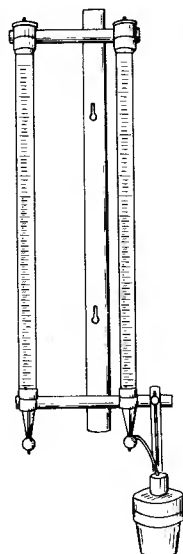
Tabel 2-4 Tekanan uap jenuh.

Suhu	(°C)	0	5	10	15	20	25	30	35	40
Tekanan uap jenuh. (mmHg)		4,58	6,54	9,21	12,79	17,54	23,76	31,82	42,18	55,32

Variasi harian dari kelembaban adalah bertentangan dengan variasi suhu. Waktu pagi sekali dimana suhunya paling rendah, kelembabannya paling tinggi dan menjadi paling rendah pada waktu suhunya tertinggi. Dalam arah vertikal baik siang maupun malam kelembaban itu umumnya lebih rendah sesuai dengan elevasi.

(4) Pengukuran kelembaban

Kelembaban biasanya diukur dengan termometer bola kering dan termometer bola basah (Gbr. 2-11). Bola yang mengandung air raksa dari termometer bola basah dibungkus dengan selapis kain tipis yang dibasahi terus-menerus dengan air yang didistilasi melalui benang-benang yang tercelup pada sebuah mangkok air yang kecil. Kelembaban (%) dapat dibaca pada Tabel 2-5 dengan menggunakan suhu-suhu termometer bola kering dan bola basah yang diperoleh.



Gbr. 2-11 Thermometer bola kering dan bola basah.

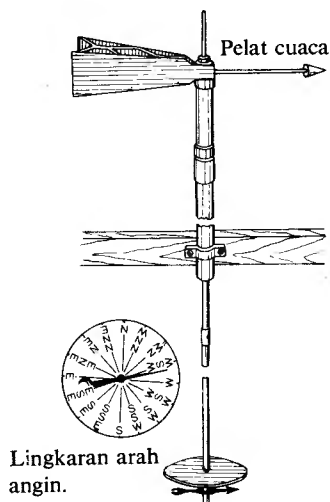
Di samping termometer bola kering dan bola basah ini, masih ada alat-alat ukur kelembaban lain yakni: alat ukur kelembaban ventilasi Assmann yakni suatu alat ukur kelembaban yang halus dan alat ukur kelembaban otomatis.

2.1.4 Faktor-faktor meteorologi yang lain

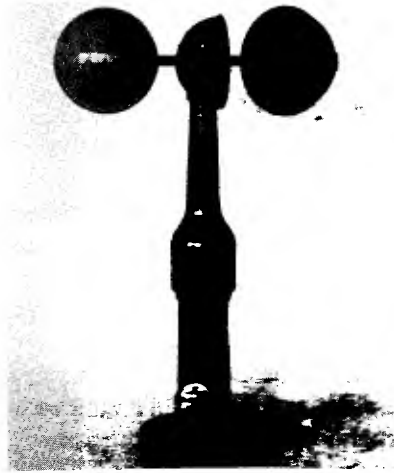
(1) Angin

Yang disebut arah angin adalah arah dari mana angin bertiup. Untuk penentuan arah angin ini digunakan lingkaran arah angin dan pencatat angin. Untuk penunjuk angin biasanya digunakan sebuah panah dengan pelat pengarah. Arah panah ini dihubungkan ke lingkaran arah angin sehingga pergerakan arah angin dapat segera diikuti.

Kecepatan angin biasanya diukur dengan anemometer Robinson. Pengukuran angin diadakan di puncak menara stasiun cuaca yang tingginya 10 m dan lain-lain. Kecepatan angin rata-rata adalah harga rata-rata selama 10 menit sebelum pengukuran dan arah angin rata-rata adalah arah selama 1 menit sebelum pengukuran. Harga maksimum



Gbr. 2-12 Lingkaran arah angin dan pelat cuaca.



Gbr. 2-13 Anemometer Robinson.

Tabel 2-5 Tabel kelembaban.

Pembacaan thermo- meter bola basah.	Selisih antara thermometer bola kering dan bola basah.														
	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0
Derajat centigrade (°C)	Persentasi (%)														
0	100	90	80	71	63	56	49	43	37	32	28	23	20	16	13
1	100	90	81	72	65	58	51	45	40	35	30	26	22	19	16
2	100	90	82	74	66	59	53	47	42	37	33	29	25	22	19
3	100	91	82	75	67	61	55	49	44	39	35	31	27	24	21
4	100	91	83	75	69	62	56	51	46	41	37	33	30	26	24
5	100	91	84	76	70	64	58	53	48	43	39	35	32	29	26
6	100	92	84	77	71	65	59	54	49	45	41	37	34	31	28
7	100	92	85	78	72	66	61	56	51	47	43	39	36	33	30
8	100	92	85	79	73	67	62	57	52	48	44	41	37	34	32
9	100	93	86	79	74	68	63	58	54	50	46	42	39	36	33
10	100	93	86	80	75	69	64	59	55	51	47	44	41	38	35
11	100	93	87	81	75	70	65	60	56	52	49	45	42	39	36
12	100	93	87	81	76	71	66	61	57	54	50	47	43	41	38
13	100	94	88	82	76	71	67	63	58	55	51	48	45	42	39
14	100	94	88	82	77	72	68	63	59	56	52	49	46	43	40
15	100	94	88	83	78	73	68	64	60	57	53	50	47	44	42
16	100	94	88	83	78	74	69	65	61	58	54	51	48	45	43
17	100	94	89	83	79	74	70	66	62	59	55	52	49	46	44
18	100	94	89	84	79	75	70	67	63	59	55	53	50	47	45
19	100	94	89	84	80	75	71	67	63	60	56	54	51	48	46
20	100	95	89	85	80	76	72	68	64	61	57	55	52	49	47
21	100	95	90	85	80	76	73	68	65	62	58	55	53	50	47
22	100	95	90	85	81	77	73	69	66	62	58	56	53	51	48
23	100	95	90	86	81	77	73	70	66	63	59	57	54	51	49
24	100	95	90	86	82	78	74	70	67	63	60	58	55	52	50
25	100	95	90	86	82	78	74	71	67	64	61	58	56	53	50
26	100	95	91	86	82	78	75	71	68	65	62	59	56	54	51
27	100	95	91	87	83	79	75	72	68	65	62	59	57	54	52
28	100	95	91	87	83	79	75	72	69	66	63	60	57	55	52
29	100	95	91	87	83	79	76	72	69	66	63	60	58	55	53
30	100	96	91	87	83	80	76	73	70	67	64	61	58	56	53
31	100	96	91	87	83	80	76	73	70	67	64	61	59	56	54
32	100	96	91	88	84	80	77	73	70	67	65	62	59	57	54
33	100	96	92	88	84	80	77	74	71	68	65	62	60	57	55
34	100	96	92	88	84	81	77	74	71	68	65	63	60	58	55
35	100	96	92	88	84	81	78	74	71	68	66	63	61	58	56

kecepatan angin (kecepatan maksimum sesaat) adalah kira-kira 1,50 kali harga rata-rata selama 10 menit tersebut di atas.

Jika tidak ada anemometer, maka perkiraan kecepatan angin dapat diperoleh dari tabel gradasi kecepatan angin Beaufort yang tercantum dalam Tabel 2-6.

(2) Tekanan atmosfer

Tekanan udara satuan adalah tekanan gaya 1.000 dyne pada bidang seluas 1 cm² dan disebut 1 millibar (mb). Mengingat kerapatan air raksa pada 0°C adalah 13,5951 g/cm³ dan percepatan gaya tarik bumi adalah 980,665 cm/det², maka:

Tabel 2-6 Tabel derajat kecepatan angin Beaufort.

Derajat kecepa- tan angin	Interpretasi kecepatan angin		Kecepatan angin yang sesuai pada ketinggian 10 m di atas permukaan tanah. (m/sec)
	Kondisi di atas tanah	Kondisi di atas laut	
0	Tenang; asap naik tegak lurus	Licin seperti cermin	0,0—0,5
1	Arah angin dapat diketahui dari pergerakan asap, tetapi penunjuk arah angin tidak bergerak.	Riak mulai kelihatan, tetapi tidak berbusa.	0,6—1,5
2	Wajah dapat merasakan angin. Daun-daun bergerak. Penunjuk arah angin mulai bergerak.	Riak-riak terjadi di seluruh permukaan air, tetapi puncaknya licin dan tidak terputus.	1,6—3,3
3	Daun-daun dan ranting-ranting kecil bergerak terus dan bendera berkibar.	Riak-riak menjadi lebih besar dan puncaknya pecah. Busa mulai kelihatan. Gelombang putih kelihatan di sana-sini.	3,4—5,4
4	Debu pasir terangkat dan kertas-kertas terbawa. Ranting-ranting bergerak.	Gelombang belum tinggi tetapi punggungnya menjadi lebih lebar. Gelombang putih menjadi banyak.	5,5—7,9
5	Semak-semak dengan daun-daun mulai terayun. Riak-riak terjadi di tambak dan rawa-rawa.	Punggung gelombang menjadi lebar dan jelas. Gelombang putih terjadi di seluruh permukaan air (Percikan air mulai terjadi).	8,0—10,7
6	Dahan-dahan bergerak. Kawat-kawat transmisi listrik bersiul. Payung sulit digunakan.	Gelombang-gelombang besar mulai terjadi. Laut menjadi putih dengan gelembung air. Puncak gelombang terjadi di mana-mana (Percikan air selalu terjadi).	10,8—13,8
7	Seluruh pohon bergerak. Berjalan menyongsong angin menjadi sulit.	Laut menjadi ganas, puncak gelombang besar pecah dan menjadikan putih dengan gelembung yang mengalir terbawa angin.	13,9—17,1 (*)
8	Ranting-ranting patah. Berjalan menyongsong air adalah tidak mungkin.	Gelombang besar menjadi tinggi, puncaknya menjadi panjang. Pecahan gelombang tertumpah banyak dan terbawa angin. Garis-garis gelombang menjadi nyata.	17,2—20,7

9	Rumah-rumah rusak sedikit. Cerobong-cerobong roboh dan ubin-ubin tertiuip angin.	Gelombang menjadi lebih tinggi. Penglihatan menjadi sulit karena pecahan gelombang.	20,8—24,4
10	Pohon-pohon tumbang dan rumah-rumah rusak berat.	Gelombang besar menjadi sangat tinggi. Gelembung-gelembung berkumpul dalam kelompok-kelompok. Permukaan laut kelihatan putih dan penglihatan buruk.	24,5—28,4
11	Kadang terjadi. Kerusakan meluas.	Gelombang besar menjadi sangat tinggi seperti gunung. Kapal-kapal kecil dan sedang kadang-kadang tidak terlihat. Penglihatan buruk.	28,5—32,6
12	Kerusakan menjadi sangat besar.	Gelembung-gelembung dan pecahan-pecahan air menutupi laut. Permukaan laut menjadi putih sama sekali karena gelembung yang ditiup angin. Penglihatan sangat buruk.	Lebih dari 32,7

(*) Laut menjadi ganas, puncak gelombang besar pecah yang menghasilkan gelembung putih yang mengalir berbaris terbawa angin (Percikan air ditiup angin).

$$\begin{aligned}
 1 \text{ atmosfir} &= 760 \text{ mm Hg} \\
 &= 76 \times 13,5951 \times 980,665 \\
 &= 1.013,250 \text{ dyne/cm}^2 \\
 &= 1.013 \text{ mb.}
 \end{aligned}$$

Tekanan udara itu berkurang menurut elevasi tempat. Hubungan antara tekanan udara dan elevasi dapat diperoleh dari persamaan Laplace sebagai berikut:

$$h = 18.400(1 + \alpha t) \log_{10} \frac{\beta_0}{\beta} \dots\dots\dots (2.6)$$

di mana:

- h : selisih elevasi
- β : tekanan udara pada elevasi h (m) dalam mm Hg
- β_0 : tekanan udara pada elevasi mula-mula (mm Hg)
- α : koefisien pengembangan udara = 0,00367
- t : suhu rata-rata sampai h (m) dalam °C.

(3) Penyinaran matahari

Lamanya penyinaran matahari, sering diukur dengan alat ukur sinar matahari Jordan. Lamanya penyinaran itu dapat diketahui, karena sinar matahari yang masuk ke alat melalui sebuah lubang yang kecil, tercatat pada sebuah kertas yang pekat dalam alat itu.

Jumlah jam selama matahari bersinar disebut jam penyinaran matahari. Jumlah jam penyinaran yang dapat terjadi dalam sehari adalah tetap yang tergantung pada musim dan jarak lintang ke kutub. Perbandingan antara jumlah jam penyinaran yang terjadi dan jumlah jam penyinaran yang dapat terjadi ini disebut laju radiasi matahari. Makin besar harga perbandingan ini, makin baik keadaan cuaca.

2.2 Cuaca dan pertanian

2.2.1 Cuaca dan hasil pertanian

Keadaan cuaca adalah salah satu dari syarat-syarat yang penting untuk pengelolaan pertanian. Tanaman tidak dapat bertahan dalam keadaan cuaca yang buruk. Jika dapat bertahan, maka tidak dapat diharapkan panen yang berlebihan. Dengan memperhatikan keadaan cuaca dan cara pemanfaatannya, maka dapat dilaksanakan penanaman tanaman yang tepat untuk periode yang tepat dan yang sesuai dengan keadaan tanah. Cuaca dapat digunakan untuk rasionalisasi pemberian pupuk, menghindarkan kerusakan-kerusakan akibat penyakit, serangga, dan pemberian bahan-bahan kimia pembersihan rumput-rumputan. Demikian pula pemanfaatan sebaik-baiknya cuaca mikro, karena dengan pengontrolan cuaca ini, dapat diperoleh hasil pertanian yang baik. Faktor-faktor cuaca yang penting untuk pertanian adalah jumlah jam penyinaran matahari dan radiasi matahari. Jumlah jam penyinaran matahari menentukan tingkat pembungaan tanaman dan radiasi matahari menentukan kenaikan suhu. Suhu itu mempengaruhi tingkat-tingkat pertumbuhan permulaan, pembungaan, pembuahan dan panen tanaman. Oleh sebab itu, maka telah terdapat/ditentukan harga-harga yang memberikan gambaran mengenai hubungan antara suhu dengan faktor-faktor perkembangan tanaman tersebut di atas. Jumlah suhu yang diabsorpsi oleh sesuatu jenis tanaman mulai dari pertunasannya sampai pembuahannya adalah tetap. Jumlah suhu ini disebut indeks tanaman, yang didapat dengan menjumlahkan suhu harian rata-rata selama periode tersebut ini (disebut suhu akumulatif). Umpamanya untuk padi = 3.800°C , untuk gandum = 2.000°C dan untuk kapas = 5.500°C .

2.2.2 Cuaca dan rancangan irigasi (irrigation plan)

(1) Kebutuhan data meteorologi dan data hidrologi

Untuk menetapkan rancangan irigasi, diperlukan survey dan penyelidikan berturut-turut sebagai berikut:

- (a) *Data meteorologi:* Untuk penentuan tahun/periode dasar bagi rancangan irigasi harus dikumpulkan data curah hujan dengan jangka waktu yang sepanjang mungkin, curah hujan efektif, banyaknya hari-hari kering untuk periode irigasi dan lain-lain.

Di samping data curah hujan, diperlukan juga penyelidikan evapotranspirasi, kecepatan angin, arah angin, suhu udara, jumlah jam penyinaran matahari, kelembaban dan lain-lain.

Cara penyusunannya dapat dilihat dalam Tabel 2-7 dan Tabel 2-8. Data curah hujan dan evapotranspirasi harus dihitung sebagai data 5 hari, 10 hari, sebulan atau satu periode irigasi sesuai dengan tujuan/kebutuhan.

Jika tidak terdapat data curah hujan yang cukup di dalam daerah yang akan direncanakan, maka harus dikumpulkan data dari tiga atau lebih tempat-tempat pengukuran di sekeliling daerah yang akan direncanakan ini. Kemudian diadakan perhitungan curah hujan daerah (areal rainfall) dengan cara Thiessen yang akan diterangkan kemudian.

- (b) *Penyelidikan debit sungai:* Data hidrologi dari sungai yang menjadi sumber utama air untuk irigasi harus diselidiki/dikumpulkan selama lebih dari 10 tahun, terutama data debit air biasa/normal, debit air rendah, debit air musim kering dan lain-lain. Data-data tersebut di atas ini perlu ditetapkan dengan mengadakan pengukuran aliran sungai selama paling kurang 1 tahun. Hasil

Tabel 2-7 Tabel meteorologi biasa.

Nama stasiun pengamatan.	L o k a s i												Elevasi (m)	
Dari tahun Sampai tahun	Januari	Februari	Maret	April	Mei	Juni	Juli	Agustus	September	Oktober	November	Desember	Jumlah	Rata-rata atau jumlah. dari Mei sampai Juli.
Suhu rata-rata (°C)														
Curah hujan rata-rata (mm)														
Hari hujan rata-rata (days)														
Besarnya evaporasi rata-rata (mm)														
Periode pembekuan	h a r i		permulaan- pembekuan.					tanggal			Akhir- pembekuan.		tanggal	
Periode akumulasi salju	h a r i		permulaan aku- mulasi salju.					tanggal			Akhir akumu- lasi salju.		tanggal	

- Catatan:* 1) Semua harga-harga rata-rata sedapat mungkin dihitung berdasarkan data-data yang ada.
 2) Dalam kolom-kolom jumlah curah hujan rata-rata, hari hujan rata-rata dan besarnya evaporasi rata-rata, jumlah besarnya berturut-turut harus dimasukkan.

Tabel 2-8 Tabel meteorologi khusus.

Nama stasiun pengamatan	Lokasi										Elevasi (m)	
	Derajat pertama		Derajat kedua		Derajat ketiga		Derajat keempat		Derajat kelima			
Dari Tahun Sampai Tahun	Besarnya	Tanggal kejadian	Besarnya	Tanggal kejadian	Besarnya	Tanggal kejadian	Besarnya	Tanggal kejadian	Besarnya	Tanggal kejadian	Catatan	
Curah hujan maksimum harian. (mm/hari)												
Curah hujan maksimum perjam. (mm/jam)												
Curah hujan maksimum 4 jam (mm/4 jam)												
Curah hujan maksimum berturut- turut. (mm)												
Hari-hari kering maksimum berturut-turut (hari)												
Hari-hari kering maksimum berturut- turut untuk periode irrigasi.												

Tabel 2-9 Tabel tinggi permukaan-debit.

Nama stasiun pengamatan				Lokasi					
Maksimum				Air normal		Air rendah		Air minum kering	
Tahun	Tinggi permukaan (m)	Debit (m^3/det)	Tanggal-kejadian	Tinggi permukaan (m)	Debit (m^3/det)	Tinggi permukaan (m)	Debit (m^3/det)	Tinggi permukaan (m)	Debit (m^3/det)
Tahun rata-rata									

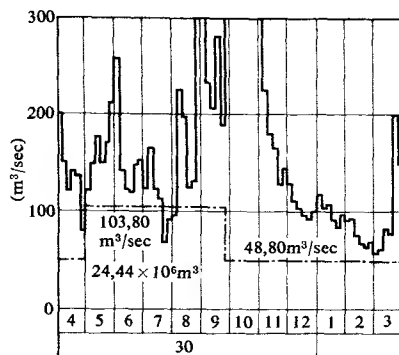
pengukuran aliran beserta data-data yang dikumpulkan itu harus disusun menurut Tabel 2-9 dan Gambar 2-14.

- (c) *Survey air tanah*: Jika diperkirakan bahwa air tanah itu dapat dipergunakan sebagai sumber air untuk irigasi, maka perkiraan variasi bulanan dari volume air tanah yang ada itu harus didahului oleh survey geologi dan observasi selama setahun dari muka air tanah. Pelaksanaan survey dapat diadakan sebagai berikut:

Peta topografi dengan skala yang lebih besar dari 1/25.000 dibagi-bagi dalam kotak-kotak persegi 1 sampai 2 km^2 . Pengamatan-pengamatan diadakan serentak dalam tiap kotak daerah pada suatu titik tertentu umpama sumur dangkal rakyat. Dengan demikian maka garis-garis kontur muka air dapat digambar, sehingga keadaan air tanah beserta volumenya dan lain-lain dapat diperkirakan/dihitung. Selanjutnya untuk memperkirakan volume air tanah yang dapat digunakan, maka perlu dibuatkan peta kontur bulanan. Demikian pula harus diadakan perhitungan mengenai hubungan antara variasi bulanan air tanah dengan hujan.

(2) Rancangan irigasi dan curah hujan

Untuk menetapkan rancangan irigasi, maka pertama-tama harus ditentukan luas daerah irigasi beserta cara irigasi yang direncanakan. Cara irigasi ditentukan oleh jenis tanaman, cara pengolahan dan lain-lain. Kemudian:



Gbr. 2-14 Diagram debit air.

Kemungkinan (*probability*) 1/10 yang diambil sebagai tahun dasar perancangan tersebut di atas, harus diambil tahun dalam 10 tahun terakhir di mana keperluan airnya terpendek. Atau tahun dengan keperluan air totalnya terbesar adalah tahun di mana curah hujan efektifnya terkecil. Jadi, umumnya dari sudut keperluan air, tahun yang mempunyai curah hujan terkecil (dalam 10 tahun terakhir) adalah tahun yang dijadikan sebagai tahun dasar untuk perancangan.

Selanjutnya, penentuan sumber pengambilan air diadakan dengan cara-cara sebagai berikut:

- ① Data debit sungai selama 10 tahun terakhir pada titik yang ditentukan harus dikumpulkan. Jika tidak terdapat data untuk jangka waktu yang panjang, maka data debit ini harus diperkirakan dengan cara analisa dan lain-lain berdasarkan data curah hujan yang ada.
- ② Tentukan debit sungai yang tersedia setiap 5 atau 10 hari dengan persamaan sebagai berikut:

(Debit sungai yang tersedia selama periode di atas) =

(Debit sungai rata-rata selama periode di atas) —

(Debit sungai yang harus disediakan selama periode di atas).

- ③ Tentukan keperluan air total pada titik pengambilan pada sumber air.
- ④ Hitung selisih antara debit sungai yang tersedia dengan keperluan air total, kemudian diselidiki hasilnya untuk penentuan tahun dasar perancangan.
- ⑤ Tahun dasar untuk perancangan yang ditentukan dalam ④, harus dihitung dengan perhitungan neraca air (perhitungan penampungan dan penyaluran air) dengan menggunakan data debit sungai yang tersedia beserta data keperluan air perencanaan setiap 5 atau 10 hari, sehingga dapat diadakan evaluasi apakah air yang tersedia cukup atau tidak. Jika air yang tersedia itu tidak cukup, maka harus diadakan penyelidikan mengenai kemungkinan pembangunan waduk di bagian hulu, dari sungai itu yang dapat menampung air selang periode yang kering. Yang diperlukan dalam pembangunan sesuatu waduk adalah besarnya kapasitas waduk itu. Untuk menentukan kapasitas ini, maka harus diadakan perbandingan antara harga-harga akumulatif volume keperluan air dari waduk dan volume air yang mengalir ke dalam waduk setiap 5 sampai 10 hari.

Selisih yang maksimum ditentukan sebagai kapasitas waduk. Lihat contoh dalam Tabel 2-10.

Tabel 2-10 Contoh perhitungan kapasitas waduk.

(Unit: $m^3 \times 10^6$)

Periode	Kebutuhan air netto.	Curah hujan efektif.	Kehilangan di saluran.	Kebutuhan air bruto di waduk.	Air lain yang dapat digunakan.	Pemberian air yang diperlukan.	Harga akumulatif pemberian air yang diperlukan	Pemasukan yang diamati (diperkirakan)	Kehilangan-kehilangan di waduk.	Pengeluaran air yang dipertanggungjawabkan	Pemasukan yang dapat digunakan.	Harga akumulatif pemasukan.	Selisih
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
6-11—15	170	30	15	155	50	105	105	50		40	10	10	95
6-16—20	295	70	10	235	50	185	290	60		40	20	30	260
6-21—25	250	50	10	210	50	160	450	70		40	30	60	390
6-26—30	250	60	10	200	50	150	600	65		40	25	85	515
7-1—5	260	20	10	250	50	200	800	75		40	35	120	680

[Penjelasan tabel]

- (1) Periode (5 sampai 10 hari)
- (2) Keperluan air netto selama periode (1) (mm/hari) $\times$ jumlah hari periode (1) $\times$ luas daerah irigasi (ha) $\times$ 10
- (3) Jumlah curah hujan efektif selama periode (1)(mm) $\times$ luas daerah irigasi (ha) $\times$ 10

- (4) Seluruh kehilangan air dalam saluran dan distribusi.
- (5) $= (2) - (3) + (4)$
- (6) = Waduk-waduk yang ada, mata air, air tanah yang dapat digunakan dalam daerah irigasi.
- (7) $= (5) - (6)$
- (8) $= (8) \text{ terdahulu} + (7)$
- (9) Volume air yang diobservasi (atau diperkirakan mengalir ke dalam waduk atau volume air yang mungkin dapat diambil jika volume air ini datang dari daerah penampungan yang lain.
- (10) Harga yang sama dengan volume air yang hilang dan jumlah evaporasi dari daerah waduk dikurangi curah hujan di daerah waduk.
- (11) Debit sungai yang harus dialirkan ke bagian hilir sungai (nak penggunaan air bagian hilir).
- (12) $= (9) - (10) - (11)$
- (13) $= (13) \text{ terdahulu} + (12)$
- (14) $= (8) - (13)$ Harga maksimum ini ditentukan sebagai kapasitas waduk.

Besarnya kapasitas waduk ditentukan oleh jumlah hari kering selama periode irigasi.

Seperti telah dikemukakan di atas, tahun yang terkecil curah hujannya dalam 10 tahun terakhir diambil sebagai tahun dasar untuk perancangan. Akan tetapi jika didapat bahwa tahun tersebut ini adalah abnormal keringnya dan tidak ekonomis untuk digunakan dalam perancangan, maka dapat diambil tahun kedua terkering sebagai tahun dasar. Harga yang dihitung dari tahun dasar ini ditetapkan sebagai kapasitas perencanaan waduk (*designed reservoir capacity*).

2.2.3 Curah hujan jangka waktu yang pendek sebagai dasar rancangan pengendalian banjir dan drainasi

Curah hujan yang diperlukan untuk pembuatan rancangan dan rencana (perhitungan potongan melintang dan lain-lain) yang berdasarkan volume debit (yang disebabkan oleh curah hujan) dari daerah pengaliran yang kecil seperti perhitungan debit banjir, rencana peluap suatu bendungan, gorong-gorong melintasi jalan dan saluran, selokan-selokan samping (*side ditches*) adalah curah hujan jangka waktu yang pendek dan bukan curah hujan jangka waktu yang panjang seperti curah hujan tahunan atau bulanan.

Intensitas curah hujan jangka waktu yang singkat (biasanya dalam 2 jam) itu, dirubah menjadi intensitas curah hujan per jam dan disebut intensitas curah hujan. Volume debit dihitung berdasarkan rumus rasionil dengan menggunakan intensitas curah hujan ini.

Makin pendek jangka waktu curah hujan, makin besar intensitasnya. Hujan itu kadang-kadang berhenti atau menjadi kecil/lemah, jadi jika jangka waktu curah hujan itu panjang, maka intensitasnya kecil.

Menurut beberapa pengamatan, jika curah hujan harian itu dianggap 100%, maka curah hujan 1 jam adalah kira-kira 20%, curah hujan 2 jam kira-kira 32%, curah hujan 5 jam kira-kira 50% dan curah hujan 14 jam kira-kira 80%.

Makin kecil daerah pengaliran itu, maka jangka waktu curah hujan atau waktu konsentrasi makin pendek (*time of concentration = arrival time* = waktu yang diperlukan oleh air untuk mengalir dari titik paling jauh ke titik yang ditentukan di bagian hilir daerah pengaliran). Jadi intensitas curah hujan itu makin besar. Namun demikian meskipun jangka waktu itu sama, intensitas curah hujan itu akan berbeda-beda yang

tergantung dari kemungkinan frekwensi kejadiannya. Seperti telah dikemukakan di atas, untuk menghitung voluma debit dari sebuah daerah pengaliran yang kecil, kita harus mempelajari benar-benar tentang intensitas curah hujan jangka waktu yang pendek, lamanya curah hujan, frekwensi kejadian, karakteristik daerah pengaliran dan lain-lain.

Cara-cara perhitungan dan penterapan intensitas curah hujan tersebut di atas akan diterangkan lebih lanjut dalam bab berikut.

2.3 Tabel konversi faktor-faktor cuaca

2.3.1 S u h u

$$\begin{aligned} C &= 5/9 (F - 32) & C &= 5/4 R \\ F &= 9/5 + 32 & F &= 9/4 R + 32 \\ R &= 4/9 (F - 32) & R &= 4/5 C \\ K &= C + 273,16 \end{aligned}$$

di mana:

C: Centigrade
F: Fahrenheit
R: Reamur
K: Suhu mutlak

2.3.2 Kecepatan angin

m/det	Knot	km/j	ft/sec	mile hr
1	1,944	3,600	3,281	2,237
0,514	1	1,852	1,688	1,151
0,278	0,540	1	0,911	0,621
0,305	0,592	1,097	1	0,682
0,445	0,869	1,609	1,467	1

2.3.3 Tekanan atmosfir

mb	mm Hg	inch Hg
1	0,75006	0,029530
1,33322	1	0,039370
33,864	25,400	1

2.3.4 Curah hujan

mm	inch
1	0,0394
25,4	1

BAB 3. CURAH HUJAN

3.1 Distribusi curah hujan

3.1.1 Distribusi curah hujan wilayah/daerah (regional distribution)

Curah hujan yang diperlukan untuk penyusunan suatu rancangan pemanfaatan air dan rancangan pengendalian banjir adalah curah hujan rata-rata di seluruh daerah yang bersangkutan, bukan curah hujan pada suatu titik tertentu. Curah hujan ini disebut curah hujan wilayah/daerah dan dinyatakan dalam mm.

Curah hujan daerah ini harus diperkirakan dari beberapa titik pengamatan curah hujan. Cara-cara perhitungan curah hujan daerah dari pengamatan curah hujan di beberapa titik adalah sebagai berikut.

(1) Cara rata-rata aljabar

Cara ini adalah perhitungan rata-rata secara aljabar curah hujan di dalam dan di sekitar daerah yang bersangkutan.

$$\bar{R} = \frac{1}{n}(R_1 + R_2 + \dots + R_n) \dots \dots \dots (3.1)$$

di mana:

$\bar{R}$: curah hujan daerah (mm)

n : jumlah titik-titik (pos-pos) pengamatan

$R_1, R_2, \dots, R_n$: curah hujan di tiap titik pengamatan (mm)

Hasil yang diperoleh dengan cara ini tidak berbeda jauh dari hasil yang didapat dengan cara lain, jika titik pengamatan itu banyak dan tersebar merata di seluruh daerah itu. Keuntungan cara ini ialah bahwa cara ini adalah obyektif yang berbeda dengan umpama cara isohiet, di mana faktor subyektif turut menentukan.

(2) Cara Thiessen

Jika titik-titik pengamatan di dalam daerah itu tidak tersebar merata, maka cara perhitungan curah hujan rata-rata itu dilakukan dengan memperhitungkan daerah pengaruh tiap titik pengamatan.

Curah hujan daerah itu dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

$$\begin{aligned} \bar{R} &= \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \\ &= \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A} \\ &= W_1 R_1 + W_2 R_2 + \dots + W_n R_n \dots \dots \dots (3.2) \end{aligned}$$

di mana:

$\bar{R}$: curah hujan daerah

$R_1, R_2, \dots, R_n$: curah hujan di tiap titik pengamatan dan n adalah jumlah titik-titik pengamatan.

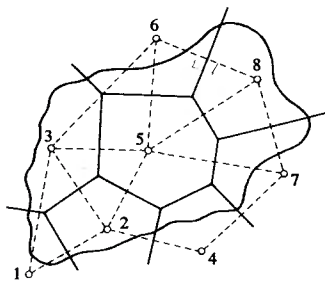
$A_1, A_2, \dots, A_n$: bagian daerah yang mewakili tiap titik pengamatan.

$$W_1, W_2, \dots, W_n: \frac{A_1}{A}, \frac{A_2}{A}, \dots, \frac{A_n}{A}$$

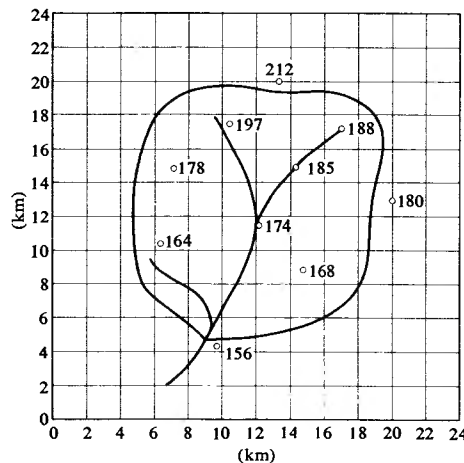
Bagian-bagian daerah $A_1, A_2, \dots, A_n$ ditentukan dengan cara seperti berikut:

- ① Cantumkan titik-titik pengamatan di dalam dan di sekitar daerah itu pada peta topografi skala 1: 50.000, kemudian hubungkan tiap titik yang berdekatan dengan sebuah garis lurus (dengan demikian akan terlukis jaringan segi tiga yang menutupi seluruh daerah).
- ② Daerah yang bersangkutan itu dibagi dalam poligon-poligon yang didapat dengan menggambar garis bagi tegak lurus pada tiap sisi segitiga tersebut di atas. Curah hujan dalam tiap poligon itu dianggap diwakili oleh curah hujan dari titik pengamatan dalam tiap poligon itu (lihat Gbr. 3-1). Luas tiap poligon itu diukur dengan planimeter atau dengan cara lain.

Cara Thiessen ini memberikan hasil yang lebih teliti dari pada cara aljabar rata-rata. Akan tetapi, penentuan titik pengamatan dan pemilihan ketinggian akan mempengaruhi ketelitian hasil yang didapat. Kerugian yang lain ialah umpamanya untuk penentuan kembali jaringan segitiga jika terdapat kekurangan pengamatan pada salah satu titik pengamatan.



Gbr. 3-1 Cara Thiessen.



Gbr. 3-2 Titik-titik pengamatan curah hujan dan curah hujan harian dalam daerah aliran.

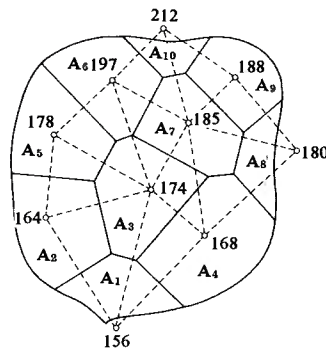
[Contoh perhitungan]

Diketahui sebuah daerah pengaliran seperti Gbr. 3-2. Demikian pula diketahui angka-angka curah hujan harian pada tiap titik pengamatan. Curah hujan daerah dihitung dengan cara rata-rata aljabar.

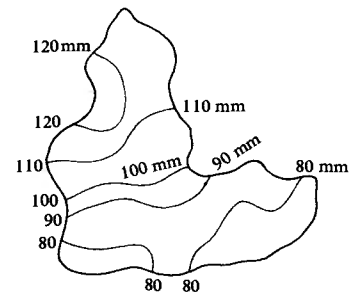
[Penyelesaian]

Daerah pengaliran itu dibagi dalam poligon-poligon dengan cara Thiessen seperti pada Gbr. 3-3. Titik-titik pengamatan yang dipergunakan adalah 3 buah titik di dekat batas di luar daerah pengaliran dan 7 buah titik pengamatan di dalam daerah pengaliran. Jadi daerah pengaliran ini dibagi dalam 10 poligon. Luas bagian-bagian daerah $A_1, A_2, \dots, A_n$ diukur dan dimasukkan dalam Tabel 3-1. Perbandingan (W_i) dari bagian daerah/poligon (A_i) terhadap luas daerah pengaliran ($\sum A_i$) adalah besarnya curah hujan daerah menurut perhitungan dalam Tabel 3-1 adalah 177,2 mm. Tanpa menggunakan (W_i), curah hujan daerah dapat dihitung langsung menurut persamaan:

$$\bar{R} = \frac{\sum A_i R_i}{\sum A_i}$$



Gbr. 3-3 Pembagian daerah dengan cara Thiessen.



Gbr. 3-4 Cara garis isohiet.

Tabel 3-1 Perhitungan curah hujan daerah dengan cara Thiessen.

No. titik pengamatan	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Jumlah
Pembagian daerah.											
A_i (km ²)	13,4	22,5	24,6	30,6	20,8	19,6	18,0	8,5	15,0	5,4	178,4
Bobot W_i	0,07	0,13	0,14	0,17	0,12	0,11	0,10	0,05	0,08	0,03	1,00
Curah hujan harian R_i (mm)	156	164	174	168	178	197	185	180	188	212	—
$W_i R_i$	10,9	21,3	24,4	28,6	21,4	21,7	18,5	9,0	15,0	6,4	177,2

Menurut cara rata-rata aljabar, curah hujan daerah didapat = 180,2 mm (secara kebetulan cukup baik). Jika banyak titik-titik pengamatan yang dipasang dan tersebar merata seperti contoh ini, maka cara rata-rata aljabar memberikan juga hasil yang baik.

(3) Cara garis isohiet

Peta isohiet digambar pada peta topografi dengan perbedaan (*interval*) 10 sampai 20 mm berdasarkan data curah hujan pada titik-titik pengamatan di dalam dan di sekitar daerah yang dimaksud. Luas bagian daerah antara dua garis isohiet yang berdekatan diukur dengan planimeter. Demikian pula harga rata-rata dari garis-garis isohiet yang berdekatan yang termasuk bagian-bagian daerah itu dapat dihitung. Curah hujan daerah itu dapat dihitung menurut persamaan sebagai berikut (lihat Gbr. 3-4).

$$\bar{R} = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A_1 + \dots + A_n} \quad \dots \dots \dots (3.3)$$

di mana:

$\bar{R}$: curah hujan daerah

$A_1, A_2, \dots, A_n$: luas bagian-bagian antara garis-garis isohiet.

$R_1, R_2, \dots, R_n$: curah hujan rata-rata pada bagian-bagian $A_1, A_2, \dots, A_n$.

Cara ini adalah cara rasionil yang terbaik jika garis-garis isohiet dapat digambar dengan teliti. Akan tetapi jika titik-titik pengamatan itu banyak dan variasi curah hujan di daerah bersangkutan besar, maka pada pembuatan peta isohiet ini akan terdapat kesalahan pribadi (*individual error*) sipembuat peta.

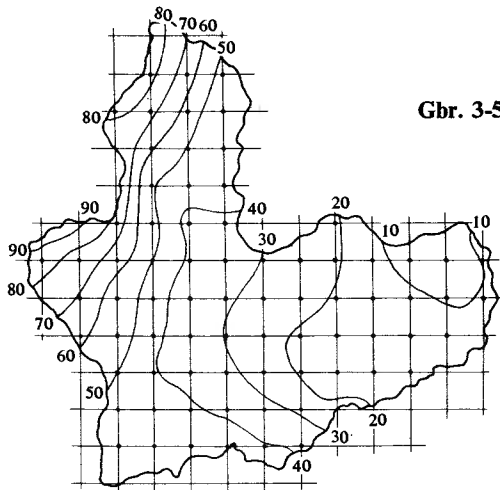
Jika tiap pengamatan mencakup beberapa ratus km² maka penggunaan peta topografi skala 1/20.000 sampai 1/500.000 adalah kira-kira cukup.

Peta itu harus mencantumkan antara lain sungai-sungai utamanya dan garis-garis kontur yang cukup. Pada pembuatan peta isohiet, maka topografi, arah angin dan lain-lain di daerah bersangkutan harus turut dipertimbangkan. Jadi untuk membuat peta

isohiet yang baik, diperlukan pengetahuan/keahlian yang cukup.

(4) Cara garis potongan antara (*Intersection line method*)

Cara ini adalah cara untuk menyederhanakan cara isohiet. Garis-garis potong ini (biasanya dengan jarak 2 sampai 5 km) yang merupakan kotak-kotak digambar pada peta isohiet. Curah hujan pada titik-titik perpotongan dihitung dari perbandingan jarak titik itu ke garis-garis isohiet yang terdekat (lihat Gbr. 3-5). Harga rata-rata aljabar dari curah hujan pada titik-titik perpotongan diambil sebagai curah hujan daerah. Ketelitian cara ini adalah agak kurang dari ketelitian cara isohiet.

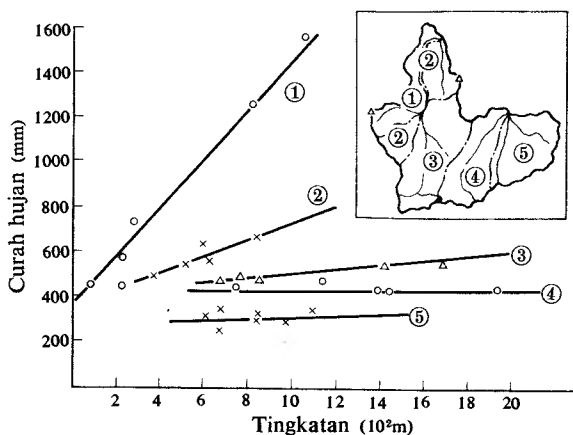


Gbr. 3-5 Cara garis potongan
(Satuan garis isohiet adalah mm).

(5) Cara dalam—elevasi (*Depth—elevation method*)

Umpamanya curah hujan itu bertambah jika elevasi bertambah tinggi. Dengan demikian, maka dapat dibuatkan diagram mengenai hubungan antara elevasi titik pengamatan dan curah hujan. Kurva ini (yang sering berbentuk garis lurus) dapat dibuat dengan cara kwadrat terkecil (*least square method*) dan lain-lain (lihat Gbr. 3-6). Pada peta topografi skala 1/50.000 atau yang lain, luas bagian-bagian antara garis-garis kontur selang 100 m atau 200 m dapat diukur. Curah hujan untuk setiap elevasi rata-rata dapat diperoleh dari diagram tersebut di atas, sehingga curah hujan daerah pada daerah yang bersangkutan dapat dihitung menurut persamaan sebagai berikut:

$$\bar{R} = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \dots \dots \dots (3.4)$$



Gbr. 3-6 Cara dalam—elevasi.
Angka-angka dari garis lurus menunjukkan daerah-daerah yang bersangkutan pada peta terlampir.

di mana:

$\bar{R}$: Curah hujan daerah yang bersangkutan

$A_1, A_2, \dots, A_n$: luas bagian-bagian di setiap ketinggian.

$R_1, R_2, \dots, R_n$: curah hujan rata-rata pada bagian-bagian $A_1, A_2, \dots, A_n$.

Cara ini adalah cocok untuk menentukan curah hujan jangka waktu yang panjang seperti curah hujan bulanan, curah hujan tahunan dan sebagainya.

Kadang-kadang oleh keadaan pegunungan dan arah angin, hubungan antara dalamnya curah hujan dan elevasi itu berbeda-beda dari daerah yang satu ke daerah yang berikut. Jika terdapat keadaan ini, maka daerah itu harus dibagi dalam bagian-bagian daerah yang kecil, sehingga hubungan antara dalamnya curah hujan dan elevasi itu kira-kira dapat diterapkan. Curah hujan pada tiap-tiap bagian daerah yang kecil ini kemudian dihitung lalu dirata-ratakan.

(6) Cara elevasi daerah rata-rata (*Mean areal elevation method*)

Cara ini dapat digunakan jika hubungan antara curah hujan dan elevasi daerah bersangkutan dapat dinyatakan dengan sebuah persamaan linier. Curah hujan R_i pada elevasi h_i di daerah itu kira-kira dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut:

$$R_i = a + b \cdot h_i.$$

dimana a dan b adalah tetapan-tetapan.

Jika elevasi rata-rata antara garis-garis kontur yang berdekatan (selang 100 m atau 200 m) adalah $\bar{h}_i$ dan luasnya A_i , maka elevasi rata-rata daerah itu adalah sebagai berikut:

$$\bar{h}_i = \frac{\sum A_i h_i}{\sum A_i} \dots \dots \dots (3.5)$$

Curah hujan daerah $\bar{R}$:

$$\begin{aligned} \bar{R} &= \frac{\sum A_i R_i}{\sum A_i} = \frac{\sum A_i (a + b h_i)}{\sum A_i} \\ &= \frac{\sum (a A_i + b A_i h_i)}{\sum A_i} \\ &= a + b \frac{\sum A_i h_i}{\sum A_i} = q + b \bar{h} \dots \dots \dots (3.6) \end{aligned}$$

Jadi jika a, b dan $\bar{h}$ didapat, maka $\bar{R}$ dapat dihitung. Cara ini adalah cocok untuk perhitungan curah hujan jangka waktu yang panjang dan cara dalam—elevasi curah hujan yang dikemukakan pada (5).

3.1.2 Distribusi curah hujan dalam sesuatu jangka waktu

Hal yang penting dalam pembuatan rancangan dan rencana adalah distribusi curah hujan. Distribusi curah hujan adalah berbeda-beda sesuai dengan jangka waktu yang ditinjau yakni curah hujan tahunan (jumlah curah hujan dalam setahun), curah hujan bulanan (jumlah curah hujan sebulan), curah hujan harian (jumlah curah hujan 24 jam), curah hujan per jam. Harga-harga yang diperoleh ini dapat digunakan untuk menentukan prospek dikemudian hari dan akhirnya untuk perancangan sesuai dengan tujuan yang dimaksud.

Di bawah ini akan dikemukakan perhitungan debit banjir sungai dengan daerah pengaliran yang kecil, yakni cara pemikiran dan cara perhitungan curah hujan jangka waktu yang pendek untuk penentuan volume debit konstruksi-konstruksi seperti gorong-gorong, saluran samping dan lain-lain.

(1) Intensitas curah hujan

Curah hujan jangka pendek dinyatakan dalam intensitas per jam yang disebut intensitas curah hujan (mm/jam). Intensitas curah hujan rata-rata dalam t jam (I_t) dinyatakan dengan rumus sebagai berikut:

$$I_t = \frac{R_t}{t} \dots\dots\dots(3.7)$$

di mana R_t : curah hujan selama t jam.

Besarnya intensitas curah hujan itu berbeda-beda yang disebabkan oleh lamanya curah hujan atau frekwensi kejadiannya. Beberapa rumus intensitas curah hujan yang dihubungkan dengan hal-hal ini, telah disusun sebagai rumus-rumus eksperimental. Satu di antaranya yang sering digunakan di Jepang adalah sebagai berikut:

$$\textcircled{1} \quad I = \frac{a'}{t + b} \dots\dots\dots(3.8)$$

Rumus ini dikemukakan oleh Prof. Talbot dalam tahun 1881 dan disebut jenis Talbot. Rumus ini banyak digunakan karena mudah diterapkan dimana tetapan-tetapan a dan b ditentukan dengan harga-harga yang diukur.

$$\textcircled{2} \quad I = \frac{a}{t^n} \dots\dots\dots(3.9)$$

Rumus ini dikemukakan oleh Prof. Sherman dalam tahun 1905 dan disebut jenis Sherman. Rumus ini mungkin cocok untuk jangka waktu curah hujan yang lamanya lebih dari 2 jam.

$$\textcircled{3} \quad I = \frac{a}{\sqrt{t} + b} \dots\dots\dots(3.10)$$

Rumus ini dikemukakan oleh Dr. Ishiguro dalam tahun 1953.

$$\textcircled{4} \quad I = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t} \right)^m \dots\dots\dots(3.11)$$

Rumus ini disebut rumus Mononobe dan merupakan sebuah variasi dari rumus (3.9). Rumus (3.8) sampai (3.10) adalah rumus-rumus intensitas curah hujan untuk curah hujan jangka pendek. Rumus (3.11) digunakan untuk menghitung intensitas curah hujan setiap waktu berdasarkan data curah hujan harian.

Dalam $\textcircled{1}$ sampai $\textcircled{4}$:

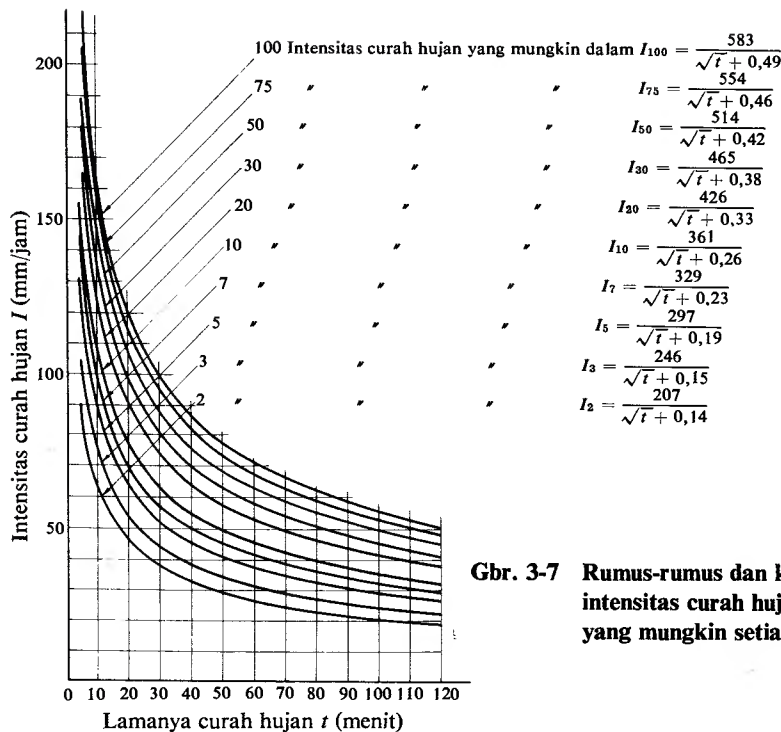
I : intensitas curah hujan (mm/jam)

t : lamanya curah hujan (menit), atau untuk $\textcircled{4}$ dalam (jam).

a, b, n, m : tetapan

R_{24} : curah hujan maksimum dalam 24 jam (mm).

Kurva frekwensi intensitas—lamanya (frekwensi I - t) adalah diagram persamaan-persamaan tersebut di atas dengan t sebagai absis dan I sebagai ordinat. Kurva ini digunakan untuk perhitungan limpasan (*run-off*) dengan rumus rasional dan untuk perhitungan debit puncak dengan menggunakan intensitas curah hujan yang sebanding dengan waktu pengaliran curah hujan dari titik paling atas ke titik yang ditinjau di bagian hilir daerah pengaliran itu (waktu tiba = *arrival time*). Kurva itu menunjukkan besarnya kemungkinan terjadinya intensitas curah hujan yang berlaku untuk lamanya curah hujan sembarangan. (lihat contoh pada Gbr. 3-7). Pada Gbr. 3-7 dapat dilihat bahwa rumus-rumus intensitas curah hujan mempunyai tetapan-tetapan yang berbeda, yang berhubungan dengan frekwensi kejadiannya. Jadi untuk perhitungan limpasan (hujan) diperlukan rumus intensitas curah hujan tersendiri sesuai dengan kemungkinan tahun kejadian yang diperhitungkan.



Gbr. 3-7 Rumus-rumus dan kurva-kurva intensitas curah hujan optimum yang mungkin setiap tahun tersebut.

Umpamanya, dalam Gbr. 3-7, jika diambil intensitas curah hujan yang lamanya 20 menit dengan kemungkinan 20 tahun, maka harus digunakan kurva:

$$I_{20} = \frac{426}{\sqrt{t + 0,33}}$$

Intensitas curah hujan I pada titik perpotongan dengan $t = 20$ menit adalah $I = 89$ mm/jam.

(2) Cara perhitungan intensitas curah hujan

(a) *Perhitungan dengan cara kwadrat terkecil (least square)*: Cara ini adalah cara untuk menentukan tetapan-tetapan a , b , dan n dalam rumus-rumus (3.8), (3.9) dan (3.10) yang dikemukakan dalam (1) berdasarkan cara kwadrat terkecil dengan menggunakan data curah hujan. Cara perhitungannya adalah sebagai berikut:

- ① Pertama-tama diambil 8 jenis lamanya curah hujan t (menit), 5, 10, 20, 30, 40, 60, 80 dan 120 menit. Semua curah hujan yang bersangkutan dengan ke delapan hal ini disusun bersama data curah hujan sebuah stasiun pengamatan.
- ② Harga-harga tersebut di atas digunakan dalam perhitungan kemungkinan lebih (*excess probability*) dengan cara Iwai dan lain-lain yang dikemukakan dalam 3.2.2. Kemudian diadakan perhitungan intensitas curah hujan I (mm/jam) yang bersangkutan dengan ke 8 harga t untuk setiap tahun kemungkinan (*probable year*).
- ③ Dengan menggunakan ke 8 harga t dalam setiap tahun kemungkinan itu, maka diadakan perhitungan tetapan-tetapan dengan cara kwadrat terkecil. Perhitungan tetapan-tetapan untuk setiap rumus intensitas curah hujan adalah sebagai berikut:

[Jenis I]

$$I = \frac{a}{t + a}$$

$$\left. \begin{aligned} a &= \frac{[I][I^2] - [I_t^2][I]}{N[I^2] - [I][I]} \\ b &= \frac{[I][I_t] - N[I_t^2]}{N[I^2] - [I][I]} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(3.12)$$

[Jenis II]

$$I = \frac{a}{t^n}$$

$$\left. \begin{aligned} \log a &= \frac{[\log I][(\log t)^2] - [\log t \log I][\log t]}{N[(\log t)^2] - [\log t][\log t]} \\ n &= \frac{[\log I][\log t] - N[\log t \log I]}{N[(\log t)^2] - [\log t][\log t]} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(3.13)$$

[Jenis III]

$$I = \frac{a}{\sqrt{t} + b}$$

$$\left. \begin{aligned} a &= \frac{[I\sqrt{t}][I^2] - [I^2\sqrt{t}][I]}{N[I^2] - [I][I]} \\ b &= \frac{[I][I\sqrt{t}] - [I^2\sqrt{t}]}{N[I^2] - [I][I]} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(3.14)$$

di mana []: Jumlah angka-angka dalam tiap suku.

N: Banyaknya data.

Cara ini membutuhkan perhitungan dan pekerjaan yang banyak seperti pembacaan dan penyusunan data curah hujan untuk setiap t pada kertas-kertas pencatat curah hujan otomatis sepanjang pengamatan yang lalu.

[Contoh perhitungan]

Data curah hujan untuk setiap lamanya curah hujan t menit disusun dengan menggunakan data curah hujan tahun-tahun yang telah lalu dari sebuah stasiun pengamatan. Kemudian diadakan perhitungan kemungkinan lebih (perhitungan ini tidak dicantumkan di sini). Harga-harga dalam tabel di bawah ini adalah harga-harga dengan kemungkinan 10 tahun. Dengan harga-harga ini, maka dihitung harga-harga intensitas curah hujan sesuai dengan rumus (3.8), (3.9) dan (3.10). Dari hasil-hasil ini dapat ditentukan rumus mana yang paling cocok.

Lamanya curah hujan t (menit)	5	10	20	30	40	60	80	120
Intensitas curah hujan I (mm/jam)	150,8	105,2	76,5	62,3	54,5	46,1	39,9	32

[Penyelesaian]

Pertama-tama ditentukan harga tiap suku dalam rumus-rumus (3.12),

(3.13) dan (3.14) dari Tabel 3-2. Perhitungan harga tetapan-tetapan itu adalah sebagai berikut:

Tabel 3-2 Tabel perhitungan tiga jenis rumus intensitas curah hujan.

①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩	⑪	⑫	⑬
No.	t	I	It	I^2	I^2t	$\log t$	$\log I$	$\log \cdot \log I$	$(\log t)^2$	$\sqrt{t}$	$I\sqrt{t}$	$I^2\sqrt{t}$
1	5	150,8	754,0	22740,64	113703,20	0,69897	2,17840	1,52264	0,48856	2,236	337,19	50848,07
2	10	105,2	1052,0	11067,04	110670,40	1,00000	2,02201	2,02201	1,00000	3,162	332,64	34993,98
3	20	76,5	1530,0	5852,25	117045,00	1,30103	1,88366	2,45070	1,69268	4,472	342,11	26171,26
4	30	62,3	1869,0	3881,29	116438,70	1,47711	1,79449	2,65066	2,18185	5,477	341,22	21257,83
5	40	54,5	2180,0	2970,25	118810,00	1,60206	1,73639	2,78180	2,56660	6,325	344,71	18786,83
6	60	46,1	2766,0	2125,21	127512,60	1,77815	1,66370	2,95831	3,16182	7,746	357,09	16461,88
7	80	39,9	3192,0	1592,01	127360,80	1,90309	1,60097	3,04679	3,62175	8,944	356,87	14238,94
8	120	32,0	3840,0	1024,00	122880,00	2,07918	1,50514	3,12946	4,32299	10,954	350,56	11217,92
[]		567,3	17183,0	51252,69	954420,70	11,83959	14,38676	20,56237	19,03625		2762,39	194058,88

[Jenis I]

$$I = \frac{a}{t + b}$$

$$a = \frac{17.183,0 \times 51.252,69 - 954.420,7 \times 567,3}{8 \times 51.252,69 - 567,3 \times 567,3}$$

$$\cong 3.847$$

$$b = \frac{567,3 \times 17.183,0 - 8 \times 954.420,7}{8 \times 51.252,69 - 567,3 \times 567,3}$$

$$\cong 24$$

[Jenis II]

$$I = \frac{a}{t^n}$$

$$\log a = \frac{14,38476 \times 19,03625 - 20,56237 \times 11,83959}{8 \times 19,03625 - 11,83959 \times 11,83959}$$

$$= 2,50797$$

$$\cong 322$$

$$n = \frac{14,38476 \times 11,83959 - 8 \times 20,56237}{8 \times 19,03624 - 11,83959 \times 11,83959}$$

$$\cong 0,48$$

[Jenis III]

$$I = \frac{a}{\sqrt{t} + b}$$

$$a = \frac{2.762,39 \times 51.252,69 - 194.058,88 \times 567,3}{8 \times 51.252,69 - 567,3 \times 567,3}$$

$$\cong 357$$

$$b = \frac{567,3 \times 2.762,39 - 8 \times 194.058,88}{8 \times 51.252,69 - 567,3 \times 567,3}$$

$$\cong 0,17$$

Harga-harga ini disubstitusikan ke dalam rumus (3.8), (3.9) dan (3.10), sehingga rumus-rumus intensitas curah hujan itu menjadi sebagai berikut:

$$I = \frac{a}{t + b} = \frac{3.847}{t + 24} \dots \dots \dots (3.15)$$

$$I = \frac{a}{t^n} = \frac{322}{t^{0,48}} \dots \dots \dots (3.16)$$

$$I = \frac{a}{\sqrt{t + b}} = \frac{375}{\sqrt{t + 0,17}} \dots \dots \dots (3.17)$$

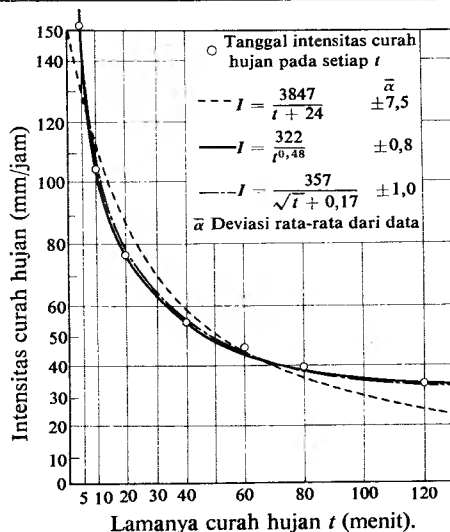
Selanjutnya harus diadakan pemeriksaan mengenai rumus yang paling cocok digunakan.

Harga-harga I dari rumus-rumus (3.15), (3.16) dan (3.17) yang didapat dengan menggantikan harga-harga t dalam kolom ② pada Tabel 3-3, tercantum dalam kolom ⑭, ⑯ dan ⑰ pada tabel yang sama. Deviasi antara harga-harga ini dengan data yang tercantum dalam kolom ③ tercantum berturut-turut dalam kolom ⑮, ⑰ dan ⑱ dalam tabel yang sama. Demikian pula kurva-kurva yang dihitung tercantum dalam Gbr. 3-8.

Dengan menelaah deviasi rata-rata $M(|\alpha|) = \bar{\alpha}$ dan Gbr. 3-8, dapat ditentukan bahwa untuk keadaan ini, Jenis II yakni $I = a/t^n$ memberikan hasil yang optimum sebagai rumus intensitas curah hujan.

Tabel 3-3 Tabel perbandingan kecocokan rumus-rumus intensitas curah hujan.

①	②	③	⑭	⑮	⑯	⑰	⑱	⑲
No	t	I	$I_{(1)}$	$\alpha_{(1)}$	$I_{(2)}$	$\alpha_{(2)}$	$I_{(3)}$	$\alpha_{(3)}$
1	5	150,8	132,7	-18,1	149,1	-1,7	148,1	-2,7
2	10	105,2	113,1	7,9	106,6	1,4	107,2	2,0
3	20	76,5	87,4	10,9	76,5	0,0	76,9	0,4
4	30	62,3	71,2	8,9	62,9	0,6	63,2	0,9
5	40	54,5	60,1	5,6	54,9	0,4	55,0	0,5
6	60	46,1	45,8	- 0,3	45,1	-1,0	45,1	-1,0
7	80	39,9	37,0	- 2,9	39,3	-0,6	39,2	-0,7
8	120	32,0	26,7	- 5,3	32,4	0,4	32,1	0,1
$\Sigma(\alpha)$				59,9		6,1		8,3
$M(\alpha)$				7,49		0,76		1,04



Gbr. 3-8 Tiga jenis kurva intensitas curah hujan dan contoh pemeriksaan penterapannya.

- (b) *Rumus intensitas curah hujan dengan cara koefisien spesifik (Probable rainfall-intensity-formula by specific coefficient method)*: Cara yang dikemukakan dalam (a) memerlukan data pengamatan curah hujan yang panjang dan sekurang-kurangnya untuk 8 jenis lamanya curah hujan. Di samping itu kesemuanya harus dibaca dari kertas-kertas alat ukur otomatis. Mengingat hal ini memerlukan waktu yang lama (di mana angka-angkanya harus dibaca dari kurva yang tercatat), maka ketelitiannya akan berkurang.

Cara yang dikemukakan di bawah ini adalah cara untuk mendapatkan rumus intensitas curah hujan berdasarkan 2 jenis data curah hujan (umpamanya curah hujan 60 menit dan 10 menit). Jika data curah hujan 60 menit dan 10 menit atau lain-lain itu ada, maka rumus pendekatan intensitas curah hujan itu dapat dihitung dengan mudah dan mempunyai ketelitian yang tinggi.

Semua kurva intensitas curah hujan dapat dinyatakan dengan koefisien yang menunjukkan kemiringan kurva, dikali dengan intensitas curah hujan 1 jam. Koefisien ini ditentukan dari karakteristik curah hujan di tiap daerah dan disebut oleh Dr. Ishiguro koefisien spesifik.

Semua rumus intensitas curah hujan dinyatakan dengan rumus sebagai berikut:

$$I_N = \beta_N \cdot R_N \quad \dots\dots\dots (3.18)$$

di mana:

I : rumus intensitas curah hujan (mm/jam)

β : koefisien spesifik

R : curah hujan 1 jam (mm) atau intensitas curah hujan 1 jam (mm/jam)

Notasi N : kemungkinan dalam N tahun.

Harga β_N dalam rumus (3.18) adalah sama seperti rumus (3.8), (3.9) dan (3.10) yang dikemukakan dalam (a). Rumus (3.18) dalam jenis I, jenis II dan jenis III berturut-turut akan menjadi:

[Jenis I]

$$I_N = \beta_N \cdot R_N = \frac{a'}{t + b} R_N \quad \dots\dots\dots (3.19)$$

[Jenis II]

$$I_N = \beta_N \cdot R_N = \frac{a'}{t^n} R_N \quad \dots\dots\dots (3.20)$$

[Jenis III]

$$I_N = \beta_N \cdot R_N = \frac{a}{\sqrt{t} + b} R_N \quad \dots\dots\dots (3.21)$$

R_N dalam ketiga rumus ini adalah intensitas curah hujan 60 menit dengan kemungkinan N tahun dan didapat dengan perhitungan kemungkinan lebih (excess probability) dari angka-angka yang diperoleh dengan pengamatan (dengan cara Iwai dan lain-lain seperti di bawah ini). Tetapan-tetapan a' , b dan n berturut-turut dihitung menurut rumus-rumus di bawah ini ($\beta_N = 1$ jika $t = 60$ menit):

[Jenis I]

$$\left. \begin{aligned} a' &= 60 + b \\ b &= \frac{60 - \beta_N' \cdot t}{\beta_N' - 1} \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (3.22)$$

[Jenis II]

$$\left. \begin{aligned} a' &= \frac{\log \beta'_N \cdot (\log 60 - \log 1)}{\log 6 - \log t} \\ n &= \frac{\log a'}{\log 60} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3.23)$$

[Jenis III]

$$\left. \begin{aligned} a' &= \sqrt{60} \pm b \\ b &= \frac{\sqrt{60} - \beta'_N \cdot \sqrt{t}}{\beta'_N - 1} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (3.24)$$

di mana:

β'_N : harga koefisien spesifik dalam t menit dengan kemungkinan N tahun (Ini adalah perbandingan intensitas curah hujan t menit dalam kemungkinan N tahun).

$$\beta'_N = \frac{I'_N}{I_N^{60}} \dots\dots\dots (3.25)$$

I'_N : intensitas curah hujan per jam (mm/jam) termasuk perhitungan curah hujan R'_N dengan kemungkinan N tahun sesuai lamanya dalam t menit dengan menggunakan data curah hujan pengamatan yang lalu, yakni:

$$I'_N = R'_N \cdot \frac{60}{t} \dots\dots\dots (3.26)$$

I_N^{60} : intensitas curah hujan per jam dengan kemungkinan N tahun dan dengan R_N yang sama dalam rumus (3.18).

Menurut penjelasan di atas, jika intensitas curah hujan per jam dengan kemungkinan N tahun (R_N^{60}) dan intensitas curah hujan t menit dengan kemungkinan yang sama didapat, maka β'_N , a' dan b juga akan dapat dihitung. Dengan demikian rumus-rumus (3.19)–(3.21) akan didapat.

[Contoh perhitungan]

Rumus intensitas curah hujan didapat dengan menggunakan data dalam 60 menit dan 10 menit pada perhitungan dalam contoh (a).

[Penyelesaian]

Yang dihitung di sini adalah hanya rumus Talbot (Jenis I) dalam kolom ③ pada Tabel 3-2.

$$I_{10}^{10} = 105,2 \quad I_{10}^{60} = 46,1$$

Dalam rumus (3.25)

$$\beta'_N = 105,2/46,1 = 2,28$$

Dalam rumus (3.22)

$$b = \frac{60 - 2,28 \times 10}{2,28 - 1} = 29$$

$$a = 29 + 60 = 89$$

Dalam rumus (3.19)

$$\beta_{10} = \frac{a'}{t + b} = \frac{89}{t + 29}$$

$$I_{10} = \beta_{10} \cdot R_{10} = \frac{89}{t + 29} \cdot 46,1 = \frac{4.103}{t + 29}$$

Jadi rumus intensitas curah hujan dengan kemungkinan 10 tahun adalah:

$$I_{10} = \frac{4.103}{t + 29}$$

3.2 Curah hujan dan perioda ulangnya

3.2.1 Frekwensi curah hujan

Cara perkiraan untuk mendapatkan frekwensi kejadian curah hujan dengan intensitas tertentu yang digunakan dalam perhitungan pengendalian banjir, rancangan drainasi dan lain-lain adalah hanya dengan menggunakan data pengamatan yang lalu. Jika data pada sebuah titik pengamatan itu lebih dari 20 tahun, maka frekwensi atau perkiraan data hidrologi itu dapat diperoleh dengan cara perhitungan kemungkinan tersebut di bawah ini.

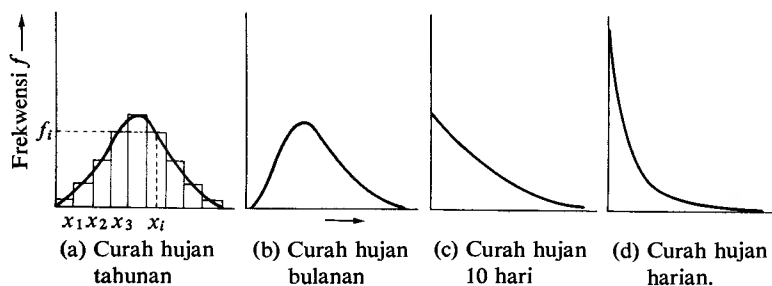
Perhitungan frekwensi ini adalah cara seperti yang digunakan di Amerika Serikat, yakni cara tahun-stasiun (*station-year method*) yang menjumlahkan banyaknya titik-titik pengamatan dengan banyaknya tahun-tahun pengamatan. Cara ini memperkirakan frekwensi dengan menjumlahkan banyaknya tahun pengamatan pada titik-titik pengamatan dalam daerah itu. Umpamanya jika terdapat data selama 20 tahun pada setiap 10 titik pengamatan, maka dianggap bahwa harga maksimum dari data-data ini mempunyai frekwensi sekali dalam $10 \times 20 = 200$ tahun, yang kedua (maksimum) sekali dalam $200 \times 1/2 = 100$ tahun dan yang ketiga (maksimum) sekali dalam $200 \times 1/3 = 67$ tahun.

Cara ini adalah cara yang paling sederhana, tanpa penyelesaian secara statistik. Penerapan cara ini dapat diadakan untuk daerah yang mempunyai kondisi meteorologi yang sama, bukan seperti daerah pegunungan.

3.2.2 Distribusi curah hujan dan perioda ulang (Return period)

(1) Distribusi curah hujan

Umpamanya data curah hujan disusun dan dibagi dalam selang 10 mm. Frekwensi tiap bagian dapat diperoleh dan dinyatakan dalam histogram. Jika frekwensi itu dinyatakan dengan garis lengkung yang baik, maka dapat diperoleh sebuah kurva frekwensi. (lihat Gbr. 3-9). Gbr. 3-9(a)–(d) menunjukkan kurva-kurva frekwensi data curah hujan tahunan, curah hujan bulanan, curah hujan 10 hari dan curah hujan harian. Dari gambar-gambar ini dapat dilihat bahwa distribusi curah hujan adalah distribusi asym-



Gbr. 3-9 Distribusi frekwensi curah hujan.

metris, meskipun distribusi curah hujan jangka waktu yang panjang seperti curah hujan tahunan hampir mendekati distribusi symmetris.

Setelah fungsi distribusi yang paling cocok untuk distribusi itu didapat, maka hal-hal sebagai berikut dapat diketahui: berapa panjang rata-rata perioda kejadian atau berapa banyak kali rata-rata terjadinya suatu curah hujan harian melampaui suatu harga tertentu dalam suatu perioda tertentu.

- (2) Kemungkinan terlampaui dan kemungkinan tak terlampaui (*probability of exceedance and non-exceedance*)

Kemungkinan $W(x_i)$ data hidrologi (curah hujan, debit dan lain-lain) (x) melampaui suatu harga tertentu (x_i), disebut kemungkinan terlampaui dari (x_i), dan kemungkinan $S(x_i)$ data (x) tidak melampaui suatu nilai tertentu (x_i), disebut kemungkinan tidak terlampaui dari (x_i).

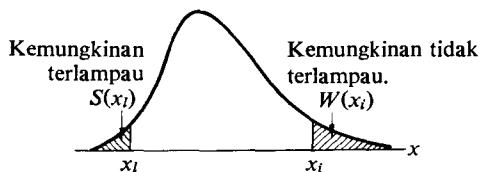
Umpama suatu data curah hujan tahunan telah dicatat selama n tahun. Data ini disusun mulai dari harga terbesar sampai harga terkecil, kemudian dibuatkan kurva frekwensi sesuai cara yang dikemukakan dalam (1). Kurva ini disebut kurva kemungkinan kerapatan (*probability density curve*) dan fungsi yang sesuai dengan kurva ini disebut fungsi kemungkinan kerapatan.

Umpamanya fungsi itu adalah $f(x)$. Kemungkinan terlampaui dari x_i , $W(x_i)$ adalah luas bagian bergaris pada Gbr. 3-10 yakni:

$$W(x_i) = \int_{x_i}^{\infty} f(x) dx \dots\dots\dots(3.27)$$

Demikian pula kemungkinan tak terlampaui dari x_i , $S(x_i)$ adalah luas bagian di sebelah kiri x_i seperti pada Gambar 3-10.

$$S(x_i) = \int_{-\infty}^{x_i} f(x) dx = 1 - W(x_i) \dots\dots\dots(3.28)$$



Gbr. 3-10 Kemungkinan terlampaui dan kemungkinan tidak terlampaui.

- (3) Perioda ulang (*return period*)

Jika laju suatu data hidrologi (x) mencapai sesuatu harga tertentu (x_i) atau kurang dari (x_i) diperkirakan terjadi sekali dalam T tahun, maka T tahun ini dianggap sebagai perioda ulang dari (x_i). (x_i) ini disebut data dengan kemungkinan T tahun. (Jika data itu berupa data curah hujan harian, maka disebut curah hujan harian kemungkinan T tahun).

Kemungkinan suatu curah hujan harian melampaui 200 mm dinyatakan dengan rumus (3.27):

$$W(x_i) = \int_{200}^{\infty} f(x) dx.$$

Jadi, umpamanya jumlah hari hujan rata-rata dalam 1 tahun adalah n , maka dalam satu tahun dapat diperkirakan bahwa kemungkinan curah hujan harian itu melampaui 200 mm adalah $nW(x)$ dan dalam T tahun adalah $nW(x)T$. Panjang tahun T dengan kemungkinan sama dengan 1 disebut perioda ulang (return period).

$$T = \frac{1}{n \int_{200}^{\infty} f(x) dx} = \frac{1}{nW(x)} \dots\dots\dots(3.29)$$

Perioda ulang T untuk kemungkinan tak terlampaui $S(x)$ dihitung dengan cara yang sama,

$$T = \frac{1}{n \int_{-\infty}^{200} f(x) dx} = \frac{1}{nS(x)} \dots \dots \dots (3.30)$$

Peristiwa yang terjadi sekali dalam setahun seperti curah hujan maksimum atau curah hujan harian minimum dalam setahun adalah:

$n = 1$. Rumus-rumus (3.29) dan (3.30) menjadi:

$$T = \frac{1}{W(x)} \text{ dan } T = \frac{1}{S(x)} \dots \dots \dots (3.31)$$

Seperti telah dikemukakan di atas, perioda ulang itu dapat dengan mudah dihitung jika fungsi kerapatan $f(x)$ dari curah hujan telah diketemukan.

3.2.3 Cara memperkirakan kemungkinan curah hujan

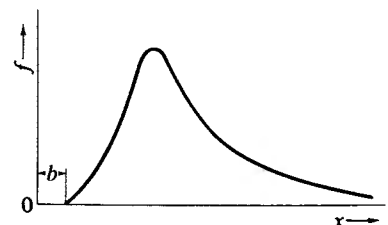
Hal-hal utama yang telah dikemukakan adalah analisa frekwensi data hidrologi, bagaimana perhitungan fungsi $f(x)$ yang menggambarkan distribusi asimetris dari kurva kemungkinan kerapatan dan bagaimana harga kemungkinan terlampaui $W(x)$ yang kecil itu atau harga kemungkinan tak terlampaui $S(x)$ itu telah diperkirakan.

Penyelidikan-penyelidikan yang banyak mengenai distribusi curah hujan telah berlangsung terus. Penyelidikan-penyelidikan itu dapat diklasifikasi sebagai berikut:

- ① *Cara yang menggunakan distribusi normal:* Cara ini adalah cara untuk menyelesaikan/menghitung distribusi normal yang didapat dengan merubah variabel distribusi asimetris (x) ke dalam logaritma atau ke dalam akar pangkat n . Cara Iwai adalah salah satu cara untuk hal yang pertama. Mengenai hal yang kedua Dr. C. K. Stidd menyatakan bahwa jika diambil akar pangkat 3 dari data curah hujan maka distorsi kurva distribusi itu hilang.
- ② *Cara yang mempergunakan langsung kurva asymetris kemungkinan kerapatan:* Cara-cara yang digunakan adalah jenis distribusi eksponensial dan distribusi harga ekstrim.
- ③ *Cara yang mengkombinasikan cara ① dan ②:* Cara Iwai adalah cara yang banyak digunakan di Jepang. Cara perhitungan sederhana yang menggunakan kertas kemungkinan logaritmis akan dikemukakan di bawah ini.

(1) Cara Iwai

Seperti telah dikemukakan di atas, kurva kemungkinan kerapatan dari curah hujan harian maksimum atau debit banjir maksimum dalam 1 tahun, tidak merupakan sebuah kurva distribusi normal tetapi sebuah kurva distribusi yang asymetris (Gbr. 3-9). Dengan merubah variabel (x) dari kurva distribusi itu ke logaritma x atau $\log x$, maka kurva itu dapat dirubah menjadi kurva distribusi normal. Jadi, kemungkinan terlampaui $W(x)$ dapat diperoleh dengan assumsi bahwa data hidrologi itu mempunyai distribusi log-normal. Di samping itu cara ini memberikan harga b lebih besar dari 0 sebagai harga minimum variabel kemungkinan (x) (lihat Gbr. 3-11). Supaya kurva kemungkinan



Gbr. 3-11 Limit bawah dari x dalam kurva kerapatan kemungkinan.

kerapatan itu tidak menjadi lebih kecil dari harga bawah limit itu ($-b$), maka ambil suku $(x + b)$ yang logaritmanya yakni $\log(x + b)$ diperkirakan mempunyai distribusi normal. Jadi cara ini adalah cara distribusi terbatas sepihak (*one sided finite distribution*).

Perhitungan cara Iwai akan diterangkan dengan sebuah contoh seperti di bawah ini, di mana:

$$\xi = c \log \frac{x + b}{x_0 + b} \dots\dots\dots(3.32)$$

$\log(x_0 + b)$ adalah harga rata-rata dari $\log(x_i + b)$ dengan $(i = 1 \dots n)$ dan dinyatakan dengan $(X_0; b, c \text{ dan } x_0)$ diperkirakan dari rumus-rumus berikut.

Harga perkiraan pertama dari x_0 :

$$\log x_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log x_i \dots\dots\dots(3.33)$$

Perkiraan harga b :

$$\left. \begin{aligned} b &= \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m b_i, \quad m \cong \frac{n}{10} \\ b_i &= \frac{x_s \cdot x_t - x_0^2}{2x_0 - (x_s + x_t)} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(3.34)$$

Perkiraan harga X_0 :

$$\begin{aligned} X_0 &= \log(x_0 + b) \\ &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log(x_i + b) \dots\dots\dots(3.35) \end{aligned}$$

Perkiraan harga c :

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{c} &= \sqrt{\frac{2}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\log \frac{x_i + b}{x_0 + b} \right)^2} \\ &= \sqrt{\frac{2n}{n-1}} \sqrt{\bar{X}^2 - X_0^2} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(3.36)$$

$$\bar{X}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \{\log(x_i + b)\}^2 \dots\dots\dots(3.37)$$

dengan:

x_s : harga pengamatan dengan nomor urutan m dari yang terbesar.

x_t : harga pengamatan dengan nomor urutan m dari yang terkecil.

n : banyaknya data.

$m \cong \frac{n}{10}$: angka bulat (dibulatkan ke angka yang terdekat).

Kadang-kadang jika harga b sangat kecil maka untuk mempermudah perhitungan harga b dapat diambil $b = 0$.

Jika tetapan-tetapan tersebut di atas telah didapat, maka curah hujan yang mungkin (*probable rainfall*) yang sesuai dengan kemungkinan lebih sembarang (*arbitrary excess probability*) dapat dihitung dengan rumus berikut:

$$\log(x + b) = \log(x_0 + b) + \left(\frac{1}{c}\right)\xi \dots\dots\dots(3.38)$$

Perhitungan ini harus dilaksanakan menurut urutan sebagai berikut:

- ① Harga perkiraan pertama dari x_0 didapat dengan rumus (3.33) dan b didapat dengan rumus (3.34).

- ② $\log(x_i + b)$ didapat dan $\log(x_0 + b)$ didapat dengan rumus (3.35).
- ③ $\{\log(x_i + b)\}^2$ dihitung dan $\bar{X}^2$ dihitung dengan rumus (3.37).
- ④ Dengan menggunakan X^2 dan X_0^2 , maka $1/c$ dihitung dengan rumus (3.36).
- ⑤ Harga ξ yang sesuai dengan kemungkinan lebih sembarang didapat dari Tabel 3-4 dan curah hujan yang mungkin diperkirakan dengan rumus (3.38).

[Contoh perhitungan]

Tabel 3-5 menunjukkan kumpulan data curah hujan harian maksimum dalam setahun selama 34 tahun di beberapa kota Jepang. Dengan cara Iwai, maka curah hujan harian yang mungkin dengan kemungkinan lebih dari 1/10, 1/50, 1/100, 1/200, dan 1/500 akan didapat berturut-turut sebagai berikut:

Tabel 3-4 Variabel normal ξ yang sesuai pada $W(x)$ utama.

T	$W(x) = 1/T$	ξ	T	$W(x) = 1/T$	ξ
500	0,002 00	2,035 2	30	0,033 33	1,297 1
400	0,002 50	1,984 0	25	0,040 00	1,237 9
300	0,003 33	1,922 7	20	0,050 00	1,163 1
250	0,004 00	1,875 3	15	0,066 67	1,061 4
200	0,005 00	1,821 4	10	0,100 00	0,906 2
150	0,006 67	1,749 9	8	0,125 00	0,813 4
100	0,010 00	1,645 0	5	0,200 00	0,595 1
80	0,012 50	1,585 1	4	0,250 00	0,476 9
60	0,016 67	1,504 9	3	0,333 33	0,304 5
50	0,020 00	1,452 2	2	0,500 00	
40	0,025 00	1,385 9			

Tabel 3-5 Data curah hujan harian maksimum tahunan di suatu kota tertentu di Jepang.

Derajat	Harga pengamatan	Tanggal kejadian	Derajat	Harga pengamatan	Tanggal kejadian
1	288,2	1959. 8.13	20	123,0	1969. 8.23
2	282,0	1971. 9.26	21	121,3	1953. 9.16
3	269,1	1944.10. 7	22	118,0	1973. 7. 2
4	245,6	1961. 9.10	23	115,6	1960. 7. 4
5	210,9	1952. 7.14	24	109,0	1968. 6.19
6	171,2	1941. 8.14	25	108,6	1954. 9. 1
7	166,7	1949. 9.22	26	103,9	1964. 8.30
8	164,1	1947. 7. 1	27	99,8	1940. 8. 3
9	155,3	1945. 6. 6	28	96,6	1956.10.30
10	154,4	1948. 8.28	29	92,0	1970. 8.31
11	153,1	1962. 8.25	30	88,7	1943. 6. 1
12	146,6	1942. 8.27	31	85,7	1963. 7.27
13	141,5	1958. 8.25	32	73,5	1957. 8.27
14	140,7	1967. 8.12	33	62,3	1951. 8.29
15	139,2	1946.10.12	34	60,5	1955. 7. 7
16	137,5	1972. 8.11			
17	131,7	1966. 9.12			
18	130,5	1950. 7.12			
19	129,8	1965. 6.29			

Tabel 3-6 Tabel perhitungan.

Derajat	x_i	$\log_{10} x_i$	$x_i + b$	$\log_{10} (x_i + b)$	$\{\log_{10} (x_i + b)\}^2$
1	288,2	2,459 7	276,37	2,441 5	5,960 9
2	282,0	2,450 3	270,17	2,431 6	5,912 8
3	269,2	2,430 1	257,37	2,410 6	5,810 8
4	245,6	2,390 2	233,77	2,368 8	5,611 2
5	210,9	2,324 1	199,07	2,299 0	5,285 4
6	171,2	2,233 5	159,37	2,202 4	4,850 6
7	166,7	2,221 9	154,87	2,190 0	4,795 9
8	164,1	2,215 1	152,27	2,182 6	4,763 8
9	155,3	2,191 2	143,47	2,156 8	4,651 6
10	154,4	2,188 6	142,57	2,154 0	4,639 8
11	153,1	2,185 0	141,27	2,150 1	4,622 7
12	146,6	2,166 1	134,77	2,129 6	4,535 2
13	141,5	2,150 8	129,67	2,112 8	4,464 1
14	140,7	2,148 3	128,87	2,110 2	4,452 7
15	139,2	2,143 6	127,37	2,105 1	4,431 3
16	137,5	2,138 3	125,67	2,099 2	4,406 8
17	131,7	2,119 6	119,87	2,078 7	4,321 0
18	130,5	2,115 6	118,67	2,074 3	4,302 9
19	129,8	2,113 3	117,97	2,071 8	4,292 2
20	123,0	2,089 9	111,17	2,046 0	4,186 0
21	121,3	2,083 9	109,47	2,039 3	4,158 7
22	118,0	2,071 9	106,17	2,026 0	4,104 7
23	115,6	2,063 0	103,77	2,016 1	4,064 5
24	109,0	2,037 4	97,17	1,987 5	3,950 3
25	108,6	2,035 8	96,77	1,985 7	3,943 2
26	103,9	2,016 6	92,07	1,964 1	3,857 8
27	99,8	1,999 1	87,97	1,944 3	3,780 4
28	96,6	1,985 0	84,77	1,928 2	3,718 1
29	92,0	1,963 8	80,17	1,904 0	3,625 3
30	88,7	1,947 9	76,87	1,885 8	3,556 1
31	85,7	1,933 0	73,87	1,868 5	3,491 2
32	73,5	1,866 3	61,67	1,790 1	3,204 4
33	62,3	1,794 5	50,47	1,703 0	2,900 3
34	60,5	1,781 8	48,67	1,687 3	2,846 8
Jumlah		72,055 2		70,545 0	147,499 5
1/n		2,119 27		$X_0 = 2,074 9$	$\bar{X}^2 = 4,338 2$

[Penyelesaian]

- ① Pertama-tama, seperti terlihat pada Tabel 3-6, setiap data curah hujan maksimum dalam setahun disusun mulai dari harga yang terbesar dan kemudian dibuatkan perhitungan yang diperlukan.
- ② Harga perkiraan pertama dihitung menurut rumus (3.33) dengan menggunakan harga-harga pada Tabel 3-6.

$$\log x_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log x_i$$

$$= \frac{72.0552}{34} = 2,11927$$

$$x_0 = 131,60$$

Tabel 3-7 Perhitungan b .

No.	x_s	x_t	$x_s x_t$	$x_s + x_t$	$x_s x_t - x_0^2$	$2x_0 - (x_s + x_t)$	b_t
1	288,2	60,5	17.436,10	348,7	117,54	-85,5	- 1,37
2	282,0	62,3	17.568,60	344,3	250,04	-81,1	- 3,08
3	269,2	73,5	19.786,20	342,7	2.467,64	-79,5	-31,04
Jumlah							-35,49

$$\therefore b = \frac{-35,49}{3} = -11,83$$

Tabel 3-8 Perhitungan curah hujan harian yang mungkin.

$1/T$	ξ	$(1/c)\xi$	$X_0 + (1/a)\xi$	$x + b$	x
	①	②	$X_0 + ②$	③	③ - b
1/10	0,906 2	0,236 3	2,311 2	204,7	216,5
1/50	1,452 2	0,378 7	2,453 6	284,2	296,0
1/100	1,645 0	0,429 0	2,503 9	319,1	330,9
1/200	1,821 4	0,475 0	2,549 9	354,7	366,5
1/500	2,035 2	0,530 1	2,605 0	402,7	414,5

- ③ b dihitung menurut rumus (3.34) dengan menggunakan harga-harga pada Tabel 3-7.

$$m = \frac{n}{10} = \frac{34}{10} \cong 3$$

$$b_t = \frac{x_s \cdot x_t - x_0}{2x_0 - (x_s + x_t)}$$

$$x_0^2 = 17.318,56 \quad \text{dan} \quad 2x_0 = 263,2$$

- ④ $1/c$ dihitung menurut rumus (3.36) dengan menggunakan harga-harga pada Tabel 3-6.

$$\begin{aligned} \frac{1}{c} &= \sqrt{\frac{2 \times 34}{34 - 1}} \cdot \sqrt{4,3382 - (2,0749)^2} \\ &= \sqrt{2,0606} \cdot \sqrt{0,0330} = 0,2608 \end{aligned}$$

- ⑤ Hasil perhitungan dari curah hujan yang mungkin diperlihatkan dalam Tabel 3-8.

- (2) Cara perhitungan sederhana dengan kertas kemungkinan logaritmis. (*logarithmic probability paper*)

Perkiraan kasar perioda ulang atau curah hujan yang mungkin, lebih mudah dilakukan dengan menggunakan kertas kemungkinan. Kertas kemungkinan normal (*normal probability paper*) digunakan untuk curah hujan tahunan yang mempunyai distribusi yang hampir sama dengan distribusi normal dan kertas kemungkinan logaritmis normal (*logarithmic—normal probability paper*) digunakan untuk curah hujan harian maksimum dalam setahun yang mempunyai distribusi normal logaritmis.

Di sini akan dikemukakan contoh perhitungan curah hujan yang mungkin dengan menggunakan kertas kemungkinan log-normal.

Tabel 3-9 Pembagian ordinat kertas kemungkinan normal.

Pemba- gian ke bawah.	Jarak dari garis da- sar (50%)	Pemba- gian ke atas.	Pemba- gian ke bawah.	Jarak dari garis da- sar (50%)	Pemba- gian ke atas.	Pemba- gian ke bawah.	Jarak dari garis da- sar (50%)	Pemba- gian ke atas.
0,1	3,09	99,9	7	1,48	93	24	0,706	76
0,2	2,89	99,8	8	1,41	92	26	0,643	74
0,3	2,75	99,7	9	1,34	91	28	0,583	72
0,4	2,65	99,6	10	1,28	90	30	0,524	70
0,5	2,58	99,5	11	1,23	89	32	0,468	68
0,6	2,51	99,4	12	1,18	88	34	0,413	66
0,7	2,46	99,3	13	1,13	87	36	0,359	64
0,8	2,41	99,2	14	1,08	86	38	0,306	62
0,9	2,37	99,1	15	1,04	85	40	0,253	60
1	2,33	99	16	0,99	84	42	0,202	58
2	2,05	98	17	0,95	83	44	0,151	56
3	1,88	97	18	0,92	82	46	0,100	54
4	1,75	96	19	0,88	81	48	0,050	52
5	1,64	95	20	0,84	80	50	0	50
6	1,55	94	22	0,77	78			

- ① Pembagian (*graduation*) logaritmis biasa dicantumkan pada absis.
- ② Pangkal pembagian digambar pada pertengahan ordinat. Pembagian ini dianggap sebagai pembagian 50%. Pembagian-pembagian itu ditentukan oleh jarak-jarak yang diperlihatkan dalam Tabel 3-9, yang diukur dari titik pangkal berturut-turut ke arah atas dan ke bawah. Angka-angka dari pembagian ini menunjukkan kemungkinan dalam %. Umpamanya jarak 0,524 cm yang diukur ke arah atas dan ke bawah dari titik pangkal (titik dari 50%) menunjukkan berturut-turut titik 70% dan titik 30%. Demikian pula titik-titik yang diukur dengan jarak 1,28 cm berturut-turut menunjukkan 90% untuk titik atas dan 10% untuk titik bawah.

Kemudian data curah hujan dicantumkan (pada kertas kemungkinan itu) sebagai berikut:

Umpamanya data n tahun dari curah hujan maksimum harian dalam setahun disusun mulai dari yang terbesar seperti $x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_n$; kemungkinan lebih contoh (x) (sample excess probability) yang sesuai dengan x_i dihitung menurut salah satu rumus yang tersebut di bawah ini. Kemudian data itu (sebanyak n buah titik) dicantumkan pada kertas kemungkinan. $W(x)$ ini disebut "plotting position" (gambar letak titik-titik)

$$W(x_i) = \frac{i}{n} \text{ (cara California) } \dots\dots\dots (3.39)$$

$$W(x_i) = \frac{i}{n+1} \text{ (cara Thomas) } \dots\dots\dots (3.40)$$

$$W(x_i) = \frac{2i-1}{2n} \text{ (cara Hazen) } \dots\dots\dots (3.41)$$

Garis lurus yang mewakili titik-titik yang dicantumkan pada kertas kemungkinan itu dapat ditarik secara kira-kira dan dengan demikian harga x yang sesuai dengan kemungkinan lebih $W(x)$ dapat ditentukan.

Garis lurus yang terdekat pada tiap titik yang dicantumkan pada kertas itu harus ditarik secara teliti karena untuk $W(x) = 50\%$, maka $x = x_0$. Jika x/x_0 (x_0 dihitung dari

$\log x_0 = (1/n) \sum_{i=1}^n \log x_i$) yang digunakan pada absis maka standar akan lebih sederhana karena garis lurus yang teoritis melalui titik $W(x) = 50\%$ adalah pada $(x/x_0) = 1$.

Jika cara Iwai yang dipakai pada kertas kemungkinan itu, maka dapat digunakan $(x + b)$ atau $(x + b)/(x_0 + b)$ pada absis kertas kemungkinan itu dan bukan x atau x/x_0 .

[Contoh perhitungan]

Contoh yang digunakan adalah contoh terdahulu/di muka. Curah hujan yang mungkin untuk 10, 50, 100, 200 dan 500 tahun diperkirakan pada kertas kemungkinan.

[Penyelesaian]

Seperti telah dikemukakan di atas, ada 3 cara untuk menentukan "plotting position" pada kertas kemungkinan logaritmis. Cara Thomas atau cara Hazen umumnya digunakan jika data yang ada itu sedikit dan cara California untuk data yang banyak.

Demikian pula ada beberapa keadaan di mana curah hujan x atau x/x_0 yang digunakan pada absis.

Untuk cara Iwai digunakan $(x + b)$ atau $(x + b)/(x_0 + b)$.

Di sini tiap cara akan diperlihatkan sebagai pedoman:

- ① Data curah hujan harian maksimum dalam setahun dalam Tabel 3-5 disusun mulai dari harga yang terbesar, kemudian diadakan perhitungan "plotting position" seperti terlihat pada Tabel 3-10.

Tabel 3-10 Curah hujan harian maksimum tahunan dan posisi penggambarannya (plotting positions).

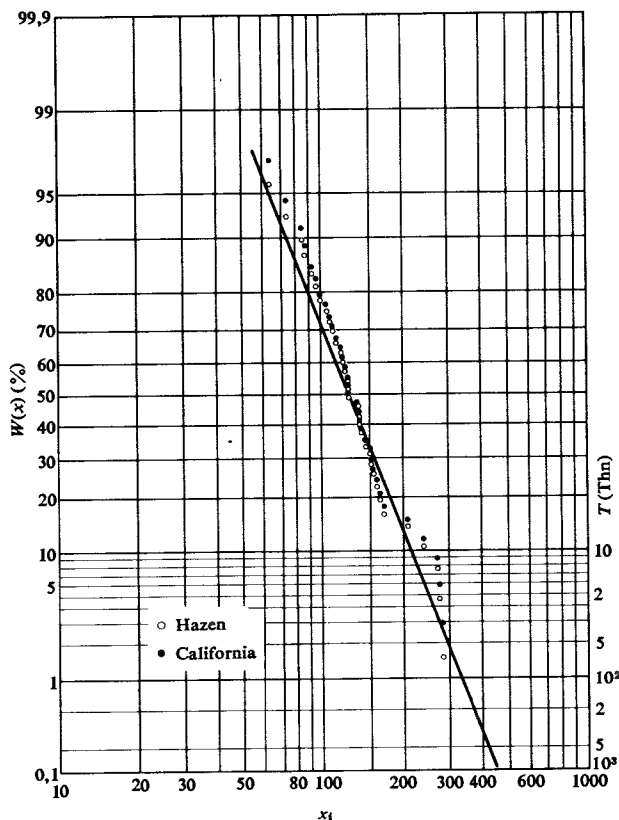
Derajat	x_i (mm)	x_i/x_0	i/n (%)	$\frac{2i-1}{2n}$ (%)	Derajat	x_i (mm)	x_i/x_0	i/n (%)	$\frac{2i-1}{2n}$ (%)
1	288,2	2,190	2,94	1,47	21	121,3	0,922	61,76	60,29
2	282,0	2,143	5,88	4,41	22	118,0	0,897	64,71	63,24
3	269,2	2,046	8,82	7,35	23	115,6	0,878	67,65	66,18
4	245,6	1,866	11,76	10,29	24	109,0	0,828	70,59	69,12
5	210,9	1,603	14,71	13,24	25	108,6	0,825	73,53	72,06
6	171,2	1,301	17,65	16,18	26	103,9	0,790	76,47	75,00
7	166,7	1,267	20,59	19,12	27	99,8	0,758	79,41	77,94
8	164,1	1,247	23,53	22,06	28	96,6	0,734	82,35	80,88
9	155,3	1,180	26,47	25,00	29	92,0	0,699	85,29	83,82
10	154,4	1,173	29,41	27,94	30	88,7	0,674	88,24	86,76
11	153,1	1,163	32,35	30,88	31	85,7	0,651	91,18	89,71
12	146,6	1,114	35,29	33,82	32	73,5	0,559	94,12	92,65
13	141,5	1,075	38,24	36,76	33	62,3	0,473	97,06	95,59
14	140,7	1,069	41,18	39,71	34	60,5	0,460	100,00	98,53
15	139,2	1,058	44,12	42,65					
16	137,5	1,045	47,06	45,59					
17	131,7	1,001	50,00	48,53					
18	130,5	0,992	52,94	51,47					
19	129,8	0,986	55,88	54,41					
20	123,0	0,935	58,82	57,35					

- ② x_0 didapat dari Tabel 3-6:

$$\log x_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log x_i = 2,11927$$

$$x_0 = 131,60$$

Pertama-tama x_i dicantumkan pada absis kertas kemungkinan logaritmis,



Gbr. 3-12 Perkiraan curah hujan harian yang mungkin dengan kertas kemungkinan logaritmis (1).

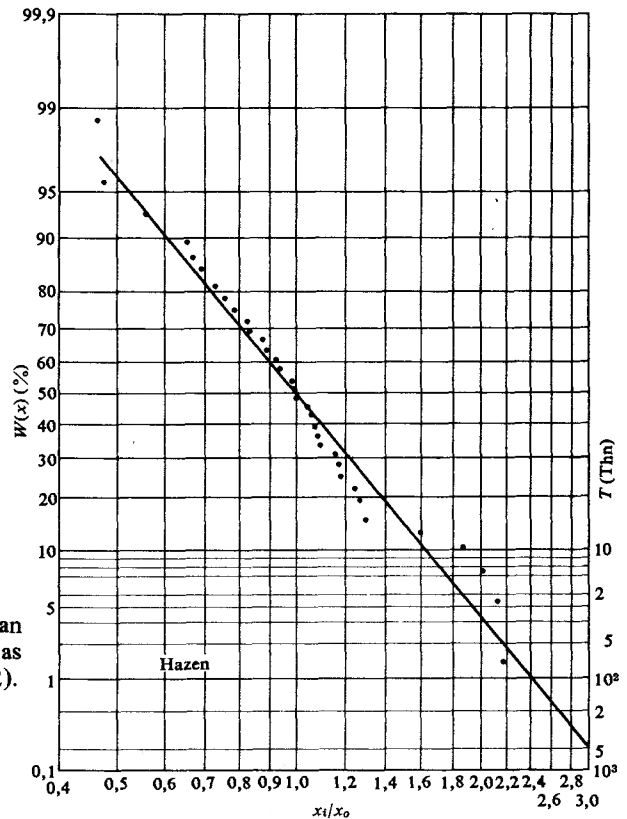
kemudian cara Hazen dan cara California diterapkan pada ordinat. Kesemuanya dapat terlihat pada Gbr. 3-12. Selisih antara cara Hazen dan cara California adalah kecil seperti terlihat pada Tabel 3-9. Jika harga-harga ini digambarkan maka akan terlihat selisih $W(x)$ pada bagian-bagian yang lebih dari 80% dan kurang dari 20%, sedangkan pada bagian antaranya hampir tidak terdapat selisih, seperti terlihat pada Gbr. 3-12. Setelah harga-harga ini dicantumkan, tariklah garis lurus yang melalui titik $x = x_0 = 131,60$ pada $W(x) = 50\%$ dan di dekat titik-titik itu. Kemudian curah hujan harian yang mungkin yang sesuai dengan perioda ulangnya dapat ditentukan dari garis itu seperti terlihat pada Tabel 3-11.

Tabel 3-11 Harga-harga perkiraan curah hujan yang mungkin dengan kertas kemungkinan logaritmis.

Perioda ulang (tahun)	10	50	100	200	500
Curah hujan harian yang mungkin (mm)	215	295	330	365	410

Penentuan $W(x)$ dengan cara Hazen dengan menggunakan (x_i/x_0) dan bukan x_i pada absis yang dihitung dalam Tabel 3-10, dapat dilihat pada Gbr. 3-13. Tarik garis lurus yang melalui titik $(x_i/x_0) = 1$ dan $W(x) = 50\%$. Harga-harga (x_i/x_0) yang sesuai dengan perioda ulangnya dapat ditentukan dari garis

Gbr. 3-13 Perkiraan curah hujan harian yang mungkin dengan kertas kemungkinan logaritmis (2).



lurus ini. Kemudian curah hujan yang mungkin dihitung seperti yang terlihat pada Tabel 3-12.

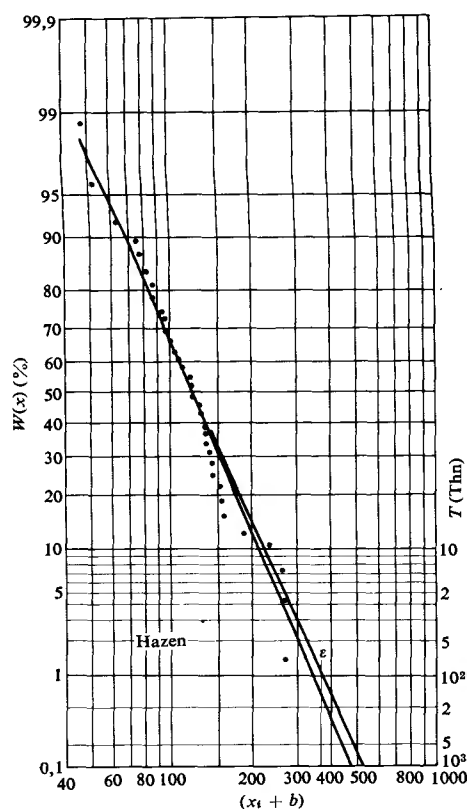
Tabel 3-12 Harga-harga perkiraan curah hujan harian yang mungkin dengan kertas kemungkinan (2).

Perioda ulang (tahun).	10	50	100	200	500
x_i/x_0	1,63	2,17	2,42	2,68	3,00
Curah hujan harian yang mungkin. (mm)	215	286	318	353	395

Untuk cara Iwai, maka $(x_i + b)$ atau $(x_i + b)/(x_0 + b)$ yang digunakan pada absis kertas kemungkinan logaritmis. Harga-harga x_0 dan b berturut-turut didapat dari rumus-rumus (3.33) dan (3.34). Gbr. 3-14 memperlihatkan $W(x_i)$ dengan cara Hazen yang menggunakan $(x_i + b)$ pada absis. Perhitungan-perhitungan b dan $(x_i + b)$ diperlihatkan berturut-turut dalam Tabel 3-6 dan Tabel 3-7.

Tiap titik pada Gbr. 3-14 hampir terletak pada garis lurus jika dibandingkan dengan Gbr. 3-12 dan 3-13, terutama pada bagian dengan harga $W(x)$ yang kecil. Hal ini menunjukkan bahwa normalisasi akan lebih baik jika dimasukkan harga limit bawah b dari cara Iwai.

Harga-harga $(x_i + b)$ yang sesuai dengan perioda ulang, didapat dari gambar dan curah hujan yang mungkin dihitung seperti terlihat pada Tabel 3-13.



Gbr. 3-14 Perkiraan curah hujan harian yang mungkin dengan kertas kemungkinan logaritmis (3).

Tabel 3-13 Harga-harga perkiraan curah hujan yang mungkin dengan kertas kemungkinan logaritmis (3).

Perioda ulang (tahun)	10	50	100	200	500
$x_t + b$	215	305	340	380	430
Curah hujan harian yang mungkin (mm)	203	293	328	368	418

3.3 Pengolahan data curah hujan

Di sini cara pengolahan data curah hujan akan dikemukakan tahap demi tahap meskipun pengolahan data curah hujan yang diperlukan untuk perhitungan limpasan (hujan) telah dilakukan dengan cara yang dikemukakan dalam 3.1 dan 3.2.

3.3.1 Cara merubah curah hujan menjadi intensitas curah hujan

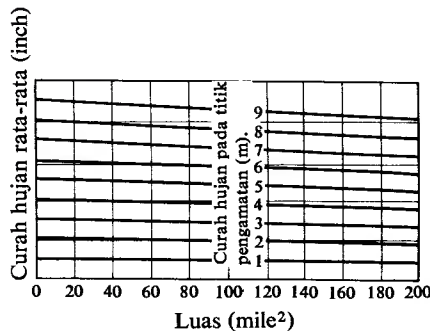
Perhitungannya adalah sama dengan perhitungan intensitas curah hujan seperti rumus-rumus intensitas curah hujan yang dikemukakan dalam 3.2.2; data curah hujan dalam suatu waktu tertentu (beberapa menit) yang tercatat pada kertas alat otomatis dapat dirubah menjadi intensitas curah hujan per jam.

Umpamanya untuk merubah curah hujan 5 menit menjadi intensitas curah hujan per jam, maka curah hujan ini harus dikalikan dengan 60/5. Demikian pula curah hujan 10 menit, dikalikan dengan 60/10. Lihat kolom ③ dalam Tabel 3-2.

3.3.2 Curah hujan rata-rata dan daerah yang bersangkutan

Beberapa dari cara-cara untuk menghitung curah hujan daerah (*areal rainfall*) telah dikemukakan dalam 3.1.1. Meskipun cara yang terbaik belum diketahui, umumnya untuk menghitung curah hujan daerah dapat digunakan standar luas daerah sebagai berikut:

- ① Daerah dengan luas 250 ha yang mempunyai variasi topografi yang kecil, dapat diwakili oleh sebuah alat ukur curah hujan.
- ② Untuk daerah antara 250 ha—50.000 ha dengan 2 atau 3 titik pengamatan, dapat digunakan cara rata-rata. Jika dihitung dengan sebuah titik pengamatan, harus dipakai pedoman pada Gbr. 3-15.



Gbr. 3-15 Curah hujan pada titik pengamatan waktu yang singkat dan curah hujan rata-rata sesuai luas daerah yang bersangkutan. (Dalam daerah aliran Muskingum).

- ③ Untuk daerah antara 120.000—500.000 ha yang mempunyai titik-titik pengamatan yang tersebar cukup merata dan di mana curah hujannya tidak terlalu dipengaruhi oleh kondisi topografi, dapat digunakan cara aljabar rata-rata. Jika titik-titik pengamatan itu tidak tersebar merata maka digunakan cara Thiessen.
- ④ Untuk daerah yang lebih besar dari 500.000 ha, dapat digunakan cara isohiet atau cara potongan antara (*inter-section method*).

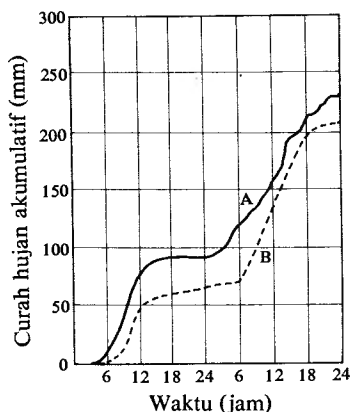
3.3.3 Kurva Massa (Mass curve)

Kurva massa adalah kurva hubungan antara curah hujan akumulatif dengan waktu. Curah hujan daerah pada suatu waktu tertentu dalam daerah yang bersangkutan, dapat ditentukan dari kurva massa ini. Jika di daerah yang bersangkutan terdapat beberapa buah pos pengamatan curah hujan, maka kesalahan-kesalahan pengamatan dapat diketahui dari bentuk kurva massa pos-pos tersebut yang digambar bersama-sama pada sebuah sistem koordinat. Dari kurva massa dapat ditentukan juga sifat curah hujan yang terjadi apakah hujan deras atau lain-lain.

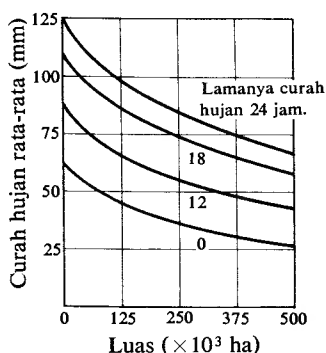
Gbr. 3-16 memperlihatkan contoh kurva massa dua buah pos pengamatan (*A* dan *B*) dalam satuan 6 jam. Satuan selang 6 jam ini adalah kira-kira cocok untuk digunakan dalam analisa-analisa curah hujan. Jika satuan selang diambil lebih lama maka variasi intensitas curah hujan itu tidak akan jelas.

3.3.4 Kurva dalam-daerah (Depth-area curve)

Curah hujan daerah berbeda-beda, tergantung dari luas daerah yang bersangkutan. Makin besar daerah itu, makin kecil curah hujan daerah yang diperhitungkan. Diagram yang menunjukkan hubungan itu disebut kurva dalam-daerah.



Gbr. 3-16 Kurva massa.



Gbr. 3-17 Contoh kurva Dalam-luas-lamanya.

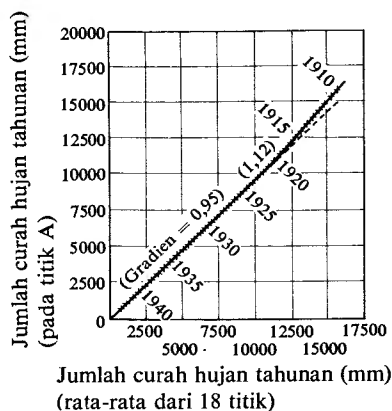
Pembuatan kurva ini adalah sebagai berikut:

Ukur luas tiap bagian daerah dari peta isohiet dengan planimeter. Angka-angka yang didapat itu dicantumkan secara akumulatif pada absis sistem koordinat. Curah hujan rata-rata yang sesuai dicantumkan pada ordinat. Lihat contoh pada Gbr. 3-17. Untuk membuat analisa mengenai hubungan antara curah hujan dan limpasan (*runoff*) maka adalah lebih mudah jika dibuat kurva untuk setiap lamanya curah hujan (umpamanya 6, 12, 18, 24 jam dan seterusnya).

3.3.5 Kurva massa ganda (Double mass curve)

Jika terdapat data curah hujan tahunan dengan jangka waktu pengamatan yang panjang, maka kurva massa ganda itu dapat digunakan untuk memperbaiki kesalahan pengamatan yang terjadi yang disebabkan oleh perubahan posisi atau cara pemasangan yang tidak baik dari alat ukur curah hujan. Kesalahan-kesalahan pengamatan tidak dapat ditentukan dari setiap data pengamatan. Data curah hujan tahunan jangka waktu yang panjang alat yang bersangkutan itu harus dibandingkan dengan data curah hujan rata-rata sekelompok alat-alat ukur dalam perioda yang sama. Untuk itu harus dipilih sekurang-kurangnya 10 buah alat di sekitarnya yang mempunyai kondisi topografi yang sama.

Gbr. 3-18 memperlihatkan kurva massa ganda berdasarkan data curah hujan dari tahun 1923 sampai tahun 1945. Dalam gambar dapat dilihat bahwa kemiringan garis lurus berubah pada tahun 1923, karena pada tahun itu alat ukur hujan di titik A telah



Gbr. 3-18 Contoh kurva massa ganda.

dipindahkan. Dari perubahan kemiringan kedua garis lurus itu dapat ditentukan, bahwa data di titik A sebelum tahun 1923 harus dikalikan dengan koefisien 0,95/1,12 supaya menjadi cocok dengan data tahun 1945.

Jika hasil perubahan itu digambar, maka akan terdapat sebuah garis lurus. Cara ini tidak dapat digunakan untuk data curah hujan jangka waktu yang singkat (curah hujan harian atau perjam).

3.3.6 Data curah hujan yang abnormal dan pemeriksaannya

Pada perhitungan curah hujan yang mungkin dalam 3.2.3, harga-harga yang terbesar (terkecil) itu telah dimasukkan dalam daftar harga pengamatan. Hasil perhitungan itu akan sangat berbeda jika harga itu tidak dimasukkan dalam perhitungan kemungkinan. Jika tidak ada hal yang istimewa maka data-data ini tidak boleh disingkirkan. Jika disingkirkan maka penentuannya tidak boleh diambil secara subyektif.

Pemeriksaan penyingkiran/penghapusan data hanya berlaku untuk harga-harga maximum atau minimum. Jika terdapat lebih dari 2 harga yang kira-kira abnormal, maka harus dipertimbangkan bahwa peristiwa itu telah terjadi oleh karena sesuatu sebab.

Umpamanya harga abnormal itu (harga yang akan diperiksa) x_e dan laju abnormalitasnya (*rate of abnormality*) itu adalah ϵ , maka harga penyingkirannya yang terbatas ϵ_0 yang sesuai dengan laju risikonya β_0 dinyatakan oleh persamaan berikut:

$$\epsilon_0 = 1 - (1 - \beta_0)^{1/N} \quad \dots\dots\dots (3.42)$$

di mana N : banyaknya data.

Jika laju abnormalitas ϵ dari harga yang diperiksa itu tidak lebih kecil dari ϵ_0 , maka x_e tidak dapat disingkirkan. Harga batas untuk penyingkiran ϵ_0 dengan harga β_0 yang 5% dan 1% dapat dilihat dalam Tabel 3-14.

Tabel 3-14 Harga-harga dari limit untuk penyingkiran. ϵ_0

$N \backslash \beta_0$	5%	1%	$N \backslash \beta_0$	5%	1%	$N \backslash \beta_0$	5%	1%
18	0,285%	0,056%	34	0,151%	0,030%	50	0,103%	0,020%
20	256	049	36	142	028	55	093	018
22	233	046	38	135	027	60	085	017
24	214	042	40	128	025	65	079	016
26	197	039	42	122	024	70	073	014
28	183	036	44	117	023	75	068	013
30	171	034	46	111	022	80	064	013
32	160	032	48	107	021			

Dalam perhitungan sebenarnya, harga ϵ untuk x_e itu diperkirakan dengan $(N - 1)$ data, yakni sisa banyaknya data tanpa data yang akan diperiksa dan kemudian dibandingkan dengan ϵ_0 dalam Tabel 3-14. Jika harga x_e tidak dapat disingkirkan, maka perkiraan harus dilakukan dengan N data, termasuk x_e . Biasanya harga β_0 diambil 5%.

Rumus Iwai (3.38) untuk memperkirakan harga abnormal adalah:

$$\log(x_e + b) = \log(x_0 + b) \pm \gamma_e \cdot S_x \quad \dots\dots\dots (3.43)$$

di mana:

$$S_x = \sqrt{\bar{X}^2 - X_0^2}$$

$$\bar{X}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \{\log(x_i + b)\}^2$$

$$X_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \log(x_i + b)$$

Harga γ_e yang sesuai dengan laju abnormalitas $= 1/T$ dapat dilihat dalam Tabel 3-15.

Tabel 3-15 Koefisien yang sesuai dengan derajat abnormalitas. $\epsilon = 1/T$

N-1	Derajat abnormalitas sepihak ϵ							
	25%	12,5%	5%	2,5%	1,25%	0,50%	0,25%	0,05%
20	0,7205	1,243	1,809	2,188	2,541	2,984	3,307	4,038
22	7162	234	794	166	512	944	257	3,961
24	7128	227	781	148	489	911	217	898
26	7099	221	770	133	469	884	183	847
28	7073	216	761	120	452	860	154	803
30	0,7052	1,212	1,753	2,109	2,437	2,840	3,129	3,766
32	7033	208	746	100	424	823	108	734
34	7015	204	740	091	413	808	089	705
36	7000	201	735	084	403	794	073	681
38	6987	199	730	077	395	782	058	659
40	0,6975	1,196	1,725	2,071	2,386	2,771	3,045	3,639
42	6963	194	722	066	379	762	033	621
44	6953	192	718	061	373	753	022	605
46	6945	190	715	056	367	745	013	591
48	6936	189	712	052	362	738	004	577
50	0,6929	1,187	1,709	2,049	2,357	2,731	2,996	3,565
52	6922	185	707	045	352	725	988	554
54	6916	184	704	042	348	719	981	544
56	6909	183	702	039	344	714	974	534
58	6904	182	700	036	340	709	969	525
60	0,6898	1,181	1,698	2,033	2,337	2,704	2,963	3,517
65	6887	178	694	028	330	694	951	499
70	6876	177	691	023	323	686	940	483
75	6868	175	688	019	318	678	930	471
80	6860	173	685	015	313	672	923	458

[Contoh perhitungan]

Contoh perhitungan harga abnormal dengan menggunakan data dalam contoh perhitungan kemungkinan cara Iwai tersebut di muka adalah sebagai berikut:

[Penyelesaian]

Dengan rumus dasar cara Iwai (3.38) didapat

$$\log(x - 11,83) = 2,0749 + 0,2608 \gamma_e$$

Dengan rumus untuk perkiraan harga abnormal (3.42).

$$\log(x_e + b) = \log(X_0 + b) \pm \gamma_e \cdot S_x$$

$$S_x = \sqrt{\bar{X}^2 - X_0^2} = \sqrt{4,3382 - (2,0749)^2}$$

$$= 0,182$$

$$\therefore \log(x_e - 11,83) = 2,0749 + 0,182 \gamma_e$$

Harga persamaan ini dihitung dengan menggunakan Tabel 3-15.

[Contoh perhitungan penyingkiran data]

Dalam contoh terdahulu dengan 34 buah data curah hujan dalam 34 tahun ditambah lagi 1 tahun data pengamatan dengan curah hujan 350 mm. Periksa apakah harga ini abnormal atau tidak.

[Penyelesaian]

Mengingat harga maximum 350 mm itu yang diperiksa, maka yang diperiksa adalah laju abnormalitas ϵ dari $x_\epsilon = 350$, meskipun $N = 35$. Perkiraan harga abnormal itu telah dinyatakan dalam persamaan di atas,

$$\log(x_\epsilon + b) = 2,0749 + 0,182 \gamma_\epsilon.$$

Jadi laju abnormalitas yang sesuai dengan $x = 350$ adalah $\epsilon = 1,12\%$ (harga ini lebih mudah didapat dari kertas kemungkinan logaritmis pada Gbr. 3-14 dari pada menggunakan Tabel perhitungan harga abnormal dalam Tabel 3-16). Dengan Tabel batas penyingkiran (*limit for removal*) yakni Tabel 3-14, dapat dilihat bahwa untuk $N = 35$ dan $\beta_0 = 5\%$, harga ini adalah lebih besar dari $\epsilon_0 = 0,146\%$. Mengingat laju risiko untuk tidak menggunakan curah hujan maximum ini adalah lebih besar dari 5% , maka harga maximum ini tidak dapat disingkirkan. Jadi dalam perhitungan kemungkinan harus digunakan data $N = 35$.

Jika ϵ lebih kecil dari ϵ_0 maka harga ini dapat disingkirkan, karena laju risiko untuk tidak menggunakan $x = 350$ adalah lebih kecil dari 5% .

Tabel 3-16 Cara perhitungan harga abnormal.

$\epsilon(\%)$	F	T	γ_ϵ	$0,182\gamma_\epsilon$	$\log_{10}(x_\epsilon - 11,83)$	$x_\epsilon - 11,87$	x_ϵ
0,05	99,95	2000	3,720	0,6770	2,7519	564,8	576,7
0,25	99,75	400	3,099	0,5640	2,6389	435,4	447,3
0,50	99,50	200	2,816	0,5125	2,5874	386,7	398,6
1,25	98,75	80	2,419	0,4403	2,5152	327,5	339,4
2,50	97,50	40	2,096	0,3815	2,4564	286,0	297,9
5,00	95,00	20	1,743	0,3172	2,3921	246,7	258,6
12,50	87,50	8	1,206	0,2195	2,2944	197,0	208,9
25,00	75,00	4	0,702	0,1278	2,2027	159,5	171,4

BAB 4. EVAPORASI (PENGUAPAN) DAN EVAPOTRANSPIRASI (Evaporation and Evapotranspiration)

4.1 Faktor-faktor yang mempengaruhi evaporasi dan evapotranspirasi

Peristiwa berubahnya air menjadi uap dan bergerak dari permukaan tanah dan permukaan air ke udara disebut evaporasi—(penguapan). Peristiwa penguapan dari tanaman disebut—transpirasi. Kedua-duanya bersama-sama disebut evapotranspirasi.

Faktor-faktor yang mempengaruhi evaporasi dan evapotranspirasi adalah suhu air, suhu udara (atmosfir), kelembaban, kecepatan angin, tekanan udara, sinar matahari dan lain-lain yang saling berhubungan satu dengan yang lain. Pada waktu pengukuran evaporasi, maka kondisi/keadaan ketika itu harus diperhatikan, mengingat faktor itu sangat dipengaruhi oleh perubahan lingkungan. Kondisi-kondisi itu tidak merata di seluruh daerah. Umpamanya di bagian yang satu disinari matahari, di bagian yang lain berawan.

Karena kondisi-kondisi itu berubah dari waktu ke waktu, maka harus diakui bahwa perkiraan evaporasi dan evapotranspirasi yang menggunakan harga yang hanya diukur pada sebagian daerah itu adalah sulit dan sangat menyimpang. Transpirasi dibatasi oleh tanaman itu sendiri, yang disebabkan oleh kondisi kadar kelembaban tanah dan kemungkinan terjadinya keadaan layu. Jadi keadaannya akan menjadi lebih sulit.

4.2 Perhitungan besarnya evaporasi

Mengingat evaporasi dipengaruhi oleh berbagai-bagai faktor, maka adalah sulit untuk menghitung evaporasi dengan suatu rumus. Akan tetapi, kesulitan itu telah mendorong orang-orang untuk mengemukakan banyak rumus.

Rumus empiris Penman:

$$E = 0,35(e_a - e_d) \left(1 + \frac{V}{100}\right) \dots \dots \dots (4.1)$$

E : evaporasi (mm/hari).

e_a : tekanan uap jenuh pada suhu rata-rata harian (mm/Hg).

e_d : tekanan uap sebenarnya (mm/Hg).

V : kecepatan angin pada ketinggian 2 m di atas permukaan tanah (mile/hari).

Umpamanya jika suhu bola kering 30°C, suhu bola basah 26°C dan kecepatan angin 1 m/det maka perhitungan adalah sebagai berikut:

Tekanan uap jenuh dapat dilihat dalam Tabel 4-1. Dengan suhu udara 30°C didapat $e_a = 31,86$ (mm/Hg).

Kelembaban relatif = 68% (lihat Tabel kelembaban Tabel 2-5), jadi tekanan uap

Tabel 4-1 Tabel tekanan uap jenuh.

0°C	<i>p</i> (mmHg)
−60	0,0008
−40	0,096
−20	0,783
−10	1,964
− 1	4,220
0 (air + es + uap).	4,580
10	9,21
20	17,55
30	31,86
40	55,40
50	92,6
60	149,6
80	355,4
100	760,0 (1 atm)
110	1.074
125	1.740
200	11.650
250	29.770
300	64.300
350	123.710

sebenarnya adalah

$$e_a = 31,86 \text{ mm Hg} \times 68\% = 21,65 \text{ mm Hg.}$$

Kecepatan angin 1 m/det dirubah menjadi 1 m/det $\times$ 24 jam $\times$ 60 menit $\times$ 60 det:
1.600 m/mile = 54 mile/hari.

Harga-harga ini dimasukkan ke dalam rumus (4.1), sehingga:

$$E = 0,35(31,86 - 21,65) \left(1 + \frac{54}{100}\right) = 5 \text{ mm/hari.}$$

4.3 Pengukuran banyaknya evaporasi dengan panci evaporasi (evaporation pan)

Panci evaporasi itu terbuat dari pelat tembaga dengan diameter 20 cm dan dalam 10 cm. Tepi atasnya (mulutnya) tajam seperti pisau seperti terlihat pada Gbr. 2-7. Panci ini diisi dengan air jernih sedalam 20 mm (628 cm³) yang diukur dengan silinder pengukur dan dibiarkan selama 1 hari. Pengukuran diadakan keesokan harinya dan selisihnya menunjukkan banyaknya penguapan yang terjadi.

Banyaknya evaporasi = Air yang dituangkan + curah hujan (jika ada) - Air yang sisa keesokan harinya: luas (314 cm²).

Satuan evaporasi adalah mm/hari.

Akan tetapi banyaknya evaporasi dari permukaan air yang luas tidak dapat diperkirakan oleh panci evaporasi dengan ukuran kecil ini. Banyaknya evaporasi dari panci adalah lebih besar dari evaporasi dari permukaan air yang luas. Mengingat pelaksanaannya mudah maka cara ini banyak digunakan dalam bidang pertanian di Jepang. Pada stasiun meteorologi cara ini telah diperbaiki dengan menggunakan panci yang mempunyai diameter 120 cm. Evaporasi dari permukaan air panci yang luas ini diukur dengan pengukur muka air (meteran taraf muka air).

Panci evaporasi yang kecil itu dipasang setinggi 20 cm di atas permukaan tanah. Di sekelilingnya ditanam dengan rumput. Polusi air dan kotoran harus dihindarkan. Demikian juga penyinaran langsung harus direduksi. Panci itu dilindungi dengan jala kawat supaya tidak diminum dan diganggu burung-burung.

Untuk pemeliharaan panci yang besar, harus diperhatikan hal-hal sebagai berikut:

- ① Debu dan minyak yang mengambang di permukaan air harus dibuang dengan saringan.
- ② Jika silinder gelas itu telah kotor atau telah tertutup dengan kotoran, maka gelas itu harus dibersihkan.
- ③ Panci itu harus kadang-kadang dibersihkan (diganti airnya) untuk menghindari pengendapan debu.
- ④ Posisi alat ukur muka air tidak boleh dirubah jika tidak perlu. Jika dirubah/dipindahkan karena pembersihan panci, maka garis dasar (*datum line*) dan permukaan air harus diukur kembali.
- ⑤ Jika diperkirakan akan terjadi curah hujan yang banyak, maka sebelumnya air dalam panci itu harus dibuang secukupnya supaya tidak terjadi peluapan yang tidak memungkinkan untuk diadakan pengukuran.
- ⑥ Pemeliharaan-pemeliharaan ini harus dilakukan segera setelah diadakan pengukuran.

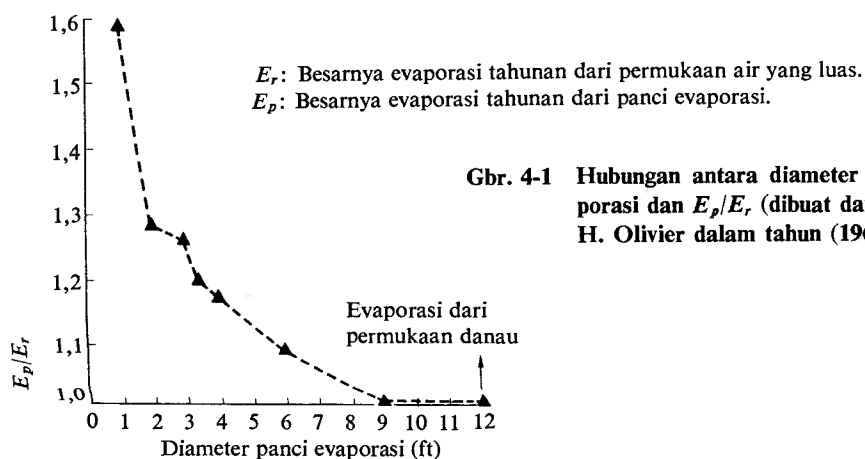
Jika pemeliharaan itu diadakan pada sesuatu ketika, maka dalamnya air sebelum dan sesudah pemeliharaan harus diukur. Pengamatan banyaknya evaporasi harus dibaca pada alat pengukur permukaan air. Untuk maksud ini, maka alat itu diputar arah ke kiri. Jika jarum penunjuknya telah mencapai permukaan air maka pembacaan dilakukan. Pembacaan dapat dilakukan sampai satuan (1/100) mm. Sesudah pembacaan, maka jarum penunjuk itu dinaikkan.

Kemudian suhu air diukur. Termometer itu digerakkan perlahan-lahan seperti mengaduk air lalu diadakan pembacaan-pembacaan suhu air kira-kira pada pertengahan kedalaman air. Harga yang didapat itu kemudian dicatat sesudah dikalibrasikan terhadap harga 4°C.

Umumnya banyaknya evaporasi dari panci evaporasi yang kecil adalah lebih besar dari evaporasi panci yang besar. Hubungan antara banyaknya evaporasi dalam setahun dari permukaan air yang luas dengan evaporasi dari panci evaporasi telah diselidiki. Hubungan itu disebut koefisien panci. Untuk panci evaporasi dengan diameter 1,20 m, koefisien itu adalah rata-rata 0,70 seperti terlihat pada Gbr. 4-1. Mengingat harga yang didapat dari panci evaporasi itu dianggap telah mewakili daerah yang bersangkutan, maka letak panci evaporasi itu harus disesuaikan dengan kondisi permukaan tanah sekelilingnya seperti persawahan, perladangan, padang rumput dan sebagainya. Biasanya panci evaporasi itu harus dipasang bersama-sama dengan alat ukur hujan, karena diperlukan untuk perhitungan evaporasi. Lebih baik panci evaporasi itu dipasang bersama alat-alat ukur faktor-faktor yang sangat berhubungan dengan evaporasi seperti kecepatan angin, sinar matahari, suhu udara, kelembaban udara dan lain-lain.

4.4 Evapotranspirasi

Air dalam tanah juga dapat naik ke udara melalui tumbuh-tumbuhan. Peristiwa ini disebut evapotranspirasi. Banyaknya berbeda-beda, tergantung dari kadar kelembaban tanah dan jenis tumbuh-tumbuhan. Umumnya banyaknya transpirasi yang diperlukan untuk menghasilkan 1 gram bahan kering disebut laju transpirasi dan dinyatakan dalam gram. Di daerah yang lembab, banyaknya adalah kira-kira 200 sampai 600 gram dan untuk daerah kering kira-kira dua kali sebanyak itu.



Transpirasi dan evaporasi dari permukaan tanah bersama-sama disebut evapotranspirasi atau kebutuhan air (*consumptive-use*). Jika air yang tersedia dalam tanah cukup banyak maka evapotranspirasi itu disebut evapotranspirasi—potensial. Mengingat faktor-faktor yang mempengaruhi evapotranspirasi itu lebih banyak dan lebih sulit dari pada faktor-faktor yang mempengaruhi evaporasi maka banyaknya evapotranspirasi tidak dapat diperkirakan dengan teliti. Akan tetapi evapotranspirasi adalah faktor dasar untuk menentukan kebutuhan air dalam rencana irigasi dan merupakan proses yang penting dalam siklus hidrologi. Oleh sebab itu maka telah banyak jenis cara penentuannya yang telah diadakan antara lain cara dengan mempergunakan rumus-rumus perhitungan, cara pengukuran dengan menggunakan lysimeter, cara perkiraan dengan banyaknya evaporasi dari panci evaporasi dan lain-lain.

Tabel 4-2 Harga-harga K yang digunakan dalam rumus evapotranspirasi Blaney.

Jenis tanaman	K	
	Daerah pantai laut	Zone kering
Jeruk	0,50	0,65
"Legume"	0,60	0,70
Kapas	0,60	0,65
Pohon buah yang daunnya jatuh secara periodis.	0,60	0,70
Kentang	0,65	0,75
Sorgun dan jagung	0,70	—
"Walnut"	0,70	—
Tomat	0,70	—
Biji-bijian.	0,75	0,85
Rumput	0,75	—
Alfalfa	0,80	0,85
Serat	0,80	—
"Clover"	0,80	—
Padi	1,0	—

4.5 Rumus perhitungan banyaknya evapotranspirasi

Cara Blaney—Criddle dan cara Thornthwaite.

(1) Cara Blaney—Criddle

$$U = k \cdot f \dots\dots\dots(4.2)$$

U : banyaknya evapotranspirasi bulanan (inch).

k : koefisien yang tergantung dari jenis tanaman (lihat Tabel 4-2).

$$f: \frac{(t + p)}{100}$$

t : suhu udara rata-rata bulanan (°F)

Umpama sebagai contoh diambil:

p : 100%,

t : 60°F,

k : 1,0

$$U = 1,0 \times 60 \times \frac{10}{100} = 6 \text{ inch/bulan.}$$

Keuntungan rumus ini ialah kesederhanaan perhitungannya, meskipun belum diketahui apakah cara ini dapat digunakan untuk semua tempat. Tetapi cara ini dapat digunakan untuk perkiraan evapotranspirasi jangka waktu yang panjang.

(2) Cara Blaney—Criddle yang dirubah

$$U = \frac{K \cdot P \cdot (45,7 t + 813)}{100} \dots\dots\dots(4.3)$$

$$K = K_t \times K_c$$

$$K_t = 0,0311 t + 0,240$$

di mana;

U : transpirasi bulanan (mm).

t : suhu udara rata-rata bulanan (°C).

K_c : koefisien tanaman bulanan.

P : persentasi jam siang bulanan dalam setahun.

Harga-harga K_c padi di Indonesia dapat dilihat dalam Tabel 4-3.

Indeks evapotranspirasi (kebutuhan air: koefisien tanaman) beberapa proyek di Indonesia dapat dilihat dalam Tabel 4-4.

Indeks evapotranspirasi bulanan di Indonesia dapat dilihat dalam Gbr. 4-2.

Indeks evapotranspirasi dan banyaknya evaporasi dari panci evaporasi dapat dilihat dalam Gbr. 4-3.

(3) Cara Thornthwaite

Evapotranspirasi potensial pada 4 daerah di A.S. telah diukur dengan lysimeter oleh Dr. Thornthwaite. Banyaknya evapotranspirasi yang didapat adalah berdasarkan suhu udara rata-rata bulanan, standar bulan 30 hari dan jam penyinaran 12 jam. Dalam Gbr. 4-4 dapat dilihat bahwa jika suhu rata-rata bulanan itu rendah, maka harga-harga evapotranspirasi potensial itu terpencar. Akan tetapi jika suhu itu dinaikkan maka harga-harga itu mengkonvergensi menuju 13,50 cm pada suhu 26,5°C.

Hubungan antara evapotranspirasi dan suhu adalah sebagai berikut:

$$e = c \cdot t^a \dots\dots\dots(4.4)$$

e : evapotranspirasi potensial bulanan (cm/bln).

Tabel 4-3 Koefisien tanaman untuk padi sawah yang digunakan dalam berbagai-bagai Report (K_c).

Cara	Lokasi	Koefisien-koefisien tanaman bulanan						Catatan
		1	2	3	4	5	6	
Blancy & Criddle yang dirubah.	Ciujung							
	Cisedane						x	
	Rentang	0,90	1,10	1,35	1,20	0,90	0,40	x. Periode terakhir hanya 1/2 bulan.
	Glapan Sedadi							
	Pekalen Sampean							
	Jatiluhur	x 0,23	0,90	1,15	1,25			x. Periode awal hanya 10 hari.
	Gambarsari— Pesanggrahan	0,55	0,90	1,125	1,275	1,20	0,80	Periode pertumbuhan musim basah 160 hari.
	Sala	0,55	0,94	1,17	1,25	0,82		Periode pertumbuhan musim kering 140 hari.
	Umpu					x		
	Pelitag	0,77	1,07	1,33	1,34			Musim basah x Periode terakhir 10 hari
Tule Ture/Penman Hargreaves					x 0,77			Musim kering x Periode terakhir 20 hari.
	Cisedane	0,60	0,80	0,85	0,85	0,85	0,42	Musim basah x Periode terakhir 1/2 bulan
		0,60	0,80	0,85	0,85	0,42		Musim kering x Periode terakhir 1/2 bulan
	Brantas	0,55	1,15	1,10	0,50			
	Sempor	1,0						1,0 Selama periode irrigasi
	Gumbasa	0,90	1,40	1,50	1,40	x 0,40		* Hanya pembibitan x periode terakhir 20 hari
	Dumoga							Musim basah. Digunakan cara yang dianjurkan.
	Cimanuk B	1,10	1,35	1,3	1,05			
	(*)Albedo = 0,25				x 1,10			Musim kering x Periode terakhir 1/2 bulan
	(Tanaman hijau- pendek).	1,10	1,35	1,2	0,50			Musim basah, varitas yang diperbaiki.
Jragung	Serayu	1,00	1,10	1,30	1,30	x 0,90		Musim kering, varitas yang diperbaiki.
		*						Musim basah dan kering varitas lokal.
		1,00	1,15	1,30	1,10			* Hanya pengolahan x Periode terakhir 1/2 bulan.
		*						
		1,00	1,15	1,30	1,10			
		*						
		1,00	1,10	1,30	1,30	1,1		
	Jratunseluna							1,1 Selama musim pertumbuhan.
		1,1.						
	Jragung							

c dan a : koefisien yang tergantung dari tempat.

t : suhu udara rata-rata bulanan ($^{\circ}\text{C}$).

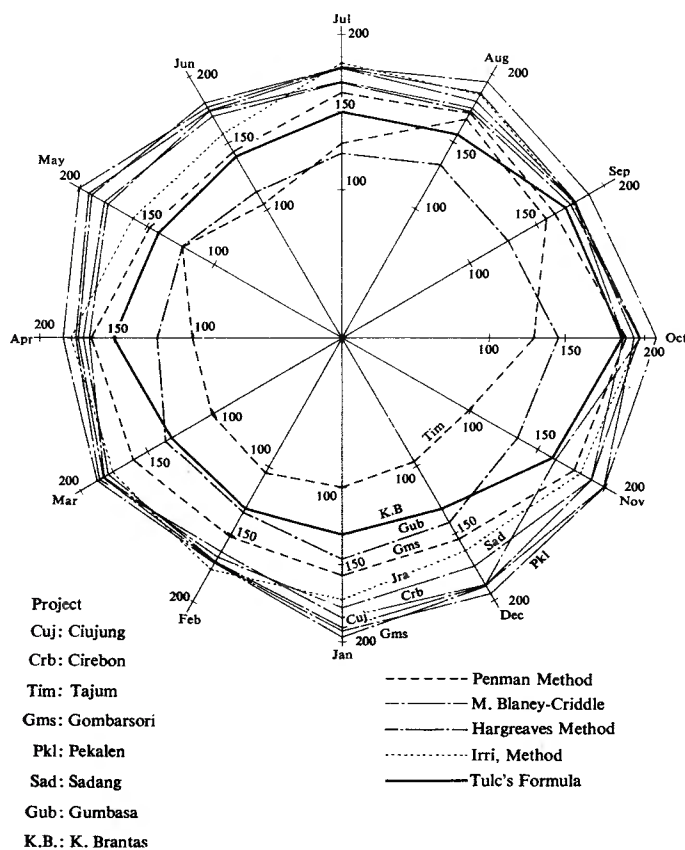
$$a = 0,000000675I^3 - 0,0000771I^2 + 0,01792I + 0,49239 \dots \dots \dots (4.5)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514} \dots \dots \dots (4.6)$$

Tabel 4-4 Indeks Evapotranspirasi bulanan potensial.

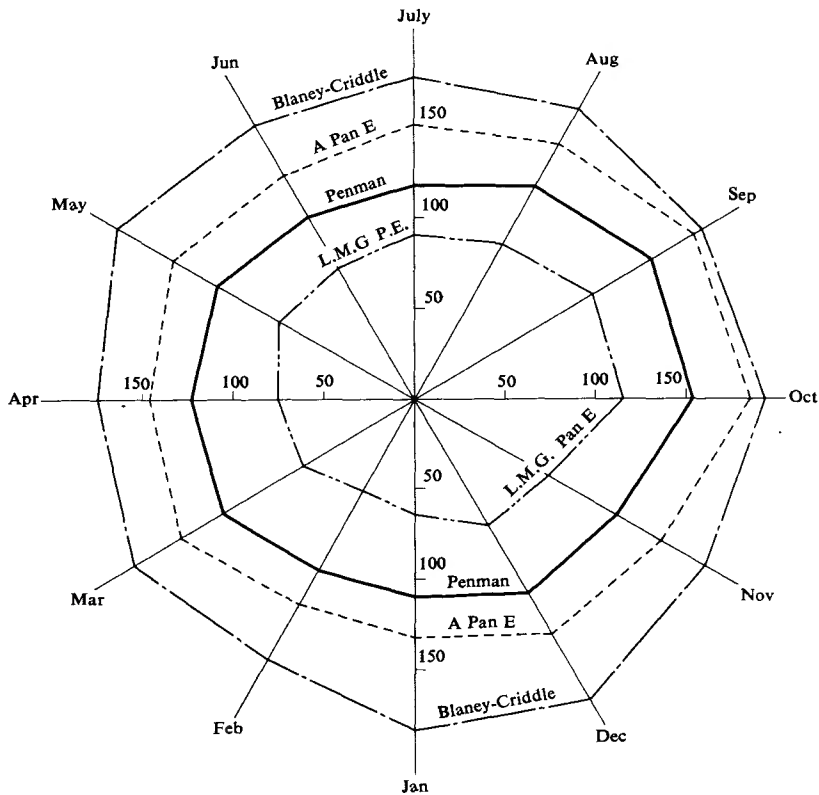
$$\text{mm} = \frac{\text{Kebutuhan air}}{\text{Koefisien tanaman}}$$

Rumus	Proyek	Jan	Feb	Mar	Apr	Mei	Juni	Juli	Agus	Sept	Okt	Nov	Des	Jumlah	Catatan
Blaney-Criddle yang di-rubah.	Ciujung	191	170	186	167	179	174	179	187	177	197	163	187	2.157	
	Cirebon	185	165	182	180	190	176	180	194	190	214	201	189	2.246	
	Pemali														
	Comal	190	172	190	188	194	184	182	196	194	216	204	200	2.310	
	Gambarsari	196	171	188	175	189	170	172	175	188	200	191	190	2.205	
	Pekalen	194	167	183	177	179	170	169	176	179	196	197	195	2.182	
	Sadang	178	161	182	182	185	181	178	179	180	190	180	171	2.147	
	B. Sala (Upper)	200	176	195	192	197	185	187	193	201	216	205	204	2.351	
Penman	Cimanuk													1.418	
	Jratunseluna	155	148	161	165	149	144	167	171	165	195	171	152	1.930	
	Serayu	secara mantap 4 mm/hari													
	Tajum	98	108	108	98	122	103	133	171	159	126	97	95	1.418	
Hargreaves	Gumbasa	146	129	133	121	119	114	125	133	131	145	135	141	1.572	
Yulo	K. Brantas	130	130	135	145	140	140	150	160	175	180	160	130	1.775	
IRRI	Jratunseluna	174	174	180	177	161	156	183	186	179	198	180	164	2.110	



Gbr. 4-2 Indeks-indeks evapotranspirasi bulanan.

Beberapa indeks evapotranspirasi di JAKARTA (mm)



	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total	Sumber
Penman	110	112	126	124	126	116	120	137	151	154	130	127	1.633	Dihitung
Blaney-Criddle	184	167	182	174	189	177	179	185	185	196	186	191	2.195	"
USBR	132	132	152	148	152	141	151	164	181	186	158	153	1.850	
A-Pan														
Jakarta														Lembaga
L. M. G.	65	61	71	75	84	84	90	99	114	115	87	81	1.026	Meteorology
φ 10 cm Pan														

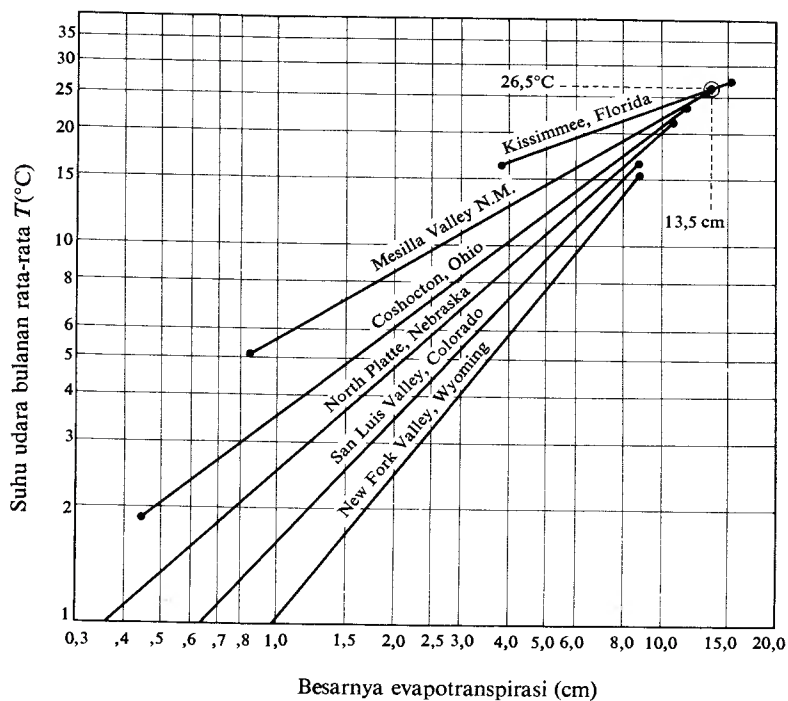
Gbr. 4-3 Indeks evapotranspirasi bulanan dan besarnya evaporasi yang diukur dengan panci evaporasi.

I adalah jumlah 12 bulan dari suhu udara rata-rata bulanan dibagi 5 pangkat 1,514. Jika rumus (4.4) diganti dengan harga yang diukur maka:

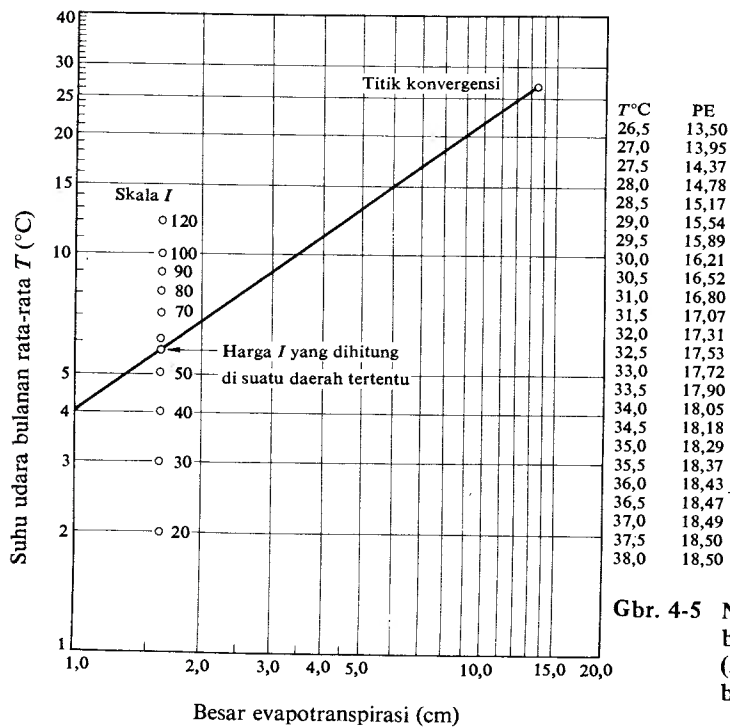
$$e = 1,6 \left(10 \frac{t}{I} \right)^a \dots \dots \dots (4.7)$$

e : evapotranspirasi potensial bulanan yang belum disesuaikan (cm).

Mengingat banyaknya hari dalam sebulan adalah antara 28 dan 31 dan jam penyinaran matahari berbeda menurut musim dan jaraknya dari Khattulistiwa, maka e harus disesuaikan. Harga $(t/5)^{1,514}$ didapat dari Tabel 4-5 sesuai dengan suhu rata-rata bulanan dan e adalah jumlah harga-harga e selama 12 bulan. Dalam Gbr. 4-5, harga I dicantumkan pada skala I dan dihubungkan dengan titik konvergen (13,5 cm pada 26,5°C). Garis ini menunjukkan hubungan antara PE (cm) yang belum disesuaikan



Gbr. 4-4 Hubungan antara suhu udara bulanan rata-rata ($^{\circ}\text{C}$) dan besarnya evapotranspirasi (cm). (C.W. Thornthwaite, 1948).



Gbr. 4-5 Nomogram untuk memperoleh besarnya evapotranspirasi (PE cm) dari suhu udara bulanan rata-rata ($^{\circ}\text{C}$).

Tabel kanan adalah untuk memperoleh PE jika suhu bulanan rata-rata lebih dari $26,5^{\circ}\text{C}$.

Tabel 4-5 Tabel untuk memperoleh $i = (t/5)^{1,514}$

$T^{\circ}\text{C}$	,0	,1	,2	,3	,4	,5	,6	,7	,8	,9
0			,01	,01	,02	,03	,04	,05	,06	,07
1	,09	,10	,12	,13	,15	,16	,18	,20	,21	,23
2	,25	,27	,29	,31	,33	,35	,37	,39	,42	,44
3	,46	,48	,51	,53	,56	,58	,61	,63	,66	,69
4	,71	,74	,77	,80	,82	,85	,88	,91	,94	,97
5	1,00	1,03	1,06	1,09	1,12	1,16	1,19	1,22	1,25	1,29
6	1,32	1,35	1,39	1,42	1,45	1,49	1,52	1,56	1,59	1,63
7	1,66	1,70	1,74	1,77	1,81	1,85	1,89	1,92	1,96	2,00
8	2,04	2,08	2,12	2,15	2,19	2,23	2,27	2,31	2,35	2,39
9	2,44	2,48	2,52	2,56	2,60	2,64	2,69	2,73	2,77	2,81
10	2,86	2,90	2,94	2,99	3,03	3,08	3,12	3,16	3,21	3,25
11	3,30	3,34	3,39	3,44	3,48	3,53	3,58	3,62	3,67	3,72
12	3,76	3,81	3,86	3,91	3,96	4,00	4,05	4,10	4,15	4,20
13	4,25	4,30	4,35	4,40	4,45	4,50	4,55	4,60	4,65	4,70
14	4,75	4,81	4,86	4,91	4,96	5,01	5,07	5,12	5,17	5,22
15	5,28	5,33	5,38	5,44	5,49	5,55	5,60	5,65	5,71	5,76
16	5,82	5,87	5,93	5,98	6,04	6,10	6,15	6,21	6,26	6,32
17	6,38	6,44	6,49	6,55	6,61	6,66	6,72	6,78	6,84	6,90
18	6,95	7,01	7,07	7,13	7,19	7,25	7,31	7,37	7,43	7,49
19	7,55	7,61	7,67	7,73	7,79	7,85	7,91	7,97	8,03	8,10
20	8,16	8,22	8,28	8,34	8,41	8,47	8,53	8,59	8,66	8,72
21	8,78	8,85	8,91	8,97	9,04	9,10	9,17	9,23	9,29	9,36
22	9,42	9,49	9,55	9,62	9,68	9,75	9,82	9,88	9,95	10,01
23	10,08	10,15	10,21	10,28	10,35	10,41	10,48	10,55	10,62	10,68
24	10,75	10,82	10,89	10,95	11,02	11,09	11,16	11,23	11,30	11,37
25	11,44	11,50	11,57	11,64	11,71	11,78	11,85	11,92	11,99	12,06
26	12,13	12,21	12,28	12,35	12,42	12,49	12,56	12,63	12,70	12,78
27	12,85	12,92	12,99	13,07	13,14	13,21	13,28	13,36	13,43	13,50
28	13,58	13,65	13,72	13,80	13,87	13,94	14,02	14,09	14,17	14,24
29	14,32	14,39	14,47	14,54	14,62	14,69	14,77	14,84	14,92	14,99
30	15,07	15,15	15,22	15,30	15,38	15,45	15,53	15,61	15,68	15,76
31	15,84	15,92	15,99	16,07	16,15	16,23	16,30	16,38	16,46	16,54
32	16,62	16,70	16,78	16,85	16,93	17,01	17,09	17,17	17,25	17,33
33	17,41	17,49	17,57	17,65	17,73	17,81	17,89	17,97	18,05	18,13
34	18,22	18,30	18,38	18,46	18,54	18,62	18,70	18,79	18,87	18,95
35	19,03	19,11	19,20	19,28	19,36	19,45	19,53	19,61	19,69	19,78
36	19,86	19,95	20,03	20,11	20,20	20,28	20,36	20,45	20,53	20,62
37	20,70	20,79	20,87	20,96	21,04	21,13	21,21	21,30	21,38	21,47
38	21,56	21,64	21,73	21,81	21,90	21,99	22,07	22,16	22,25	22,33
39	22,42	22,51	22,59	22,68	22,77	22,86	22,95	23,03	23,12	23,21
40	23,30									

dengan suhu bulanan rata-rata ($^{\circ}\text{C}$).

Jika suhu bulanan rata-rata lebih tinggi dari $26,5^{\circ}\text{C}$, maka harus menggunakan Tabel yang tercantum di sebelah kanan dari Gbr. 4-5. Harga-harga yang telah dirubah sesuai dengan jarak lintang (lintang utara dan selatan) dan bulan yang bersangkutan yang sesuai dengan banyaknya evaporasi bulanan dapat dilihat dalam Tabel 4-6.

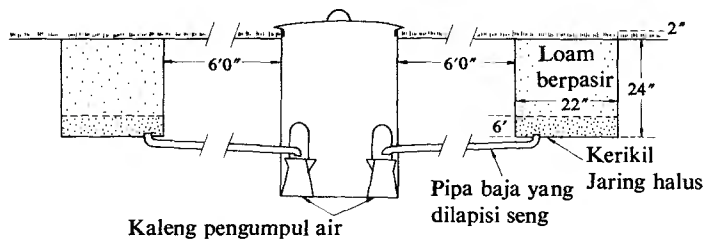
Tabel 4-6 Koefisien penyesuaian menurut bujur dan bulan.

B.U./ Bulan	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1,04	,94	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04	1,04	1,01	1,04	1,01	1,04
5	1,02	,93	1,03	1,02	1,06	1,03	1,06	1,05	1,01	1,03	,99	1,02
10	1,00	,91	1,03	1,03	1,08	1,06	1,08	1,07	1,02	1,02	,98	,99
15	,97	,91	1,03	1,04	1,11	1,08	1,12	1,08	1,02	1,01	,95	,97
20	,95	,90	1,03	1,05	1,13	1,11	1,14	1,11	1,02	1,00	,93	,94
25	,93	,89	1,03	1,06	1,15	1,14	1,17	1,12	1,02	,99	,91	,91
26	,92	,88	1,03	1,06	1,15	1,15	1,17	1,12	1,02	,99	,91	,91
27	,92	,88	1,03	1,07	1,16	1,15	1,18	1,13	1,02	,99	,90	,90
28	,91	,88	1,03	1,07	1,16	1,16	1,18	1,13	1,02	,98	,90	,90
29	,91	,87	1,03	1,07	1,17	1,16	1,19	1,13	1,03	,98	,90	,89
30	,90	,87	1,03	1,08	1,18	1,17	1,20	1,14	1,03	,98	,89	,88
31	,90	,87	1,03	1,08	1,18	1,18	1,20	1,14	1,03	,98	,89	,88
32	,89	,86	1,03	1,08	1,19	1,19	1,21	1,15	1,03	,98	,88	,87
33	,88	,86	1,03	1,09	1,19	1,20	1,22	1,15	1,03	,97	,88	,86
34	,88	,85	1,03	1,09	1,20	1,20	1,22	1,16	1,03	,97	,87	,86
35	,87	,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	,97	,86	,85
36	,87	,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	,97	,86	,84
37	,86	,84	1,03	1,10	1,22	1,23	1,25	1,17	1,03	,97	,85	,83
38	,85	,84	1,03	1,10	1,23	1,24	1,25	1,17	1,04	,96	,84	,83
39	,85	,84	1,03	1,11	1,23	1,24	1,26	1,18	1,04	,96	,84	,82
40	,84	,83	1,03	1,11	1,24	1,25	1,27	1,18	1,04	,96	,83	,81
41	,83	,83	1,03	1,11	1,25	1,26	1,27	1,19	1,04	,96	,82	,80
42	,82	,83	1,03	1,12	1,26	1,27	1,28	1,19	1,04	,95	,82	,79
43	,81	,82	1,02	1,12	1,26	1,28	1,29	1,20	1,04	,95	,81	,77
44	,81	,82	1,02	1,13	1,27	1,29	1,30	1,20	1,04	,95	,80	,76
45	,80	,81	1,02	1,13	1,28	1,29	1,31	1,21	1,04	,94	,79	,75
46	,79	,81	1,02	1,13	1,29	1,31	1,32	1,22	1,04	,94	,79	,74
47	,77	,80	1,02	1,14	1,30	1,32	1,33	1,22	1,04	,93	,78	,73
48	,76	,80	1,02	1,14	1,31	1,33	1,34	1,23	1,05	,93	,77	,72
49	,75	,79	1,02	1,14	1,32	1,34	1,35	1,24	1,05	,93	,76	,71
50	,74	,78	1,02	1,15	1,33	1,36	1,37	1,25	1,06	,92	,76	,70
B.S.												
5	1,06	,95	1,04	1,00	1,02	,99	1,02	1,03	1,00	1,05	1,03	1,06
10	1,08	,97	1,05	,99	1,01	,96	1,00	1,01	1,00	1,06	1,05	1,10
15	1,12	,98	1,05	,98	,98	,94	,97	1,00	1,00	1,07	1,07	1,12
20	1,14	1,00	1,05	,97	,96	,91	,95	,99	1,00	1,08	1,09	1,15
25	1,17	1,01	1,05	,96	,94	,88	,93	,98	1,00	1,10	1,11	1,18
30	1,20	1,03	1,06	,95	,92	,85	,90	,96	1,00	1,12	1,14	1,21
35	1,23	1,04	1,06	,94	,89	,82	,87	,94	1,00	1,13	1,17	1,25
40	1,27	1,06	1,07	,93	,86	,78	,84	,92	1,00	1,15	1,20	1,29
42	1,28	1,07	1,07	,92	,85	,76	,82	,92	1,00	1,16	1,22	1,31
44	1,30	1,08	1,07	,92	,83	,74	,81	,91	,99	1,17	1,23	1,33
46	1,32	1,10	1,07	,91	,82	,72	,79	,90	,99	1,17	1,25	1,35
48	1,34	1,11	1,08	,90	,80	,70	,76	,89	,99	1,18	1,27	1,37
50	1,37	1,12	1,08	,89	,77	,67	,74	,88	,99	1,19	1,29	1,41

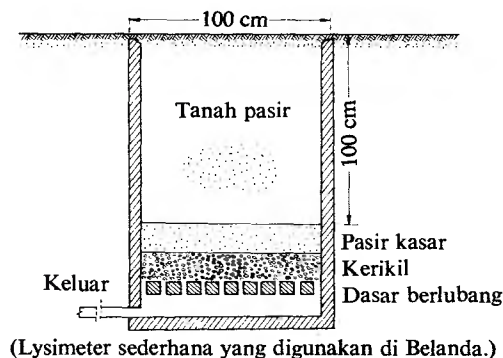
4.6 Pengukuran evapotranspirasi dengan lysimeter

Pengukuran evapotranspirasi potensial melalui tanaman dan dari tanah dilakukan dengan evapotranspirometer. Permukaan tangki tanah yang ditutup dengan tanaman disiram dengan air secukupnya dan volume air yang merembes keluar dari dasar tangki diukur.

Selisih antara air yang dituangkan dan air yang keluar adalah evapotranspirasi potensial pada jangka waktu pengukuran. Dapat dimengerti bahwa jika air yang terdapat di dalam tanah tidak cukup, maka banyaknya evapotranspirasi adalah lebih kecil dari Evapotranspirasi potensial.



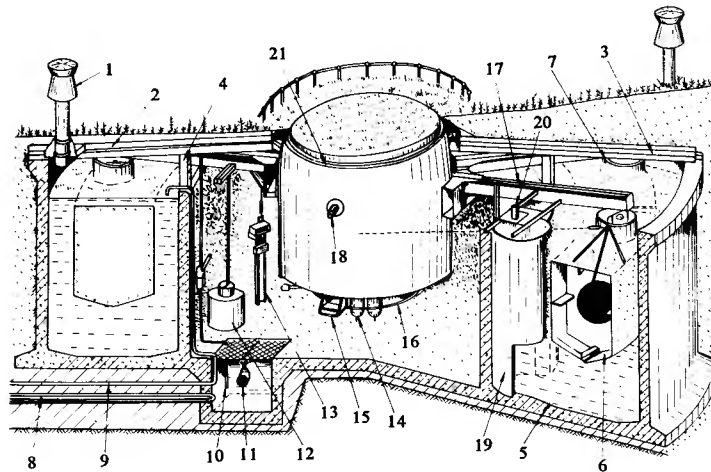
Gbr. 4-6 Contoh alat ukur evapotranspirasi.



Gbr. 4-7 Contoh lysimeter.

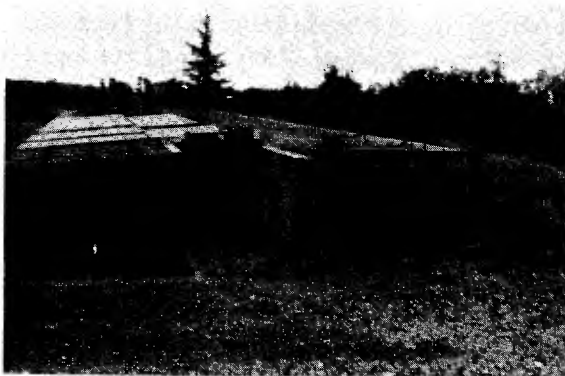
Evapotranspirasi yang sebenarnya diukur dengan lysimeter. Lysimeter yang sederhana adalah sebuah kubus dengan ukuran sisi 1 meter. Dinding sisinya dibuat dari bahan-bahan yang impermeabel dengan menggunakan pasir dan kerikil. Pada bagian dasar dipasang alat yang mengukur volume air yang merembes keluar dari dasarnya. Tanah diisi pada bagian atas lysimeter dan ditutup dengan tanaman. Banyaknya evapotranspirasi adalah selisih dari curah hujan (mm), air yang disiramkan (mm) dan air yang merembes dari dasar (jika ada). Akan tetapi mengingat kadar kelembaban tanah tidak dapat diketahui, maka yang dapat diperoleh adalah hanya jumlah evapotranspirasi untuk jangka waktu yang panjang.

Untuk mengetahui banyaknya evapotranspirasi harian dan variasinya dari waktu ke waktu, diperlukan lysimeter yang dapat mengukur variasi beratnya. Contohnya dapat dilihat pada Gbr. 4-8. Jelas di sini bahwa tanah yang digunakan adalah tanah yang kondisinya sama dengan tanah daerah yang bersangkutan. Untuk maksud ini, harus digunakan tanah yang tidak terganggu (*undisturbed soil*).

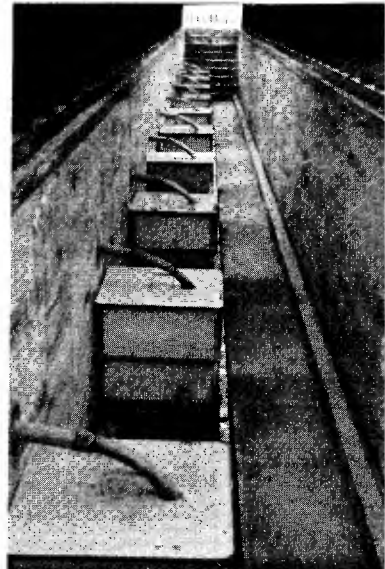


- | | | |
|--|----------------------|--|
| 1. Ventilator. | 2. Beton penguat. | 3. Balok pemikul atap. |
| 4. Panjang balok. | 5. Tangki air beton. | 6. Pelampung. |
| 7. Bagian leher pengapung. | | 8. Pipa pembuangan. |
| 9. Pipa pemasukan. | | 10. Pipa pembuangan darurat. |
| 11. Pipa pembuangan dari tangki air. | | 12. Pemberat kontra. |
| 13. Skala penunjuk. | | 14. Tangki pengumpul limpasan permukaan dan limpasan di bawah tanah. |
| 15. Tabung untuk thermometer elektronik. | | 16. Pipa pengumpul air. |
| 17. Balok penunjang. | | 18. Sumbu. |
| 19. Sel air statis. | | 20. Alat ukur. |
| 21. Tangki tanah. | | |

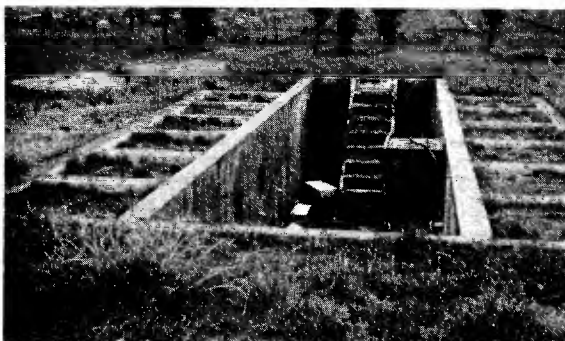
Gbr. 4-8 Contoh lysimeter jenis penimbang.



Gbr. 4-9 Contoh lysimeter.



Gbr. 4-11 Bagian pengukur air dari lysimeter.



Gbr. 4-10 Contoh lysimeter.

4.7 Perkiraan banyaknya evapotranspirasi dengan menggunakan data evaporasi dari panci evaporasi

Cara perkiraan banyaknya evapotranspirasi dalam bidang pertanian di Jepang, sering digunakan data evaporasi dari panci evaporasi dengan diameter 20 cm.

Evapotranspirasi persawahan padi di Jepang diperkirakan dari angka-angka seperti yang terlihat pada Tabel 4-7. Dalam bidang pertanian yang lain digunakan angka-angka seperti yang terlihat pada Tabel 4-8.

Di Indonesia, hubungan antara banyaknya evapotranspirasi dan banyaknya evaporasi dari panci evaporasi diperkirakan dari rumus (4.7).

$$CU \text{ (Consumptive Use)} = E \text{ panci (J)} \times k_e \dots\dots\dots(4.8)$$

Di mana:

E panci (J): banyaknya evaporasi dari panci evaporasi dengan diameter 20 cm.

k_e : 1,60 (maksimum untuk persawahan padi).

Tabel 4-7 Perbandingan besarnya evapotranspirasi terhadap besarnya evaporasi dari panci evaporasi di persawahan padi.

Bulan						
	Mei	Juni	Dekade I dan II bulan Juli	Dekade III bulan Juli sampai deka II bulan Augustus.	Dekade III bulan Agustus sampai deka I bulan- September.	Dekade II bulan- September.
Perbandingan						
Besarnya evapotran- spirasi.						
Besarnya evaporasi dari panci evaporasi.	0,8—1,0	1,0—1,2	1,2—1,3	1,2—1,5	1,5—1,3	1,3—1,1

Tabel 4-8 Perbandingan besarnya evapotranspirasi terhadap besarnya evaporasi dari panci evaporasi di ladang.

Bulan												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Perbandingan												
Besarnya evapotranspirasi												
Besarnya evaporasi dari panci evaporasi.	0,4— 0,5	0,4— 0,5	0,5— 0,6	0,6	0,6— 0,7	0,7	0,8	0,8— 0,9	0,8— 0,9	0,8	0,6— 0,7	0,5— 0,6

BAB 5. INFILTRASI

5.1 Permeabilitas tanah

5.1.1 Keadaan kelembaban tanah dan cara penentuannya

Bilamana curah hujan itu mencapai permukaan tanah maka seluruh atau sebagian akan diabsorpsi ke dalam tanah. Bagian yang tidak diabsorpsi akan menjadi limpasan permukaan (*surface runoff*). Kapasitas infiltrasi curah hujan dari permukaan tanah ke dalam tanah sangat berbeda-beda yang tergantung pada kondisi tanah di tempat bersangkutan.

Permeabilitas tanah ditentukan oleh tekstur dan struktur butir-butir tanah. Tetapi perbedaan tekstur dan struktur menentukan juga kapasitas menahan kelembaban tanah. Oleh karenanya, maka hubungan antara kelembaban tanah dan infiltrasi akan dikemukakan lebih dahulu.

(1) Kapasitas menahan kelembaban tanah (*Soil moisture holding capacity*)

Air di dalam tanah ditahan oleh gaya absorpsi permukaan butir-butir tanah dan tegangan antara molekul air.

Di sekeliling butir-butir tanah terdapat membran (lapisan tipis) air higroskopis yang diabsorpsi secara intensif. Makin jauh air itu dari permukaan butir tanah, makin lemah gaya absorpsi itu. Pada suatu jarak tertentu air itu hanya ditahan oleh tegangan antara butir-butir tanah. Air itu disebut air kapiler. Jika air bertambah, maka air itu akan lebih dipengaruhi oleh gaya gravitasi dan akan bergerak dalam rongga-rongga antara butir-butir tanah. Air ini disebut air gravitasi.

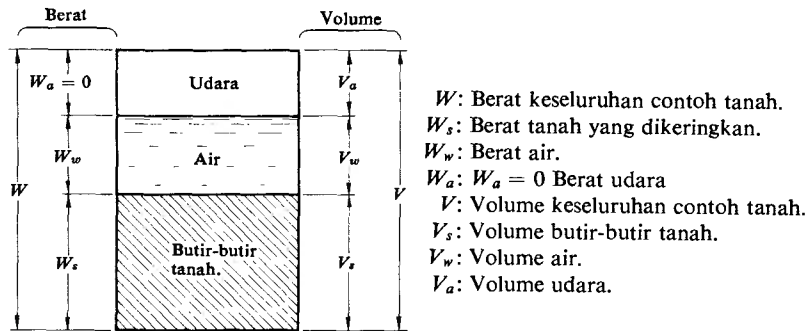
Gaya yang menahan pergerakan air disebut kapasitas menahan air (*waterholding capacity*) dan dinyatakan oleh gaya yang diperlukan untuk memisahkan air dari tanah. Umumnya gaya ini dinyatakan dengan harga pF yakni logaritma dari tekanan air h (cm) atau $\log_{10} h$. Umpamanya kelembaban yang ekuivalen yang menunjukkan kapasitas menahan air dari tanah adalah persentasi volume air yang masih tertahan setelah tanah yang jenuh air itu dibebani gaya sentrifugal sebesar 1.000 kali gaya gravitasi selama 40 menit. Gaya penahan pemisahan itu adalah kira-kira setengah dari tekanan udara = 500 cm. Jadi $\log_{10} 500 = 2,7$ pF.

Kapasitas menahan air dalam setiap keadaan dari kelembaban tanah adalah kira-kira 4,50 sampai 7 untuk air higroskopis, 2,70 sampai 4,20 untuk air kapiler dan kurang dari 2 untuk air gravitasi. Kesemuanya dinyatakan dalam harga pF.

(2) Cara menentukan kelembaban tanah

Banyaknya air yang terdapat di dalam tanah dapat ditentukan dengan 2 buah cara sebagai berikut:

Tanah dikeringkan pada kira-kira 110°C untuk waktu yang lama sehingga beratnya menjadi tetap. Kemudian volume air yang terdapat dalam tanah itu dinyatakan sebagai perbandingan antara berat yang berkurang terhadap berat tanah yang dikeringkan. Jalan yang lain dengan menyatakannya dalam volume yakni dengan menghitung volume air yang terdapat dalam tanah.



Gbr. 5-1 Hubungan butir-butir tanah, air dan udara.

Hal yang terakhir ini umumnya digunakan dalam perhitungan neraca air. Antara kedua cara ini terdapat hubungan sebagai berikut:

$$\text{Berat air } W_w = W - W_s \text{ (g)} \quad (5.1)$$

$$\text{Kadar air } W = \left\{ \frac{(W - W_s)}{W_s} \right\} \times 100 \text{ (\%)} \quad (5.2)$$

$$\begin{aligned}
 \text{Laju voluma air } m &= \left(\frac{V_w}{V} \right) \times 100 \text{ (\%)} \\
 &= \left\{ \frac{(V_s \times \gamma_w \times W_s)}{(W_s \times V \times \gamma_w)} \right\} \times 100 \text{ (\%)} \\
 &= W \times G_a \text{ (\%)} \quad (5.3)
 \end{aligned}$$

$$\text{Berat jenis semu } G_a = \frac{W_s}{(V \times \gamma_w)} \quad (5.4)$$

dimana γ_w : satuan berat air ($\gamma_w = 1,0 \text{ gram/cm}^3$).

(3) Beberapa harga kelembaban tanah

Banyaknya air dalam tanah pada suatu keadaan tertentu, umumnya disebut tetapan kelembaban tanah dan digunakan untuk menentukan sifat menahan air dari tanah. Dalam tetapan-tetapan kelembaban tanah ini termasuk koefisien higroskopis yang menunjukkan luasnya pengaktifan permukaan tanah, koefisien layu yang menunjukkan kelembaban pada titik kritis di mana tanaman permanen akan layu, ekuivalen kelembaban (lihat (1)) yang menunjukkan sifat menahan air dari tanah dan lain-lain. Tetapan kelembaban tanah yang menentukan infiltrasi adalah kapasitas menahan air.

Banyaknya air yang dapat dikandung oleh tanah disebut kapasitas menahan air. Ada yang maximum dan ada yang minimum. Kapasitas menahan air maximum adalah kapasitas pada keadaan permukaan air tanah yang tinggi. Keadaan ini adalah keadaan menahan air dengan $pF = 0$ yang terdapat pada bagian lapisan tanah yang terdekat pada permukaan air tanah.

Kapasitas menahan air yang minimum adalah banyaknya air yang tersisa (dinyatakan dalam %) dari drainasi alamiah tanah yang jenuh air. Keadaan ini disebut kapasitas lapangan (*field capacity*), karena keadaan ini adalah sama dengan keadaan (kondisi) menahan air dari tanah yang kering dengan permukaan air tanah yang rendah sesudah mendapat curah hujan yang cukup selama 1 sampai 2 hari.

Kapasitas menahan air minimum ini adalah juga penting dalam masalah infiltrasi. Jika infiltrasi dari curah hujan itu lebih besar dari kapasitas menahan air yang minimum, maka air itu akan terus ke permukaan air tanah, tetapi jika infiltrasi itu lebih kecil maka air akan tertahan dalam tanah dan tidak akan terjadi aliran ke permukaan air tanah.

Kapasitas menahan air yang minimum yang menentukan infiltrasi disebut kapasitas menahan air normal. Harga pF pada kondisi kapasitas menahan air yang minimum adalah kira-kira 1,50 sampai 1,70.

5.1.2 Udara dalam tanah

- (1) Kondisi udara yang terdapat dalam tanah beserta komponen-komponennya.

Tanah terdiri dari butir-butir tanah yang padat dan bagian ruang yang terisi oleh udara dan air. Sebagian dari udara larut dalam air dan diabsorpsi dalam butir-butir halus koloidal (diameter lebih kecil dari 0,001 mm). Akan tetapi sebagian besar tersebar dalam bagian itu kecuali dalam ruang kapiler.

Komponen-komponen udara dalam tanah adalah hampir sama dengan komponen-komponen udara di atmosfer. Tetapi kadar karbon dioksida jauh lebih tinggi dibandingkan dengan yang terdapat di atmosfer dan kelembaban udaranya hampir 100%.

- (2) Volume udara dalam tanah

Jika porositas dan laju volume air untuk setiap kedalaman lapisan-lapisan tanah didapat (lihat rumus 5.3), maka laju kadar udara pada setiap kedalaman dapat ditemukan. Volume ini disebut kapasitas menahan udara (*air holding-capacity*) dan volume udara terhadap volume keseluruhan disebut laju menahan udara (*air holding rate*).

Kapasitas menahan udara dalam keadaan kapasitas menahan air yang maksimum adalah hampir nol. Mengingat tanah yang mengandung banyak koloid mengembang pada waktu mengabsorpsi air, maka dalam beberapa hal kapasitas menahan udara menjadi negatif.

Laju menahan udara dalam keadaan kapasitas menahan air yang normal untuk setiap sifat tanah dapat dilihat dalam Gbr. 5-2. Laju menahan udara dalam lapisan-lapisan tanah bukan hanya sangat bersangkutan dengan pertumbuhan tanaman tetapi juga dengan siklus hidrologi seperti terhentinya curah hujan untuk sementara waktu atau variasi permukaan air tanah.

Laju menahan udara itu (P_a) biasanya dihitung sebagai berikut:

$$\text{Laju menahan udara } P_a = n - m (\%) \quad \dots\dots\dots (5.5)$$

$$\text{Porositas } n = \left(\frac{V_v}{V} \right) \times 100 (\%)$$

$$= \left(1 - \frac{G_a}{G} \right) \times 100 (\%) \quad \dots\dots\dots (5.6)$$

di mana:

V_v : volume bagian ruang, $V_v = V_a + V_w$.

V : volume seluruh contoh tanah.

G_a : berat jenis semu butir-butir tanah.

G : berat jenis butir-butir tanah.

m : laju volume air (lihat rumus 5.3).

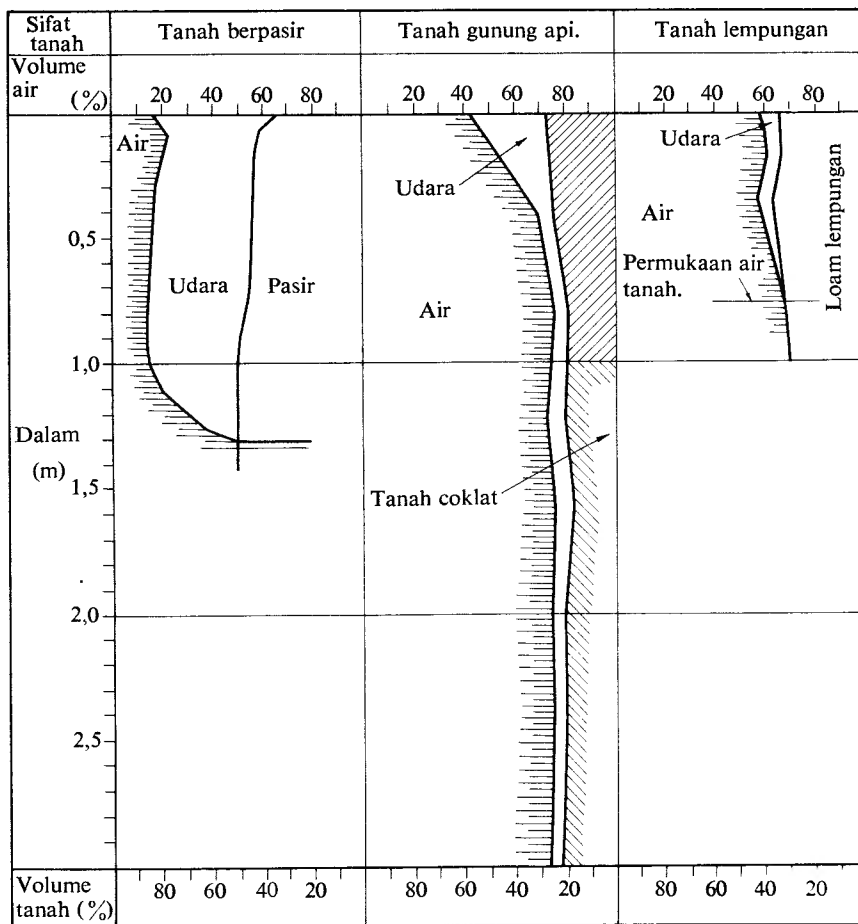
5.1.3 Pergerakan air dalam tanah

- (1) Bentuk kelembaban dan kecenderungan gerakan

Air yang dapat bergerak dalam tanah adalah air kapiler dan air gravitasi.

Melihat cara pergerakannya, air kapiler itu dapat dibagi dalam air kapiler yang sesungguhnya berhubungan langsung dengan air tanah yang naik ke ruang-ruang antara butir-butir karena kapilaritas.

Mengingat gaya menahan air itu dianggap bekerja sesuai dengan tekanan maksimum



Gbr. 5-2 Laju menahan udara dari tanah berdasarkan sifat tanah.

air yang naik, maka dalam penyelidikan pergerakan air kapiler, gaya itu diperhitungkan sebagai tegangan kapiler atau potensial kapiler.

Tinggi kenaikan air yang disebabkan oleh tegangan kapiler adalah berbanding balik terhadap diameter pipa kapiler. Jadi makin banyak tanah itu mengandung butir-butir yang halus, makin tinggi kenaikan air dan makin besar butir-butir tanah makin kecil kenaikan airnya. Sebaliknya makin kecil butir-butir tanah, makin kecil kecepatan airnya, makin besar butir-butirnya makin besar kecepatan airnya.

Gbr. 5-3 memperlihatkan sebuah sketsa air kapiler.

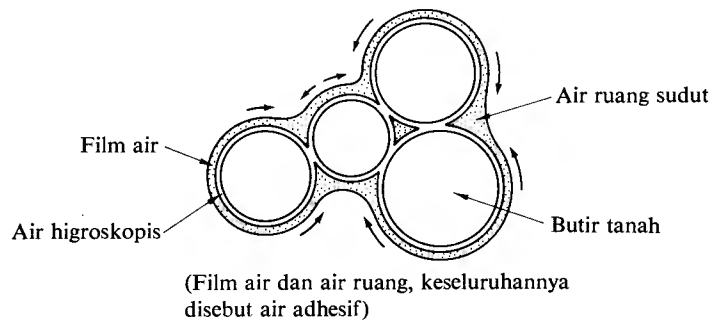
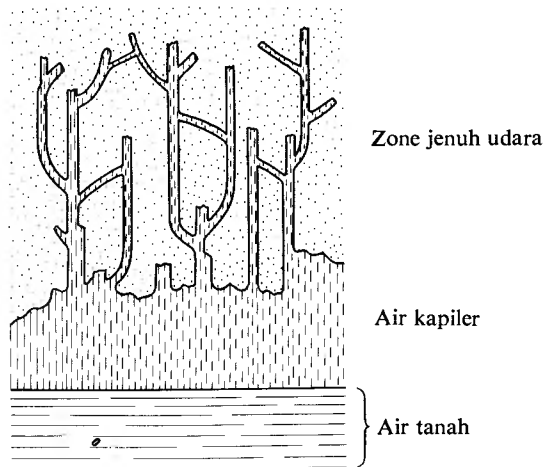
Air adhesif tertahan di sebelah luar air higroskopis dengan tegangan kapilernya sendiri dan tidak berhubungan dengan air tanah.

Pergerakan air adhesif itu terutama hanya terjadi pada permukaan butir-butir tanah untuk mengisi bagian-bagian kosong antara butir-butir (disebut ruang-ruang sudut). Hubungan antara air adhesif dan air higroskopis dapat dilihat pada Gbr. 5-4.

Air gravitasi bergerak dalam ruang tanah oleh karena gravitasi. Jika ruang-ruang itu telah jenuh dengan air, maka air akan bergerak menurut hukum Darcy seperti pada air tanah. Jika antara air yang sedang infiltrasi dengan air tanah terdapat bagian yang jenuh udara seperti terdapat dalam Gambar 5-3, maka air akan bergerak sesuai besarnya selisih gaya gravitasi dan tegangan kapiler.

Infiltrasi yang terpengaruh oleh tegangan kapiler disebut infiltrasi terbuka dan

Gbr. 5-3 Sketsa air kapiler.



Gbr. 5-4 Sketsa air adhesif dan air higroskopis.

infiltrasi yang hanya dipengaruhi oleh gravitasi umumnya disebut infiltrasi tertutup. Peresapan air dari persawahan yang air tanahnya terletak jauh di bawah termasuk infiltrasi terbuka. Pengaliran air melalui ruang-ruang yang besar seperti retakan-retakan lapisan tanah sampai ke air tanah termasuk infiltrasi tertutup.

(2) Hukum pergerakan air tanah

Seperti telah dikemukakan di atas, gerak kelembaban tanah yang tidak jenuh disebabkan oleh selisih gaya gravitasi dan potensial kapiler. Rumus pergerakannya mempunyai bentuk yang sama seperti pada pergerakan air tanah:

$$Q = kIA \text{ (cm}^3\text{/jam)} \quad \dots\dots\dots (5.7)$$

di mana:

Q : debit air yang mengalir melalui potongan melintang tanah seluas $A \text{ cm}^2$.

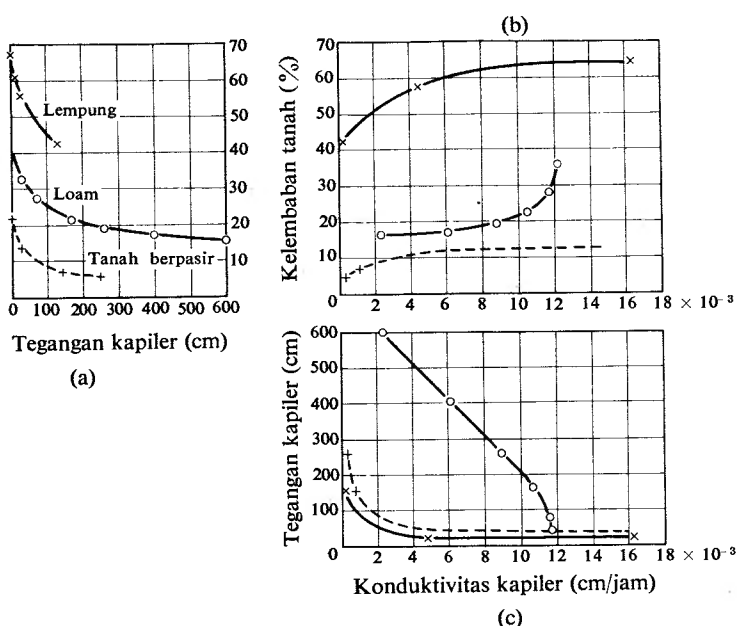
k : koefisien konduktif

I : jumlah gradien potensial kapiler dan gradien gravitasi.

Jika potensial kapiler dalam rumus (5.7) dinyatakan dalam tekanan air $\Delta h \text{ cm}$, maka gradien potensial kapiler yang sesuai dengan jarak $l \text{ cm}$ akan menjadi $(\Delta h/l)$.

Demikian pula jika selisih elevasi antara kedua ujung dari jarak $l \text{ cm}$ itu sama dengan Δz , maka gradien gravitasi adalah $(\Delta z/l)$. Jadi

$$I = \frac{(\Delta h \pm \Delta z)}{l}$$



Gbr. 5-5 Hubungan tegangan kapiler, kelembaban tanah dan konduktivitas kapiler.

Pada aliran yang menurun, kedua gaya itu akan bekerja dengan arah yang sama, sedangkan pada aliran yang naik harga I itu adalah sama dengan potensial kapiler dikurangi gravitasi.

Hubungan antara banyaknya kelembaban tanah dengan potensial kapiler dalam tiap sifat tanah yang diukur oleh Dr. L. A. Richards, dapat dilihat dalam Gbr. 5-5(a).

Hubungan koefisien konduktif kapiler (k), kelembaban tanah dan tegangan kapiler dapat dilihat dalam Gbr. 5-5(b) (c). Dari Gbr. 5-5(b) dapat dilihat bahwa koefisien konduktif kapiler menjadi besar sesuai dengan peningkatan kelembaban tanah, karena air akan dapat mengalir lebih mudah oleh pembentukan membran air. Dalam rumus (5.7) dan Gbr. 5-5(b) dapat dilihat bahwa potensial kapiler menyebabkan air mengalir dari titik yang basah ke titik yang kering. Jadi bilamana lapisan permukaan dibasahi oleh curah hujan maka oleh resultan dari tegangan kapiler dan gravitasi, kelembaban tanah dalam lapisan dengan kadar air yang tinggi itu akan turun ke bawah. Gradien potensial kapiler dalam keadaan ini adalah sangat besar.

Menurut perkiraan, bahwa supaya banyaknya kelembaban tanah pada lapisan teratas (lapisan permukaan) mencapai kapasitas lapangan (pF 1,50 sampai 1,70) sesudah curah hujan, maka lapisan basah dengan kadar air yang tinggi itu harus turun sejauh 30 sampai 75 cm dari permukaan tanah. Mengingat lapisan basah ini terus-menerus turun sesudah mencapai posisi tersebut di atas, maka bagian atas yang mempunyai kapasitas lapangan perlahan-lahan bertambah dalam.

Hukum mengenai pergerakan kelembaban tanah ini tetap berlaku, meskipun kelembaban tanah dalam lapisan teratas itu berkurang karena evaporasi. Gradien potensial kapiler akan menjadi lebih besar dari gradien potensial gravitasi. Kelembaban tanah akan ditarik ke atas dan kemudian tahap demi tahap air itu akan ditarik dari permukaan air tanah jika permukaan air tanah itu tidak terlalu dalam. Jadi jika letak air tanah itu dangkal dan evapotranspirasi besar maka air tanah akan berkurang oleh evapotranspirasi.

5.2 Faktor-faktor yang mempengaruhi infiltrasi

5.2.1 Infiltrasi

Curah hujan yang mencapai permukaan tanah akan bergerak sebagai limpasan permukaan atau infiltrasi. Hal ini tergantung dari besar kecilnya intensitas curah hujan terhadap kapasitas infiltrasi. Air yang menginfiltrasi ke dalam tanah meningkatkan kelembaban tanah atau, terus ke air tanah.

Perbedaan besar dari karakteristik yang berjenis-jenis dari debit sungai, tergantung dari kondisi sungai itu. Kondisi daerah pengaliran yang menjadi sumber aliran sungai, sangat mempengaruhi stabilitas dan variasi debit sungai.

Jika sumber utamanya adalah limpasan permukaan, maka debit banjir sungai itu sudah tentu besar dan debit air rendah adalah kecil. Jika daerah pengaliran itu terdiri dari daerah berpasir dengan permeabilitas yang tinggi, dan jika tidak terdapat lapisan yang impermeabel di atas permukaan air tanah, maka limpasan permukaannya adalah kecil. Sepanjang tahun dapat diharapkan suatu debit yang agak tetap.

Kapasitas yang mengabsorpsi air hujan ke permukaan air tanah dan memperlambat aliran adalah peristiwa yang penting bagi pengertian aliran sungai. Peristiwa ini diketemukan mula-mula oleh Dr. R. E. Horton yang telah mengusulkan teori infiltrasi. Teori ini sekarang merupakan suatu teori yang penting untuk analisa-analisa hidrologi.

5.2.2 Faktor-faktor yang mempengaruhi infiltrasi

Proses masuknya air hujan ke dalam lapisan permukaan tanah dan turun ke permukaan air tanah disebut infiltrasi. Air yang menginfiltrasi itu pertama-tama diabsorpsi untuk meningkatkan kelembaban tanah, selebihnya akan turun ke permukaan air tanah dan mengalir ke samping.

Dalam beberapa hal tertentu, infiltrasi itu berubah-ubah sesuai dengan intensitas curah hujan. Akan tetapi setelah mencapai limitnya, banyaknya infiltrasi akan berlangsung terus sesuai dengan kecepatan absorpsi maximum setiap tanah bersangkutan. Kecepatan infiltrasi yang berubah-ubah sesuai dengan variasi intensitas curah hujan umumnya disebut laju infiltrasi. Laju infiltrasi maximum yang terjadi pada suatu kondisi tertentu disebut kapasitas infiltrasi (f). Kapasitas infiltrasi itu adalah berbeda-beda menurut kondisi tanah. Pada tanah yang sama kapasitas infiltrasi itu berbeda-beda, tergantung dari kondisi permukaan tanah, struktur tanah, tumbuh-tumbuhan, suhu dan lain-lain. Di samping intensitas curah hujan, infiltrasi berubah-ubah karena dipengaruhi oleh kelembaban tanah dan udara yang terdapat dalam tanah.

Faktor-faktor yang mempengaruhi infiltrasi akan diterangkan di bawah ini.

- (1) Dalamnya genangan di atas permukaan tanah dan tebal lapisan yang jenuh

Air genangan di lekukan permukaan tanah masuk ke dalam tanah, terutama disebabkan oleh gravitasi yang bekerja pada air itu. Mengingat ruang-ruang lapisan tanah di dekat permukaan telah jenuh, maka air itu jatuh melalui pipa-pipa halus yang panjangnya sama dengan tebal lapisan yang jenuh (l). Tekanan air yang bekerja di ujung atas setiap pipa halus itu adalah sama dengan dalamnya genangan air (D). Jadi jumlah tekanan yang mengakibatkan aliran adalah ($D + l$). Tetapi mengingat air yang mengalir melalui pipa-pipa halus itu menemui tahanan (gaya geser) yang sebanding dengan l , maka infiltrasi hampir tidak berubah. Variasi l mempengaruhi gaya luar air yang jatuh dan jika besar dibandingkan dengan D maka tahanan terhadap air yang jatuh adalah besar. Tetapi jika D dan l sama, maka pada permulaan curah hujan, air mudah masuk ke

dalam tanah karena gaya luar adalah besar jika dibandingkan dengan tahanan itu. Inilah salah satu sebabnya mengapa pada permulaan curah hujan kapasitas infiltrasi tanah itu (f) relatif besar.

(2) Kelembaban tanah

Besarnya kelembaban tanah pada lapisan teratas sangat mempengaruhi laju infiltrasi. Potensial kapiler bagian bawah lapisan tanah yang menjadi kering (oleh evaporasi) kurang dari kapasitas menahan air normal akan meningkat jika lapisan teratas dibasahi oleh curah hujan. Peningkatan potensial kapiler ini, bersama-sama dengan gravitasi akan mempercepat infiltrasi.

Bila kekurangan kelembaban tanah diisi oleh infiltrasi, maka selisih potensial kapiler akan menjadi kecil. Pada waktu yang bersamaan kapasitas infiltrasi pada permulaan curah hujan akan berkurang tiba-tiba, yang disebabkan oleh pengembangan bagian koloidal dalam tanah. Jadi kelembaban tanah itu adalah sebagian dari sebab penguangan tiba-tiba dari f .

(3) Pemampatan oleh curah hujan

Gaya pukulan butir-butir hujan mengurangi kapasitas infiltrasi, karena oleh pukulan-pukulan itu butir-butir halus di permukaan lapisan teratas akan terpecar dan masuk ke dalam ruang-ruang antara, sehingga terjadi efek pemampatan. Permukaan tanah yang terdiri dari lapisan bercampur lempung akan menjadi sangat impermeabel oleh pemampatan butir-butir hujan itu. Tetapi tanah pasir tanpa bahan-bahan yang lain tidak akan dipengaruhi oleh gaya hujan itu.

(4) Penyumbatan oleh bahan-bahan yang halus

Kadang-kadang dalam keadaan kering banyak bahan halus yang diendapkan di atas permukaan tanah. Jika infiltrasi terjadi maka bahan halus akan masuk ke dalam tanah bersama air itu. Bahan-bahan ini akan mengisi ruang-ruang dalam tanah yang mengakibatkan penurunan kapasitas infiltrasi. Hal ini merupakan juga sebuah faktor yang menurunkan f selama curah hujan.

(5) Pemampatan oleh orang dan hewan

Pada bagian lalu lintas orang atau kendaraan, permeabilitas tanah berkurang karena struktur butir-butir tanah dan ruang-ruang yang berbentuk pipa yang halus telah dirusakkannya. Contoh-contohnya adalah kebun rumput tempat memelihara banyak hewan, lapangan permainan dan jalan tanah.

(6) Struktur tanah

Lubang dalam tanah yang digali oleh binatang-binatang yang kecil dan serangga, akar-akar tanaman yang mati, mengakibatkan permeabilitas yang tinggi. Akan tetapi mengingat jenis tanah ini sangat peka terhadap gaya pemampatan curah hujan maka seringkali harga f itu tiba-tiba berkurang selama curah hujan.

(7) Tumbuh-tumbuhan

Jika permukaan tanah tertutup oleh pohon-pohon dan rumput-rumputan maka infiltrasi dapat dipercepat. Tumbuh-tumbuhan bukan hanya melindungi permukaan tanah dari gaya pemampatan curah hujan, tetapi juga lapisan humus yang terjadi mempercepat penggalan-penggalan serangga dan lain-lain.

Pada tanah yang bercampur lempung yang tidak tertutup dengan tumbuh-tumbuhan, lapisan teratas akan dimampatkan oleh curah hujan, penyumbatan dengan bahan-bahan halus. Tetapi jika tanah itu ditutupi dengan lapisan daun-daunan yang jatuh, maka lapisan itu mengembang dan menjadi sangat permeabel. Kapasitas infiltrasinya adalah beberapa kali lebih besar dari pada efek jenis tanah.

(8) Udara yang terdapat dalam tanah

Pada tanah yang sangat datar, infiltrasi yang terjadi dengan kecepatan yang sama akan diperlambat oleh udara yang tertekan, karena air yang masuk membentuk sebuah

bidang datar yang menghalang-halangi udara keluar.

Umpamanya permukaan tanah dan permukaan air tanah itu sejajar dan air yang masuk membentuk sebuah bidang yang sama tebal, maka dalamnya (d) yang dapat dicapai oleh bidang infiltrasi dari permukaan tanah, dapat ditentukan oleh rumus sebagai berikut:

$$p = P_a + \gamma_w d \quad \dots\dots\dots(I)$$

$$P_a D = p(D - d) \quad \dots\dots\dots(II)$$

Dari (I) dan (II) didapat:

$$d = D - \frac{P_a}{\gamma_w} = D - 1.034 \text{ cm} \quad \dots\dots\dots(5.8)$$

di mana:

- p : tekanan udara dalam tanah (kg/cm^2)
- P_a : Tekanan Atmosfir $P_a = 1,034$ (kg/cm^2).
- γ_w : satuan berat air = 10^{-3} (kg/cm^3).
- d : dalam yang dapat dicapai oleh bidang infiltrasi (cm).
- D : dalam ke permukaan air tanah (cm).

Menurut rumus ini, dalam kondisi yang sama, jika dalam permukaan air tanah tidak lebih dari 10,34 cm, maka infiltrasi tidak terjadi. Akan tetapi sebenarnya permukaan tanah kadang sekali sejajar dengan permukaan air tanah. Permukaan air tanah itu tidak teratur dan berbentuk gelombang. Akibatnya ialah air yang masuk mempunyai permukaan yang berbentuk gelombang. Udara dalam tanah yang tertekan akan terlepas melalui puncak gelombang itu. Namun demikian udara dalam tanah menghambat infiltrasi dan merupakan sebuah faktor yang mengurangi kapasitas infiltrasi selama periode curah hujan.

(9) Lain-lain

Besarnya kapasitas infiltrasi ditentukan oleh faktor-faktor tersebut di atas secara bersama-sama. Beberapa faktor di antaranya mengakibatkan perbedaan kapasitas infiltrasi dari tempat-ke tempat dan faktor-faktor yang lain mengakibatkan variasi infiltrasi menurut waktu. Faktor tumbuh-tumbuhan mempengaruhi variasi infiltrasi menurut tempat dan waktu.

Di samping faktor-faktor tersebut di atas, maka pengurangan kelembaban tanah oleh transpirasi melalui tumbuh-tumbuhan, variasi kekentalan air dalam ruang-ruang tanah akibat suhu tanah, efek pembekuan (di daerah dingin) dan lain-lain, adalah faktor-faktor yang mempengaruhi kapasitas infiltrasi.

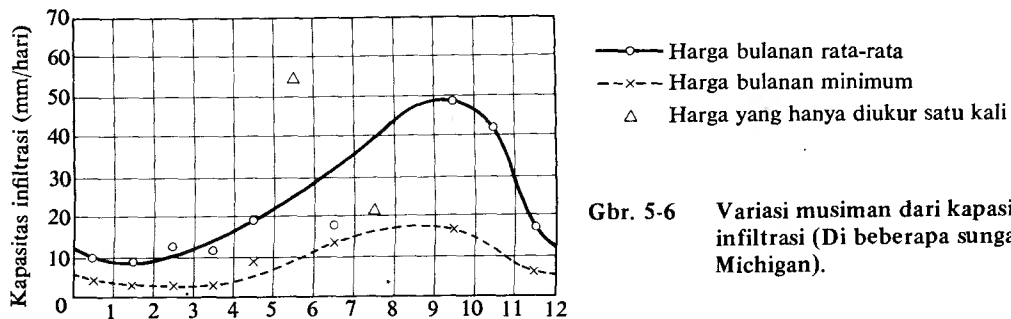
5.2.3 Variasi tahunan dan variasi musiman dari kapasitas infiltrasi

Kapasitas infiltrasi di suatu daerah pengaliran mempunyai variasi tahunan yang tergantung dari variasi penggunaan tanah (*land use*), variasi dari karakteristik tumbuh-tumbuhan dalam setahun, pertambahan tingkat pertumbuhan tumbuh-tumbuhan dari tahun ke tahun dan lain-lain. Variasi-variasi ini biasanya sangat lambat sehingga pengaruhnya hanya akan dapat diketahui setelah beberapa tahun. Namun demikian kapasitas infiltrasi itu dapat berubah banyak oleh perubahan tiba-tiba dari cara penggunaan tanah seperti penebangan hutan dan pembukaan tanah secara luas dalam daerah pengaliran.

Faktor-faktor yang mempengaruhi kapasitas infiltrasi yang diterangkan dalam 5.2.2, adalah tidak tetap sepanjang tahun melainkan berubah-ubah dari musim ke musim. Umpamanya, kelembaban tanah di sebelah utara khattulistiwa menunjukkan harga maximum dalam musim semi dan minimum dalam musim gugur. Demikian pula

struktur permeabilitas dari struktur mikroskopis tanah berubah-ubah oleh lubang-lubang binatang dan serangga, tumbuh-tumbuhan dan lain-lain. Hal-hal ini dapat juga dianggap sebagai faktor-faktor yang merubah kapasitas infiltrasi dari musim ke musim. Hasil-hasil yang telah diobservasi dari variasi musimam kapasitas infiltrasi dalam beberapa buah sungai di Negara bagian Michigan (AS) dapat dilihat dalam buku yang diterbitkan oleh Dr. C. O. Wisler (lihat Gbr. 5-6).

Kurva dalam gambar itu adalah kurva kapasitas infiltrasi yang didapat dari analisa permukaan sungai sebanyak lebih dari 49 kali selama lebih dari 20 tahun. Garis penuh itu menunjukkan harga bulanan rata-rata dan garis titik menunjukkan harga bulanan terendah.



Gbr. 5-6 Variasi musiman dari kapasitas infiltrasi (Di beberapa sungai Michigan).

5.3 Kapasitas infiltrasi dan limpasan permukaan (Surface Runoff)

5.3.1 Cara terjadinya limpasan permukaan

Untuk mempelajari limpasan curah hujan, maka yang perlu diperhatikan adalah hujan permulaan (*initial rain*), interval pemberian netto (*net supply interval*) dan curah hujan sisa yang diklasifikasi sesuai keadaan curahnya.

(1) Hujan permulaan (*initial rain*)

Hujan permulaan adalah curah hujan sebelum terjadi limpasan permukaan. Proses curahnya adalah sebagai berikut:

Hujan permulaan biasanya dibagi dalam bagian yang tidak dapat mencapai permukaan tanah karena dihalang-halangi oleh tumbuh-tumbuhan, gedung-gedung dan lain-lain, bagian yang diabsorpsi dalam tanah setelah tiba di permukaan tanah dan bagian yang mengalir ke berbagai lekukan dan mengisinya sampai penuh. Bagian pertama yang tidak mencapai permukaan tanah disebut curah hujan intersepsi yang sedikit jika dibandingkan dengan jumlah curah hujan itu. Bagian itu biasanya tidak diperhatikan kecuali untuk penyelidikan hujan ringan (*light-rain*).

Bagian kedua yang meresap ke dalam tanah (dari bagian curah hujan yang tiba di permukaan tanah) disebut infiltrasi. Bagian ini berubah-ubah, tergantung dari intensitas curah hujan hingga mencapai kapasitas infiltrasi.

Bagian terakhir disebut tampungan depresi (*depression storage*) yang tergantung dari bentuk, volume dan banyaknya lekukan di permukaan tanah. Curah hujan yang tertampung ini akhirnya menguap, diabsorpsi oleh tumbuh-tumbuhan atau infiltrasi ke dalam tanah. Jadi hujan permulaan ini tidak menjadi limpasan permukaan sehingga tidak termasuk dalam keseluruhan limpasan permukaan.

(2) Hujan sisa (*residual rain*)

Bagian akhir curah hujan yang intensitasnya kurang dari kapasitas infiltrasi disebut hujan sisa. Bagian terbesar dari bagian ini tidak mengalir di atas permukaan tanah,

tetapi menginfiltrasi ke dalam tanah.

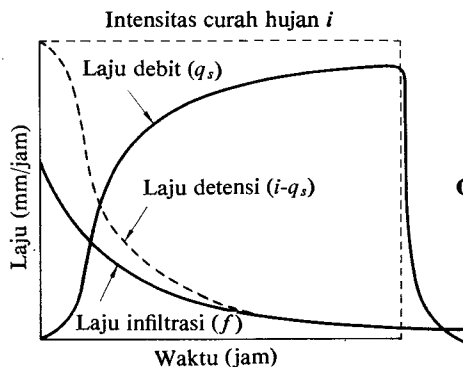
Infiltrasi yang terjadi sesudah selang pemberian netto tersebut di bawah ini beserta infiltrasi hujan sisa disebut infiltrasi sisa (*residual infiltration*). Jadi infiltrasi sisa ini terdiri dari infiltrasi genangan permukaan yang terjadi di permukaan tanah sesudah selang pemberian netto berakhir dan infiltrasi hujan sisa.

(3) Interval pemberian netto (*net supply interval*)

Interval pemberian netto ini terletak di tengah-tengah antara hujan permulaan dan hujan sisa. Hal ini terjadi bilamana intensitas curah hujan yang melebihi kapasitas infiltrasi berlangsung sesudah tampungan dalam lekukan-lekukan itu penuh. Pada ketika itu, selisih antara curah hujan dan kapasitas infiltrasi ($i - f$) menjadi curah hujan lebih (*excess-rainfall* = r_e) yang mengalir di atas permukaan tanah. Akan tetapi sebagian dari curah hujan lebih tetap tinggal di atas permukaan tanah sebagai bagian yang meningkatkan dalamnya luapan sesudah pengisian lekukan-lekukan dan merupakan variabel (ΔS) dari ditensi permukaan (*surface detention*). Curah hujan lebih adalah jumlah dari variabel (ΔS) dan limpasan permukaan (q_s): $\Delta S + q_s$.

Proses limpasan permukaan biasanya adalah sebagai berikut:

- ① Pada bagian akhir hujan permulaan, air yang mengisi lekukan-lekukan menambah dalamnya luapan dan mulai meluap.
- ② Air luapan ini lambat laun bertambah besar, mempersatukan aliran-aliran yang kecil dan mengalir di permukaan tanah ke sungai. Aliran pada tingkatan ini disebut aliran pelimpahan permukaan (*overlandflow*).
- ③ Air yang mencapai sungai itu mengalir ke hilir, mempersatukan aliran-aliran dari samping. Air ini disebut limpasan permukaan.



Gbr. 5-7 Variasi laju infiltrasi dan laju detensi pada intensitas curah hujan yang tetap.

Seperti dikemukakan di atas, limpasan permukaan itu hanya terjadi oleh curah hujan dengan curah yang lebih. Hubungan ini diperlihatkan dalam Gbr. 5-7. Umpama i adalah intensitas curah hujan, q_s adalah laju limpasan (*rate of runoff*) dan f adalah kapasitas infiltrasi, maka kurva laju banyaknya sisa (*residual amount rate*) adalah selisih antara intensitas curah hujan dan laju limpasan ($i - q_s$). Jika curah hujan itu berlangsung terus sampai limpasannya mendekati laju yang tetap (*constant rate*), maka kurva ($i - q_s$) sama dengan kurva f . Bagian antara kedua kurva itu adalah variasi ditensi permukaan ΔS .

Meskipun jumlah hujan lebih (R_e) adalah sama dengan rumus (5.9) biasanya R_e ini dianggap sama dengan jumlah limpasan permukaan Q_s dengan mengabaikan suku kedua pada bagian kanan rumus yang biasanya kecil dibandingkan dengan Q_s .

$$R_e = Q_s + (R_r - F_r) \dots\dots\dots (5.9)$$

di mana:

F_r : banyaknya infiltrasi sisa.

R_r : banyaknya curah hujan sisa.

5.3.2 Pemanfaatan kurva infiltrasi

Untuk menentukan limpasan permukaan dengan menggunakan kurva infiltrasi, maka harus dibuatkan diagram variasi intensitas curah hujan. Pada diagram itu digambarkan kurva infiltrasi yang sudah ditentukan.

Dengan penggambaran kurva infiltrasi, diagram curah hujan akan terbagi dalam dua bagian yakni bagian atas dan bagian bawah. Curah hujan yang sesuai dengan bagian atas dari kurva adalah curah hujan lebih yang sama dengan jumlah limpasan permukaan dan detensi permukaan. Mengingat detensi permukaan itu kira-kira tetap maka limpasan permukaan itu adalah curah hujan lebih dikurangi detensi permukaan.

Pada dasarnya penentuan limpasan permukaan telah dikemukakan di atas. Akan tetapi dalam praktek, untuk menentukan bentuk kurva infiltrasi maka harus diketahui hal-hal sebagai berikut:

- ① Berapa besar kapasitas infiltrasi tanah pada permulaan curah hujan.
- ② Bagaimana variasi kurva kapasitas infiltrasi itu selama perioda curah hujan, jika intensitas curah hujan kurang dari kapasitas infiltrasi.
- ③ Berapa besar kapasitas infiltrasi berubah selama curah hujan itu berhenti.
- ④ Bagaimana variasi musiman dari kapasitas infiltrasi.
- ⑤ Berapa besar perkiraan yang diperlukan untuk detensi permukaan.

Untuk ① dan ③ harus diadakan terlebih dahulu pemeriksaan dengan uji (*test*) kapasitas infiltrasi di daerah yang bersangkutan. Penyelidikan untuk ④ harus dilaksanakan sesuai dengan Gbr. 5-6, dan ⑤ harus diperkirakan dari data yang diperoleh dari daerah yang bersangkutan.

5.4 Penentuan kapasitas infiltrasi

5.4.1 Cara untuk menentukan kapasitas infiltrasi

Untuk penentuan kapasitas infiltrasi dapat digunakan cara dengan menggunakan alat ukur infiltrasi dan cara dengan menggunakan analisa dari hidrograf. Cara yang pertama adalah cara mengukur laju infiltrasi. Air dituangkan pada suatu bidang pengujian yang kecil dengan menggunakan alat ukur infiltrasi. Cara ini hanya cocok untuk pengujian perbandingan yang dilaksanakan dengan membatasi beberapa buah faktor yang mempengaruhi kapasitas infiltrasi.

Harga f yang diperoleh dengan alat ukur infiltrasi itu bukan merupakan harga sebenarnya melainkan merupakan harga pendekatan. Mengingat limpasan dalam daerah pengaliran langsung dihitung dengan menggunakan harga f ini, maka sudah tentu tidak dapat diharapkan suatu hasil yang memuaskan. Jadi hal ini harus diperhatikan.

Cara kedua adalah cara dengan menganalisa hidrograf dari limpasan yang disebabkan oleh curah hujan (lihat Bab 6). Jadi ketelitian untuk menentukan limpasan curah hujan dari suatu daerah pengaliran yang bersangkutan adalah sangat bermanfaat.

(1) Alat ukur infiltrasi

Alat ukur infiltrasi yang banyak itu dapat diklasifikasi dalam 2 jenis:

- ① Jenis permukaan air tetap.
- ② Jenis siraman buatan (*Artificial springkling type*).

Alat ukur infiltrasi jenis ① disebut alat ukur infiltrasi silinder. Kebanyakan alat itu dibuat dari 2 buah lingkaran dengan titik tengah yang sama, dengan diameter 23 sampai 91 cm. Ujung bawah alat itu dimasukkan ke dalam tanah kira-kira sedalam 10 cm dari

permukaan tanah. Air dituangkan ke dalam kedua lingkaran itu dengan kedalaman yang tetap. Lingkaran luar digunakan untuk mencegah peresapan keluar dari air dalam lingkaran tengah setelah meresap ke dalam tanah.

Variasi kapasitas infiltrasi adalah sama dengan variasi banyaknya air yang ditambahkan ke dalam lingkaran tengah supaya dalamnya tetap 6,4 mm (1/4 inch).

Di samping jenis tersebut di atas, masih terdapat juga banyak jenis yang terdiri dari satu silinder. Jenis alat ukur infiltrasi ini mempunyai persoalan-persoalan yang sama:

- ① Efek pukulan butir-butir hujan tidak diperhitungkan.
- ② Efek tekanan udara dalam tanah tidak terjadi.
- ③ Struktur tanah sekeliling dinding tepi alat itu telah terganggu pada waktu pemasukannya ke dalam tanah.

Alat-alat jenis ini tidak menunjukkan keadaan yang sebenarnya, jadi variasi kapasitas infiltrasi selama periode curah hujan tidak dapat diperkirakan. Akan tetapi, mengingat alat jenis ini merupakan cara langsung yang dapat dengan mudah mengukur kapasitas absorpsi pada titik yang akan diukur, maka alat ini adalah bermanfaat untuk mendapatkan pengaruh-pengaruh variabel-variabel fisik dari penggunaan tanah (*land use*), gradien, tumbuh-tumbuhan dan lain-lain.

Alat jenis ② itu telah dibuat menyingkirkan untuk kelemahan-kelemahan yang dimiliki alat jenis ①. Kebanyakan alat jenis ② ini dapat melakukan siraman buatan dengan intensitas merata yang lebih tinggi dari kapasitas infiltrasi. Luas bidang yang disiram biasanya antara 0,10 sampai 40 m². Setelah limpasan permukaan yang terjadi itu diukur, maka kurva f dapat ditentukan.

Alat ukur infiltrasi jenis ini juga banyak, tetapi menurut penyelidikan, alat ukur yang disebut jenis F yang diperbaiki dan dikembangkan oleh U.S. Soil Conservation Bureau adalah jenis yang paling banyak digunakan dan mempunyai ketelitian yang tinggi. Namun demikian alat ukur infiltrasi jenis ini masih juga mempunyai kelemahan-kelemahan yang sama seperti pada alat ukur infiltrasi silinder meskipun pengaruhnya berbeda.

Alat ukur infiltrasi jenis apa saja yang digunakan ① atau ②, hasilnya akan dipengaruhi oleh faktor-faktor tersebut di atas. Di samping itu, dalam suatu daerah pengaliran yang besar, adalah sulit untuk memperoleh data yang cukup untuk menentukan harga rata-rata dari f . Jadi limpasan itu tidak dapat dihitung dengan langsung menggunakan harga yang diukur oleh alat ukur infiltrasi.

Alat ukur infiltrasi digunakan terutama untuk mengetahui efek relatif perubahan karakteristik daerah pengaliran seperti penggunaan tanah dan lain-lain.

(2) Analisa dari hidrograf

Jika terdapat data yang teliti mengenai variasi intensitas curah hujan dan data yang kontinu dari limpasan yang terjadi, maka kapasitas infiltrasi dapat diperoleh dengan ketelitian yang cukup tinggi. Dengan kapasitas infiltrasi yang diperoleh ini, maka hidrograf dari limpasan yang disebabkan oleh sesuatu curah hujan yang terjadi pada kondisi yang sama dalam daerah pengaliran itu dapat ditentukan dengan ketelitian yang baik. Namun demikian, mengingat dalam suatu daerah pengaliran yang besar setiap saat terjadi perubahan perlambatan (*retardation*) sampai curah hujan lebih yang menjadi limpasan permukaan mencapai puncaknya pada ujung hilir daerah aliran itu, maka untuk curah hujan yang besar variasi kapasitas infiltrasi tidak mungkin ditentukan dengan teliti.

Sebaliknya dalam suatu daerah pengaliran yang kecil bentuk hidrografnya adalah pekak terhadap variasi intensitas curah hujan. Jadi variasi dari f terhadap lamanya hujan yang besar dapat ditentukan dengan teliti. Dalam suatu daerah pengaliran yang besar, hanya dapat diperoleh harga kapasitas infiltrasi rata-rata f_a .

5.4.2 Penentuan kurva f dalam suatu daerah aliran yang kecil

Di sini diperlihatkan modifikasi cara perhitungan kurva f dalam daerah pengaliran yang kecil antara 1 sampai 10 ha yang disarankan oleh Dr. W. W. Horner dan Dr. C. L. L. Loyd. Dalam Tabel 5-1 diperlihatkan variasi intensitas curah hujan yang diperoleh dari data curah hujan dalam daerah pengaliran itu. Data aliran pada ujung hilir daerah pengaliran berdasarkan curah hujan yang sama, dapat dilihat dalam Tabel 5-2.

Gbr. 5-8 memperlihatkan diagram intensitas curah hujan dan hidrograf limpasan permukaan berdasarkan data-data tersebut di atas. Luas daerah pengaliran ini adalah sedemikian kecilnya (1,10 ha) sehingga untuk setiap hujan lebat terdapat sebuah puncak hidrograf. Interval antara curah hujan A yang mulai pada jam 05.43 dan curah hujan B

Tabel 5-1 Data curah hujan.

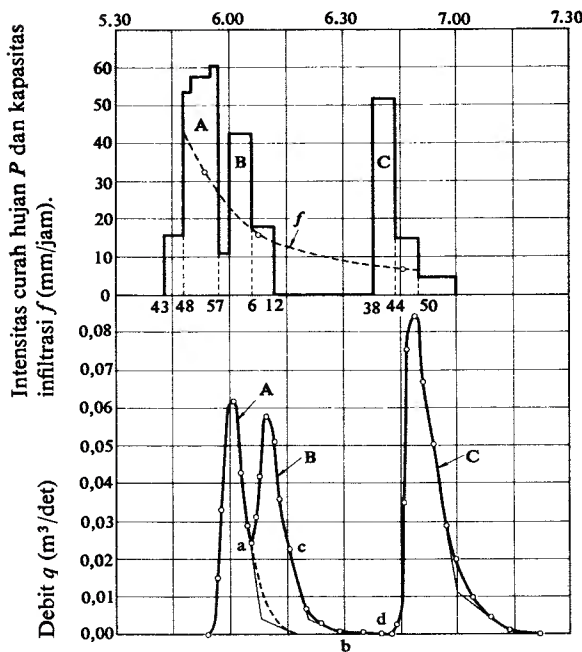
Waktu	Jam (menit)	Curah hujan (mm)	Intensitas curah hujan (mm/jam)
5.43—5.48	5	1,3	15,7
5.48—5.50	2	1,8	53,6
5.50—5.55	5	4,8	57,7
5.55—5.57	2	2,0	60,5
5.57—6.00	3	0,5	10,4
6.00—6.06	6	4,3	42,7
6.06—6.12	6	1,8	17,8
6.12—6.38	26	—	—
6.38—6.44	6	5,2	52,1
6.44—6.50	6	1,5	15,0
6.50—7.00	10	0,8	4,8

(Catatan) Waktu dinyatakan dengan jam dan menit.

Tabel 5-2 Data pengukuran debit.

Waktu	Debit (m ³ /det)	Catatan	Waktu	Debit (m ³ /det)	Catatan
5.55	0,000	Permulaan debit	6.29	0,001	Akhir debit
.57	,015		.35	,001	
.58	,033		.40	—	
6.01	,062	Debit puncak	.43	—	Permulaan debit
.03	,043		.44	,003	Puncak debit
.05	,029		.46	,035	
.06	,024		.47	,076	
.07	,031		.49	,085	
.08	,042	Debit puncak	.51	,067	
.10	,058		.54	,051	7.00
.12	,051		.57	,029	
.13	,036		7.00	,020	
.16	,023		.04	,010	
.20	,007		.09	,005	
.24	,003		.14	,001	

(Catatan) 7.22 Akhir debit.



Gbr. 5-8 Gambar variasi intensitas curah hujan dan hidrograf limpasan permukaan. (Curah hujan dalam daerah aliran di Wisconsin, pada 27 April, 1938).

yang menjadi lebat pada jam 6.00 adalah singkat. Jadi sebagian dari hidrograf-hidrograf itu berimpitan. Untuk memperkirakan turunnya kurva A dari bagian yang berimpit itu, tariklah garis a.b. sejajar dengan garis c.d. pada kurva B seperti terlihat pada Gambar. Hidrograf A, B dan C yang sesuai dengan curah hujan A, B dan C dapat dipisahkan. Setelah itu lalu dihitung aliran yang sama dengan luas bagian di dalam kurva-kurva A, B dan C. Aliran dalam kurva-kurva A dan B = $53,31 \text{ m}^3$ dan dalam kurva C = $53,70 \text{ m}^3$. Mengingat aliran dalam kurva A = $29,52 \text{ m}^3$, maka aliran dalam kurva B = $53,31 \text{ m}^3 - 29,52 \text{ m}^3 = 23,79 \text{ m}^3$.

Jika dikonversi dengan kedalaman sesuai luas daerah aliran dari 11.000 m^2 didapat:

$$A = \frac{29,52}{11.000} = 0,0027 \text{ m}$$

$$B = \frac{23,79}{11.000} = 0,0022 \text{ m}$$

$$C = \frac{53,70}{11.000} = 0,0049 \text{ m}$$

Jadi dalamnya aliran/limpasan berturut-turut adalah 2,7 mm, 2,2 mm dan 4,9 mm.

Dari Gambar 5-8 dapat dilihat bahwa hujan yang mulai jam 5.43 sampai jam 5.48 adalah bagian hujan yang kira-kira tidak memberikan limpasan, karena terhalang oleh tumbuh-tumbuhan, detensi permukaan dan infiltrasi. Hanya hujan sedalam 8,6 mm dari jam 5.48 sampai 5.57 yang memberikan limpasan.

Hujan berikutnya dari jam 5.57 sampai jam 6.00 mempunyai intensitas yang rendah 10,4 mm/jam, kesemuanya menjadi infiltrasi sisa dan tidak memberikan limpasan.

Hujan berhenti selama 26 menit dari jam 6.12 sampai jam 6.38 dan mulai lagi pada jam 6.38 dengan intensitas 52,1 mm/jam. Kebanyakan curah hujan yang terakhir ini akan mengalir, karena dapat diperkirakan, bahwa laju infiltrasi dalam daerah aliran telah diperkecil oleh curah hujan A dan B terdahulu. Intensitas yang tinggi hujan C sebanyak 6,7 mm sampai jam 6.50, diperkirakan terjadi selama periode curah hujan lebih (*rainfall excee*s). Banyaknya infiltrasi setiap curah hujan lebat tersebut di atas adalah selisih dari

curah hujan dengan limpasan permukaan yang terjadi. Hasil perhitungannya dapat dilihat dalam Tabel 5-3. Kapasitas infiltrasi (f) adalah jumlah infiltrasi (F) dibagi waktu/lamanya terjadi infiltrasi dalam keadaan kapasitas infiltrasi di seluruh daerah pengaliran.

Tabel 5-3 Tabel perhitungan besarnya jumlah infiltrasi.

① Nama curah hujan	② Curah hujan untuk periode curah hujan lebih (mm)	③ Debit dihitung dari hidrograf (mm)	④ Besarnya jumlah infiltrasi (mm)
A	8,6	2,7	5,9
B	6,1	2,2	3,9
C	6,7	4,9	1,8

Jika curah hujan lebat terjadi di seluruh daerah, maka infiltrasi akan berlangsung di seluruh daerah dalam bentuk kapasitas infiltrasi sampai curah hujan lebih itu berhenti. Setelah curah hujan lebih berhenti, maka luas daerah infiltrasi perlahan-lahan berkurang mulai dari bagian tepi ke bagian sungai. Dr. R. E. Horton memperkirakan bahwa lamanya infiltrasi sisa di seluruh daerah adalah sama dengan sepertiga dari waktu antara berhentinya curah hujan lebih sampai limpasan permukaan itu berhenti. Mengingat limpasan permukaan itu diperkirakan berhenti di sesuatu titik pada bagian akhir hidrograf, maka lama infiltrasi t_a , t_b , dan t_c yang sesuai dengan curah hujan lebih itu berturut-turut dapat diperoleh dengan cara tersebut di atas.

Waktu berhentinya curah hujan lebih itu adalah pada puncak setiap hidrograf pada Gbr. 5-8. Jadi berdasarkan hal-hal tersebut di atas, lamanya infiltrasi sisa dapat diperkirakan/dihitung. Dengan menambahkan lamanya curah hujan lebih pada hasil perhitungan itu, maka akan diperoleh lamanya infiltrasi seperti terlihat pada Tabel 5-4.

Tabel 5-4 Lamanya infiltrasi.

① Curah hujan.	② Waktu berakhirnya limpasan permukaan didapat dari hidrograf.	③ Waktu berakhirnya curah hujan lebih didapat dari hidrograf.	④ Jam debit yang sisa. t_r (menit)	⑤ $t_r/3$ (menit)	⑥ Jam curah hujan lebih. (menit)	⑦ Lamanya infiltrasi. (menit)
A	6.08	6.01	7	2	9	11
B	6.20	6.10	10	3	12	15
C	7.00	6.49	11	4	12	16

Jadi oleh persamaan $f = (F/t) \times 60$ (mm/jam):

$$f_a = 5,9 \times \frac{60}{11} = 32,2 \text{ mm/jam.}$$

$$f_b = 3,9 \times \frac{60}{11} = 15,6 \text{ mm/jam.}$$

$$f_c = 1,8 \times \frac{60}{11} = 6,8 \text{ mm/jam.}$$

Jika harga-harga f ini dicantumkan pada titik dengan interval 1/2 jam sejak mulainya curah hujan lebih setiap periode, maka akan diperoleh kurva f seperti terlihat pada Gbr. 5-8. Pada daerah pengaliran yang besar waktu infiltrasi sisa tidak dapat ditentukan dengan cara tersebut di atas, karena hidrograf tidak mengikuti dengan sensitif variasi intensitas curah hujan. Untuk daerah pengaliran yang besar, lamanya infiltrasi sisa itu dapat diabaikan (kecil) jika dibandingkan dengan lamanya curah hujan lebih. Jadi luas bagian diagram curah hujan di atas kurva f_a , dapat dianggap sama dengan limpasan permukaan. Menurut asumsi ini banyaknya curah hujan lebih itu dapat dihitung dengan menggunakan beberapa harga f_a yang sesuai dengan setiap kenaikan permukaan air. Bilamana harga ini menjadi sama dengan limpasan permukaan yang didapat dari hidrograf, maka harga f_a ini ditentukan sebagai kapasitas infiltrasi rata-rata.

5.4.3 Cara penentuan kapasitas infiltrasi dalam daerah pengaliran yang besar

Kapasitas infiltrasi rata-rata f_a dalam suatu daerah pengaliran yang besar, tidak merata di seluruh daerah. Dr. R. E. Horton menyarankan cara perhitungan sebagai berikut:

Cara perhitungan ini menuntut tersedianya data curah hujan dalam daerah pengaliran dengan sekurang-kurangnya terdapat satu data yang diukur oleh alat ukur otomatis.

Selanjutnya untuk mendapatkan hasil perhitungan dengan ketelitian yang memuaskan, maka harus dipenuhi kedua asumsi kondisi seperti berikut:

- ① Cara jatuhnya hujan di dalam dan di sekeliling daerah pengaliran dari hujan lebat yang mengakibatkan banjir harus sama.
- ② Limpasan permukaan adalah hampir sama dengan curah hujan dikurangi banyaknya infiltrasi selama curah hujan lebih.

Jadi pengambilan hujan dengan daerah distribusi yang sangat berbeda-beda seperti curah hujan konvektif dan jenis curah hujan frontal yang bergerak dengan cepat adalah tidak cocok. Cara penentuan kapasitas infiltrasi itu akan diterangkan menurut urutan sebagai berikut:

(1) Persiapan perhitungan

- (a) *Pemilihan stasiun-stasiun pengamatan yang mempunyai data yang baik:* Stasiun pengamatan yang mempunyai data yang baik, harus dipilih dengan cara Thiessen dari stasiun pengamatan di dalam dan di sekeliling daerah pengaliran. Stasiun pengamatan dengan alat ukur hujan otomatis digunakan sebagai stasiun dasar dan stasiun yang hanya mempunyai data curah hujan harian digunakan sebagai stasiun pembantu.
- (b) *Penyesuaian data curah hujan harian:* Jika data setiap stasiun pengamatan itu tidak diambil pada batas hari yang bersamaan, maka data itu harus disesuaikan dengan mengambil batas hari yang sama.

Penyesuaian batas hari dan data yang dicatat, biasanya dilakukan dengan cara sebagai berikut:

Tabel 5-5 menunjukkan data curah hujan harian yang diukur pada 5 stasiun pengamatan. Dalam tabel di atas, hanya data pada stasiun A yang diukur dengan alat ukur hujan otomatis dari 0:00 sampai 0:00 pada hari berikutnya. Yang lain adalah data curah hujan harian yang diamati setiap 24 jam.

Stasiun C dicatat pada jam 19.00 dan hasilnya dianggap data curah hujan hari itu. Stasiun-stasiun yang lain dicatat pada jam 09.00 dan hasilnya dianggap sebagai data curah hujan hari terdahulu (kemarin). Mengingat data yang dicatat pada jam 09.00 itu lebih banyak, maka penyesuaian diadakan dengan batas pengamatan jam 09.00 ini.

Tabel 5-5 Data curah hujan harian pada tiap stasiun pengamatan.

Stasiun pe- ngamatan	① A†	② B	③ C†	④ D	⑤ E
Data	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)	(mm)
1 Juni	0,0	4,1	0,0	2,4	5,3
2 Juni	8,1	2,8	4,9	1,6	1,9
3 Juni	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Jumlah	8,1	6,9	4,9	4,0	7,2

#: Alat ukur otomatis harga-harga yang dicatat dari jam 0-00 sampai jam 0-00 keesokan harinya.

†: Pengukuran pada jam 7 sore, dan hasilnya dianggap sebagai curah hujan hari itu. Data-data yang lain diukur pada jam 9-00 pagi dan hasilnya dianggap sebagai curah hujan hari terdahulu.

Pertama-tama ditentukan data curah hujan stasiun otomatis A sampai jam 09.00 tanggal 2 Juni. Data yang diperoleh ini ditentukan sebagai curah hujan pada 1 Juni di stasiun A. Sisanya adalah curah hujan pada 2 Juni. Jika data harian stasiun A tidak dapat ditentukan, maka data curah hujan harian stasiun A ditentukan dengan menggunakan data harian stasiun B yang terdekat pada stasiun A sebagai berikut:

$$8,1 \times \frac{4,1}{6,9} = 4,8 \text{ mm untuk curah hujan pada 1 Juni.}$$

$$8,1 \times \frac{2,8}{6,9} = 3,3 \text{ mm untuk curah hujan pada 2 Juni.}$$

Selanjutnya data curah hujan di stasiun C dirubah juga dengan batas hari/pengamatan pada jam 09.00. Mengingat stasiun C terletak hampir sama jaraknya dan terdekat ke stasiun B dan D dari pada ke stasiun A dan D, maka data yang digunakan adalah data stasiun B dan D. Banyaknya curah hujan rata-rata stasiun B dan D sebelum jam 09.00 pada 2 Juni adalah 59,6%, karena $(4,1 + 2,4)/(6,9 + 4) \times 100 = 59,6\%$, dan sesudah jam 09.00 (2 Juni) adalah 40,4%.

Jadi jika jumlah curah hujan 4,9 mm dari stasiun C dibagi dalam perbandingan yang sama, maka didapat curah hujan pada 1 Juni 2,9 mm dan pada 2 Juni 2,0 mm.

Harga-harga yang didapat dengan cara tersebut di atas adalah tidak teliti, tetapi juga tidak akan mempunyai kesalahan yang besar.

- (c) *Perhitungan harga pendekatan dari kapasitas infiltrasi rata-rata:* Harga pendekatan dari kapasitas infiltrasi rata-rata adalah jumlah curah hujan pada stasiun pengamatan dasar dikurangi jumlah limpasan permukaan dibagi lamanya curah hujan pada stasiun pengamatan dasar itu. Untuk hujan yang tidak lebat, bagian permukaan dan akhir dari lamanya curah hujan itu diabaikan.

(2) Prosedur perhitungan

Prosedur perhitungan kapasitas infiltrasi adalah sebagai berikut:

- ① Tentukan curah hujan perjam dari data curah hujan stasiun pengamatan dasar dan dihitung lajunya terhadap keseluruhan curah hujan (lihat Tabel 5-6(1) sampai (3)).
- ② Curah hujan ini ditentukan sebagai hujan yang dapat terjadi di seluruh daerah aliran yang bersangkutan. Hitung curah hujan per jam yang terjadi dengan asumsi bahwa hujan ini mempunyai sifat yang sama dengan hujan lebat yang tercatat oleh alat ukur hujan otomatis. Curah hujan yang diperkirakan disarankan dipilih sebagai bilangan bulat. Dalam Tabel 5-6, curah hujan 100

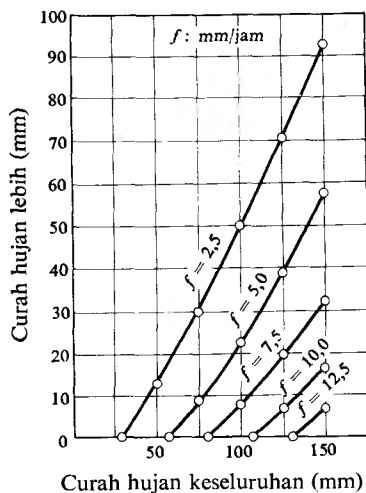
Tabel 5-6 Curah hujan lebih untuk curah hujan yang diperkirakan 100 mm.

Data pada stasiun pengamatan dasar			Curah hujan yang diper- kirakan. (mm)	Curah hujan lebih untuk curah hujan 100 mm.				
Waktu (jam)	Curah hujan (mm)	Laju curah hujan keseluruhan.		Kapasitas infiltrasi <i>f</i> (mm/jam)				
				2,5 ⑤	5,0 ⑥	7,5 ⑦	10,0 ⑧	12,5 ⑨
①	②	③	④					
1	1,25	0,013						
2	1,25	,013						
3	0,75	,008						
4	0,50	,005						
5	1,25	,013						
6	1,25	,013						
7	1,75	,019						
8	2,00	,021	2,1	0	0	0	0	0
9	5,00	,054	5,4	2,9	0,4	0	0	0
10	5,00	,054	5,4	2,9	0,4	0	0	0
11	3,25	,035	3,5	1,0	0	0	0	0
12	3,00	,032	3,2	0,7	0	0	0	0
13	0,75	,008						
14	0,50	,005						
15	3,75	,040	4,0	1,5	0	0	0	0
16	3,75	,040	4,0	1,5	0	0	0	0
17	8,75	,094	9,4	6,9	4,4	1,9	0	0
18	8,75	,094	9,4	6,9	4,4	1,9	0	0
19	8,75	,094	9,4	6,9	4,4	1,9	0	0
20	8,75	,094	9,4	6,9	4,4	1,9	0	0
21	6,25	,067	6,7	4,2	1,7	0	0	0
22	6,25	,067	6,7	4,2	1,7	0	0	0
23	3,75	,040	4,0	1,5	0	0	0	0
24	3,75	,040	4,0	1,5	0	0	0	0
25	1,25	,013						
26	1,25	,013						
27	0,50	,005						
28	0,25	,003						
Total	93,25	1,00	Curah hujan yang lebih kecil dari kapasitas infiltrasi kecuali 2,10 mm diabaikan.	49,5	21,8	7,6	0	0

mm yang terdekat pada curah hujan 93,25 mm (yang diamati) dihitung dalam kolom ke 4 sebagai curah hujan yang diperkirakan.

- ③ Banyaknya curah hujan lebih dari curah hujan yang diperkirakan dihitung dengan merubah-ubah kapasitas infiltrasi itu dari tahap yang satu ke tahap yang lain. Perhitungan ini dapat dilihat dalam kolom-kolom 5, 6, 7, 8, dan 9.
- ④ Cantumkan grafik banyaknya curah hujan lebih dari setiap kapasitas infiltrasi terhadap curah hujan total pada sistem koordinat dengan banyaknya curah hujan lebih sebagai ordinat dan curah hujan total sebagai absis. Lihat perhitu-

ngan dalam Tabel 5-6 dan Gbr. 5-9.



Gbr. 5-9 Hubungan antara curah hujan dan curah hujan lebih yang sesuai dengan setiap kapasitas infiltrasi.

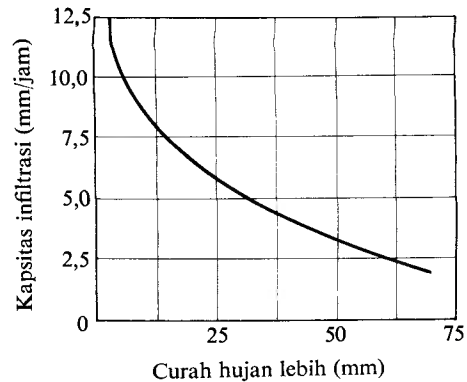
- ⑤ Ulanglah prosedur ② sampai ④ dengan asumsi curah hujan yang lain. Hasil-hasil ini dicantumkan pada Gambar 5-9. Dalam Tabel 5-6 hanya dicantumkan perhitungan untuk curah hujan total 100 mm.
- ⑥ Hubungkan setiap titik yang dicantumkan dalam ⑤, sehingga didapat kurva curah hujan lebih terhadap curah hujan total pada setiap keadaan kapasitas infiltrasi.
- ⑦ Hitunglah dengan menggunakan kurva pada ⑥ banyaknya curah hujan lebih terhadap kapasitas infiltrasi sembarangan dari curah hujan total pada sub stasiun pengamatan. Jadi harga rata-rata dari curah hujan lebih dapat ditentukan. Tabel 5-7 menunjukkan harga rata-rata curah hujan lebih pada sub stasiun pengamatan pada kapasitas infiltrasi 2,5, 5,0 dan 7,5 mm. Curah hujan lebih dari curah hujan total pada setiap stasiun pengamatan dihitung dengan menggunakan Gambar 5-9.

Tabel 5-7 Curah hujan lebih yang sesuai dengan curah hujan sembarangan.

Titik stasiun pengamatan.	Jumlah curah hujan. (mm)	Curah hujan lebih		
		Kapasitas infiltrasi f (mm/jam).		
		2,5	5,0	7,5
①	②	③	④	⑤
A	148,0	94,0	51,0	31,8
B	95,0	47,0	18,6	5,0
C	94,0	44,0	18,5	4,5
D	106,0	50,0	23,8	8,8
E	100,0	50,0	22,6	7,5
F	105,0	50,0	23,3	8,3
G	123,0	68,0	37,0	18,5
H	151,0	94,0	58,0	33,8
Rata-rata	115,3	62,1	31,6	14,8

- ⑧ Harga rata-rata curah hujan lebih yang didapat pada ⑦ sesuai dengan kapasitas infiltrasi itu dicantumkan dan dihubungkan, sehingga diperoleh kurva kapasitas infiltrasi terhadap curah hujan lebih. (lihat Gbr. 5-10).

5-10 Hubungan antara kapasitas infiltrasi dan curah hujan lebih.



- ⑨ Kapasitas infiltrasi yang sesuai dengan jumlah limpasan permukaan (curah hujan lebih) dalam perhitungan ① ③ dirubah dan ditentukan oleh grafik yang dibuat pada ⑧.

Prosedur perkiraan kapasitas infiltrasi tersebut di atas adalah untuk daerah aliran yang besar.

Namun demikian, untuk sesuatu hujan yang lebat, curah hujan lebih itu harus diperkirakan dengan membuat analisa dari hidrograf. Jika curah hujan lebih itu telah didapat, maka kapasitas infiltrasi itu akan mudah ditentukan dengan menggunakan kurva dalam Gbr. 5-10.

Jika berat curah hujan lebih pada setiap stasiun pengamatan diperhitungkan dengan cara Thiessen, maka ketelitiannya akan sangat meningkat. Akan tetapi pemberian berat pada setiap stasiun adalah tidak perlu, kecuali hanya terdapat sedikit sekali data curah hujan atau distribusi curah hujan di daerah pengaliran itu sangat tidak merata.

BAB 6. AIR-TANAH

Dalam bab ini dicantumkan hal-hal yang penting ditinjau dari sudut pengembangan air tanah sebagai sumber air irigasi yakni pengetahuan dasar air tanah, kondisinya, cara pendugaannya, pengujian akuifer dan volume air yang keluar.

6.1 Pengetahuan dasar

Air tanah adalah air yang bergerak dalam tanah yang terdapat di dalam ruang-ruang antara butir-butir tanah yang membentuk itu dan di dalam retak-retak dari batuan. Yang terdahulu disebut air lapisan dan yang terakhir disebut air celah (*fissure water*). Mengingat sistem pergerakan air celah tidak diketahui, maka di sini terutama akan dibicarakan mengenai air lapisan.

6.1.1 Keadaan air tanah

- (1) Lapisan permeabel dan lapisan impermeabel (*Permeable layer and Impermeable layer*)

Lapisan yang dapat dilalui dengan mudah oleh air tanah seperti lapisan pasir atau lapisan kerikil disebut lapisan permeabel. Lapisan yang sulit dilalui air tanah seperti lapisan lempung atau lapisan silt disebut lapisan kedap air (*aquiclude*) dan lapisan yang menahan air seperti lapisan batuan (*rock*) disebut lapisan kebal air (*aquifuge*). Kedua jenis lapisan ini disebut lapisan impermeabel. Lapisan permeabel yang jenuh dengan air tanah disebut juga akuifer (lapisan pengandung air).

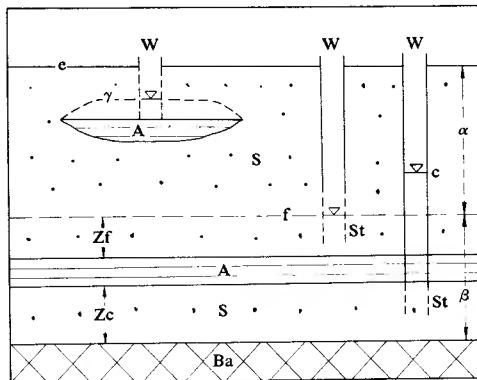
- (2) Air bebas dan air terkekang (Gbr. 6-1) (*Free water and confined water*)

Air tanah dalam akuifer yang tertutup dengan lapisan impermeabel mendapat tekanan dan disebut air terkekang. Air tanah dalam akuifer yang tidak tertutup dengan lapisan impermeabel disebut air tanah bebas atau air tak terkekang. Permukaan air tanah di sumur dari air tanah bebas adalah permukaan air bebas dan permukaan air tanah dari akuifer adalah permukaan air terkekang. Jadi permukaan air bebas adalah batas antara zone yang jenuh dengan air tanah dan zone aerasi (tak jenuh) di atas zone yang jenuh.

Air bebas mempunyai suatu keadaan yang pelik di dalam tanah yang disebabkan oleh kapilaritas. Sebaliknya permukaan air tanah terkekang itu ditentukan oleh gradien antara titik pemasukan dan titik pengeluaran dan oleh karakteristik dari akuifer. Umpamanya, seperti terlihat dalam Gbr. 6-2, jika selisih permukaan air dan jarak antara tanki A dan mulut drainasi C itu tetap, maka gradien dari tekanan air terkekang ini tidak berubah meskipun pipa penyalur B itu melengkung atau tidak melengkung. Tekanan air yang terkekang sedemikian adalah sama dengan permukaan air tanah terkekang. Karakteristik-karakteristik air bebas dan air terkekang dapat dilihat dalam Tabel 6-1.

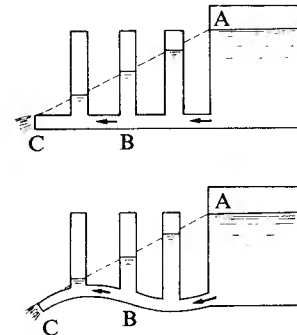
- (3) Air tanah tumpang (*Perched ground water*)

Jika di dalam zone aerasi terbentuk sebuah lapisan impermeabel, maka air tanah yang terbentuk di atas lapisan ini disebut air tanah tumpang. Air tumpang ini tidak



- S: Lapisan permeabel
 Ba: Batuan dasar (lapisan tidak-permeabel)
 f: Permukaan air bebas.
 W: Sumur
 α: Zone aerasi
 γ: Permukaan air tanah dari air tumpang.
 Zc: Akuifer air terkekang
- A: Lapisan impermeabel
 c: Permukaan air terkekang.
 St: Saringan
 β: Zone jenuh dengan air.
 Zf: Akuifer air bebas.

Gbr. 6-1 Corak air tanah.



- A: Permukaan air dalam tangki
 B: Pipa penyalur
 C: Pembuangan

Gbr. 6-2 Permukaan air terkekang.

Tabel 6-1 Karakteristik air bebas dan air terkekang.

	Air bebas	Air terkekang
Akuifer	Mempunyai hubungan dengan zone aerasi	Ditutup dengan lapisan impermeabel
Permukaan air tanah.	Batas antara zone aerasi dan zone jenuh adalah permukaan air tanah bebas.	Permukaan air terkekang (dengan tekanan).
Permukaan air di sumur.	Permukaan air bebas berubah-ubah perlahan-lahan oleh pemompaan atau berhenti. Permukaan itu dipengaruhi dengan pekak oleh curah hujan dan kondisi aliran sungai, tetapi tidak dipengaruhi oleh tekanan udara dan pasang surut.	Variasi permukaan air terkekang menyebar secepat kecepatan suara. Permukaan itu berubah sedikit pekak-terhadap tekanan udara dan pasang surut. Akan tetapi, permukaan itu tidak dipengaruhi banyak oleh curah hujan dan kondisi aliran sungai.
Jari-jari pengaruh.	150—500 m, terbesar 1.000 m.	500—1.000 m, untuk jari-jari beberapa km.

dapat dijadikan sebagai suatu usaha pengembangan air tanah, karena mempunyai variasi permukaan air dan voluma (Gbr. 6-1) yang besar.

(4) Karakteristik air lapisan dan air celah (Tabel 6-2)

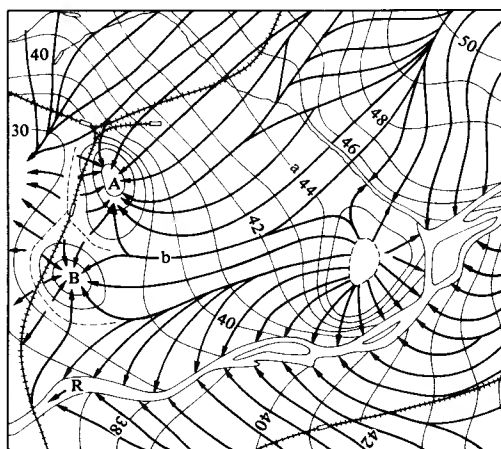
6.1.2 Pergerakan air tanah

(1) Hukum Darcy

Tabel 6-2 Karakteristik air lapisan dan air celah.

	Air lapisan	Air celah
Kondisi kadar Air.	Air terdapat dalam ruang antara butir-butir tanah dari lapisan.	Air terdapat dalam ruang celah sekunder atau zone retakan.
Theori air tanah	Umumnya dapat diadakan	Dalam banyak hal tidak dapat diadakan.
Keadaan akuifer	Akuifer itu dibentuk dan didistribusi secara teratur menurut kondisi sedimentasi. Air diisi terutama melalui akuifer.	Akuifer khusus tidak dibentuk dan didistribusi secara tidak teratur. Air diisi terutama melalui zone celah dan retakan.
Jenis akuifer	Pasir, kerikil, lapisan-lapisan pasir dan kerikil dalam alluvium atau dilluvium.	Zone retakan yang terbentuk dalam batuan dasar (dalam lapisan sebelum tersier atau batuan fragmen gunung api).
Daerah tempat terjadinya.	Dataran, terras	Daerah bergunung-gunung, kaki gunung api
Cara pengambilan air.	Sumur, kolam pengumpul, saluran pengumpul	Pemboran horizontal, terowongan.

Jika permukaan air tanah bebas itu mempunyai gradien, maka air tanah akan bergerak ke arah itu. Gradien ini disebut gradien hidrolik. Jadi dari peta permukaan air tanah yang memuat kontur permukaan air, dapat dilihat gradien hidrolik arah pergerakan air tanah itu. (Gbr. 6-3). Arah pergerakan dari air tanah itu diperlihatkan oleh garis alirannya.



A, B: Sumur
a: Garis-garis kontur permukaan air tanah
b: Garis-garis aliran air tanah.
R: Sungai

Gbr. 6-3 Garis-garis kontur permukaan air tanah.

Menurut hukum Darcy, kecepatan semu aliran v adalah sebanding dengan gradien hidrolik I .

$$v = k \cdot I \quad \dots\dots\dots(6.1)$$

k : adalah koefisien permeabilitas dan debit yang melalui suatu satuan penampang melintang selama suatu satuan waktu.

Tabel 6-3 Kecepatan air tanah.

Karakteristik tanah dalam akuifer.	Ukuran butir (mm)	Kecepatan rata-rata aliran (m/hari).	
		Gradien hidrolik 1%	Gradien hidrolik 100%
Silt, pasir halus	0,005—0,25	0,02	2,0
Pasir sedang	0,25—0,5	0,35	35,0
Pasir kasar, kerikil halus	0,5—2,0	1,92	192,0
Kerikil	2,0—10,0	9,09	909,0
Kecepatan maksimum dalam kerikil.	18,5 (Ukuran butir efektif)	33,33	3.333,0

Tabel 6-3 memperlihatkan kecepatan aliran air tanah yang diukur di lapangan.

Porositas yang lebih besar tidak selalu disertai oleh permeabilitas yang lebih baik (porositas adalah kadar ruang antara butir-butir yang membentuk lapisan-lapisan). Sebagai contoh adalah lempung. Porositas lapisan lempung adalah sangat besar, tetapi permeabilitasnya adalah kecil karena ruang-ruangnya sangat kecil.

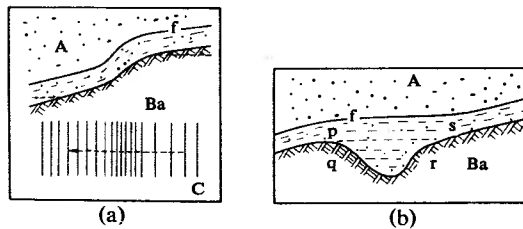
Permeabilitas ditentukan oleh porositas efektif. Tabel 6-4 memperlihatkan porositas efektif dan koefisien permeabilitas dari sesuatu lapisan.

Tabel 6-4 Porositas dan permeabilitas lapisan.

		Porositas (%)	Porositas efektif (%)	Koefisien permeabilitas
Alluvium	Lapisan lempung	45—50	5—10	} 10^{-4} — 10^{-5}
	Lapisan silt	35—45	5—8	
	Lapisan pasir	30—35	20—25	} 10^{-1} — 10^{-2}
	Lapisan pasir dan kerikil	25—30	15—20	
Dilluvium	Lapisan lempung	50—60	3—5	} 10^{-5} — 10^{-6}
	Lapisan silt	40—50	5—10	
	Lapisan pasir	35—40	15—20	} 10^{-2} — 10^{-3}
	Lapisan pasir dan kerikil	30—35	10—20	
Neo-tersier	Lapisan batu lumpur	55—65	3—5	10^{-5} — 10^{-6}
	Lapisan batu pasir	40—50	5—10	10^{-3} — 10^{-4}
	Lapisan tufa	30—65	3—10	10^{-3} — 10^{-6}

(2) Sifat-sifat akuifer dan batuan dasar

Dalam hal-hal tertentu, corak batuan dasar dan sifat akuifer dapat diketahui dari corak air tanah. Seperti terlihat dalam Gbr. 6-4(a), jika lapisan A yang permeabel terletak di atas batuan dasar Ba yang mempunyai titik perubahan gradien yang besar, maka gradien air tanah itu juga berubah menjadi curam pada titik perubahan tersebut di atas. Akan tetapi, dalam Gbr. 6-4(b) dapat dilihat, bahwa jika batuan dasar p sampai q mempunyai gradien yang berlawanan terhadap gradien air tanah, maka aliran air tanah pada bagian batuan dasar p.q sampai r akan menjadi tidak normal dan permukaan air tanah seolah-olah akan berbentuk garis lurus p sampai s. Jadi dalam hal ini, bentuk

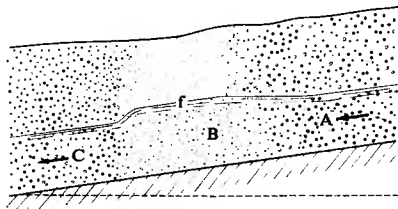


A: Akuifer Ba: Batuan dasar f: Permukaan air tanah
C: Garis-garis kontur permukaan air tanah.

Gbr. 6-4 Corak batuan dasar dan permukaan air tanah.

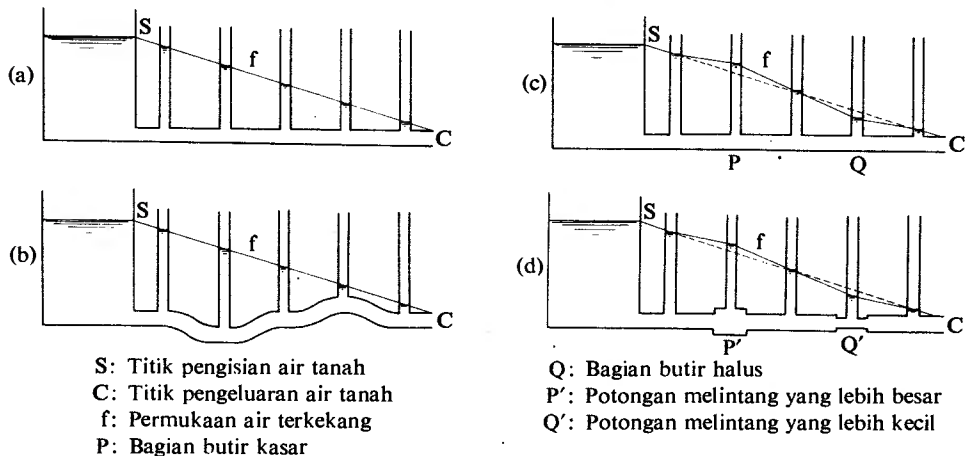
batuan dasar yang cekung itu tidak tercermin pada gradien air tanah.

Juga keadaan permukaan air tanah dapat berubah karena variasi sifat akuifer itu. Gbr. 6-5 memperlihatkan A dan C yang terdiri dari butir-butir kasar dan B yang terdiri dari butir-butir halus. Air tanah yang datang dari A dinaikkan oleh B, sehingga gradien permukaan air tanah itu diperkecil, lalu pada batas antara D dan C gradiennya menjadi curam.



A, C: Bagian-bagian butir kasar
B: Bagian butir halus
f: Permukaan air tanah.

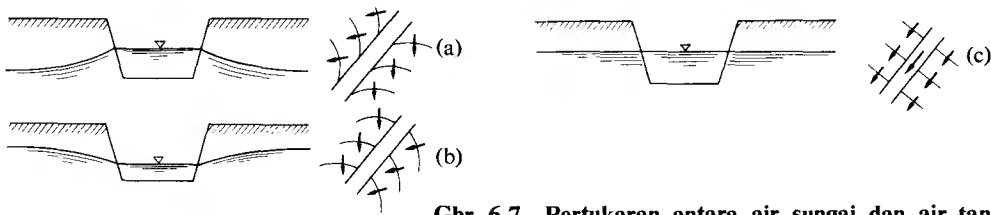
Gbr. 6-5 Variasi permukaan air tanah oleh sifat akuifer.



Gbr. 6-6 Gradien permukaan air terkekang.

(3) Gradien permukaan air terkekang

Gradien permukaan air terkekang telah diterangkan secara ilustratif dalam Gbr. 6-6. Jika penampang permeabel melintang itu sama, maka meskipun keadaan akuifer itu berubah-ubah, gradien permukaan air terkekang itu adalah berimpitan dengan gradien dari penampang antara titik pemasukan air tanah S dengan titik akhirnya C (Gbr. 6-6(a) dan (b)). Sebaliknya seperti terlihat dalam Gbr. 6-6(c), jika penampang permeabel itu berubah-ubah, maka permukaan air terkekang itu juga berubah pada titik-titik perubahan itu. Dalam Gbr. 6-6(c), perubahan permukaan air itu disebabkan oleh perubahan ke lapisan butir-butir kasar dengan porositas efektif yang besar (titik P) dan

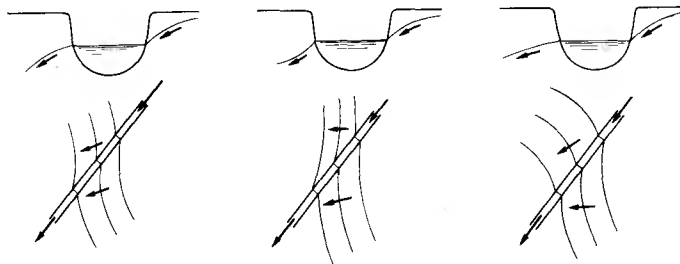


Gbr. 6-7 Pertukaran antara air sungai dan air tanah.

ke lapisan butir-butir halus dengan porositas efektif yang kecil (titik Q). Dalam Gbr. 6-6(d) perubahan itu disebabkan oleh perubahan tebalnya akuifer.

(4) Hubungan air tanah dan air sungai

Hubungan air tanah dan air sungai dapat ditentukan dengan garis kontur permukaan air tanah (Gbr. 6-7). Gbr. 6-7(a) memperlihatkan air tanah yang bertambah oleh peresapan air sungai. Gbr. 6-7(b) memperlihatkan air tanah yang mengalir ke sungai dan Gbr. 6-7(c) memperlihatkan air tanah dan air sungai yang netral. Selanjutnya terdapat juga keadaan di mana pada sisi yang satu air sungai itu bertambah oleh air tanah dan pada sisi yang lain air sungai itu meresap ke dalam tanah, dan arah aliran berbalik yang tergantung dari musim (Gbr. 6-8). Keadaan-keadaan ini terdapat antara air tanah dan air sungai dalam bekas sungai yang lama atau di dataran banjir (*flood plain*).



Gbr. 6-8 Penambahan air tanah dan peresapannya.

6.2 Kondisi air tanah

Air tanah yang bersangkutan dengan pengembangan air, diklasifikasi dalam lima jenis sesuai dengan keadaan kondisi air tanah yakni, air tanah dalam dataran alluvial, air tanah dalam kipas detrital, air tanah dalam terras dilluvial, air tanah di kaki gunung api dan air tanah dalam zone batuan retak.

6.2.1 Air tanah dataran alluvial

Volume air tanah dalam dataran alluvial ditentukan oleh tebal, penyebaran dan permeabilitas dari akuifer yang terbentuk dalam alluvium dan dilluvium yang mengendap dalam dataran. Air susupan, air tanah yang dalam dan air tanah sepanjang pantai mempunyai sifat-sifat sebagai berikut:

(1) Air susupan (*influent water*)

Air tanah dalam lapisan yang mengendap di dataran banjir ditambah langsung dari peresapan air sungai, disebut air susupan.

Titik permulaan peresapan air sungai dapat diperkirakan dari garis kontur permukaan air tanah. Makin panjang jaraknya dari titik permulaan, biasanya makin kecil tahanan listriknya, karena makin panjang penyusupan itu, makin banyak bahan-bahan listriknya yang larut dalam air tanah. Jadi kondisi air susupan dapat diketahui dengan

garis tahanan iso-listrik dari air tanah.

Koeffisien permeabilitas dari lapisan yang diendapkan di dataran alluvial yang sebagian besar terdiri dari pasir dan kerikil adalah kira-kira 10^{-1} sampai 10^{-2} cm/det. Mengingat gradien hidroliknya hampir sama dengan gradien sungai, maka kecepatan alirannya juga besar. Jadi suhu air dan kualitasnya adalah lebih menyamai suhu dan kwalitas air sungai dari pada air tanah.

Permukaan air tanah itu dangkal, sehingga pengambilan air dapat diadakan dengan sumur dangkal atau drainasi pengumpul. Dalam periode kurang air, voluma air susupan itu sangat berkurang. Arah aliran air berubah dan air tanah itu keluar ke sungai sehingga memerlukan penyelidikan yang cukup untuk menentukan cara pengambilan air. Untuk meningkatkan efisiensi pengambilan air, maka arah letak drainasi pengumpul harus tegak lurus pada garis kontur permukaan air.

(2) Air tanah di lapisan yang dalam

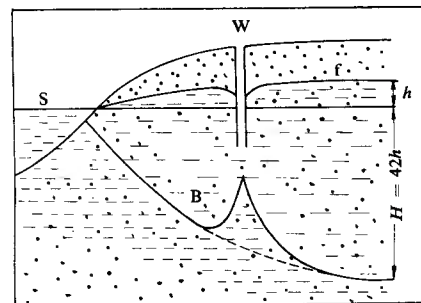
Alluvium dan dilluvium yang diendapkan setebal seratus sampai beberapa ratus meter di dataran alluvium terdiri berganti-ganti dari lapisan pasir dan lapisan kerikil, lapisan loam dan lapisan lempung. Air tanah di lapisan yang dalam selalu tertekan dan seringkali permukaan air yang tertekan itu terdapat di dekat permukaan tanah.

- ① Permeabilitas dari akuifer adalah kira-kira 10^{-2} sampai 10^{-3} cm/det dan mengingat permukaan air hidrolik itu dalam, maka pengambilan air dilakukan dengan sumur dalam.
- ② Untuk pipa 300 mm, dalam 100 mm, kapasitas pompa adalah kira-kira 1.000 sampai 3.000 m³/hari.
- ③ Penurunan permukaan tanah dapat terjadi oleh konsolidasi lapisan lempung yang disebabkan oleh penurunan permukaan air tanah.
- ④ Jika pemompaan diadakan pada lapisan yang dalam, maka penurunan permukaan air tertekan itu besar dan jari-jari lingkaran pengaruh dapat mencapai beberapa kilometer.

(3) Air tanah sepanjang pantai

Mengingat sumur di tepi pantai itu tidak dapat dipergunakan kembali setelah dimasuki air asin, maka harus diperhatikan hal-hal sebagai berikut:

S: Permukaan air laut
f: Permukaan air tanah
W: Sumur
B: Batas antara air asin dan air tawar



Gbr. 6-9 Hukum Herzberg.

- (a) Untuk air tanah bebas (Gbr. 6-9): Jika batas antara air asin dan air tawar berada dalam keseimbangan yang statis, maka untuk zone air tanah bebas di pantai dengan permeabilitas yang kira-kira merata, berlaku:

$$\rho H = \rho_0(H + h) \quad \dots\dots\dots (6.2)$$

$$H = \frac{\rho_0}{\rho - \rho_0} h \quad \dots\dots\dots (6.3)$$

di mana

ρ_0 : kerapatan air tawar

ρ : kerapatan air asin

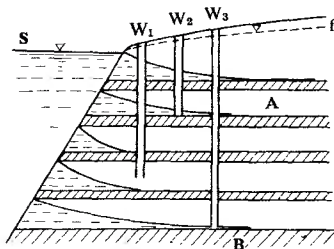
h : tinggi dari permukaan air asin ke permukaan air tawar.

H : dalam dari permukaan air laut ke batas (antara air asin dan air tawar).

Untuk $\rho_0 = 1.000$, $\rho = 1.024$ didapat $H \doteq 42 h$ (6.4)

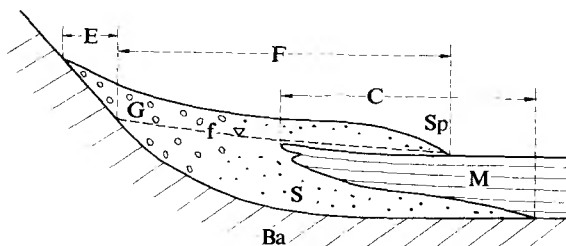
Hubungan di atas ini disebut hukum Herzberg. Percampuran air asin dan air tawar dalam sebuah sumur dapat terjadi dalam hal-hal sebagai berikut:

- ① Dasar sumur terletak di bawah perbatasan antara air asin dan air tawar.
 - ② Permukaan air dalam sumur selama pemompaan menjadi lebih rendah dari permukaan air laut, sehingga daerah pengaruhnya mencapai tepi pantai.
 - ③ Keseimbangan perbatasan antara air asin dan air tawar tidak dapat dipertahankan. Perbatasan itu dapat naik secara abnormal yang disebabkan oleh penurunan permukaan air di dalam sumur selama pemompaan.
- (b) *Untuk air tanah terkekang (Gbr. 6-10):* Perbatasan antara air asin dan air tawar dalam akuifer terkekang ditentukan oleh dalamnya akuifer, permeabilitas, besar tekanan dan lain-lain. Jadi kadang-kadang meskipun sumur itu dalam dan di tepi pantai, tidak akan terdapat pencampuran air asin. Tetapi kadang-kadang pencampuran itu terjadi meskipun sumur itu dangkal dan cukup jauh dari tepi pantai.
- (c) *Alluvium di atas lembah yang tenggelam:* Jika lapisan pasir dan kerikil dengan permeabilitas yang tinggi diendapkan di atas dasar lembah yang tenggelam yang mempunyai daerah pengaliran yang kecil dibandingkan dengan luasnya lembah itu, maka sering juga air asin dapat menyusup agak jauh ke dalam daratan melalui lapisan pasir dan kerikil ini.



- A: Akuifer air terkekang B: Lapisan impermeabel
 f: Permukaan air bebas
 W₁: Sumur yang tidak dimasuki air asin.
 W₂, W₃: Sumur-sumur yang dimasuki air asin
 S: Permukaan air laut

Gbr. 6-10 Penerobosan air asin pada air terkekang.



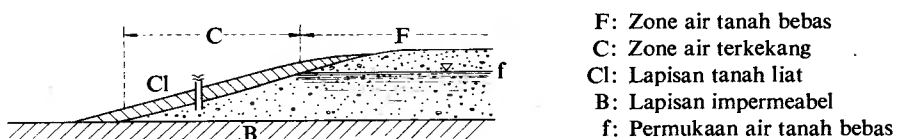
- Ba: Batuan dasar
 S: Endapan di tengah kerucut detrital
 M: Endapan di hilir kerucut detrital
 E: Zone penambahan
 f: Permukaan air tanah bebas
 F: Zone air tanah bebas
 C: Zone air terkekang
 Sp: Mata air di hilir zone detrital
 G: Endapan di puncak kerucut detrital

Gbr. 6-11 Sketsa profil kerucut detrital.

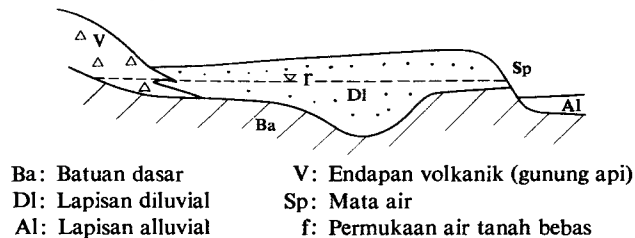
6.2.2 Air tanah di dalam kipas detrital (Gbr. 6-11)

Gbr. 6-11 memperlihatkan endapan kipas detrital itu dibagi atas endapan di atas kipas, endapan di bagian ujung bawah kipas. Kesemuanya mempunyai karakteristik sebagai berikut:

- ① Endapan dibagi atas kipas terdiri dari lapisan pasir dan kerikil yang tidak terpilih. Zone penambahan di mana air tanah itu sulit ditampung, terbentuk pada bagian hulu endapan ini. Permeabilitas endapan pada bagian atas kipas adalah kira-kira 10^{-1} sampai 10^{-2} cm/det.
- ② Endapan di bagian tengah kipas terutama terdiri dari lapisan pasir dan permeabilitasnya adalah kira-kira 10^{-2} sampai 10^{-3} cm/det. Permukaan air tanah bebas umumnya dalam.
- ③ Endapan loam pada ujung bawah kipas umumnya berbentuk lensa. Akuifer yang terdapat di bawah endapan ini adalah air tanah terkekang.
- ④ Makin dekat ke ujung batas kipas, permukaan air tanah itu makin dangkal dan sering kali air akan keluar di ujung bawah kipas. Tetapi pada bagian ini dapat terbentuk juga zone air tanah terkekang yang dangkal, mengingat bagian ini tertutup dengan lapisan lempung (Gbr. 6-12).



Gbr. 6-12 Zone air tanah terkekang yang dangkal.



Gbr. 6-13 Sketsa profil terras diluvial.

6.2.3 Air tanah di dalam terras diluvial (Gbr. 6-13)

Air tanah dalam terras diluvial yang tertutup dengan endapan terras yang agak tebal ditentukan oleh keadaan bahan dasar dan daerah pengaliran dari terras. Kondisi-kondisinya adalah sebagai berikut:

- ① Pada lembah bagian dari batuan dasar terdapat akuifer yang tebal dan mata air akan keluar pada bagian di mana batuan dasar itu letaknya dangkal.
- ② Jika terras itu bersambungan dengan kaki gunung api dan endapan lapisannya juga bersambungan dengan endapan kasar gunung itu, maka pengisian air tanah akan menjadi besar meskipun daerah aliran terras itu kecil.

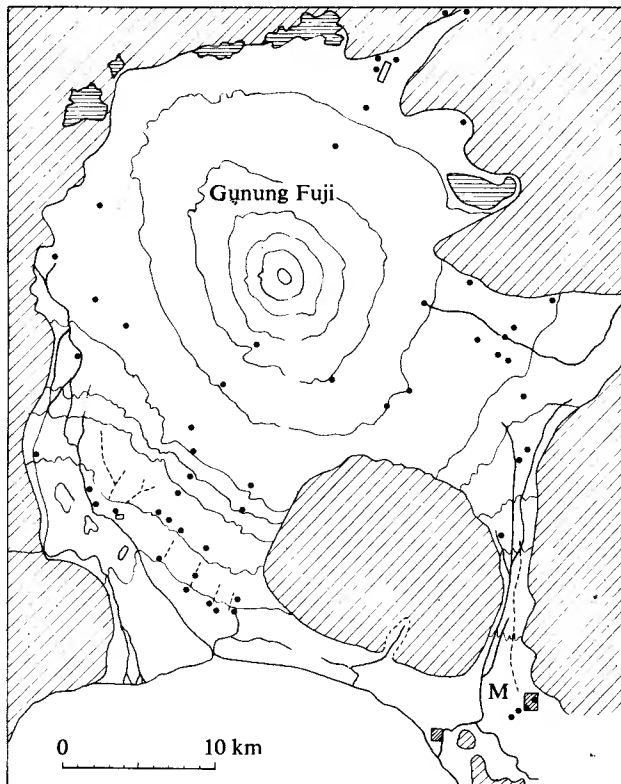
6.2.4 Air tanah di kaki gunung api

Mengingat kaki dari gunung api itu mempunyai topografi dan geografi yang aneh, maka air tanahnya mempunyai karakteristik sebagai berikut:

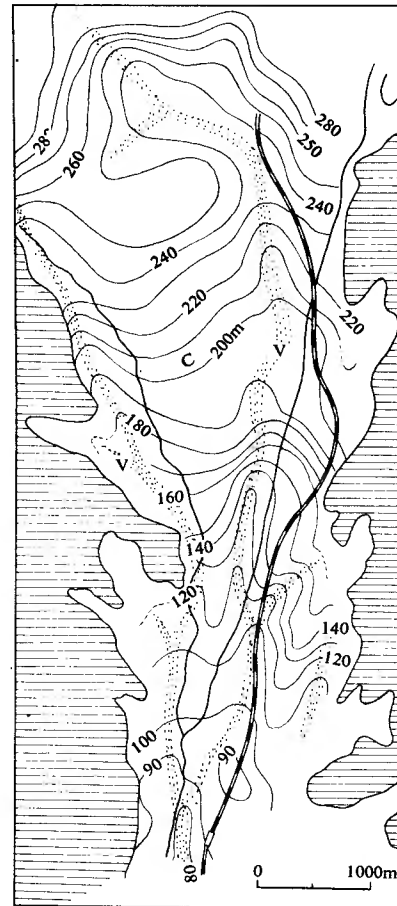
- ① Kaki gunung api itu mempunyai latar belakang yang tinggi, sehingga bagian ini mempunyai curah hujan yang lebih banyak dari pada daerah sekelilingnya. Pengisian air tanah tentu lebih banyak.
- ② Fragmen-fragmen gunung api mempunyai ruang-ruang yang banyak dan dapat dengan mudah menyalurkan air tanah. Pada bagian ujung terras akan terbentuk

akuifer yang besar dengan mata air yang banyak (Gbr. 6-14).

- ③ Mengingat pada bagian dasar aliran lava itu terdapat banyak retakan dan ruang-ruang, maka air tanah dengan mudah dapat melalui dasar sepanjang lembah itu (Gbr. 6-15). Air tanah sedemikian mempunyai sifat seperti air celah.



Gbr. 6-14 Mata air sekeliling G. Fuji. b: Titik-titik mata air
M: Aliran lava Mishima



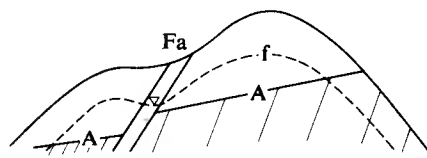
C: Garis-garis kontur dasar dari aliran lava.
V: Lembah air tanah

Gbr. 6-15 Lembah air tanah aliran lava
Mishima.

6.2.5 Air tanah di zone retakan

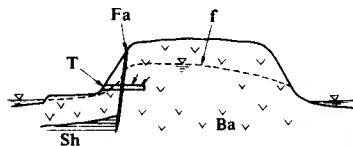
Mengingat lapisan-lapisan zaman Tersier mempunyai kepadatan yang besar, porositas efektif antara butir tanah adalah kecil. Koefisien permeabilitasnya adalah kira-kira 10^{-4} sampai 10^{-6} cm/det dan tidak terbentuk akuifer. Akan tetapi jika terdapat zone retakan yang memotong lapisan-lapisan ini, maka di dalamnya terisi air celah.

Sesar tegak (*ortho-fault*) dengan lapisan teratas yang turun mempunyai banyak ruang-ruang (rongga-rongga), dan dapat dengan mudah mengandung air celah. Selanjutnya mengingat air tanah yang terkumpul pada zone sesar sedemikian melampaui topografi dan geologi daerah aliran, maka dapat diambil berlimpah-limpah air tanah yang kualitasnya baik secara terus menerus, jika pengambilannya dilakukan dengan penggalian terowongan pada titik yang cukup dalam.



A: Permukaan lapisan homogen
Fa: Sesar tegak
f: Permukaan air tanah bebas.

Gbr. 6-16 Zone air tanah dalam sesar tegak.



Sh: Shale
Fa: Sesar mundur
T: Parit
Ba: Lava basalt
f: Permukaan air tanah bebas

Gbr. 6-17 Kenaikan permukaan air tanah oleh sesar mundur.

Sebaiknya sesar balik di mana lapisan bawahnya yang turun, kebanyakan mempunyai ruang-ruang yang sedikit yang disebabkan oleh pembentukan sesar tanah liat. Air tanah itu terbenyung oleh dasar, sehingga permukaan air tanah naik. Pengambilan air tanah dapat diusahakan dengan penggalian sumur horizontal (Gbr. 6-17).

6.3 Cara pendugaan (Sounding method)

Keadaan sebuah akuifer itu ditentukan oleh struktur geologi dan bentuk topografi. Jadi tahap dasar dalam penyelidikan air tanah adalah sebagai berikut:

Penyelidikan permulaan topografi dan geologi, pengukuran air, pendugaan fisik, pemboran uji dan uji akuifer. Pendugaan fisik dan pemboran uji yang tersebut di atas termasuk pendugaan air tanah. Pendugaan listrik dan pendugaan seismis termasuk pendugaan fisik yang akan disebutkan berikut ini.

6.3.1 Pendugaan listrik

Tahanan listrik dari lapisan yang berbeda-beda tergantung dari kualitas batuan, derajat kepadatan, kondisi kelembaban tanah. Jadi jika arus listrik itu dialirkan di dalam tanah, dan gradien tekanan listriknya diukur di atas permukaan tanah, maka kondisi-kondisi lapisan dapat diperkirakan.

Cara ini disebut pendugaan listrik. Cara Werner sering digunakan karena pengolahan yang sederhana harga-harga yang diukur adalah sebagai berikut:

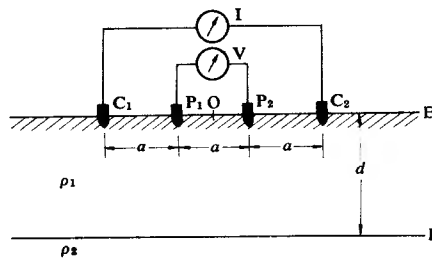
(1) Pengukuran

Gbr. 6-18 memperlihatkan empat buah kutub listrik yang ditancapkan dengan interval yang sama pada sebuah garis lurus. Titik duga O terletak di tengah-tengah. Arus listrik I dihubungkan antara kutub-kutub arus listrik C_1 dan C_2 lalu diukur selisih tegangan V antara kutub-kutub tegangan P_1 dan P_2 . Jika tanah itu terdiri dari bahan-bahan yang homogen, maka tahanan spesifik semu ρ yang sesuai dengan dalam a (sama dengan interval kutub-kutub) adalah sebagai berikut:

$$\rho = 2\pi a \frac{V}{I} \dots\dots\dots (6.5)$$

Tahap demi tahap interval kutub listrik a diperpanjang dengan titik duga sebagai pusat dan diadakan pengukuran ρ yang sesuai dengan setiap a . Hubungan antara ρ dan a berbentuk sebuah kurva $\rho - a$ (Gbr. 6-19).

(2) Analisa kurva $\rho - a$



O: Titik pendugaan

C₁, C₂: Kutub-kutub listrik dari arus listrik.P₁, P₂: Kutub-kutub listrik dari voltasi.

I: Alat ukur arus listrik

V: Alat ukur perbedaan voltasi.

a: Interval kutub listrik

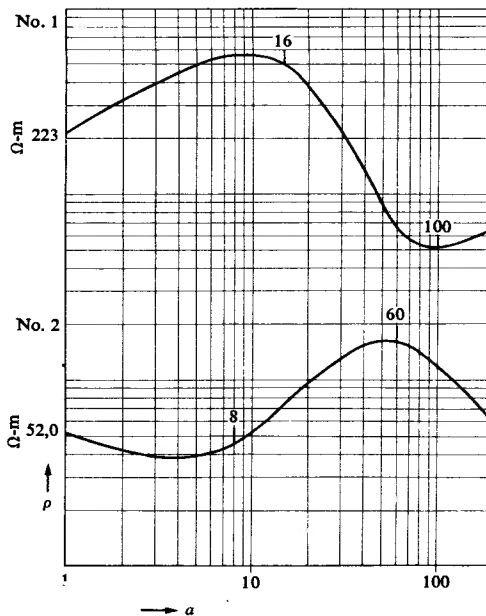
 ρ_1, ρ_2 : Harga-harga tahanan spesifik semu dari lapisan-lapisan.

d: Dalam ke batas lapisan

E: Permukaan tanah

B: Batas lapisan

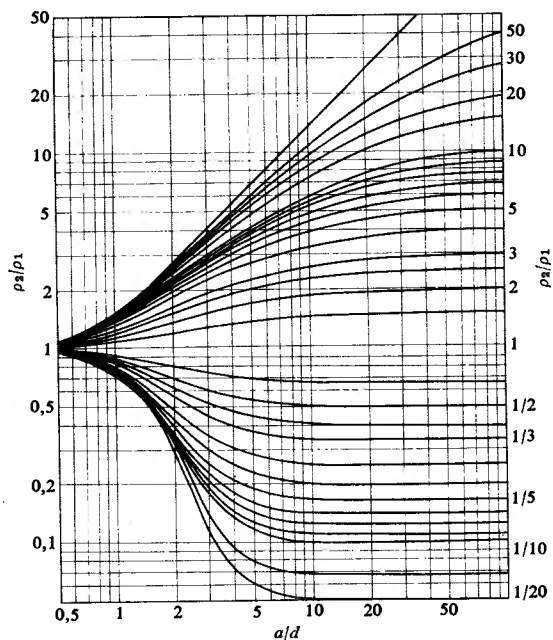
Gbr. 6-18 Penempatan kutub-kutub listrik Wenner.

Gbr. 6-19 Kurva $\rho - a$.

Ada berbagai cara untuk mengadakan analisa kurva $\rho - a$. Dalam pendugaan air tanah, kurva $\rho - a$ sering digunakan untuk memperkirakan dalamnya akuifer, keadaan batuan dasar atau adanya akuifer yang besar.

Jika lapisan itu terdiri dari satu tahanan listrik spesifik maka secara teoritis kurva $\rho - a$ itu adalah kira-kira sebuah garis horizontal. Sesungguhnya garis horizontal itu dimulai oleh kurva yang agak miring (naik atau turun), yang disebabkan oleh pengaruh-pengaruh bagian di dekat permukaan tanah dan kondisi hubungan kutub-kutub listrik ke tanah.

Gbr. 6-20 menunjukkan bagaimana berubahnya tahanan listrik spesifik semu untuk tahanan spesifik permukaan tanah ρ_1 dan tahanan spesifik ρ_2 lapisan horizontal pada kedalaman d yang dihitung secara teoritis. Kurva ini disebut kurva jenis Theis. Jika a



Gbr. 6-20 Kurva standar.

kecil, ρ adalah sama dengan ρ_1 . Jika a bertambah besar, mendekati ρ_2 . Jadi dengan mencocokkan gradien kurva standar (*standard curve*) dengan kurva $\rho - a$ yang diperoleh, maka harga tahanan spesifik ρ_2 dari lapisan pada kedalaman d dapat diketahui.

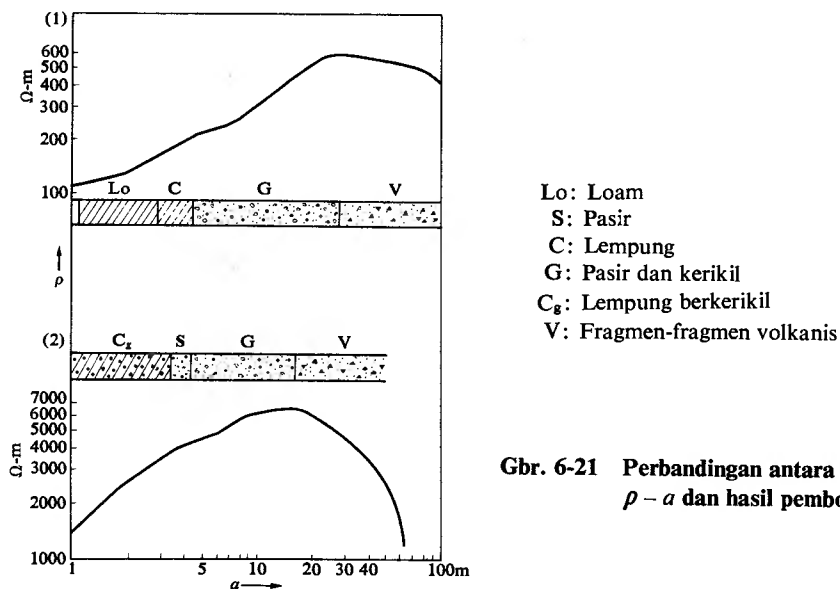
Jika kurva $\rho - a$ mempunyai titik perubahan kurva yang istimewa seperti terlihat pada Gbr. 6-19, maka dapat diperkirakan bahwa lapisan-lapisan yang berlainan tahanan spesifiknya terletak di dekat titik perubahan kurva itu. Sebenarnya batas lapisan-lapisan itu terletak agak lebih dalam dari titik perubahan kurva itu. Pada kurva No. 1, tahanan spesifik permukaan tanah adalah $22 \Omega\text{m}$ dan ada 2 batas lapisan yang terletak pada kedalaman 16 m dan 100 m. Dengan menggunakan kurva jenis Theis (Gbr. 6-20) didapat harga-harga tahanan spesifik lapisan-lapisan sebagai berikut: pada lapisan pertama $70 \Omega\text{m}$, pada lapisan kedua $40 \Omega\text{m}$ dan pada lapisan ketiga $100 \Omega\text{m}$. Demikian pula dalam kurva No. 2, tahanan spesifik permukaan tanah adalah $52 \Omega\text{m}$, dan ada 2 batas lapisan pada kedalaman 8 m dan 60 m. Harga-harga tahanan spesifik lapisan adalah sebagai berikut: pada lapisan pertama $40 \Omega\text{m}$, pada lapisan kedua $570 \Omega\text{m}$ dan pada lapisan ketiga $40 \Omega\text{m}$.

Hasil analisa kurva $\rho - a$ harus dibandingkan dengan gambar penyelidikan geologi yang didapat dari survey struktur umum geologi daerah itu, singkapan (*outcrop*) geologi dan pemboran-pemboran. Gbr. 6-21 memperlihatkan perbandingan antara kurva $\rho - a$ dan hasil pemboran pada puncak kerucut detrital dan fragmen-fragmen gunung api (*volcanic fragment*) yang terlihat pada karakteristik kurva $\rho - a$. Permukaan air tanah adalah dalam, karena lapisan pasir dan kerikil mempunyai permeabilitas yang tinggi. Fragmen gunung api menjadi lapisan kedap air di atas mana kira-kira terdapat permukaan air tanah.

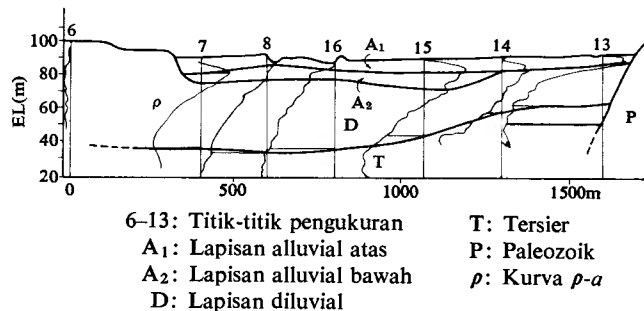
Gbr. 6-22 memperlihatkan kurva $\rho - a$ dengan ρ yang logaritmis yang diproyeksikan pada penampang melintang dari lembah sungai. Dengan membandingkan karakteristik-karakteristik dari kurva-kurva $\rho - a$, maka dapat dibedakan lapisan-lapisan Paleozoik, Tersier, Diluvium, Alluvium Bawah dan Alluvium atas.

(3) Pokok-pokok yang perlu diperhatikan

- ① Jika penempatan kutub listrik berada pada bidang yang sama dan pada garis



Gbr. 6-21 Perbandingan antara kurva $\rho - a$ dan hasil pemboran.



Gbr. 6-22 Analisa struktur lembah sungai dengan kurva $\rho - a$.

- lurus, maka kesalahan pengukuran akan kecil.
- ② Meskipun limit dalam pendugaan itu berbeda-beda sesuai dengan karakteristik tahanan listrik dalam daerah pendugaan, dari analisa kurva $\rho - a$ dapat diperkirakan bahwa dalamnya adalah kira-kira 100 m untuk arus bolak balik dan 200 m untuk arus searah.
 - ③ Meskipun sederhana, cara Werner itu mudah dipengaruhi arus listrik di permukaan tanah.
 - ④ Harga-harga tahanan spesifik yang sebenarnya dari lapisan-lapisan harus diukur langsung dari singkapan-singkapannya.
 - ⑤ Mengingat selisih tahanan listrik antara lapisan butir halus dan lapisan butir kasar dalam Alluvium atau Dilluvium di bawah permukaan air tanah tidak besar, maka tahanan itu tidak dapat dibedakan untuk lapisan-lapisan tipis yang berganti-ganti.
 - ⑥ Tabel 6-5 memperlihatkan harga-harga tahanan spesifik umum.

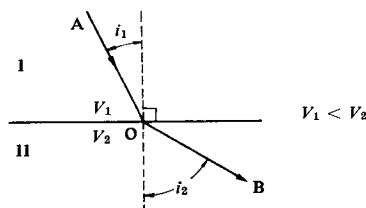
6.3.2 Propeksi seismis

Gelombang seismis yang diakibatkan oleh ledakan merambat di dalam tanah, dipantulkan dan dibiaskan pada batas antara lapisan-lapisan yang berbeda elastisitasnya. Sebagian gelombang dikembalikan ke permukaan tanah. Survey dalamnya batuan dasar

Tabel 6-5 Harga tahanan spesifik listrik dari lapisan.

Lapisan		Harga tahanan spesifik ($\Omega\text{-m}$)
Air permukaan		80—200
Air tanah		30—100
Alluvium-Dilluvium	Lapisan silt-lempung	10—200
	Lapisan pasir	100—600
	Lapisan pasir dan kerikil	100—1.000
Neo-tersier	Batu lumpur	20—200
	Batu pasir	50—500
	Konglomerat	100—500
	Tufa	20—200
Kelompok andesit		100—2.000
Kelompok granit		1.000—10.000
Kelompok-kelompok chert, slate.		200—2.000

dan adanya zone retakan menggunakan prinsip ini, dan disebut prospeksi seismis. Cara yang akan dianalisa disebut cara pembiasan (refraksi), yakni gelombang primer dari gelombang seismis dibiaskan pada batas antara lapisan atas dan lapisan bawah yang mempunyai kecepatan gelombang elastis yang lebih tinggi dan kembali.



- I: Lapisan atas
 V₁: Kecepatan gelombang P di lapisan atas.
 V₂: Kecepatan gelombang P di lapisan bawah.
 AO: Gelombang masuk
 O: Titik bias
 i₁: Sudut masuk
 i₂: Sudut bias
- II: Lapisan bawah
 OB: Gelombang bias

Gbr. 6-23 Sudut masuk dan sudut bias.**(1) Prinsip**

Jika lapisan yang mempunyai kecepatan gelombang elastis yang tinggi dan kerapatan yang besar terletak pada posisi yang lebih rendah (Gbr. 6-23), maka lapisan membiaskan gelombang itu sedemikian sehingga membentuk persamaan sebagai berikut:

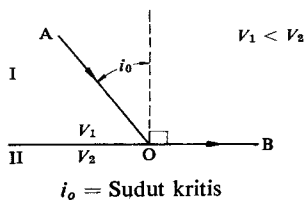
$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{\sin i_1}{\sin i_2} \dots\dots\dots (6.6)$$

V₁ dan V₂: kecepatan gelombang primer dalam lapisan atas dan lapisan bawah (V₁ < V₂).

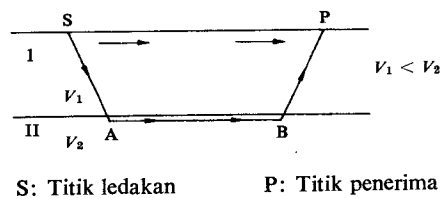
i₁ dan i₂: berturut-turut sudut masuk dan sudut bias gelombang primer.

Jika i₂: 90° (Gbr. 6-24), maka gelombang yang dibiaskan itu akan melalui bidang atas. Sudut masuk untuk keadaan ini disebut sudut kritis i₀,

$$\sin i_0 = \frac{V_1}{V_2} \dots\dots\dots (6.7)$$

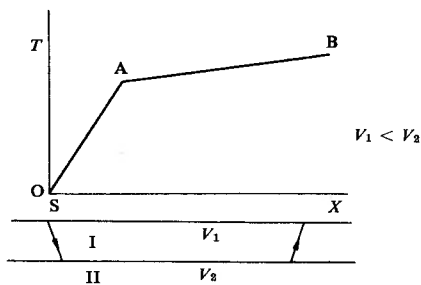


Gbr. 6-24 Sudut kritis.



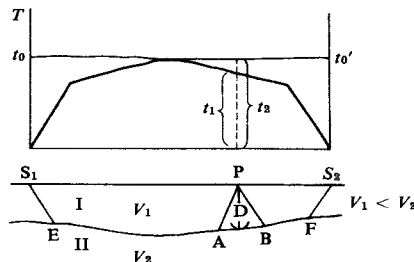
Gbr. 6-25 Gelombang bias.

Untuk struktur 2 lapisan (Gbr. 6-25), maka gelombang yang dibiaskan itu mencapai titik penerima P dari ledakan pada titik S melalui A, B, dan P. Jika S dan P berdekatan, maka gelombang yang merambat melalui lapisan pertama mencapai P lebih dahulu dan gelombang yang dibiaskan pada lapisan kedua mencapai P kemudian. Jika titik penerima P terletak jauh dari S, maka kadang-kadang gelombang yang dibiaskan mencapai P lebih dahulu.



S: Titik ledakan
T: Waktu tiba gelombang P
X: Jarak dari titik ledakan ke titik penerima

Gbr. 6-26 Kurva waktu rambat.



S_1, S_2 : Titik-titik ledakan P: Titik penerima
 t_1, t_2 : Waktu rambat ke titik penerima dari titik-titik ledakan berturut-turut S_1 and S_2
 t_0, t'_0 : Waktu rambat pada titik-titik ledakan berturut-turut S_1 dan S_2

Gbr. 6-27 Cara Hagiwara.

(2) Analisa

Waktu yang ditempuh oleh gelombang primer yang mencapai titik penerima lebih dahulu, disebut waktu rambat (*Travel-time*). Dengan waktu rambat pada ordinat dan jarak dari titik ledakan ke titik penerima pada absis, maka dapat digambarkan suatu kurva waktu rambat (Gbr. 6-26). Jika lapisan dengan kecepatan gelombang primer yang tinggi terletak di bawah, maka kurva waktu rambat itu menjadi dua garis lurus. Kecepatan gelombang primer dari lapisan atas adalah kebalikan dari gradien OA, dan kecepatan gelombang primer dari lapisan bawah adalah kebalikan dari gradien AB.

Umpamanya waktu rambat ke titik penerima dari titik ledakan S_1 dan S_2 berturut-turut adalah t_1 dan t_2 dan waktu rambat pada titik-titik ledakan S_1 dan S_2 berturut-turut adalah t_0 dan t'_0 (Gbr. 6-27), maka

$$D = \frac{(t_1 + t_2 - t_0)V_2}{2 \cos i_0} \dots\dots\dots(6.8)$$

di mana:

$$t_0 = t'_0$$

D : panjang vertikal dari titik P ke permukaan lapisan kedua.

V_1 dan V_2 : $\frac{V_1}{V_2}$ (i_0 : sudut kritis).

Seperti telah dikemukakan di atas, harga D pada setiap titik penerima dapat ditentukan. Envelop lingkaran-lingkaran jari-jari D dengan titik-titik P sebagai pusat adalah permukaan atas dari lapisan kedua. Meskipun cara ini hanya dapat diterapkan untuk struktur dua lapisan, cara ini adalah cara yang sangat baik. Cara ini disebut cara Hagiwara.

Jika kurva waktu rambat sangat tidak teratur dan menunjukkan suatu zone kecepatan rendah, maka ada kemungkinan hal ini disebabkan oleh adanya suatu zone retakan. Makin besar derajat kepadatan dan kerapatan batuan itu atau makin tua umur geologinya, kecepatan gelombang primer lapisan batu itu makin besar. Kecepatan gelombang primer batuan beku adalah lebih besar dari kecepatan gelombang primer batuan sedimen. Sebaliknya kecepatan gelombang itu kecil jika terdapat banyak rekahan dan umumnya lebih besar untuk lapisan muda sesudah Dilluvium yang jenuh dengan air (Tabel 6-6).

Tabel 6-6 Kecepatan gelombang-P dari lapisan.

Lapisan, batuan		Harga kecepatan gelombang P (km/det)
Talus, lapisan sedimen terras Alluvium-Dilluvium		0,5—1,5
Neo- tersier	Batu lumpur, batu pasir	1,5—2,0
	Konglomerat, tufa	1,5—3,0
Chert, slate		2,0—3,0
Batu gamping		2,5—3,0
Granit		2,5—4,5
Andesit, Basalt		2,0—3,5

6.4 Survey penggalian

Survey penggalian untuk menetapkan lapisan-lapisan dengan menggali lubang ke dalam tanah dan untuk mengadakan uji akuifer, diklasifikasikan dalam pemboran uji yang memperkirakan lapisan dengan contoh inti dan pemboran sumur yang terutama ditujukan untuk uji akuifer.

6.4.1 Karakteristik pemboran uji

Tujuan utama dari pemboran uji dalam survey air tanah adalah untuk menetapkan dalamnya dan keadaan batuan dasar, lokasi dan tebalnya akuifer yang diperkirakan oleh survey-survey terdahulu. Jika contoh inti itu kurang, maka perkiraan lapisan harus disertai dengan menggunakan penampang listrik (*electric logging*).

Demikian pula mengingat lubang pemboran itu biasanya kecil yakni kurang dari 100 mm, maka lubang ini tidak dapat digunakan sekaligus sebagai sumur pompa.

6.4.2 Karakteristik survey pemboran sumur

Pemboran sumur mempunyai proses seperti pemboran, penampangan listrik, penyelesaian sumur, uji akuifer dan mempunyai karakteristik sebagai berikut:

(1) Pemboran

Ada dua cara pemboran yakni, pertama adalah sistem rotasi yang membor dengan pergerakan rotasi pahat yang berada di ujung tangkai bor dan kedua ialah sistem tumbuk yang membor dengan pergerakan turun naik dari pahat itu.

Kebanyakan lapisan yang dibor tidak merupakan suatu lapisan yang padat sehingga keliling lubang dapat runtuh dengan mudah. Jadi pemboran dilaksanakan dengan mengisi lubang itu dengan lumpur.

Uji akuifer dilaksanakan dengan pompa di dalam air. Besar sumur lebih baik adalah lebih dari 150 mm, karena yang harus diamati adalah suatu permukaan dinamis yakni permukaan air tanah selama pemompaan. Besarnya pemboran harus 100 m lebih besar dari besar pipa pelindung (*casing*), karena antara keliling lubang dengan pipa pelindung perlu diisi dengan kerikil penutup.

(2) Penampangan listrik (*Electrical logging*)

Mengingat contoh inti dengan sumur pemboran tidak cukup, maka sesudah pemboran selesai masih diadakan penampangan geofisik untuk mengukur sifat-sifat fisik lapisan dalam keadaan aslinya. Untuk penampangan geofisik, kebanyakan digunakan penampangan listrik yang mengukur tahanan spesifik listrik. Setelah penetapan akuifer dan penetapan lapisan impermeabel atau dalamnya batuan dasar oleh penampangan listrik, maka letak saringan di dalam akuifer dapat ditentukan.

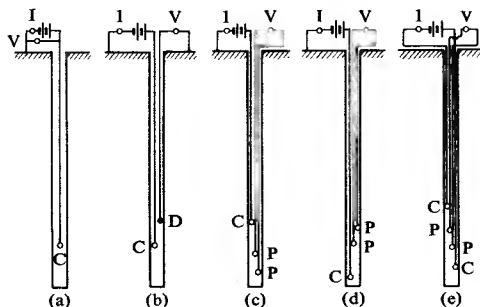
- (a) *Penempatan kutub-kutub listrik*: Ada lima jenis utama penempatan kutub-kutub listrik (Gbr. 6-28) yang masing-masing mempunyai keuntungan dan kerugiannya. Untuk sumur air kebanyakan digunakan cara 2 kutub dan cara 4 kutub. Tahanan spesifik semu pada titik pengukuran (di tengah-tengah antara kutub arus listrik dan kutub potensial listrik pada cara 2 kutub, dan di tengah-tengah 2 kutub potensial listrik) adalah:

$$\rho = 4\pi a \frac{V}{I} \quad (\text{lihat 6.5})$$

seperti telah dikemukakan terdahulu, dimana:

a : interval kutub listrik

V, I : voltasi dan intensitas arus listrik.



- (a) Cara satu kutub
(b) Cara dua kutub
(c) Cara tiga kutub normal
(d) Cara tiga kutub terbalik
(e) Cara empat kutub

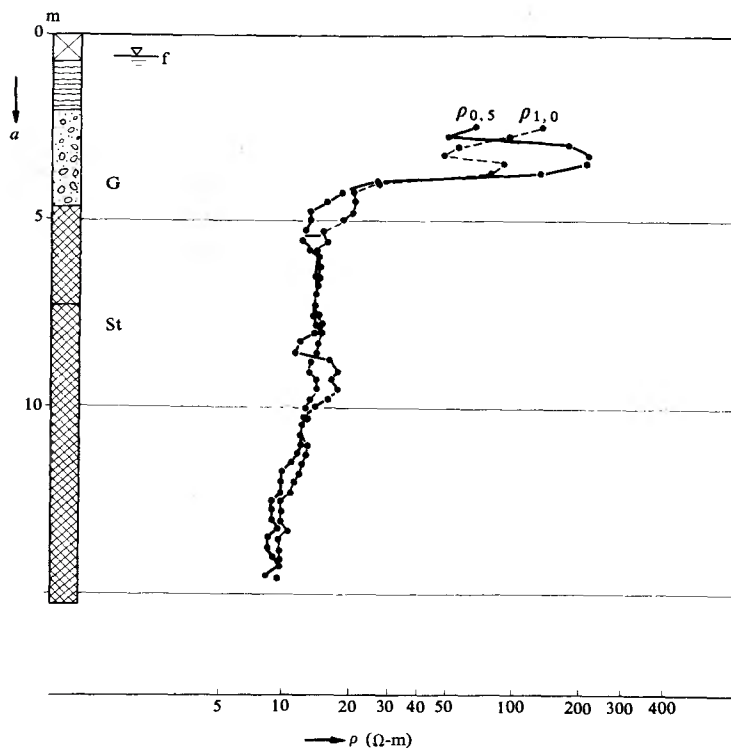
C: Kutub listrik dan arus listrik
P: Kutub listrik dari voltasi
I: Alat ukur arus listrik
V: Alat ukur perbedaan voltasi

Gbr. 6-28 Penempatan kutub listrik untuk penampangan listrik.

Interval minimum kutub-kutub listrik adalah sama dengan diameter sumur atau sedikit lebih kecil dari diameter sumur. Disamping itu jika interval diambil sebagai deret aljabar dengan satuan 8 cm (= 0,08 m), maka ρ akan mudah dihitung, sebab $4\pi a$ menjadi 1, 2,

- (b) *Pengukuran*: Interval titik-titik pengukuran biasanya 50 cm dan umumnya tahanan spesifik semu diukur pada interval 2 jenis kutub listrik. Dengan membandingkan kurva $\rho - a$ dengan gambar bor geologi dari contoh-contoh inti dan lain-lain, maka batas-batas lapisan pasir dan kerikil dengan lapisan lempung (yang tidak dapat ditentukan tepat dengan hanya menggunakan sumur pemboran) dapat ditetapkan, sehingga dapat diadakan pemilihan akuifer untuk penempatan saringan (Gbr. 6-29 dan Gbr. 6-30).

Tahanan spesifik semu yang diukur, dipengaruhi oleh tebal lapisan, tahanan spesifik air berlumpur, diameter sumur, penempatan dan interval kutub-kutub listrik. Jadi tahanan itu bukan tahanan spesifik sebenarnya.



$\rho_{0,5}, \rho_{1,0}$: Interval-interval kutub listrik dari berturut-turut 0,5 m dan 1,0 m

a : Dalam

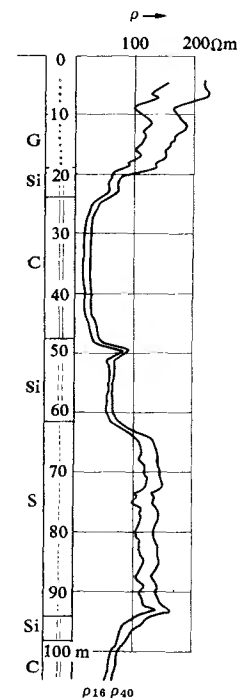
G: Pasir dan kerikil

ρ : Tahanan spesifik

St: Batu pasir

f : Permukaan air tanah

Gbr. 6-29 Penampangan listrik dalam lubang bor (Cara dua kutub).



C: Lempung Si: Silt

S: Pasir G: Kerikil

ρ_{16} : Interval kutub listrik dari 16 cm

ρ_{40} : Interval kutub listrik dari 40 cm

Gbr. 6-30 Penampangan listrik untuk sumur dalam.

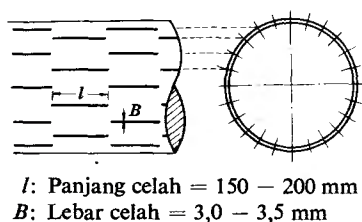
(3) Saringan

Saringan itu dipasang untuk mengumpulkan air tanah secara efektif dari akuifer yang ditentukan oleh penampangan listrik. Kapasitas saringan ditentukan oleh kondisi-kondisi sebagai berikut: yakni bagaimana perbandingan lubang bukaannya terhadap

porositas efektif dari akuifer (berupa besarnya debit bahan-bahan halus seperti pasir) dan lumpur yang dapat dipertahankan dan bagaimana penempatannya yang tepat untuk pengambilan air tanah.

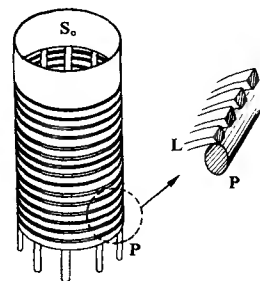
Ada 3 jenis saringan, yakni saringan celah (*slit strainer*), saringan tabir (*screen strainer*) dan saringan jacket (*jacket strainer*).

Saringan celah (lihat Gbr. 6-31) adalah pipa baja yang mempunyai celah-celah yang letaknya silih berganti. Jika celah itu banyak, maka kekuatan pipa baja itu akan berkurang dan jika celah itu besar maka lumpur yang masuk akan lebih banyak. Jadi perbandingan lubang bukaan celah harus kira-kira 10% meskipun kehilangan sumur (*well-loss*) menjadi besar. Biasanya lebar celah adalah 3,0 sampai 3,5 mm dan panjangnya 150 sampai 200 mm.



L: Panjang celah = 150 – 200 mm
B: Lebar celah = 3,0 – 3,5 mm

Gbr. 6-31 Saringan celah.



S₀: Tabung
L: Kawat baja
P: Batang penunjang

Gbr. 6-32 Saringan.

Saringan tabir (lihat Gbr. 6-32) terbuat dari kawat baja yang dilingkarkan pada tangkai-tangkai penunjang sehingga merupakan pipa; meskipun bukaan antara kawat itu dapat kurang dari 1 mm, maka supaya efektif dibutuhkan persentasi lubang bukaan sebesar 30%. Harganya adalah cukup mahal jika dibandingkan dengan harga saringan celah.

Saringan jacket yang bagian luar atau bagian dalamnya ditutup dengan jaring plastik yang halus untuk mengurangi lumpur yang masuk, mempunyai perbandingan lubang bukaan yang sangat rendah.

(4) Penyelesaian sumur

Pipa pelindung (*casing*) yang dihubungkan dengan saringan dimasukkan ke dalam lubang yang dibor. Ruang antara keliling lubang dan pipa pelindung diisi dengan kerikil, lempung, semen dan lain-lain dengan cara seperti berikut.

Untuk mencegah saringan itu tersumbat dengan lumpur, bagian luar saringan harus dilapisi dengan kerikil yang bersih dengan diameter 5 mm sampai 10 mm. Pada waktu pencucian bagian dalam sumur dan pada uji akuifer sesudah pipa pelindung dipasang, lapisan kerikil ini akan turun. Jadi kerikil itu harus dipadatkan 0,50 sampai 1,0 m lebih tinggi dari ujung atas saringan.

Untuk menghindarkan pengambilan air dari lapisan yang lain (kecuali akuifer dimana saringan itu dipasang), maka bagian luar saringan yang tidak masuk ke dalam akuifer harus dilapisi dengan tanah atau adukan semen secukupnya.

Mengingat sewaktu pemboran telah digunakan air berlumpur, maka pada dinding keliling lubang telah terbentuk lapisan tipis lempung. Demikian pula air berlumpur telah masuk ke dalam akuifer. Jadi sesudah lapisan kerikil itu dipasang, maka harus diadakan pencucian sumur sebaik-baiknya.

6.5 Uji akuifer

Maksud uji akuifer adalah untuk mengetahui ketetapan akuifer seperti koefisien permeabilitas dan koefisien penampungan (*storage coefficient*). Jadi uji akuifer itu adalah penting untuk perencanaan sumur dan pengontrolannya. Jika koefisien permeabilitas itu digunakan sebagai koefisien transmisibilitas (koefisien permeabilitas dikali tebal akuifer), maka perhitungannya akan lebih dipermudah.

Untuk mendapatkan hasil uji akuifer yang baik maka terutama diperlukan kondisi-kondisi sebagai berikut:

- ① Sumur pembuangan sedapat mungkin mempunyai konstruksi yang dapat mengeluarkan air tanah dari seluruh lapisan akuifer yang akan diuji.
- ② Permukaan air tanah sumur pembuangan harus terlihat dengan baik pada sumur-sumur pengamatan. Jadi saringan sumur pembuangan dan sumur-sumur pengamatan harus dipasang pada akuifer yang sama. Sumur-sumur pengamatan harus terletak pada bagian-bagian atas dan bawah dari gradien hidrolik dengan sumur pembuangan sebagai titik pusat. Rumus yang diterapkan untuk uji akuifer itu, dibagi dalam 2 jenis, yakni rumus tidak-keseimbangan dengan konsep waktu dan rumus keseimbangan tanpa konsep waktu.

6.5.1 Rumus tidak keseimbangan (*Non equilibrium formula*)

Konsep yang berdasarkan banyaknya pemompaan yang tetap dengan permukaan air tanah yang berubah-ubah menurut waktu dapat dihitung dengan rumus Theiss.

(1) Rumus Theiss

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad \dots\dots\dots (6.9)$$

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad \dots\dots\dots (6.10)$$

di mana:

- s : Besarnya penurunan permukaan air dalam sumur pengamatan.
- Q : Besarnya pemompaan yang tetap.
- r : Jarak dari sumur pemompaan ke sumur pengamatan.
- t : Waktu sejak permulaan pemompaan.
- T : Koefisien transmisibilitas.
- S : Koefisien penampungan (*Storage Coefficient*).

Dengan merubah bentuk-bentuk rumus (6.9) dan (6.10), didapat:

$$W(u) = \left(4\pi \frac{T}{Q}\right) \times s$$

$$u = \left(\frac{S}{4T}\right) \times \frac{r^2}{t}$$

Mengingat angka-angka di dalam kurung itu tetap, maka hubungan antara $W(u)$ dan u ditentukan oleh s dan r^2/t .

Tabel 6-7: untuk $N = 1,0$, $N \times 10^{-1} = 1,8229$

artinya untuk $u = 1 \times 10^{-1}$, $W(u) = 1,8229$.

Gbr. 6-33 menunjukkan kurva $W(u) - u$, yakni hubungan antara $W(u)$ dan u yang digambar pada kertas logaritmis.

Penurunan air $s_1, s_2, \dots$ dalam sumur pengamatan sesuai waktu $t_1, t_2, \dots$ sejak pemompaan dimulai dapat diketahui. Jadi hubungan antara s dan (r^2/t) dapat diperlihat-

Tabel 6-7 Hubungan antara $W(u)$ dan u .

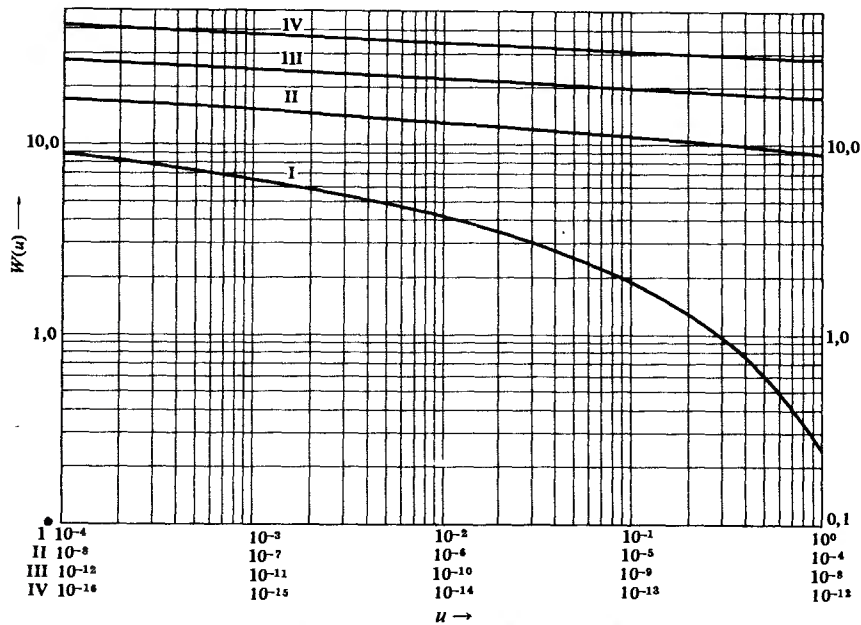
N	$N \times 10^{-15}$	$N \times 10^{-14}$	$N \times 10^{-13}$	$N \times 10^{-12}$	$N \times 10^{-11}$	$N \times 10^{-10}$	$N \times 10^{-9}$	$N \times 10^{-8}$
1,0	33,9616	31,6590	29,3564	27,0538	24,7512	22,4486	20,1460	17,8435
1,1	33,8662	31,5637	29,2611	26,9585	24,6559	22,3533	20,0507	17,7482
1,2	33,7792	31,4767	29,1741	26,8715	24,5689	22,2663	19,9637	17,6611
1,3	33,6992	31,3966	29,0940	26,7914	24,4889	22,1863	19,8837	17,5811
1,4	33,6251	31,3225	29,0199	26,7173	24,4147	22,1122	19,8096	17,5070
1,5	33,5561	31,2535	28,9509	26,6483	24,3458	22,0432	19,7406	17,4380
1,6	33,4916	31,1890	28,8864	26,5838	24,2812	21,9786	19,6760	17,3735
1,7	33,4309	31,1283	28,8258	26,5232	24,2206	21,9180	19,6154	17,3128
1,8	33,3738	31,0712	28,7686	26,4660	24,1634	21,8608	19,5583	17,2557
1,9	33,3197	31,0171	28,7145	26,4119	24,1094	21,8068	19,5042	17,2016
2,0	33,2684	30,9658	28,6632	26,3607	24,0581	21,7555	19,4529	17,1503
2,1	33,2196	30,9170	28,6145	26,3119	24,0093	21,7067	19,4041	17,1015
2,2	33,1731	30,8705	28,5679	26,2653	23,9628	21,6602	19,3576	17,0550
2,3	33,1286	30,8261	28,5235	26,2209	23,9183	21,6157	19,3131	17,0106
2,4	33,0861	30,7835	28,4809	26,1783	23,8758	21,5732	19,2706	16,9680
2,5	33,0453	30,7427	28,4401	26,1375	23,8349	21,5323	19,2298	16,9272
2,6	33,0060	30,7035	28,4009	26,0983	23,7957	21,4931	19,1905	16,8880
2,7	32,9683	30,6657	28,3631	26,0606	23,7580	21,4554	19,1528	16,8502
2,8	32,9319	30,6294	28,3268	26,0242	23,7216	21,4190	19,1164	16,8138
2,9	32,8968	30,5943	28,2917	25,9891	23,6865	21,3839	19,0813	16,7788
3,0	32,8629	30,5604	28,2578	25,9552	23,6526	21,3500	19,0474	16,7449
3,1	32,8302	30,5276	28,2250	25,9224	23,6198	21,3172	19,0146	16,7121
3,2	32,7984	30,4958	28,1932	25,8907	23,5881	21,2855	18,9829	16,6803
3,3	32,7676	30,4651	28,1625	25,8599	23,5573	21,2547	18,9521	16,6495
3,4	32,7378	30,4352	28,1326	25,8300	23,5274	21,2249	18,9223	16,6197
3,5	32,7088	30,4062	28,1036	25,8010	23,4985	21,1959	18,8933	16,5907
3,6	32,6806	30,3780	28,0755	25,7729	23,4703	21,1677	18,8651	16,5625
3,7	32,6532	30,3506	28,0481	25,7455	23,4429	21,1403	18,8377	16,5351
3,8	32,6266	30,3240	28,0214	25,7188	23,4162	21,1136	18,8110	16,5085
3,9	32,6006	30,2980	27,9954	25,6928	23,3902	21,0877	18,7851	16,4825
4,0	32,5753	30,2727	27,9701	25,6675	23,3649	21,0623	18,7598	16,4572
4,1	32,5506	30,2480	27,9454	25,6428	23,3402	21,0376	18,7351	16,4325
4,2	32,5265	30,2239	27,9213	25,6187	23,3161	21,0136	18,7110	16,4084
4,3	32,5029	30,2004	27,8978	25,5952	23,2926	20,9900	18,6874	16,3848
4,4	32,4800	30,1774	27,8748	25,5722	23,2696	20,9670	18,6644	16,3619
4,5	32,4575	30,1549	27,8523	25,5497	23,2471	20,9446	18,6420	16,3394
4,6	32,4355	30,1329	27,8303	25,5277	23,2252	20,9226	18,6200	16,3174
4,7	32,4140	30,1114	27,8088	25,5062	23,2037	20,9011	18,5985	16,2959
4,8	32,3929	30,0904	27,7878	25,4852	23,1826	20,8800	18,5774	16,2748
4,9	32,3723	30,0697	27,7672	25,4646	23,1620	20,8594	18,5568	16,2542
5,0	32,3521	30,0495	27,7470	25,4444	23,1418	20,8392	18,5366	16,2340
5,1	32,3323	30,0297	27,7271	25,4246	23,1220	20,8194	18,5168	16,2142
5,2	32,3129	30,0103	27,7077	25,4051	23,1026	20,8000	18,4974	16,1948
5,3	32,2939	29,9913	27,6887	25,3861	23,0835	20,7809	18,4783	16,1758
5,4	32,2752	29,9726	27,6700	25,3674	23,0648	20,7622	18,4596	16,1571

$N \times 10^{-7}$	$N \times 10^{-6}$	$N \times 10^{-5}$	$N \times 10^{-4}$	$N \times 10^{-3}$	$N \times 10^{-2}$	$N \times 10^{-1}$	N	N
15,5409	13,2383	10,9357	8,6332	6,3315	4,0379	1,8229	0,2194	1,0
15,4456	13,1430	10,8404	8,5379	6,2363	3,9436	1,7371	,1860	1,1
15,3586	13,0560	10,7534	8,4509	6,1494	3,8576	1,6595	,1584	1,2
15,2785	12,9759	10,6734	8,3709	6,0695	3,7785	1,5889	,1355	1,3
15,2044	12,9018	10,5993	8,2968	5,9955	3,7054	1,5241	,1162	1,4
15,1354	12,8328	10,5303	8,2278	5,9266	3,6374	1,4645	,1000	1,5
15,0709	12,7683	10,4657	8,1634	5,8621	3,5739	1,4092	,08631	1,6
15,0103	12,7077	10,4051	8,1027	5,8016	3,5143	1,3578	,07465	1,7
14,9531	12,6505	10,3479	8,0455	5,7446	3,4581	1,3098	,06471	1,8
14,8990	12,5964	10,2939	7,9915	5,6906	3,4050	1,2649	,05620	1,9
14,8477	12,5451	10,2426	7,9402	5,6394	3,3547	1,2227	,04890	2,0
14,7989	12,4964	10,1938	7,8914	5,5907	3,3069	1,1829	,04261	2,1
14,7524	12,4498	10,1473	7,8449	5,5443	3,2614	1,1454	,03719	2,2
14,7080	12,4054	10,1028	7,8004	5,4999	3,2179	1,1099	,03250	2,3
14,6654	12,3628	10,0603	7,7579	5,4575	3,1763	1,0762	,02844	2,4
14,6246	12,3220	10,0194	7,7172	5,4167	3,1365	1,0443	,02491	2,5
14,5854	12,2828	9,9802	7,6779	5,3776	3,0983	1,0139	,02185	2,6
14,5476	12,2450	9,9425	7,6401	5,3400	3,0615	0,9849	,01918	2,7
14,5113	12,2087	9,9061	7,6038	5,3037	3,0261	,9573	,01686	2,8
14,4762	12,1736	9,8710	7,5687	5,2687	2,9920	,9309	,01482	2,9
14,4423	12,1397	9,8371	7,5348	5,2349	2,9591	,9057	,01305	3,0
14,4095	12,1069	9,8043	7,5020	5,2022	2,9273	,8815	,01149	3,1
14,3777	12,0751	9,7726	7,4703	5,1706	2,8965	,8583	,01013	3,2
14,3470	12,0444	9,7418	7,4395	5,1399	2,8668	,8361	,008939	3,3
14,3171	12,0145	9,7120	7,4097	5,1102	2,8379	,8147	,007891	3,4
14,2881	11,9855	9,6830	7,3807	5,0813	2,8099	,7942	,006970	3,5
14,2599	11,9574	9,6548	7,3526	5,0532	2,7827	,7745	,006160	3,6
14,2325	11,9300	9,6274	7,3252	5,0259	2,7563	,7554	,005448	3,7
14,2059	11,9033	9,6007	7,2985	4,9993	2,7306	,7371	,004820	3,8
14,1799	11,8773	9,5748	7,2725	4,9735	2,7056	,7194	,004267	3,9
14,1546	11,8520	9,5495	7,2472	4,9482	2,6813	,7024	,003779	4,0
14,1299	11,8273	9,5248	7,2225	4,9236	2,6576	,6859	,003349	4,1
14,1058	11,8032	9,5007	7,1985	4,8997	2,6344	,6700	,002969	4,2
14,0823	11,7797	9,4771	7,1749	4,8762	2,6119	,6546	,002633	4,3
14,0593	11,7567	9,4541	7,1520	4,8533	2,5899	,6397	,002336	4,4
14,0368	11,7342	9,4317	7,1295	4,8310	2,5684	,6253	,002073	4,5
14,0148	11,7122	9,4097	7,1075	4,8091	2,5474	,6114	,001841	4,6
13,9933	11,6907	9,3882	7,0860	4,7877	2,5268	,5979	,001635	4,7
13,9723	11,6697	9,3671	7,0650	4,7667	2,5068	,5848	,001453	4,8
13,9516	11,6491	9,3465	7,0444	4,7462	2,4871	,5721	,001291	4,9
13,9314	11,6289	9,3263	7,0242	4,7261	2,4679	,5598	,001148	5,0
13,9116	11,6091	9,3065	7,0044	4,7064	2,4491	,5478	,001021	5,1
13,8922	11,5896	9,2871	6,9850	4,6871	2,4306	,5362	,0009086	5,2
13,8732	11,5706	9,2681	6,9659	4,6681	2,4126	,5250	,0008086	5,3
13,8545	11,5519	9,2494	6,9473	4,6495	2,3948	,5140	,0007198	5,4

Tabel 6-7 Hubungan antara $W(u)$ dan u . (cont.)

N	$N \times 10^{-15}$	$N \times 10^{-14}$	$N \times 10^{-13}$	$N \times 10^{-12}$	$N \times 10^{-11}$	$N \times 10^{-10}$	$N \times 10^{-9}$	$N \times 10^{-8}$
5,5	32,2568	29,9542	27,6516	25,3491	23,0465	20,7439	18,4413	16,1387
5,6	32,2388	29,9362	27,6336	25,3310	23,0285	20,7259	18,4233	16,1207
5,7	32,2211	29,9185	27,6159	25,3133	23,0108	20,7082	18,4056	16,1030
5,8	32,2037	29,9011	27,5985	25,2959	22,9934	20,6908	18,3882	16,0856
5,9	32,1866	29,8840	27,5814	25,2789	22,9763	20,6737	18,3711	16,0685
6,0	32,1698	29,8672	27,5646	25,2620	22,9595	20,6569	18,3543	16,0517
6,1	32,1533	29,8507	27,5481	25,2455	22,9429	20,6403	18,3378	16,0352
6,2	32,1370	29,8344	27,5318	25,2293	22,9267	20,6241	18,3215	16,0189
6,3	32,1210	29,8184	27,5158	25,2133	22,9107	20,6081	18,3055	16,0029
6,4	32,1053	29,8027	27,5001	25,1975	22,8949	20,5923	18,2898	15,9872
6,5	32,0898	29,7872	27,4846	25,1820	22,8794	20,5768	18,2742	15,9717
6,6	32,0745	29,7710	27,4693	25,1667	22,8641	20,5616	18,2590	15,9564
6,7	32,0595	29,7569	27,4543	25,1517	22,8491	20,5465	18,2439	15,9414
6,8	32,0446	29,7421	27,4395	25,1369	22,8343	20,5317	18,2291	15,9265
6,9	32,0300	29,7275	27,4249	25,1223	22,8197	20,5171	18,2145	15,9119
7,0	32,0156	29,7131	27,4105	25,1079	22,8053	20,5027	18,2001	15,8976
7,1	32,0015	29,6989	27,3963	25,0937	22,7911	20,4885	18,1860	15,8834
7,2	31,9875	29,6849	27,3823	25,0797	22,7771	20,4746	18,1720	15,8694
7,3	31,9737	29,6711	27,3685	25,0659	22,7633	20,4608	18,1582	15,8556
7,4	31,9601	29,6575	27,3549	25,0523	22,7497	20,4472	18,1446	15,8420
7,5	31,9467	29,6441	27,3415	25,0389	22,7363	20,4337	18,1311	15,8286
7,6	31,9334	29,6308	27,3282	25,0257	22,7231	20,4205	18,1179	15,8153
7,7	31,9203	29,6178	27,3152	25,0126	22,7100	20,4074	18,1048	15,8022
7,8	31,9074	29,6048	27,3023	24,9997	22,6971	20,3945	18,0919	15,7893
7,9	31,8947	29,5921	27,2895	24,9869	22,6844	20,3818	18,0792	15,7766
8,0	31,8821	29,5795	27,2769	24,9744	22,6718	20,3692	18,0666	15,7640
8,1	31,8697	29,5671	27,2645	24,9619	22,6594	20,3568	18,0542	15,7516
8,2	31,8574	29,5548	27,2523	24,9497	22,6471	20,3445	18,0419	15,7393
8,3	31,8453	29,5427	27,2401	24,9375	22,6350	20,3324	18,0298	15,7272
8,4	31,8333	29,5307	27,2282	24,9256	22,6230	20,3204	18,0178	15,7152
8,5	31,8215	29,5189	27,2163	24,9137	22,6112	20,3086	18,0060	15,7034
8,6	31,8098	29,5072	27,2046	24,9020	22,5995	20,2969	17,9943	15,6917
8,7	31,7982	29,4957	27,1931	24,8905	22,5879	20,2853	17,9827	15,6801
8,8	31,7868	29,4842	27,1816	24,8790	22,5765	20,2739	17,9713	15,6687
8,9	31,7755	29,4729	27,1703	24,8678	22,5652	20,2626	17,9600	15,6574
9,0	31,7643	29,4618	27,1592	24,8566	22,5540	20,2514	17,9488	15,6462
9,1	31,7533	29,4507	27,1481	24,8455	22,5429	20,2429	17,9378	15,6352
9,2	31,7424	29,4398	27,1372	24,8346	22,5320	20,2294	17,9268	15,6243
9,3	31,7315	29,4290	27,1264	24,8238	22,5212	20,2186	17,9160	15,6135
9,4	31,7208	29,4183	27,1157	24,8131	22,5105	20,2079	17,9053	15,6028
9,5	31,7103	29,4077	27,1051	24,8025	22,4999	20,1973	17,8948	15,5922
9,6	31,6998	29,3972	27,0946	24,7920	22,4895	20,1869	17,8843	15,5817
9,7	31,6894	29,3868	27,0843	24,7817	22,4791	20,1765	17,8739	15,5713
9,8	31,6792	29,3766	27,0740	24,7714	22,4688	20,1663	17,8637	15,5611
9,9	31,6690	29,3664	27,0639	24,7613	22,4587	20,1561	17,8535	15,5509

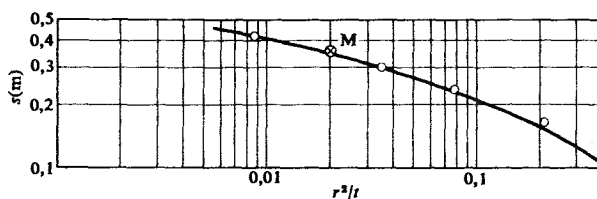
$N \times 10^{-7}$	$N \times 10^{-6}$	$N \times 10^{-5}$	$N \times 10^{-4}$	$N \times 10^{-3}$	$N \times 10^{-2}$	$N \times 10^{-1}$	N	N
13,8361	11,5336	9,2310	6,9289	4,6313	2,3775	,5034	,0006409	5,5
13,8181	11,5155	9,2130	6,9109	4,6134	2,3604	,4930	,0005708	5,6
13,8004	11,4978	9,1953	6,8932	4,5958	2,3437	,4830	,0005085	5,7
13,7830	11,4804	9,1779	6,8758	4,5785	2,3273	,4732	,0004532	5,8
13,7659	11,4633	9,1608	6,8588	4,5615	2,3111	,4637	,0004039	5,9
13,7491	11,4465	9,1440	6,8420	4,5448	2,2953	,4544	,0003601	6,0
13,7326	11,4300	9,1275	6,8254	4,5283	2,2797	,4454	,0003211	6,1
13,7163	11,4138	9,1112	6,8092	4,5122	2,2645	,4366	,0002864	6,2
13,7003	11,3978	9,0952	6,7932	4,4963	2,2494	,4280	,0002555	6,3
13,6846	11,3820	9,0795	6,7775	4,4806	2,2346	,4197	,0002279	6,4
13,6691	11,3665	9,0640	6,7620	4,4652	2,2201	,4115	,0002034	6,5
13,6538	11,3512	9,0487	6,7467	4,4501	2,2058	,4036	,0001816	6,6
13,6388	11,3362	9,0337	6,7317	4,4351	2,1917	,3959	,0001621	6,7
13,6240	11,3214	9,0189	6,7169	4,4204	2,1779	,3883	,0001448	6,8
13,6094	11,3068	9,0043	6,7023	4,4059	2,1643	,3810	,0001293	6,9
13,5950	11,2924	8,9899	6,6879	4,3916	2,1508	,3738	,0001155	7,0
13,5808	11,2782	8,9757	6,6737	4,3775	2,1376	,3668	,0001032	7,1
13,5668	11,2642	8,9617	6,6598	4,3636	2,1246	,3599	,00009219	7,2
13,5530	11,2504	8,9479	6,6460	4,3500	2,1118	,3532	,00008239	7,3
13,5394	11,2368	8,9343	6,6324	4,3364	2,0991	,3467	,00007364	7,4
13,5260	11,2234	8,9209	6,6190	4,3231	2,0867	,3403	,00006583	7,5
13,5127	11,2102	8,9076	6,6057	4,3100	2,0744	,3341	,00005886	7,6
13,4997	11,1971	8,8946	6,5927	4,2970	2,0623	,3280	,00005263	7,7
13,4868	11,1842	8,8817	6,5798	4,2842	2,0503	,3221	,00004707	7,8
13,4740	11,1714	8,8689	6,5671	4,2716	2,0386	,3163	,00004210	7,9
13,4614	11,1589	8,8563	6,5545	4,2591	2,0269	,3106	,00003767	8,0
13,4490	11,1464	8,8439	6,5421	4,2468	2,0155	,3050	,00003370	8,1
13,4367	11,1342	8,8317	6,5298	4,2346	2,0042	,2996	,00003015	8,2
13,4246	11,1220	8,8195	6,5177	4,2226	1,9930	,2943	,00002699	8,3
13,4126	11,1101	8,8076	6,5057	4,2107	1,9820	,2891	,00002415	8,4
13,4008	11,0982	8,7957	6,4939	4,1990	1,9711	,2840	,00002162	8,5
13,3891	11,0865	8,7840	6,4822	4,1874	1,9604	,2790	,00001936	8,6
13,3776	11,0750	8,7725	6,4707	4,1759	1,9498	,2742	,00001733	8,7
13,3661	11,0635	8,7610	6,4592	4,1646	1,9393	,2694	,00001552	8,8
13,3548	11,0523	8,7497	6,4480	4,1534	1,9290	,2647	,00001390	8,9
13,3437	11,0411	8,7386	6,4368	4,1423	1,9187	,2602	,00001245	9,0
13,3326	11,0300	8,7275	6,4258	4,1313	1,9087	,2557	,00001115	9,1
13,3217	11,0191	8,7166	6,4148	4,1205	1,8987	,2513	,000009988	9,2
13,3109	11,0083	8,7058	6,4040	4,1098	1,8888	,2470	,000008948	9,3
13,3002	10,9976	8,6951	6,3934	4,0992	1,8791	,2429	,000008018	9,4
13,2896	10,9870	8,6845	6,3828	4,0887	1,8695	,2387	,000007185	9,5
13,2791	10,9765	8,6740	6,3723	4,0784	1,8599	,2347	,000006439	9,6
13,2688	10,9662	8,6637	6,3620	4,0681	1,8505	,2308	,000005771	9,7
13,2585	10,9559	8,6534	6,3517	4,0579	1,8412	,2269	,000005173	9,8
13,2483	10,9458	8,6433	6,3416	4,0479	1,8320	,2231	,000004637	9,9

Gbr. 6-33 $W(u)-u$ Kurva standar.

kan pada kertas logaritmis (Gbr. 6-34). Hubungan itu dapat juga dihitung dengan $s_1, s_2, \dots$ sesuai r_1, r_2 dalam waktu t tertentu. T dan S dapat diketahui mengingat pada beberapa bagian, kurva $s - (r^2/t)$ dan kurva $W(u) - u$ itu berimpitan.

Pengertian koefisien penampungan untuk air tanah bebas adalah berbeda dengan pengertian koefisien penampungan air tanah terkekang. Untuk air tanah bebas, koefisien penampungan adalah banyaknya air yang dapat diambil setiap tahun dari volume akuifer pada satuan penurunan permukaan air.

Secara fisik koefisien penampungan adalah porositas efektif yang biasanya mempunyai harga dari 0,01 sampai 0,35. Untuk air tanah terkekang, berdasarkan sifat elastis akuifer terkekang harga itu biasanya dari 1×10^{-3} sampai 1×10^{-4} .



M: Titik pertemuan

Gbr. 6-34 Kurva $s - r^2/t$.

[Contoh perhitungan]

Lihat Gbr. 6-34 pada pemompaan yang tetap, hubungan antara s dan (r^2/t) digambarkan pada kertas logaritmis.

Kemudian kurva ini ditaruh di atas kurva $W(u) - u$ untuk mendapatkan titik yang berimpitan.

Titik pada kurva $s - (r^2/t)$ adalah sebagai berikut:

$$s = 0,35$$

$$\frac{r^2}{t} = 0,02$$

Titik pada kurva $W(u) - u$ yang sesuai dengan titik tersebut di atas adalah:

$$W(u) = 3,5$$

$$u = 1 \times 10^{-2}$$

Jadi dengan merubah bentuk rumus (6.9) didapat:

$$\begin{aligned} T &= \frac{Q}{4\pi s} W(u) \dots\dots\dots(6.11) \\ &= \frac{0,0973 Q W(u)}{s} \\ &= \frac{0,0793 \times 0,018 \times 3,50}{0,35} = 0,0143 \text{ m}^2/\text{det}. \end{aligned}$$

Demikian pula dengan merubah rumus (6.10) didapat:

$$\begin{aligned} S &= 4uT \frac{t}{r^2} \dots\dots\dots(6.12) \\ &= 4 \times 1 \times 10^{-2} \times \frac{0,0143}{0,02} \\ &= 0,029 \end{aligned}$$

(2) Cara Chow

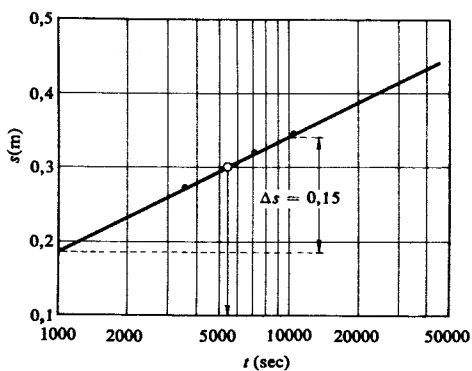
Cara ini menggunakan perhitungan dengan satu parameter $F(u)$.

$$F(u) = \frac{s}{\Delta s} \dots\dots\dots(6.13)$$

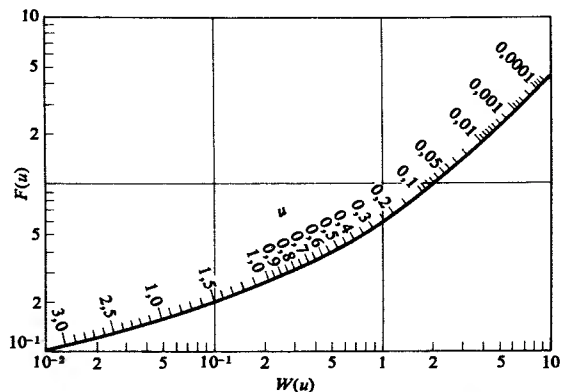
di mana:

s : besarnya penurunan permukaan air dalam sumur pengamatan sesudah t jam sejak pemompaan dimulai.

Δs : selisih permukaan air garis $s - t$ dalam satu siklus logaritmis (Gbr. 6-35).



Gbr. 6-35 Garis lurus $s - t$.



Gbr. 6-36 Hubungan $F(u) - W(u) - u$.

Mengingat $W(u)$ dan u dapat diperoleh dari hubungan $F(u) - W(u) - u$ (Gbr. 6-36), maka koefisien transmisibilitas T adalah sebagai berikut:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} W(u) \text{ (lihat 6.11)}$$

seperti telah diterangkan di atas.

Mengingat t yang sesuai dengan s itu dapat diperoleh dari garis $s - t$ (Gbr. 6-35), maka koefisien penampungan S adalah:

$$S = 4uT \frac{t}{r^2} \text{ (lihat 6.12)}$$

seperti dikemukakan di atas, dimana:

Q : besarnya pemompaan yang tetap

r : jarak dari sumur pemompaan ke sumur pengamatan.

[Contoh perhitungan]

Umpama dalam keadaan pemompaan yang tetap $Q = 0,018 \text{ m}^3/\text{det}$ dan jarak dari sumur pemompaan $r = 10 \text{ m}$, hubungan antara s dan t dalam sumur pengamatan itu dinyatakan dengan garis lurus (t pada sumbu logaritmis), seperti diperlihatkan dalam Gambar 6-35. Titik yang dipilih pada garis lurus itu adalah:

$$s = 0,3$$

$$t = 5.500$$

Selisih permukaan air s yang sesuai dengan satu siklus logaritmis dalam waktu t adalah:

$$\Delta s = 0,15$$

Jadi dari rumus (6.13),

$$F(u) = \frac{s}{\Delta s} = \frac{0,3}{0,15} = 2$$

Dari Gambar 6-36 dengan $F(u) = 2$, didapat:

$$u = 0,008$$

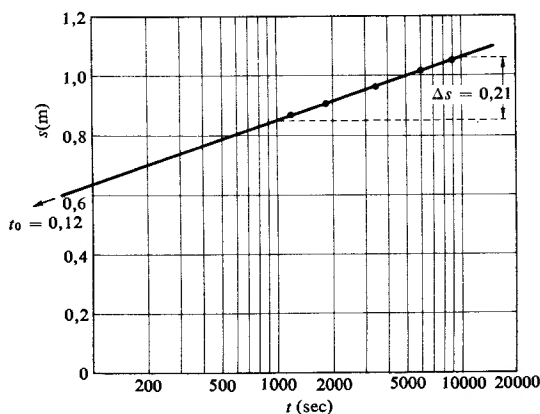
$$W(u) = 4,25$$

Dari rumus (6.11),

$$\begin{aligned} T &= \frac{Q}{4\pi s} W(u) = \frac{0,0793Q}{s} W(u) \\ &= \frac{0,0793 \times 0,018}{0,3} 4,25 \\ &= 0,0201 \text{ m}^2/\text{det} \end{aligned}$$

Dari rumus (6.12),

$$\begin{aligned} S &= 4uT \frac{t}{r^2} \\ &= 4 \times 0,008 \times 0,0201 \times \frac{5,500}{(10)^2} \\ &= 0,035 \end{aligned}$$



t_0 : Harga t untuk, $s = 0$

Gbr. 6-37 Cara garis lurus Jacob.

(3) Rumus Jacop

Jika hubungan antara jangka waktu t sejak pemompaan dimulai dan penurunan permukaan air s dalam sumur pengamatan adalah kira-kira merupakan garis lurus, seperti diperlihatkan dalam Gbr. 6-37, maka rumus Jacop dapat diterapkan.

$$T = \frac{2,3Q}{4\pi \Delta s} \dots\dots\dots (6.14)$$

$$S = \frac{2,25Tt_0}{r^2} \dots\dots\dots (6.15)$$

di mana:

T : koefisien transmisibilitas.

S : koefisien penampungan.

Q : besarnya pemompaan tetap.

Δs : selisih s dalam satu siklus logaritmis dalam t .

t_0 : harga t untuk $s = 0$

r : jarak dari sumur pemompaan ke sumur pengamatan.

[Contoh perhitungan]

Tabel 6-8 menunjukkan harga-harga pengamatan s dan t dalam sumur pengamatan dengan jari-jari 0,60 m untuk hubungan antara s dan t yang kira-kira merupakan garis lurus seperti diperlihatkan dalam Gbr. 6-37.

$$\Delta s = 0,21$$

$$t_0 = 0,12$$

$$\text{Jadi } T = \frac{2,3Q}{4\pi \Delta s} \quad (\text{lihat 6.14})$$

$$= \frac{2,3 \times 0,018}{4 \times 3,14 \times 0,21} = 0,0156 \text{ m}^2/\text{det}$$

$$S = \frac{2,25Tt_0}{r^2}$$

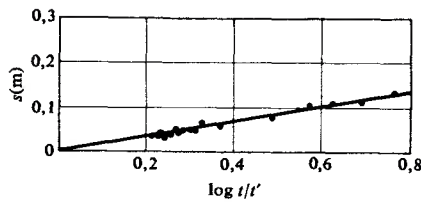
$$= \frac{2,25 \times 0,0156 \times 0,12}{(0,6)^2} = 0,012$$

Tabel 6-8 Contoh harga-harga yang diamati dari s dan t .

t (det)	s (m)	Q (m ³ /det)
1.200	0,861	0,018
1.800	0,910	
3.600	0,955	
6.000	1,002	
9.000	1,025	
10.800	1,062	

(4) Rumus untuk perhitungan berdasarkan pemulihan permukaan air

Jika besar pemompaan yang tetap Q , waktu sejak permulaan pemompaan t , waktu setelah pemompaan dihentikan t' , selisih antara permukaan asli air dan pemulihan permukaan air s dan jika hubungan antara s dan $\log(t/t')$ dibuat mendekati garis lurus yang melalui titik asal seperti pada Gbr. 6-38, maka dapat diterapkan rumus sebagai berikut:

Gbr. 6-38 Garis lurus $s - \log t/t'$.

$$T = \frac{0,183Q}{s} \log \frac{t}{t'} \dots\dots\dots (6.16)$$

Dalam satu siklus logaritmis, $\log (t/t') = 1$
 umpama selisih permukaan air Δs ,

$$T = \frac{0,183Q}{\Delta s} \dots\dots\dots (6.17)$$

Ternyata rumus ini berimpitan dengan rumus Jacop.

Rumus yang berdasarkan pemulihan permukaan air ini dapat juga diterapkan untuk sumur pengamatan (jadi bukan hanya diterapkan untuk sumur pemompaan) dengan ukuran kecil, namun demikian s tidak dapat dihitung.

[Contoh perhitungan]

Umpamanya hubungan pada Gambar 6-38 tetap untuk $Q = 0,018 \text{ m}^3/\text{det}$, dimana $s = 0,1$, $\log (t/t') = 0,6$

$$\begin{aligned} T &= \frac{0,183Q}{s} \log \frac{t}{t'} \quad (\text{lihat 6.16}) \\ &= \frac{0,183 \times 0,018}{0,1} \times 0,6 \\ &\doteq 0,0197 \text{ m}^2/\text{det}. \end{aligned}$$

6.5.2 Rumus untuk perhitungan air tanah dalam keadaan seimbang

Jika permukaan air tanah itu mencapai keseimbangan selama pemompaan yang tetap, maka dapat diterapkan rumus Thiem.

(1) Jika ada sumur pengamatan

Dalam air tanah bebas (lihat Gbr. 6-39)

$$K = \frac{0,732Q}{(h_1 + h_2)(s_1 - s_2)} \log \frac{r_2}{r_1} \dots\dots\dots (6.18)$$

Dalam air besar yang tertahan (seperti ditunjukkan dalam Gbr. 6-40)

$$K = \frac{0,366Q}{m(s_1 - s_2)} \log \frac{r_2}{r_1} \dots\dots\dots (6.19)$$

K : koefisien permeabilitas.

Q : besar pemompaan yang tetap.

s_1 dan s_2 : penurunan permukaan air di sumur-sumur pengamatan.

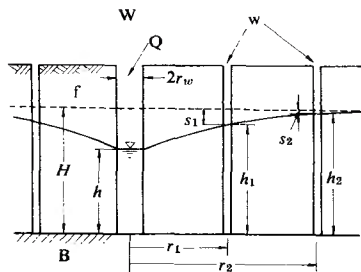
r_1 dan r_2 : jarak-jarak dari sumur pemompaan ke sumur-sumur pengamatan.

h_1 dan h_2 : tinggi dari permukaan lapisan kedap air ke atas sampai permukaan air tanah dalam sumur-sumur pengamatan yang sedang dipompa.

m : tebal akuifer air tanah terkekang.

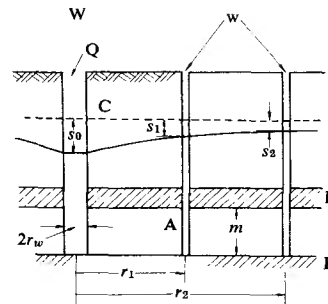
(2) Jika tidak ada sumur pengamatan

Dalam air tanah bebas (lihat Gbr. 6-39)



B: Lapisan impermeabel
f: Permukaan air bebas
W: Sumur pemompaan
w: Sumur pengamatan

Gbr. 6-39 Uji akuifer air bebas.



A: Akuifer
B: Lapisan impermeabel
C: Permukaan air terkekang
W: Sumur pemompaan
w: Sumur pengamatan

Gbr. 6-40 Uji akuifer air terkekang.

$$K = \frac{0,732Q}{H^2 - h^2} \log \frac{R}{r_w} \dots\dots\dots(6.20)$$

Untuk air tanah terkekang (lihat Gbr. 6-40)

$$K = \frac{0,366Q}{ms_0} \log \frac{R}{r_w} \dots\dots\dots(6.21)$$

H : Tebal akuifer air tanah bebas.

h : Tinggi dari permukaan lapisan kedap air ke permukaan air yang sedang dipompa.

r_w : Jari-jari sumur pompa.

R : Jari-jari lingkaran pengaruh (300 sampai 500 m dalam air tanah bebas dan 500 sampai 1.000 m dalam air tanah terkekang).

s_0 : Besarnya penurunan air di sumur pemompaan.

6.6 Besarnya air yang keluar

Air tanah dapat diambil melalui sumur atau serambi infiltrasi. Permukaan air di daerah sekeliling dapat diturunkan dengan menurunkan permukaan air pada tempat-tempat pengambilan ini. Jadi besarnya air yang keluar itu harus diselidiki dengan berbagai-bagai cara dan adalah penting untuk menentukan besarnya air yang dapat diambil secara tetap dan terus menerus.

6.6.1 Besarnya air yang keluar dalam sumur

(1) Perhitungan dengan rumus

(a) Untuk akuifer yang tebal dan air keluar dari dasar sumur. Jika dasar sumur itu datar (Gbr. 6-41(a)) maka:

$$Q = 4Ksr_w \dots\dots\dots(6.22)$$

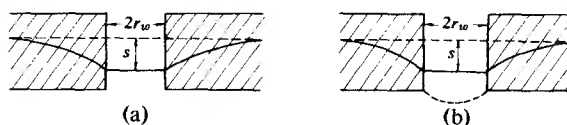
di mana:

Q : banyak air yang keluar.

K : koefisien permeabilitas.

s : besar penurunan permukaan air.

r_w : jari-jari sumur.



Gbr. 6-41 Air yang keluar dari sumur dangkal.

Jika dasar sumur itu berbentuk bola (Gbr. 6-41(b)), maka

$$Q = 2\pi K s r_w \dots\dots\dots (6.23)$$

Rumus ini dapat diterapkan pada cekungan pengumpulan air. (*Water Collecting Basin*).

- (b) *Rumus Forchheimer*: Jika akuifer itu tidak terlalu tebal dan air keluar dari dasar dan sisi sumur (Gbr. 6-42), maka :

$$Q = \frac{1,36K}{\log \frac{R}{r_w}} \frac{H^2 - h^2}{\left(\frac{h}{h_s + 0,5r_w}\right)^{0,5} \left(\frac{h}{2h - h_s}\right)^{0,25}} \dots\dots\dots (6.24)$$

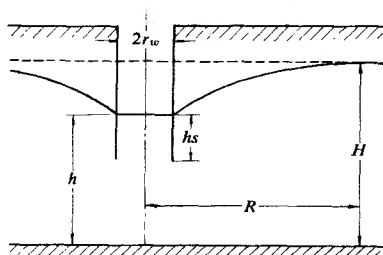
di mana :

R : jari-jari lingkaran pengaruh.

H : tebal akuifer.

h : dalam dari permukaan air yang dipompa ke permukaan lapisan kedap air di bawah.

h_s : dalam air di sumur pada waktu pemompaan.



Gbr. 6-42 Air yang keluar dari sumur yang tidak lengkap.

- (c) *Sumur-sumur lain*: Jika sumur itu digali dalam dataran banjir di tepi sungai, maka aliran di dalam tanah dari sungai itu langsung masuk ke dalam sumur. Banyaknya air yang keluar adalah sebagai berikut.

Untuk air tanah bebas,

$$Q = \frac{1,36K(H^2 - h^2)}{\log \frac{2d}{r_w}} \dots\dots\dots (6.25)$$

di mana :

d : Jarak dari sumur ke tepi sungai.

H : Tebal akuifer.

h : Dalam dari permukaan air yang dipompa ke permukaan lapisan kedap air.

Untuk air tanah terkekang.

$$Q = \frac{2,72mK(H' - h)}{\log \frac{2d}{r_w}} \dots\dots\dots (6.26)$$

di mana :

m : Tebal akuifer.

H' : Dalam dari tekanan air terkekang ke permukaan lapisan kedap air.

(2) Perhitungan dengan pemompaan langsung

Caranya adalah sebagai berikut: Buatlah sebuah sumur kecil sementara. Air dipompa semuanya dari sumur dan banyaknya air yang keluar dihitung berdasarkan besarnya kemampuan pemulihan permukaan air. Umpamanya air keluar dari dasar sumur dan waktu yang diperlukan untuk pemulihan permukaan air sampai setengahnya setelah pemompaan dihentikan adalah t :

$$\alpha = \frac{0,693}{t} A \dots\dots\dots (6.27)$$

α : kapasitas spesifik yakni banyaknya air yang keluar per-satuan dalam dari sumur.

A : luas dasar sumur

$$\text{Jadi } Q = \alpha H \dots\dots\dots (6.28)$$

Q : Banyaknya air yang keluar.

H : Dalam air efektif (dalamnya air di atas kaki kelep pompa).

[Tahap-tahap perhitungan]

Tabel 6-9 memperlihatkan pemulihan permukaan air sesudah pemompaan dihentikan. Pemulihan permukaan air sampai ke permukaannya semula sebelum pemompaan dimulai h_0 dapat dihitung dari pemulihan dalamnya air h_1 dan h_2 pada waktu t_1 dan t_2 sesudah pemompaan berhenti.

$$h_0 = \frac{h_1^2}{(2h_1 - h_2)} \dots\dots\dots (6.29)$$

Tabel 6-9 Dalam air yang dipulihkan sesudah pemompaan berhenti.

Lamanya sesudah pemompaan berhenti t (menit)	Dalam air yang dipulihkan sesudah pemompaan berhenti h (m).	Besarnya penurunan permukaan air yang tersisa dari air semula s (m). ($s = h_0 - h$)
1	0,055	2,931
2	0,095	2,891
3	0,110	2,876
4	0,140	2,846
5	0,155	2,831
10	0,29	2,696
15	0,41	2,576
20	0,53	2,456
25	0,64	2,346
30	0,75	2,236
40	0,98	2,006
50	1,11	1,876
60	1,27	1,716
90	1,68	1,306
120	2,00	0,986
180	2,46	0,526
240	2,845	0,141

$h_0 = 2,986$ (Permukaan air semula yang akan dipulihkan).

Umpama $h_1 = 1,27$ m dalam $t_1 = 1$ jam dan $h_2 = 2,00$ m dalam $t_2 = 22$ jam,

$$h_0 = \frac{(1,27)^2}{(2 \times 1,27 - 2,00)} \doteq 2,986 \text{ m.}$$

Hitung sisa penurunan permukaan air $s = (h_0 - h)$ dengan pemulihan permukaan air dalam setiap waktu.

s dicantumkan pada sumbu logaritmis dan t dicantumkan pada sumbu normal. Kemudian hubungan antara s dan t dipelajari (Gbr. 6-24). Jika hubungan ini tidak dapat berbentuk sebuah garis lurus, maka rumus itu tidak dapat diterapkan.

Dari Gbr. 6-43 dapat dilihat bahwa waktu yang diperlukan untuk mencapai setengah kedalaman air sampai ke permukaan semula, $(2,986/2) = 1,493$ m adalah $t = 1$ jam 17 menit = 1,28 jam.

Umpamanya jari-jari sumur adalah 2 m, maka

$$A = \pi r^2 = 12,566 \text{ m}^2$$

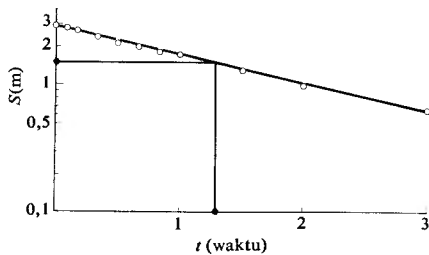
$$\text{Jadi } \alpha = \frac{0,693}{1,28} A$$

$$= \frac{0,693}{1,28} \times 12,566 \doteq 6,798 \text{ (m}^3\text{/jam/m)}.$$

Jika dalam efektif air $H = 3$ m, maka

$$Q = \alpha H$$

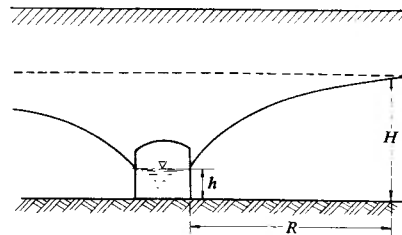
$$= 6,798 \times 3 = 20 \text{ m}^3\text{/jam.}$$



t : Waktu sesudah pemompaan berhenti.

S : Besarnya sisa penurunan permukaan air dari permukaan air semula.

Gbr. 6-43 Perkiraan besarnya air yang keluar dengan pemompaan langsung.



Gbr. 6-44 Gorong-gorong dengan air yang keluar dari sisi-sisinya.

6.6.2 Banyaknya air yang keluar dari serambi infiltrasi

Penterapan rumus pada perhitungan banyaknya air yang keluar dari serambi infiltrasi memerlukan pengetahuan yang cukup mengenai kondisi-kondisi yang sesuai dengan rumus tersebut.

- (1) Air keluar dari dinding samping untuk serambi yang dipasang di atas lapisan kedap air yang horizontal di mana airnya keluar dari dinding-dinding samping (Gbr. 6-44), maka:

$$Q = \frac{KL(H^2 - h^2)}{R} \dots\dots\dots(6.30)$$

$$R = \frac{H^2 - h^2}{2IH} \dots\dots\dots(6.31)$$

di mana:

Q : besarnya air yang keluar.

K : koefisien permeabilitas.

L : panjang serambi infiltrasi.

H : dalam dari permukaan air tanah ke lapisan kedap air di bawah.

h : dalamnya air di dalam serambi.

R : jari-jari lingkaran pengaruh.

I : gradien hidrolik permukaan air tanah.

(2) Air keluar dari dasar serambi dan dinding-dinding samping

Jika letak lapisan kedap air itu tidak terlalu dalam dan dasar serambi tidak mencapai lapisan itu (Gbr. 6-45), maka:

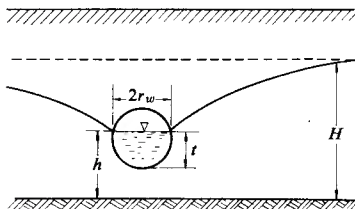
$$Q = \frac{KL}{R} \frac{(H^2 - h^2)}{\left(\frac{h}{t + 0,5r_w}\right)^{0,5} \left(\frac{h}{2h - t}\right)^{0,25}} \dots\dots\dots (6.32)$$

di mana:

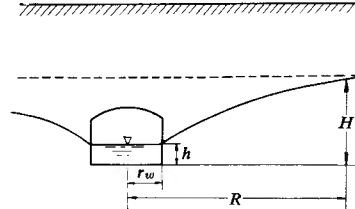
h : dalam dari permukaan air di serambi ke lapisan kedap air di bawah.

t : dalamnya air di serambi.

r_w : jari-jari serambi.



Gbr. 6-45 Gorong-gorong dengan air yang keluar dari sisi-sisi dan dasarnya.



Gbr. 6-46 Gorong-gorong dengan jarak dari dasarnya ke lapisan impermeabel yang dalam.

(3) Air keluar dari dasar serambi

Jika letak lapisan kedap air itu dalam dan air hanya keluar dari dasar serambi (Gbr. 6-46), maka:

$$Q = \frac{1,36KL(H - h)}{\log \frac{2R}{r_w}} \dots\dots\dots (6.33)$$

di mana:

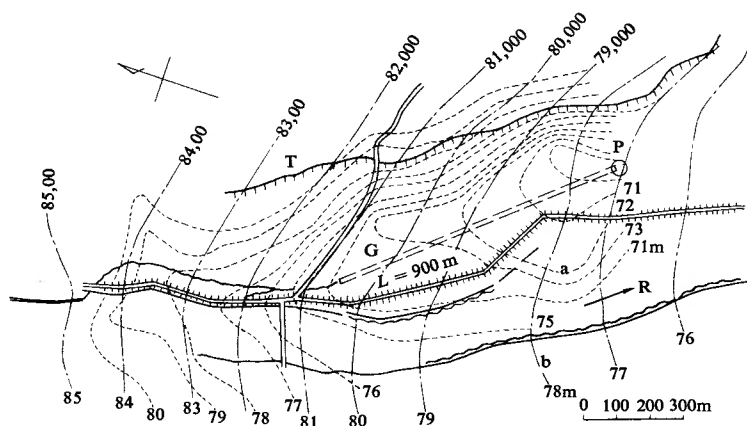
H : dalam dari permukaan air tanah ke dasar serambi.

h : dalam air di serambi.

[Contoh pemasangan]

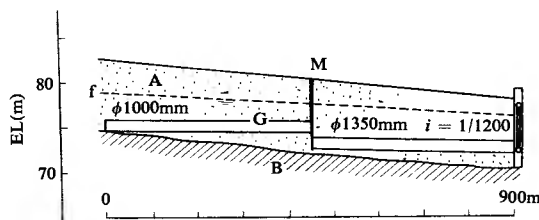
Gbr. 6-47 dan 6-48 memperlihatkan gambar denah dan gambar penampang contoh pemasangan serambi infiltrasi. Daerah ini menunjukkan sebuah dataran banjir yang terbentuk antara tebing terras dan sungai di mana terdapat topografi dasar yang baik. Serambi infiltrasi diletakkan di atas permukaan dasar itu. Mengingat antara dasar ini dan lapisan endapan sungai itu terdapat perbedaan tahanan spesifik listrik yang besar, maka topografi lembah dari dasar itu dapat diperoleh dengan pasti dengan menggunakan penampang listrik dan pemboran seperti telah dikemukakan dalam 2.3.

Efisiensi pengeluaran air dari serambi infiltrasi akan menjadi besar jika serambi itu diletakkan sepanjang garis pertengahan topografi lembah dan tegak lurus pada garis kontur permukaan air tanah.



- a: Garis-garis kontur permukaan batuan dasar.
 b: Garis-garis kontur permukaan air tanah.
 G: Serambi infiltrasi.
 P: Stasiun pemompaan.
 T: Tebing terras
 R: Sungai
 L: Panjang serambi infiltrasi.

Gbr. 6-47 Contoh pemasangan serambi infiltrasi.



- A: Lapisan endapan dasar sungai
 B: Batuan dasar
 f: Permukaan air tanah
 G: Serambi infiltrasi
 M: Lubang orang
 ϕ : Diameter serambi infiltrasi
 i: Gradien serambi infiltrasi

Gbr. 6-48 Profil serambi infiltrasi.

6.6.3 Jari-jari lingkaran pengaruh

Dalam perhitungan besarnya air yang keluar itu telah dimasukkan juga jari-jari lingkaran pengaruh yang sulit diperkirakan. Jadi rumus yang tidak memperhitungkan R itu dapat diperkirakan berada dalam interval 150 m sampai 500 m. Akan tetapi umumnya didapat hal-hal sebagai berikut:

(1) Perkiraan dari pengamatan

Dalam uji akuifer, sumur-sumur pengamatan itu ditempatkan secara radial dari sumur pemompaan. Jari-jari pengaruh itu didapat dengan memperpanjang kurva penurunan permukaan air sampai bertemu dengan permukaan air tanah semula.

(2) Cara mencoba-coba

$$R = \frac{1,36(H^2 - h^2)}{2H(\log R - \log r_w)} \dots \dots \dots (6.34)$$

Harga R didapat dengan mengasumsi R dan dengan dihitung berulang-ulang.

H : dalam dari permukaan air tanah semula ke lapisan kedap air.

h : dalam dari permukaan air yang dipompa ke lapisan kedap air.

r : gradien permukaan air tanah.

r_w : jari-jari sumur.

(3) Cara dengan penggunaan rumus tidak keseimbangan

$$R = \sqrt{4uT \frac{t}{S}} \dots\dots\dots (6.35)$$

R yang diperoleh dengan rumus tidak keseimbangan adalah yang paling tepat.

[Tahap perhitungan]

Rumus (6.9) dirubah menjadi

$$W(u) = \left(4\pi \frac{T}{Q}\right)s$$

Umpamanya besarnya penurunan permukaan air $s = 0,01$ m. Mengingat koefisien transmisibilitas T dan besarnya pemompaan tetap Q telah diketahui, maka $W(u)$ dapat diketahui. u didapat dari hubungan $W(u) - u$ seperti diperlihatkan dalam Tabel 6-7. Ambil waktu t sembarangan. Mengingat koefisien penampungan S telah diketahui, maka jarak R dimana terjadi penurunan permukaan air 1 cm dapat diperoleh dengan rumus (6.35).

6.6.4 Uji surut muka air bertahap (*Step draw-down test*)

Air dapat dipompa berturut-turut dari sumur artinya kondisi besarnya pemompaan yang tetap dapat diperoleh pada permukaan air yang tetap. Jadi air yang keluar dari sumur diperkirakan pertama-tama terjadi pada penurunan permukaan air dan umumnya air yang keluar itu sama dengan besar pemompaan.

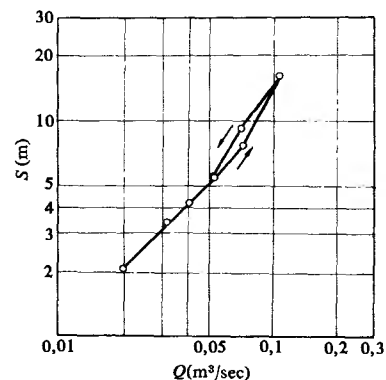
Selama waktu pemompaan itu kecil, kapasitas spesifik air yang keluar yakni besar pemompaan per-satuan penurunan permukaan air adalah relatif besar. Akan tetapi jika pemompaan menjadi besar, maka besarnya air yang keluar tahap demi tahap menjadi kecil dan akhirnya kadang-kadang banyaknya pasir dan lumpur dalam air yang dipompa meningkat yang disebabkan oleh pergerakan yang terdapat dalam akuifer.

Fakta ini menunjukkan bahwa bila mana besarnya pemompaan menjadi lebih besar dari sesuatu harga tertentu, kapasitas spesifik berkurang secara drastis yang akhirnya mengakibatkan ketidak mampuan sumur.

Untuk menghindarkan hal ini maka jika mungkin, perencanaan besarnya pemompaan air harus ditentukan dengan uji surut muka air bertahap. Seperti diperlihatkan dalam Gbr. 6-49, besar air pemompaan ditingkatkan tahap demi tahap dan pada setiap besarnya pemompaan akan diketemukan permukaan air yang seimbang. Kemudian besarnya pemompaan dikurangi tahap demi tahap dan demikian pula akan diketemukan permukaan air yang seimbang. Jadi hubungan antara besarnya pemompaan air Q dengan besarnya penurunan permukaan air s dapat dinyatakan dengan grafik logaritmis. Dari hasil pengujian diperoleh hal sebagai berikut.

Q : Pemompaan
 S : Penurunan permukaan air

Gbr. 6-49 Grafik $S - Q$.



- ① Biasanya hubungan antara Q dan s berupa garis lurus dengan gradien yang kira-kira $= 1$, akan tetapi dalam beberapa kejadian garis itu melengkung ke atas. Dalam hal ini, maka adalah lebih baik rencana besar pemompaan air ditentukan di bawah titik lengkung itu.
- ② Mengingat besarnya air yang keluar berubah-ubah menurut musim atau banyak hal oleh variasi air permukaan, maka pengujian lebih baik diadakan dalam musim kering.
- ③ Di sumur yang tidak mempunyai saringan lapisan kerikil yang cukup, peristiwa percampuran pasir dan lumpur dalam air yang dipompa sering terjadi meskipun besarnya air yang dipompa itu berada di bawah titik lengkungan.

6.7 Kerugian-kerugian yang diakibatkan oleh pemanfaatan air tanah

Air tanah merupakan satu bagian dalam proses sirkulasi alamiah. Jika pemanfaatan air tanah itu memutuskan sistem sirkulasi yakni jika air yang dipompa melebihi besarnya pengisian kembali (*recharge*) maka akan terjadi pengurangan volume air tanah yang ada. Berkurangnya volume air tanah itu akan kelihatan dalam bentuk penurunan permukaan air tanah atau penurunan tekanan air tanah secara terus menerus. Penurunan permukaan air atau tekanan air ini akan mengakibatkan penurunan fasilitas pemompaan dan jika penurunan ini melampaui suatu limit tertentu maka fungsi pemompaan akan hilang. Akhirnya sumber air tanah itu akan menjadi kering. Jadi untuk menghindarkan pengurangan volume air tanah yang ada, maka harus dijaga supaya besarnya pemompaan itu cocok dengan pengisian kembali. Untuk lapisan yang dangkal yang mempunyai pengisian kembali yang besar dengan kecepatan sirkulasi yang tinggi, dapat dilaksanakan pemompaan air tanah yang besar. Jika kecepatan sirkulasi itu rendah, maka besarnya pemompaan harus dibatasi. Akan tetapi, seringkali penggunaan secara terpusat air tanah terkekang pada lapisan yang dalam akan mengakibatkan penurunan permukaan air setelah berlangsung bertahun-tahun.

Penurunan permukaan air tanah atau tekanan air tanah secara terus menerus dapat mengakibatkan penurunan tanah dan penerobosan air asin ke dalam air tanah. Penurunan tanah tersebut di atas dapat menjadi problem sosial yang besar. Kadang-kadang kerusakan-kerusakan yang timbul adalah cukup besar dan penurunan tanah itu bukan hanya mempengaruhi penduduk yang menggunakan air tanah, tetapi juga mempengaruhi penduduk yang diam di daerah yang turun itu. Kerugian ekonomi yang diakibatkannya adalah besar. Umpamanya, menurut survey yang diadakan oleh Tokyo Metropolis, besarnya kerugian Distrik Kanto Selatan adalah 30 Yen setiap 1 m^3 air yang dipompa dan untuk daerah delta Koto yang paling menderita akibat penurunan tanah itu, biayanya melampaui 200 Yen per 1 m^3 (Dikutib dari "Estimate of economic losses owing to public disaster"—in 1967 published by the Tokyo Metropolitan Institute of Public Disaster). Demikian pula penerobosan air asin ke dalam air tanah yang mengakibatkan sumur-sumur itu tidak mungkin digunakan, mempunyai pengaruh yang sangat besar. Akibatnya, pemikiran yang tidak dapat menerima pemanfaatan air tanah karena mengakibatkan penurunan tanah dan penerobosan air asin adalah sangat penting.

Akan tetapi penurunan tanah atau penerobosan air asin tidak seluruhnya diakibatkan oleh pemompaan yang berlebihan. Kejadian-kejadian ini mempunyai hubungan erat dengan kondisi geologi di daerah air tanah dan jenis air tanah itu. Penurunan tanah terjadi karena penurunan tekanan air tanah dalam akuifer mengakibatkan air yang berada dalam lapisan lempung di bawah dan di atas itu diperas. Sebab-sebab utama yang mengakibatkan penurunan tanah adalah sebagai berikut:

- (1) Adanya lapisan atas dan bawah dari akuifer yang menderita penurunan oleh

konsolidasi karena air yang diperas keluar. (Contoh, lapisan lempung lemah).

- (2) Besarnya penurunan permukaan air tanah harus cukup besar dan cukup lama sehingga dapat mengakibatkan penurunan konsolidasi lapisan-lapisan atas dan bawah dari akuifer.

Sebab-sebab utama terjadinya penerobosan air asin adalah sebagai berikut.

- ① Akuifer itu berhubungan dengan air laut.
- ② Besarnya penurunan permukaan air harus cukup besar sehingga dapat mengakibatkan penerobosan air asin.

Berdasarkan hal-hal tersebut di atas, air tanah yang mempunyai bahaya penurunan tanah atau penerobosan air asin adalah sebagai berikut:

6.7.1 Penurunan tanah

- (1) Air tanah terkekang dalam zone delta

Lapisan lempung lemah sering terdapat pada pengendapan dalam zone delta. Tebal keseluruhannya adalah besar. Jadi pengambilan yang lebih air tanah terkekang dalam zone delta itu, pasti akan mengakibatkan penurunan tanah dan besarnya penurunan adalah sangat besar. Contoh sedemikian dapat dilihat pada delta Koto di Tokyo Metropolis, dataran Nobi, dataran Osaka dan lain-lain. Di dataran Nobi pada bagian yang tebal lapisan alluvialnya terdapat tempat di mana penurunan tahunannya mencapai 20 cm.

- (2) Air terkekang di dataran alluvial

Jika dilaksanakan pemompaan lebih air tanah terkekang dalam bagian bawah lapisan alluvial, dalam dilluvium atau dalam bagian atas Tersier Neogen, maka ada kemungkinan yang besar akan terjadi bahaya penurunan tanah yang disebabkan oleh lapisan lempung yang terdapat dalam lapisan-lapisan tersebut di atas. Akan tetapi pada bagian dataran yang berasal dari kerucut detrital dan lapisan yang mempunyai kadar lapisan-lapisan pasir dan kerikil yang tinggi, tidak akan terjadi penurunan tanah yang besar.

- (3) Air terkekang dalam terras dilluvial

Jika terras dilluvial itu terdiri dari lapisan dilluvial termasuk lapisan lempung, maka sudah tentu dapat diperkirakan akan terjadi penurunan tanah. Akan tetapi, jika lapisan lempung di bawah terras dilluvial itu memperoleh konsolidasi yang terdahulu seperti pengangkatan daratan, diikuti erosi dan lain-lain maka dalam hal-hal tertentu besarnya penurunan tanah adalah kecil. Demikian pula jika dalam ke lapisan batuan dasar cukup kecil, dan lapisan dilluvial itu sebagian besar terdiri dari lapisan-lapisan kerikil dan pasir, maka tidak akan terjadi penurunan tanah. Jika di atas dan di bawah akuifer tidak terdapat sedimen lempung dan lain-lain, maka tidak akan terjadi penurunan tanah.

6.7.2 Penerobosan air asin ke dalam air tanah

- (1) Air tanah bebas di pantai

Jika terdapat keadaan yang sesuai dengan hukum Herzberg di mana air asin telah berada di bawah akuifer, maka air asin akan segera menerobos ke dalam sumur setelah permukaan air yang dipompa itu berada lebih rendah dari permukaan air laut. Demikian pula jika akuifer itu tidak tebal, maka penerobosan air asin perlahan-lahan akan menyebar dari pantai.

- (2) Air tanah terkekang di pantai

Jika tekanan air tanah pada mulut akuifer di laut menjadi lebih rendah dari tekanan air laut, maka mulailah penerobosan air asin terjadi. Mengingat kecepatan sirkulasi air tanah terkekang di lapisan yang dalam itu rendah, maka kecepatan penerobosan air asin *jd rendah. Akan tetapi, pengaruh terhadap penduduk adl bsr srtali, cz akuifer itu besar. Jd air tanah bawah selanj. jka penerobosan penerobosan air asin adl besar*

juga rendah. Akan tetapi, pengaruhnya terhadap penduduk adalah besar sekali, karena akuifer itu besar. Jika air tanah itu berupa air celah, maka kecepatan penerobosan air asin adalah besar.

6.8 Pengawetan (konservasi) air tanah di daerah pertanian

6.8.1 Cara pengawetan air tanah

Air tanah itu digunakan untuk tujuan yang banyak sehingga air tanah itu memegang peranan yang besar dalam pembangunan dan pemeliharaan daerah.

Pada usaha pengembangan air tanah, maka harus dijaga supaya penggunaannya tidak terlalu banyak, tetapi harus memperhatikan pengawetannya. Jadi biasanya pemompaan air tanah hanya dapat diizinkan sesuai dengan kecepatan sirkulasinya.

- ① Pemompaan air tanah yang mengakibatkan sumber air tanah itu menjadi kering dengan tiba-tiba, penurunan tanah atau penerobosan air asin, tidak boleh dilaksanakan.
- ② Biasanya pemompaan air tanah yang lambat laun mengakibatkan pengurangan sumber air tanah juga tidak boleh dilaksanakan.

Pemanfaatan air tanah yang mengakibatkan pengurangan sumber air itu hanya dapat diizinkan jika derajat pengurangannya telah diperkirakan dan tidak mengakibatkan penurunan tanah yang disebabkan oleh penurunan permukaan air tanah itu.

6.8.2 Pemanfaatan air tanah untuk pertanian ditinjau dari sudut pengawetan air tanah

- (1) Pemanfaatan air tanah bebas dalam lapisan yang dangkal

Penurunan permukaan air dari air tanah bebas, biasanya tidak mengakibatkan penurunan tanah yang berarti. Pemanfaatan air tanah bebas dalam lapisan yang dangkal di daerah persawahan padi dapat dilaksanakan terdahulu, karena tidak akan terjadi penerobosan air asin, kecuali daerah itu berada di pantai. Akan tetapi di daerah padang pasir penerobosan air asin perlu diperhatikan sebelumnya.

- (2) Pemanfaatan air tanah terkekang dalam lapisan yang dangkal

Jika di zone alluvial diadakan pemompaan air tanah terkekang dalam lapisan yang dangkal dengan sumur yang dangkal dan diameter yang kecil dan dalam waktu bersamaan diadakan juga pemompaan dari lapisan yang dalam, dengan sumur yang dalam, maka kemungkinan besar akan terjadi bahaya penurunan tanah. Tetapi pemompaan air tanah terkekang dari mata air adalah tidak berbahaya.

- (3) Pemanfaatan air tanah bebas di lapisan yang dalam

Jenis air tanah ini berupa air tanah celah sehingga umumnya penurunan tanah tidak perlu ditakuti. Akan tetapi, di daerah pantai, kadang-kadang penerobosan air tanah itu terjadi dengan kecepatan yang tinggi. Dalam pemanfaatan air tanah jenis ini di kaki gunung-gunung api atau di daerah batu kapur, penurunan permukaan air tanah biasanya tidak ada.

- (4) Pemanfaatan air tanah terkekang di lapisan yang dalam

Pemanfaatan air tanah terkekang di lapisan yang dalam yang terdapat di dataran alluvium dengan lapisan-lapisan endapan yang dalam, umumnya adalah menguntungkan. Mengingat air tanah jenis ini seringkali digunakan untuk pertanian dan industri, maka sering terjadi pemompaan yang lebih yang mengakibatkan penurunan tanah.

6.8.3 Teknik pengawetan air tanah

(1) Teknik untuk penentuan besarnya pemanfaatan yang sesuai

Untuk kepentingan pengawetan air tanah, maka perlu diketahui besarnya pemanfaatan yang sesuai dengan pemompaan air tanah. Untuk tujuan-tujuan ini, disarankan cara-cara sebagai berikut:

- ① Buatlah perhitungan neraca air untuk air tanah itu dan ditentukan besarnya pemanfaatan yang cocok dengan besarnya sirkulasi air tanah berdasarkan hasil perhitungan neraca air itu. Juga diperkirakan pengaruh yang terjadi jika diadakan pemompaan lebih.
- ② Di daerah pemanfaatan air tanah yang utama, dipasang sistem pengamatan permukaan air tanah. Besarnya pemanfaatan air tanah itu dibandingkan dengan hasil pengamatan air tanah. Jika terdapat keadaan di mana permukaan air tanah itu menurun, maka harus diadakan peramalan mengenai penurunan permukaan air dan pengeringan sumber air di kemudian hari berdasarkan kecepatan penurunan dan lain-lain sifat akuifer.

(2) Pengisian kembali secara buatan (*Artificial recharge*)

Untuk mempertinggi besarnya pemanfaatan air tanah, maka kapasitas pengisian kembali air tanah itu harus diperbesar secara buatan. Ada beberapa cara pengisian kembali air tanah secara buatan yakni cara penyebaran air, cara pengisian melalui sumur dan kombinasi cara-cara tersebut di atas. Cara penyebaran air disebut juga cara pengisian kembali permukaan tanah di mana air itu meresap dari permukaan tanah ke akuifer. Pada dasarnya, cara ini adalah sama dengan peresapan curah hujan ke dalam tanah. Cara ini mempunyai efek yang langsung terhadap air tanah bebas di lapisan yang dangkal, dan efektif untuk pengisian kembali air celah di lapisan air tanah yang dalam. Pengolahan persawahan padi dapat dianggap sebagai pengisian kembali secara buatan dengan cara penyebaran. Jadi pengurangan daerah persawahan dapat juga mengakibatkan pengurangan air tanah di lapisan yang dangkal.

Cara pengisian kembali melalui sumur adalah memasukkan langsung air itu ke dalam sumur yang tembus ke akuifer. Cara ini sangat efektif untuk pengisian air tanah terkekang di lapisan yang dalam, dan untuk menghindarkan penyumbatan sumber, air yang dimasukkan harus mempunyai kualitas yang baik. Jadi untuk menuangkan air yang bersih dan lain-lain dalam jangka waktu yang lama, secara teknis cara ini adalah sulit.

BAB 7. LIMPASAN (*Run-off*)

7.1 Faktor-faktor yang mempengaruhi limpasan

Aliran sungai itu tergantung dari berbagai faktor secara bersamaan. Pada kesempatan ini akan dipelajari faktor-faktor yang berhubungan dengan limpasan, yang dibagi dalam 2 kelompok, yakni elemen-elemen meteorologi yang diwakili oleh curah hujan dan elemen-elemen daerah pengaliran yang menyatakan sifat-sifat fisik daerah pengaliran.

7.1.1 Elemen-elemen meteorologi

Faktor-faktor yang terhisab kelompok elemen-elemen meteorologi adalah sebagai berikut:

(1) Jenis presipitasi

Pengaruhnya terhadap limpasan sangat berbeda, yang tergantung pada jenis presipitasinya yakni hujan atau salju. Jika hujan maka pengaruhnya adalah langsung dan hidrograf itu hanya dipengaruhi intensitas curah hujan dan besarnya curah hujan.

(2) Intensitas curah hujan

Pengaruh intensitas curah hujan pada limpasan permukaan tergantung dari kapasitas infiltrasi. Jika intensitas curah hujan melampaui kapasitas infiltrasi, maka besarnya limpasan permukaan akan segera meningkat sesuai dengan peningkatan intensitas curah hujan. Akan tetapi, besarnya peningkatan limpasan itu tidak sebanding dengan peningkatan curah hujan lebih, yang disebabkan oleh efek penggenangan di permukaan tanah.

(3) Lamanya curah hujan

Di setiap daerah aliran terdapat suatu lamanya curah hujan yang kritis. Jika lamanya curah hujan itu kurang dari lamanya yang kritis, maka lamanya limpasan itu praktis akan sama dan tidak tergantung dari intensitas curah hujan. Jika lamanya curah hujan itu lebih panjang, maka lamanya limpasan permukaan itu juga menjadi lebih panjang. Lamanya curah hujan juga mengakibatkan penurunan kapasitas infiltrasi. Untuk curah hujan yang jangka waktunya panjang, limpasan permukaannya akan menjadi lebih besar meskipun intensitasnya adalah relatif sedang.

(4) Distribusi curah hujan dalam daerah pengaliran

Jika kondisi-kondisi seperti topografi, tanah dan lain-lain di seluruh daerah pengaliran itu sama dan umpamanya jumlah curah hujan itu sama, maka curah hujan yang distribusinya merata yang mengakibatkan debit puncak yang minimum. Banjir di daerah pengaliran yang besar kadang-kadang terjadi oleh curah hujan lebat yang distribusinya merata, dan sering kali terjadi oleh curah hujan biasa yang mencakup daerah yang luas meskipun intensitasnya kecil. Sebaliknya, di daerah pengaliran yang kecil, debit puncak maksimum dapat terjadi oleh curah hujan lebat dengan daerah hujan yang sempit.

Mengingat limpasan yang diakibatkan oleh curah hujan itu sangat dipengaruhi oleh distribusi curah hujan, maka untuk skala penunjuk faktor ini digunakan koefisien distribusinya. Distribusi koefisien adalah harga curah hujan maksimum dibagi harga curah hujan rata-rata di daerah pengaliran itu. Jadi curah hujan yang jumlahnya tetap

mempunyai debit puncak yang lebih besar yang sesuai dengan koefisien distribusinya yang bertambah besar.

(5) Arah pergerakan curah hujan

Umumnya pusat curah hujan itu bergerak. Jadi suatu curah hujan lebat bergerak sepanjang sistem aliran sungai akan sangat mempengaruhi debit puncak dan lamanya limpasan permukaan.

(6) Curah hujan terdahulu dan kelembaban tanah

Jika kadar kelembaban lapisan teratas tanah itu tinggi, maka akan mudah terjadi banjir karena kapasitas infiltrasi yang kecil. Demikian pula jika kelembaban tanah itu meningkat dan mencapai kapasitas lapangan, maka air infiltrasi akan mencapai permukaan air tanah dan memperbesar aliran air tanah. Selama periode pengurangan kelembaban tanah oleh evapotranspirasi dan lain-lain, suatu curah hujan yang lebat tidak akan mengakibatkan kenaikan permukaan air, karena air hujan yang menginfiltrasi itu tertahan sebagai kelembaban tanah. Sebaliknya, jika kelembaban tanah itu sudah meningkat karena curah hujan terdahulu yang cukup besar, maka kadang-kadang curah hujan dengan intensitas yang kecil dapat mengakibatkan kenaikan permukaan air yang besar dan kadang-kadang dapat mengakibatkan banjir.

(7) Kondisi-kondisi meteorologi yang lain

Seperti telah dikemukakan di atas, dari elemen-elemen meteorologi, curah hujan mempunyai pengaruh yang terbesar pada limpasan. Secara tidak langsung, suhu, kecepatan angin, kelembaban relatif, tekanan udara rata-rata, curah hujan tahunan dan seterusnya yang berhubungan satu dengan yang lain juga mengontrol iklim di daerah itu dan mempengaruhi limpasan.

7.1.2 Elemen daerah pengaliran

(1) Kondisi penggunaan tanah (*Landuse*)

Hidrograf sebuah sungai adalah sangat dipengaruhi oleh kondisi penggunaan tanah dalam daerah pengaliran itu. Daerah hutan yang ditutupi tumbuh-tumbuhan yang lebat adalah sulit mengadakan limpasan permukaan karena kapasitas infiltrasinya yang besar. Jika daerah hutan ini dijadikan daerah pembangunan dan dikosongkan (hutannya ditebang), maka kapasitas infiltrasi akan turun karena pemampatan permukaan tanah. Air hujan akan mudah berkumpul ke sungai-sungai dengan kecepatan yang tinggi yang akhirnya dapat mengakibatkan banjir yang belum pernah dialami terdahulu.

(2) Daerah pengaliran

Jika semua faktor-faktor termasuk besarnya curah hujan, intensitas curah hujan dan lain-lain itu tetap, maka limpasan itu (yang dinyatakan dengan dalamnya air rata-rata) selalu sama, dan tidak tergantung dari luas daerah pengaliran. Berdasarkan asumsi ini, mengingat aliran per satuan luas itu tetap, maka hidrograf itu adalah sebanding dengan luas daerah pengaliran itu. Akan tetapi, sebenarnya makin besar daerah pengaliran itu, makin lama limpasan itu mencapai tempat titik pengukuran. Jadi, panjang dasar hidrograf debit banjir itu menjadi lebih besar dan debit puncaknya berkurang. Salah satu sebab dari pengurangan debit puncak ialah hubungan antara intensitas curah hujan maksimum yang berbanding balik dengan luas daerah hujan itu. Berdasarkan asumsi tersebut di atas, curah hujan itu dianggap merata. Akan tetapi mengingat intensitas curah hujan maksimum yang kejadiannya diperkirakan terjadi dalam frekuensi yang tetap menjadi lebih kecil sebanding dengan daerah pengaliran yang lebih besar, maka ada pemikiran bahwa puncak banjir akan menjadi lebih kecil. Seperti telah dikemukakan di atas, debit banjir yang diharapkan per satuan daerah pengaliran itu adalah berbanding balik dengan daerah pengaliran, jika karakteristik-karakteristik yang

lain itu sama. Tetapi kali ini adalah aneh karena luas daerah tidak menghasilkan peristiwa yang disebut di atas ini. Tetapi jika faktor-faktor lain yang berbeda maka akan terjadi perbedaan besar dalam debit banjir.

(3) Kondisi topografi dalam daerah pengaliran

Corak, elevasi, gradien, arah dan lain-lain dari daerah pengaliran mempunyai pengaruh terhadap sungai dan hidrologi daerah pengaliran itu. Corak daerah pengaliran adalah faktor bentuk, yakni perbandingan panjang sungai utama terhadap lebar rata-rata daerah pengaliran. Jika faktor bentuk menjadi lebih kecil dengan kondisi skala daerah pengaliran yang sama, maka hujan lebat yang merata akan berkurang dengan perbandingan yang sama sehingga sulit akan terjadi banjir. Elevasi daerah pengaliran dan elevasi rata-rata mempunyai hubungan yang penting terhadap suhu dan curah hujan. Demikian pula gradiennya mempunyai hubungan dengan infiltrasi, limpasan permukaan, kelembaban dan pengisian air tanah. Gradien daerah pengaliran adalah salah satu faktor penting yang mempengaruhi waktu mengalirnya aliran permukaan, waktu konsentrasi ke sungai dari curah hujan dan mempunyai hubungan langsung terhadap debit banjir. Arah daerah pengaliran itu mempunyai pengaruh terhadap kehilangan evaporasi dan transpirasi karena mempengaruhi kapasitas panas yang diterima dari matahari.

(4) Jenis tanah

Mengingat bentuk butir-butir tanah, coraknya dan cara mengendapnya adalah faktor-faktor yang menentukan kapasitas infiltrasi, maka karakteristik limpasan itu sangat dipengaruhi oleh jenis tanah daerah pengaliran itu. Juga bahan-bahan koloidal merupakan faktor-faktor yang mempengaruhi kapasitas infiltrasi karena bahan-bahan ini mengembang dan menyusut sesuai dengan variasi kadar kelembaban tanah.

(5) Faktor-faktor lain yang memberikan pengaruh

Di samping hal-hal yang dikemukakan di atas, maka faktor-faktor penting lain yang mempengaruhi limpasan adalah karakteristik jaringan sungai-sungai, adanya daerah pengaliran yang tidak langsung, drainasi buatan dan lain-lain. Untuk mempelajari puncak banjir, debit air rendah, debit rata-rata dan lain-lain, diperlukan penyelidikan yang cukup dan perkiraan faktor-faktor yang mempengaruhinya.

7.2 Analisa limpasan curah hujan

7.2.1 Hidrograf dan komponen-komponennya

Diagram yang menggambarkan variasi debit atau permukaan air menurut waktu disebut hidrograf. Kurva itu memberikan gambaran mengenai berbagai-bagai kondisi yang ada di daerah itu secara bersama-sama. Jadi kalau karakteristik daerah aliran itu berubah, maka bentuk hidrograf berubah.

Sumber air sungai adalah curah hujan atau salju yang menjadi cair. Biasanya air itu mencapai sungai melalui 3 buah jalan sebagai berikut:

(1) Curah hujan di saluran (*Channel precipitation*)

Ini adalah curah hujan yang jatuh langsung pada permukaan air di sungai utama dan anak-anak sungainya yang umumnya termasuk dalam limpasan permukaan dan tidak dipisahkan sebagai komponen dari hidrograf.

Curah hujan yang langsung pada sungai merupakan bagian yang sangat kecil dari curah hujan itu. Di daerah pengaliran dengan luas air danau yang besar, biasanya komponen ini tidak dipisahkan mengingat evaporasi dari permukaan air itu adalah sama atau melampaui curah hujan pada permukaan air itu.

(2) Limpasan permukaan

Limpasan permukaan itu adalah air yang mencapai sungai tanpa mencapai permuka-

an air tanah, yakni curah hujan yang dikurangi sebagian dari besarnya infiltrasi, besarnya air yang tertahan dan besarnya genangan. Limpasan permukaan ini merupakan bagian yang penting dari puncak banjir. Bagian terbesar dari curah hujan lebih, mengalir selama perioda hujan dan sebagian sesudah perioda hujan. Jadi harus dipikirkan bahwa kadang-kadang limpasan permukaan itu dibagi dalam dua sumber.

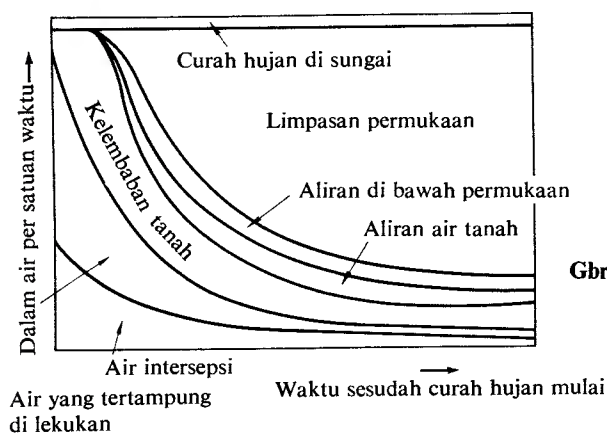
(1) air yang mengalir di atas permukaan tanah dan (2) air yang menginfiltrasi dan mencapai lapisan yang impermeabel, kemudian sebagiannya mengalir ke sungai. Bagian terakhir ini disebut aliran di bawah permukaan (*subsurface*) yakni untuk dibedakan dengan yang terdahulu yang secara sempit disebut limpasan permukaan. Debit ini ditentukan oleh struktur tanah dalam daerah aliran dan sesuai dengan sisa yang diperoleh dengan mengurangi infiltrasi itu dengan peningkatan kelembaban tanah dan bagian yang meresap ke bawah. Hal ini dapat diperkirakan dengan mengamati debit itu dalam petak pengujian atau di daerah pengaliran.

Umumnya mengingat aliran di bawah permukaan tanah itu mencapai sungai dalam waktu yang cukup cepat, maka biasanya aliran tersebut ini tidak dapat dipisahkan dari limpasan permukaan yang sebenarnya. Selanjutnya aliran di bawah permukaan tanah ini mempunyai sifat yang lebih menyamai limpasan permukaan dari pada aliran air tanah. Jadi seperti telah dikemukakan di atas, aliran di bawah permukaan tanah ini dimasukkan sebagai bagian dari limpasan permukaan.

(3) Aliran air tanah

Aliran air ini adalah air yang menginfiltrasi ke dalam tanah, mencapai permukaan air tanah dan bergerak menuju sungai dalam beberapa hari, beberapa minggu atau lebih. Mengingat aliran air tanah itu merupakan dasar dari hidrograf, maka aliran ini disebut juga debit aliran dasar yang hanya berubah sedikit selama musim kering dan basah sepanjang tahun. Di atas kurva ini ditambahkan debit aliran langsung setiap curah hujan yang sangat berubah-ubah itu. Aliran air tanah selama perioda irigasi menjadi besar karena sisa air irigasi yang disalurkan melalui drainasi dalam daerah persawahan menjadi debit aliran dasar sungai.

Ketiga jenis limpasan ini merupakan sumber air di sungai dan disebut komponen-komponen dari hidrograf. Variasi menurut waktu dari ketiga komponen ini sesudah terjadi curah hujan, dapat dilihat dalam Gbr. 7-1.



Gbr. 7-1 Variasi komponen curah hujan menurut waktu.

7.2.2 Kurva depresi air tanah

Permukaan air tanah yang berada dalam keadaan maksimum, pada akhir limpasan permukaan akan turun terus menerus sampai ada penambahan air tanah pada curah

hujan yang berikutnya. Selama penurunan air tanah, debit air tanah juga akan berkurang secara kontinu. Jika tidak terjadi curah hujan sampai debit itu menjadi nol, maka hidrograf selama periode itu adalah kurva penurunan air tanah itu.

Jika semua debit sungai itu berasal dari aliran air tanah (tidak ada limpasan permukaan dari curah hujan dan salju yang mencair), maka kurva penurunan permukaan air sungai itu selalu akan sesuai dengan kurva penurunan air tanah. Di daerah-daerah yang mempunyai curah hujan yang banyak, tidak akan diperoleh suatu kurva penurunan yang lengkap untuk suatu periode tanpa curah hujan karena interval curah hujan itu pendek. Untuk hal sedemikian, kurva penurunan itu hanya dapat diperoleh dengan menghubungkan-hubungkan beberapa hidrograf yang pendek sesudah periode limpasan permukaan.

7.2.3 Kenaikan permukaan air dan klasifikasinya

Untuk mengetahui efek curah hujan terhadap debit sungai dengan jalan analisa hidrograf, maka harus dipelajari bagaimana karakteristik curah hujan, karakteristik fisik daerah pengaliran dan lain-lain yang menimbulkan perubahan-perubahan pada kenaikan permukaan air. Gbr. 7-2 menunjukkan klasifikasi kenaikan permukaan air yang dikemukakan oleh Dr. R. E. Horton. Kolom teratas memperlihatkan jenis perubahan kenaikan permukaan air. Kolom-kolom di bawah memperlihatkan efek setiap karakteristik curah hujan dan kondisi daerah pengaliran terhadap debit sungai.

(1) Kenaikan permukaan air oleh curah hujan jenis No. 0

Dalam kondisi curah hujan dan daerah pengaliran seperti yang diperlihatkan pada baris pertama, mengingat tidak terjadi perubahan dan kurva penurunan normal secara kontinu menurun tanpa sesuatu halangan, maka kenaikan permukaan air di sungai tidak akan terjadi. Keadaan seperti ini terjadi bila mana hujan yang kecil jatuh ke lapangan yang kekurangan kelembaban tanahnya besar sehingga kapasitas infiltrasinya maksimum. Akan tetapi sejak peningkatan kelembaban tanah itu dimulai maka akan terjadi variasi permukaan air sungai. Peningkatan kadar kelembaban tanah adalah akumulatif sehingga waktu kenaikan permukaan sungai menjadi cepat. Di samping itu ada juga hujan yang langsung jatuh di permukaan sungai. Jadi sebenarnya tidak ada curah hujan jenis No. 0.

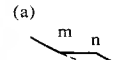
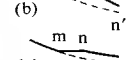
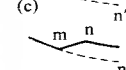
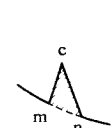
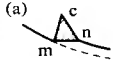
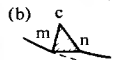
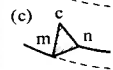
(2) Kenaikan permukaan air oleh curah hujan jenis No. 1

Mengingat intensitas curah hujan itu lebih kecil dari kapasitas infiltrasi, maka tidak akan terjadi limpasan permukaan. Jumlah kapasitas infiltrasi (F) adalah lebih besar dari kekurangan kelembaban tanah lapangan sehingga permukaan air tanah mulai meningkat sedikit. Jadi kecepatan penurunan permukaan air tanah diperkecil. Dengan jenis curah hujan ini, curah hujan yang langsung jatuh di permukaan air akan tampak dan di beberapa daerah pengaliran, aliran di bawah permukaan tanah itu akan masuk ke dalam hidrograf. Khususnya kenaikan permukaan air oleh curah hujan jenis No. 1 ini akan terjadi untuk hujan ringan di musim semi dan hujan yang luas dengan intensitas yang kecil di musim kemarau dan musim gugur. Umumnya, karena kecil maka dalam beberapa hal tertentu kenaikan permukaan air itu kelihatan seperti kesalahan pengamatan.

Curah hujan jenis No. 1 ini dibagi dalam 3 keadaan. Dalam semua keadaan, penambahan air ke permukaan air tanah berlangsung selama periode antara m dan n . Penurunan normal dari air tanah yang dihentikan pada titik m dipulihkan sampai titik n . Jika tidak ada penambahan air tanah, maka kurva penurunan itu akan berlangsung seperti yang diperlihatkan oleh $m - n'$.

Dalam Gbr. 7-2:

- (a) kecepatan penambahan air tanah adalah lebih kecil dari kecepatan normal

Hidrograf		(a)  (b)  (c) 		(a)  (b)  (c) 
Jenis	0	1	2	3
Intensitas curah hujan (P)	$< f$	$< f$	$> f$	$> f$
Kekurangan kelembaban tanah di lapangan (FMD)	$> P$	$< P$	$> F$	$< F$
Limpasan permukaan (Q_s)	Tidak ada	Tidak ada	$Q_s = P_e$	$Q_s = P_e$
Hanya aliran air tanah	Tidak ada	P-FMD	Tidak ada	F-FMD
Penambahan debit	Tidak ada	Tambahan air tanah	Hanya limpasan permukaan	Limpasan permukaan dan aliran air tanah

(Catatan) Bagian yang diasir menunjukkan limpasan permukaan.

Gbr. 7-2 Klasifikasi kenaikan permukaan air sungai (oleh R.E. Horton).

penurunan permukaan air tanah, kecepatan penurunan berkurang meskipun penurunan masih berlangsung terus.

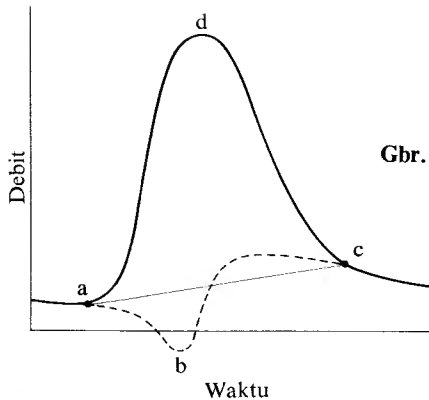
- (b) jika kecepatan penambahan itu sama dengan kecepatan penurunan, maka kecepatan aliran air tanah untuk sementara akan menjadi tetap.
- (c) jika kecepatan penambahan itu melampaui kecepatan normal penurunan permukaan air tanah, maka permukaan air tanah itu akan naik sehingga debit akan meningkat.

(3) Kenaikan permukaan air oleh curah hujan jenis No. 2

Intensitas curah hujan adalah lebih besar dari kapasitas infiltrasi. Meskipun limpasan permukaan sudah mulai, mengingat besarnya jumlah infiltrasi lebih kecil dari kekurangan kelembaban tanah lapangan, maka tidak ada penambahan air tanah sehingga tidak terdapat perubahan debit air tanah. Penurunan normal permukaan air tanah masih berlangsung terus selama perioda kenaikan permukaan air sungai dan kondisi air tanah akan kembali ke kondisinya semula pada titik n. Bilamana kenaikan permukaan air sungai itu berakhir, maka permukaan itu akan turun lebih rendah dari permukaan pada permulaan kenaikan. Jenis ini dapat dilihat dalam musim pertumbuhan tanaman dan dalam pertengahan musim panas dan biasanya terjadi jika kekurangan kelembaban tanah lapangan itu besar dengan besarnya infiltrasi yang kurang dari kelembaban tanah itu. Contohnya ialah hujan deras yang singkat yang menyebabkan kenaikan permukaan air.

(4) Kenaikan permukaan air oleh curah hujan jenis No. 3

Intensitas curah hujan lebih besar dari kapasitas infiltrasi, jadi limpasan permukaan mulai terjadi. Besarnya jumlah infiltrasi adalah lebih besar dari kekurangan kelembaban tanah lapangan, sehingga terdapat penambahan air tanah. Titik akhir dari kenaikan n adalah titik perpotongan dari bagian menurun dari hidrograf cn dengan kurva penurunan normal permukaan air tanah. Curah hujan jenis No. 3 ini dapat dibagi dalam 3 keadaan berdasarkan perbedaan kecepatan penambahan air tanah. Kurva penurunan normal terjadi kembali pada akhir kenaikan. Dalam kondisi yang sama, curah hujan jenis No. 3



Gbr. 7-4 Hubungan antara variasi permukaan air sungai dan air tanah.

permukaan sungai yang naik adalah tidak praktis. Debit aliran air tanah itu adalah kecil jika dibandingkan dengan besarnya limpasan. Jadi untuk memisahkan aliran air tanah dari limpasan langsung, cukup ditarik garis lurus *ac* seperti terlihat pada Gbr. 7-4. Letak titik *c* umumnya ditentukan pada titik dengan lengkungan terbesar pada bagian akhir hidrograf. Namun demikian letak sebenarnya dari titik *c* ini adalah sulit ditentukan. Akan tetapi pengaruh yang terjadi oleh penentuan titik *c* yang tidak tepat ini adalah tidak besar, sehingga cara pemisahan ini selalu digunakan. Di samping cara tersebut di atas, cara-cara lain untuk menentukan letak titik *c* adalah sebagai berikut:

- (a) Perkiraan dari hidrograf dengan satu puncak. Hidrograf yang terjadi oleh curah hujan jangka waktu yang singkat dengan intensitas yang tinggi adalah sangat tajam dan mempunyai corak yang sederhana, sehingga letak titik *c* dapat ditentukan dengan teliti.
- (b) Cara dengan kurva penurunan permukaan air tanah. Jika terdapat cukup banyak data yang dapat digunakan, maka kurva penurunan air tanah itu dapat digambar pada kertas kalkir dengan skala yang sama dengan skala hidrograf. Kemudian kertas ini ditaruh di atas gambar hidrograf dan digeser-geser sedemikian rupa kurva penurunan itu cocok dengan bagian akhir hidrograf. Kemudian ditentukan titik di mana bagian limpasan permukaan dari hidrograf terpisah dari kurva penurunan itu. Titik ini dapat dianggap sebagai titik *c*.
- (c) Cara dengan menggunakan perbandingan debit pada bagian menurun (akhir) dari hidrograf sebagai indeks.

Perbandingan debit setiap waktu tertentu dan debit sejam sebelumnya digunakan sebagai indeks. Pada bagian menurun hidrograf, harga perbandingan meningkat terus sampai limpasan permukaan berakhir. Tetapi pada bagian dari kurva penurunan permukaan air tanah harga perbandingan ini mendekati harga yang tetap. Jadi dengan menggunakan sifat ini, letak titik *c* itu dapat diperkirakan.

7.3 Perkiraan debit banjir

Semua cara untuk perkiraan debit banjir yang berdasarkan curah hujan lebat, dapat diklasifikasi dalam 3 cara seperti berikut:

- ① cara dengan rumus empiris
- ② cara statistik atau kemungkinan
- ③ cara dengan unit hidrograf

Cara dengan rumus empiris biasanya digunakan sebagai alat terakhir, yakni jika tidak terdapat data yang cukup atau digunakan untuk memeriksa hasil yang didapat dengan cara yang lain. Cara yang ke 2 telah digunakan sebelum cara hidrograf satuan

diterapkan. Cara ini sangat teoritis dan mempunyai suatu keuntungan yang besar sebagai cara peramalan yang berdasarkan data-data yang lalu. Cara hidrograf satuan telah pernah diakui oleh seluruh dunia sebagai cara yang paling dipercaya dan berguna dalam teknik peramalan debit banjir. Cara ini dapat diterapkan pada daerah-daerah pengaliran yang kurang dari 25 km² sampai daerah pengaliran sebesar 5.000 km². Untuk daerah pengaliran yang lebih besar dari 5.000 km² cara ini dapat juga digunakan jika telah dibuatkan hidrograf satuan yang bersangkutan dengan corak curah hujan dalam daerah pengaliran itu. Cara ini juga telah pernah dicoba diterapkan pada anak-anak sungai utama dalam daerah pengaliran yang lebih besar dari 20.000 km².

7.3.1 Rumus empiris

Jika tidak terdapat data hidrologi yang cukup, maka perkiraan debit banjir dihitung dengan rumus-rumus empiris yang telah banyak dikemukakan. Hampir semua rumus jenis ini adalah jenis yang menyatakan korelasi dengan satu atau dua variabel yang sangat berhubungan dengan debit banjir. Karakteristik yang tidak diketahui dari debit banjir yang diperkirakan dengan rumus jenis ini ialah frekwensi rata-rata. Mengingat ada kira-kira 15 sampai 20 variabel yang mempengaruhi debit banjir pada suatu frekwensi tertentu, maka perkiraan debit banjir yang hanya mengkorelasikannya dengan satu atau dua variabel sudah tentu tidak mungkin diperoleh hasil yang dipercaya. Tetapi rumus-rumus ini dapat memberikan harga perkiraan yang kasar secara cepat.

Tabel 7-1 memperlihatkan rumus-rumus utama yang dipergunakan di beberapa negara. Dalam penggunaan rumus-rumus ini, maka pertama-tama harus diperiksa cara penurunannya dan harus mengetahui kondisi penggunaan beserta data dasarnya.

Tabel 7-1 Rumus-rumus untuk menghitung debit banjir.

No.	Pembuat rumus	Rumus	Catatan	Nama Negara	Satuan
1		$Q = (10 - 70)A^{0,5}$	Curah hujan sedang, $A = 3.000 - 160.000 \text{ km}^2$.	France	<i>M</i>
2		$Q_a = 150A^{0,5}$	Hujan lebat, $A = 400 - 3.000 \text{ km}^2$.	France	<i>M</i>
3		$Q_a = 24,12A^{0,516}$	$A = 15 - 200.000 \text{ km}^2$.	Germany	<i>M</i>
4	Whistler	$Q_m = \{1,538/(A + 259) + 0,054\}A$	$A = 1.000 - 12.000 \text{ km}^2$.	Italy	<i>M</i>
5	Pagliaro	$Q_m = 2.900h/(A + 90)$	A kurang dari 1.000 km ² .	Italy	<i>M</i>
6		$Q_m = 20.000A^{0,5}$		New Zealand	<i>E</i>
7	Inglis	$Q = 7.000A/\sqrt{A + 4}$	Untuk daerah pengaliran dengan bentuk kipas.	India	<i>E</i>
8	Ryues	$Q = 675A^{0,67}$		India	<i>E</i>
9	Ryues	$Q_a = 560A^{0,67}$		India	<i>E</i>
10	Bransby Williams	$Q = 4.600A^{0,52}$	A lebih dari 10 mile ² .	Britain	<i>E</i>
11	U.S. Geological Survey	$Q = 1.400A^{0,476}$	$A = 1.000 - 24.000 \text{ mile}^2$.	U.S.A.	<i>E</i>
12	Myer	$Q = 10.000A^{0,5}$		U.S.A.	<i>E</i>
13	Baird & McIlwraith	$Q_m = 131.000A/(107 + A)^{0,78}$	Debit banjir maksimum di seluruh dunia.	Australia	<i>E</i>
14	Baird & McIlwraith	$Q_m = 222.000A/(185 + A)^{0,5}$		Australia	<i>E</i>
15	Fanning	$Q = 200A^{5/6}$		U.S.A.	<i>E</i>

Q & Q_m : Debit banjir maksimum Q_a : Debit banjir rata-rata (tahunan) A : Daerah aliran.
M: Sistem metrik ($Q = \text{m}^3/\text{det}$, $A = \text{km}^2$) *E*: Sistem foot-pound (Q adalah ft^3/det , A adalah mile^2)

Demikian pula keadaan daerah pengaliran itu harus diselidiki dengan seksama. Juga adalah sangat penting untuk mengetahui pembatasan-pembatasan yang dikemukakan oleh pencipta rumus itu. Penggunaan rumus itu harus dilakukan dalam pembatasan-pembatasan yang ditentukan itu. Kesalahan debit banjir yang diperoleh biasanya berkisar antara 20% sampai 30%, dan dalam keadaan ekstrim dapat mencapai beberapa ratus persen.

Bentuk rumus-rumus ini ditentukan oleh angka-angka karakteristik curah hujan, daerah aliran dan oleh tetapan-tetapan yang diperkirakan cocok untuk daerah pengaliran itu. Rumus-rumus debit banjir itu mempunyai bentuk sebagai berikut:

$$\text{atau} \quad \left. \begin{array}{l} Q = KA^n \\ Q = \frac{a}{b + A^n} + c \end{array} \right\} \dots\dots\dots (7.1)$$

di mana:

Q : debit banjir maksimum.

K : koefisien mengenai karakteristik curah hujan dan daerah aliran.

n : tetapan yang kurang dari 1.

a, b, c : tetapan-tetapan.

Sebagian rumus-rumus dalam Tabel 7-1 telah disusun berdasarkan data-data banjir yang lalu. Faktor daerah aliran adalah faktor yang paling penting yang mempengaruhi debit banjir. Faktor daerah pengaliran ini dapat dengan mudah diperkirakan. Jadi rumus-rumus debit banjir itu mempunyai bentuk yang langsung berhubungan dengan daerah pengaliran. Tetapi mengingat interval variasi koefisien-koefisien dan eksponen-eksponen dalam rumus itu sangat besar, maka adalah sangat sulit untuk memperoleh hasil yang memuaskan.

7.3.2 Rumus rasionil

Rumus ini adalah rumus yang tertua dan yang terkenal di antara rumus-rumus empiris. Rumus ini banyak digunakan untuk sungai-sungai biasa dengan daerah pengaliran yang luas, dan juga untuk perencanaan drainasi daerah pengaliran yang relatif sempit. Bentuk umum rumus rasionil ini adalah sebagai berikut:

$$Q = \frac{1}{3,6} f \cdot r \cdot A = 0,277 f r A \dots\dots\dots (7.2)$$

Q : debit banjir maksimum (m^3/detik)

f : koefisien pengaliran/limpasan.

r : intensitas curah hujan rata-rata selama waktu tiba dari banjir (mm/jam).

A : daerah pengaliran (km^2).

Arti rumus ini dapat segera diketahui yakni, jika terjadi curah hujan selama 1 jam dengan intensitas 1 mm/jam dalam daerah seluas 1 km^2 , maka debit banjir adalah sebesar 0,2778 m^3/detik dan melimpas merata selama 1 jam. Jadi rumus ini tidak dikelompokkan dalam kategori yang sama dengan rumus-rumus empiris tersebut di atas, karena proses penyusunannya yang sangat berbeda.

(1) Koefisien pengaliran/Koefisien limpasan

Koefisien pengaliran ini mempunyai 2 buah definisi.

$$f_1 = \frac{(\text{Besarnya puncak limpasan})}{(\text{Intensitas curah hujan rata-rata selama waktu tiba dari banjir}) \times (\text{Daerah pengaliran})} \dots\dots\dots (7.3)$$

$$f_2 = \frac{(\text{Jumlah limpasan})}{(\text{Jumlah curah hujan})} \dots\dots\dots (7.4)$$

Rumus (7.3) disebut koefisien pengaliran puncak untuk membedakannya dari rumus (7.4). Bagi sungai-sungai biasa, digunakan rumus (7.4). Tabel 7-2 dari Dr. Mononobe, mencantumkan koefisien pengaliran sungai-sungai di Jepang. Harga f berbeda-beda yang disebabkan oleh topografi daerah pengaliran, perbedaan penggunaan tanah dan lain-lain. Jika pembangunan dikemudian hari di daerah pengaliran itu harus turut dipertimbangkan, maka pada perhitungan banjir lebih baik digunakan koefisien yang lebih besar dari 0,70 dan koefisien yang kurang dari 0,50 harus ditiadakan.

**Tabel 7-2 Tabel koefisien limpasan (oleh Dr. Mononobe)
(koefisien pengaliran).**

Kondisi daerah pengaliran dan sungai	Harga dari f
Daerah pegunungan yang curam	0,75—0,90
Daerah pegunungan tersier	0,70—0,80
Tanah bergelombang dan hutan	0,50—0,75
Tanah dataran yang ditanami	0,45—0,60
Persawahan yang diairi	0,70—0,80
Sungai di daerah pegunungan	0,75—0,85
Sungai kecil di dataran	0,45—0,75
Sungai besar yang lebih dari setengah daerah pengalirannya terdiri dari dataran.	0,50—0,75

Koefisien pengaliran dalam Tabel 7-2 telah didasarkan pada pertimbangan bahwa koefisien itu terutama tergantung dari faktor-faktor fisik. Dr. Kawakami menyusun sebuah rumus yang mengemukakan bahwa untuk sungai tertentu, koefisien itu tidak tetap, tetapi berbeda-beda yang tergantung dari curah hujan.

$$f = 1 - \frac{R'}{R_t} = 1 - f' \dots\dots\dots (7.5)$$

f : koefisien pengaliran.

f' : laju kehilangan = γ/R_t^s

R_t : jumlah curah hujan (mm)

R' : kehilangan curah hujan (mm).

γ, s : tetapan.

$$f = 1 - f = 1 - \frac{\gamma}{R_t^s} \dots\dots\dots (7.6)$$

Tabel 7-3 dan Gbr. 7-5 memperlihatkan rumus-rumus koefisien pengaliran rata-rata di Jepang yang diperoleh dengan analisa data yang diukur.

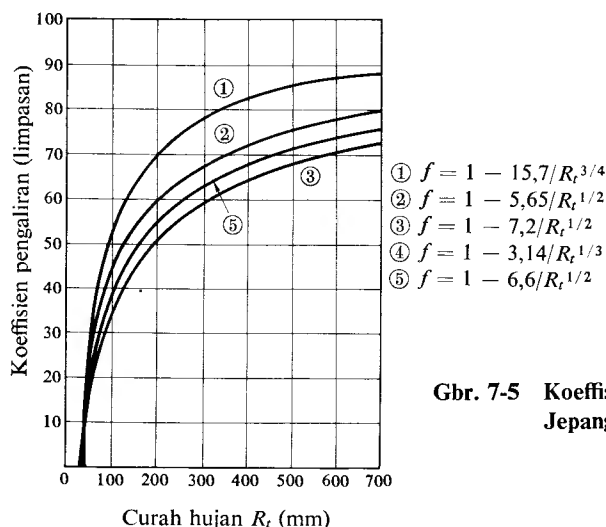
(2) Intensitas curah hujan

Dalam rumus (7.2), r adalah intensitas curah hujan rata-rata selama waktu tiba dari banjir (t). Di Jepang, rumus-rumus perkiraan intensitas curah hujan untuk lama curah hujan sembarangan yang dihitung dari curah hujan harian adalah sebagai berikut.

$$r_t = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t} \right)^{2/3} \dots\dots\dots (7.7)$$

Tabel 7-3 Rumus-rumus koefisien limpasan (koefisien pengaliran) rata-rata dalam sungai-sungai di Jepang.

No.	Daerah	Kondisi sungai	Curah hujan	Rumus koefisien pengaliran rata-rata.
①	Bagian hulu	Sungai biasa Sungai di zone lava	$R_t > 200$ mm $R_t < 200$ mm	$f = 1 - 15,7/R_t^{3/4}$
②	Bagian tengah			$f = 1 - 5,65/R_t^{1/2}$
③	Bagian tengah			$f = 1 - 7,2/R_t^{1/2}$
④	Bagian tengah			$f = 1 - 3,14/R_t^{1/3}$
⑤	Bagian hilir			$f = 1 - 6,6/R_t^{1/2}$



Gbr. 7-5 Koefisien pengaliran rata-rata di sungai di Jepang.

$$r_t = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{34,7}{t^{1,35} + 1,5} \right) \dots\dots\dots (7.8)$$

$$r_t = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{30}{t + 6} \right) \dots\dots\dots (7.9)$$

di mana

r_t : intensitas curah hujan rata-rata selama t jam.

t : lama curah hujan atau waktu tiba dari banjir (jam)

R_{24} : curah hujan harian, yakni curah hujan 24 jam (mm).

Umpamanya dalam rumus-rumus tersebut di atas suku pertama bagian kanannya r_0 dan suku kedua C , maka rumus-rumus itu akan berbentuk,

$$r_t = r_0 \cdot C \dots\dots\dots (7.10)$$

Jadi ketiga rumus ini dapat dinyatakan dengan r_0 dikali dengan koefisien intensitas C . Jika r_0 dalam rumus (7.10) adalah curah hujan harian (intensitas curah hujan dalam 24 jam), maka rumus intensitas untuk curah hujan harian adalah sebagai berikut;

$$I_N^{24} = R_N^{24} \cdot \beta_N \dots\dots\dots (7.11)$$

I_N^{24} : intensitas curah hujan untuk curah hujan harian (mm/24 jam)

R_N^{24} : curah hujan 24 jam (mm/24 jam)

β_N : Koefisien karakteristik gradien kurva intensitas curah hujan.

notasi N : kemungkinan N tahun.

Jika rumus (7.11) disamakan dengan bentuk yang dikemukakan Talbot dalam rumus (7.9), maka I_N^{24} akan menjadi;

$$I_N^{24} = R_N^{24} \left(\frac{a'}{t+b} \right) \dots\dots\dots (7.12)$$

Bentuk ini adalah sama dengan bentuk rumus kurva intensitas curah hujan untuk curah hujan jangka waktu yang singkat. Jadi kurva intensitas curah hujan 24 jam itu akan dapat diketahui setelah koefisien-koefisien a' dan b diketahui.

$$\left. \begin{aligned} a' &= b + 24, & \beta_N' &= \frac{I_N'}{I_N^{24}} \\ b &= \frac{24 - \beta_N' \cdot t}{\beta_N' - 1}, & \beta_N &= \frac{a'}{t - b} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7.13)$$

R_N' : curah hujan t jam (mm)

R_N^{24} : curah hujan 24 jam, $I_N^{24} = R_N^{24}$ (mm)

I_N' : intensitas curah hujan t jam,

$$I_N' = R_N' \left(\frac{24}{t} \right)$$

β_N' : koefisien karakteristik = perbandingan intensitas curah hujan dengan kemungkinan N tahun (I_N'), terhadap intensitas curah hujan 24 jam dengan kemungkinan N tahun (I_N^{24}).

Waktu t adalah waktu sembarang. Umpamanya diambil curah hujan 1 jam, jadi $t = 1$.

$$I_N' = R_N' \left(\frac{24}{1} \right) = R_N' \cdot 24$$

Jadi, intensitas curah hujan yang mungkin untuk curah hujan harian dapat dihitung dengan hanya menggunakan curah hujan 1 jam dan curah hujan 24 jam yakni data curah hujan yang biasanya dapat diperoleh dengan mudah.

Semua harga-harga dari koefisien-koefisien yang diperlihatkan dalam rumus-rumus (7.7) sampai (7.9) adalah harga rata-rata pada beberapa daerah di Jepang. Jadi jika rumus-rumus ini hendak digunakan di daerah-daerah yang lain, maka sebelumnya harus diperiksa apakah rumus-rumus ini cocok dengan karakteristik curah hujan di daerah itu atau tidak. Jika terdapat data curah hujan harian dan curah hujan perjam di daerah itu, maka intensitas curah hujan yang mungkin untuk curah hujan harian dapat dihitung menurut cara karakteristik koefisien yang tersebut di atas sesuai dengan perhitungan contoh sebagai berikut.

Tabel 7-4 memperlihatkan perhitungan kemungkinan untuk curah hujan harian maksimum tahunan dan curah hujan perjam berdasarkan data curah hujan selama 43 tahun dari kota M. Kolom 1 dan 2 memperlihatkan curah hujan harian maksimum dan curah hujan perjam dengan kemungkinan N tahun yang diperoleh dengan perhitungan kemungkinan. Kolom 4 memperlihatkan intensitas curah hujan t jam I_N' . Mengingat $t = 1$ jam, maka perhitungan dapat dilakukan seperti berikut.

$$I_N' = R_N' \left(\frac{24}{t} \right) = R_N' \cdot 24$$

Kolom 5 adalah perhitungan β_N' .

$$\beta_N' = \frac{I_N'}{I_N^{24}}, \quad I_N^{24} = R_N^{24}$$

$$\beta_N' = \frac{I_N'}{R_N^{24}}$$

Tabel 7-4 Tabel perhitungan kemungkinan curah hujan maksimum harian dan per jam dalam setahun.

(Dari statistik hidrologi terpakai).

①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨
Frekwensi ulang. N (tahun)	Maksimum curah hujan harian R_N^{24} (mm)	Maksimum curah hujan per-jam R_N' (mm)	$I_N' = R_N' \cdot 24$	$\beta_N' = \frac{I_N'}{R_N^{24}}$	$b = \frac{24 - \beta_N' \cdot 1}{\beta_N' - 1}$	$a' = \frac{a'}{b + 24}$	$\beta_N = \frac{a'}{t + b}$	$I_N = \frac{6.661}{R_N^{24} \cdot \beta_N}$
5	243,1	63,0	1.512,0	6,2	3,4	27,4	$\frac{27,4}{t + 3,4}$	$\frac{6.661}{t + 2,4}$
10	302,2	74,4	1.785,6	5,9	3,7	27,7	$\frac{27,7}{t + 3,7}$	$\frac{8.371}{t + 3,7}$
20	365,4	85,7	2.056,8	5,6	4,0	28,0	$\frac{28,0}{t + 4,0}$	$\frac{10.231}{t + 4,0}$
30	404,7	92,4	2.217,6	5,5	4,1	28,1	$\frac{28,1}{t + 4,1}$	$\frac{11.372}{t + 4,1}$
50	456,6	100,9	2.421,6	5,3	4,3	28,3	$\frac{28,3}{t + 4,3}$	$\frac{12.922}{t + 4,3}$
75	500,1	107,8	2.587,2	5,2	4,5	28,5	$\frac{28,5}{t + 4,5}$	$\frac{14.253}{t + 4,5}$
100	532,4	112,8	2.707,2	5,1	4,6	28,6	$\frac{28,6}{t + 4,6}$	$\frac{15.227}{t + 4,6}$

Kolom 6 sampai kolom 8 adalah perhitungan tetapan-tetapan a' dan b , koefisien karakteristik β_N dengan menggunakan rumus (7.13). Kolom 9 adalah rumus intensitas curah hujan yang mungkin dengan kemungkinan N tahun curah hujan harian.

(3) Waktu tiba dari banjir

Waktu tiba dari banjir merupakan juga elemen yang penting dalam penentuan debit banjir. Terutama dalam penggunaan rumus rasional, perhitungan debit banjir itu dilakukan berdasarkan intensitas curah hujan rata-rata selama waktu tiba banjir yakni dengan asumsi bahwa debit maksimum itu terjadi bilamana curah hujan pada titik terjauh dari daerah pengaliran telah tiba dan mengkonsentrasi pada titik yang ditinjau. Jadi perkiraan waktu tiba dari banjir mempunyai pengaruh yang besar pada perkiraan debit banjir. Perkiraan waktu tiba dari banjir biasanya dapat digunakan kedua rumus seperti berikut ini;

(a) Rumus yang digunakan di distrik Bayern di Jerman:

$$\left. \begin{aligned} t &= L/W \\ W_1 &= 72(H/L)^{0.6} \text{ km/jam} \\ W_2 &= 20(h/l)^{0.6} \text{ m/detik} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7.14)$$

t : waktu tiba dari banjir (jam)

W : kecepatan tiba dari banjir (km/jam, m/detik).

L, l : panjang sungai, yakni panjang horizontal dari titik teratas di mana lembah sungai terbentuk sampai ke titik tempat perkiraan waktu tiba dari banjir itu (km, m).

H, h : Selisih elevasi titik-titik tersebut di atas.

- (b) *Rumus Kraven*: Dr. Kraven memperlihatkan dalam Tabel 7-5 harga W dalam rumus (7.14) yang sesuai dengan H/L . Jadi perhitungan waktu tiba banjir dengan cara ini memerlukan pengukuran jarak horizontal L sepanjang sungai pada peta topografi dan tinggi terjunan H yang didapat dengan menggunakan garis-garis kontur. Penentuan L dan H , memerlukan penentuan titik teratas di mana lembah sungai itu mulai terbentuk, bukan batas daerah pengaliran. Jika terdapat titik perubahan tiba-tiba dari gradien sungai, maka daerah pengaliran itu harus dibagi dalam bagian atas dan bagian bawah. Perhitungan waktu tiba banjir harus diadakan secara terpisah dan kemudian dijumlahkan. Seperti telah diterangkan di atas, waktu tiba dari banjir diperoleh dari gradien memanjang sungai.

Akan tetapi, sebenarnya waktu tiba itu berubah-ubah, tergantung dari besarnya banjir. Jadi jika mungkin, maka adalah lebih baik perhitungan waktu tiba itu ditetapkan juga dengan pengukuran sebenarnya. Jika waktu tiba dari banjir itu kurang dari 1 jam, maka biasanya curah hujan 1 jam yang diambil sebagai dasar dari perhitungan dan waktu tiba itu dianggap 1 jam.

Tabel 7-5 Kecepatan tiba dari Kraven.

Gradien H/L	Lebih dari 1/100	1/100— 1/200	Lebih dari 1/200
Kecepatan tiba (m/s)	3,5	3,0	2,1

7.3.3 Cara statistik dan cara kemungkinan

- (1) Perhitungan frekwensi banjir dengan cara kemungkinan

Sebelum analisa limpasan dengan cara hidrograf satuan dikembangkan, penelitian banjir telah dilakukan dengan cara statistik dan cara kemungkinan yang banyak digunakan orang. Jika terdapat cukup banyak data dan jika tidak terdapat variasi yang besar dari kondisi aliran sungai sebelum dan sesudah periode pengamatannya, maka perhitungan dengan cara kemungkinan dari debit banjir maksimum yang diperkirakan terjadi dengan frekwensi yang tetap adalah cukup baik.

Cara perkiraan debit banjir maksimum dan frekwensinya diklasifikasi dalam;

- ① Perkiraan dengan kurva kondisi aliran
- ② Perkiraan dengan kurva kemungkinan

Berikut ini akan diterangkan 2 buah contoh sederhana, meskipun ada banyak cara perhitungan frekwensi banjir yang menggunakan kurva kondisi aliran dan kurva kemungkinan.

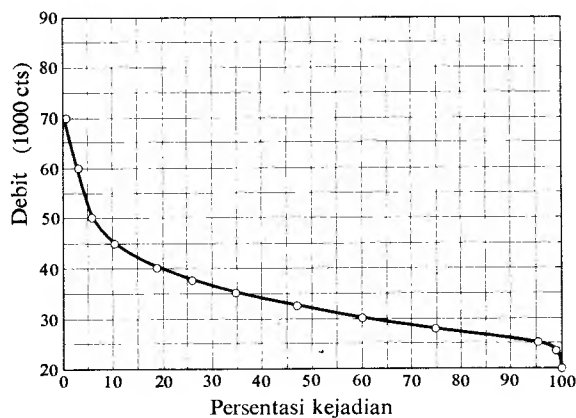
Tabel 7-6 memperlihatkan banyaknya kejadian dan frekwensi relatif akumulatif dari debit banjir maksimum 24 jam pada sebuah sungai selama 54 tahun.

Tabel 7-6: kolom 1 menunjukkan besarnya debit banjir, kolom 2 menunjukkan banyaknya kejadian debit banjir maksimum 24 jam itu selama 54 tahun, dan kolom 3 menunjukkan akumulasi banyaknya kejadian pada kolom 2, yakni banyaknya kejadian debit banjir yang lebih besar dari harga bawah interval pada kolom 1. Kolom 4 menunjukkan frekwensi relatif akumulatif dari kolom 3. Gbr. 7-6 memperlihatkan hubungan antara persentasi pada kolom 4 dengan harga bawah interval pada kolom 1.

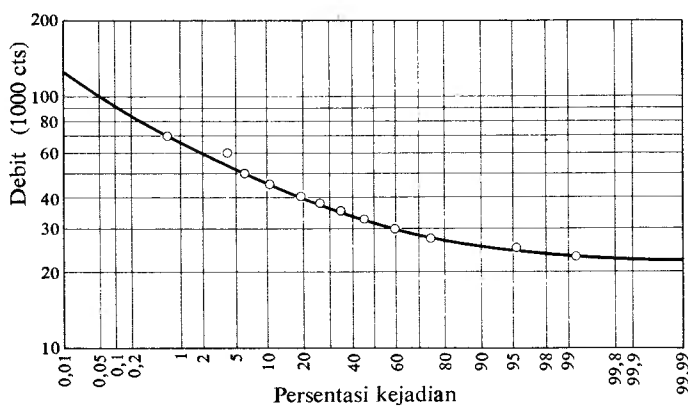
Jika persentasi itu kecil maka pembacaan debit yang tepat yang sesuai dengan persentasi itu adalah sulit. Jika data itu digambarkan pada kertas logaritmis yang menjadi seperti kurva kemungkinan pada Gbr. 7-7, maka kurva itu dapat diperpanjang

Tabel 7-6 Banyaknya kejadian setiap derajat dan frekwensi relatif akumulatif debit banjir maksimum 24 jam.

①	②	③	④	⑤
Puncak-banjir.	Banyaknya-kejadian	Banyaknya kejadian-akumulatif.	Persentasi-dari banyaknya kejadian akumulatif. (%)	Catatan
1.000 cts				
20,9—22,9	1	153	100,0	Arti cts=ft ³ /det
23,0—24,9	6	152	99,3	
25,0—27,4	31	146	95,4	
27,5—29,9	23	115	75,1	
30,0—32,4	20	92	60,1	
32,5—34,9	19	72	47,0	
35,0—37,4	13	53	34,6	
37,5—39,9	11	40	26,1	
40,0—44,9	13	29	19,0	
45,0—49,9	7	16	10,5	
50,0—59,9	3	9	5,9	
60,0—69,9	5	6	3,5	
70,0—88,2	1	1	0,65	
Jumlah	153			



Gbr. 7-6 Gambar frekwensi banjir berdasarkan kurva kondisi aliran (Contoh).



Gbr. 7-7 Gambar frekwensi banjir berdasarkan kurva kemungkinan (Contoh).

sampai ke bagian persentasi yang kecil sehingga pembacaan menjadi sangat mudah.

Ahli-ahli yang menyarankan cara kemungkinan untuk mempelajari banjir mengemukakan, bahwa jika hanya kurva kemungkinan itu yang ada, maka debit banjir yang terjadi sekali dalam 1.000 tahun masih juga dapat diperoleh (ditentukan). Umpamanya dalam Gambar 7-7 terlihat bahwa selama periode pengamatan 54 tahun, telah terjadi 153 kali banjir atau rata-rata 2,83 kali dalam setahun. Jadi dalam 1.000 tahun akan terjadi banjir sebanyak 2.830 kali. Debit banjir maksimum yang diharapkan dapat terjadi dalam periode ini adalah debit yang sesuai dengan persentasi kejadiannya, yakni $(100/2.830)\%$ atau 0,035 %. Menurut Gambar 7-7, debit banjir yang sesuai dengan persentasi ini adalah 107.000 cts.

(2) Batas penggunaan cara kemungkinan

Dalam (1) diterangkan, debit banjir maksimum yang diharapkan terjadi sekali dalam 1.000 tahun telah diperkirakan berdasarkan data pengamatan selama 54 tahun. Akan tetapi dalam penggunaan cara ini maka adalah sangat penting untuk mengetahui besarnya kesalahan yang mungkin (*probable error*) yang termasuk dalam hasil yang didapat dan berapa banyak contoh/kumpulan bebas (*independent samples*) yang diperlukan untuk penterapan cara kemungkinan tanpa ada kesalahan.

Perhitungan harga sesuatu variabel yang terjadi dalam suatu kemungkinan tertentu, akan lebih tepat jika menggunakan contoh-contoh yang lebih banyak. Umpamanya jika hanya terdapat data selama 10 tahun yang dapat digunakan dalam perhitungan debit banjir maksimum yang diharapkan terjadi sekali setiap 10 tahun, maka kesalahan yang termasuk dalam hasil perhitungan adalah besar karena hanya terdapat satu contoh bebas. Di lain pihak jika perhitungan yang sama itu dilakukan dengan menggunakan 100 tahun data, maka mengingat banjir yang terjadi sekali setiap 10 tahun telah termasuk dalam ke sepuluh contoh itu, kesalahan yang mungkin akan menjadi sangat kecil karena telah menggunakan contoh yang lebih sebagai dasar penilaian. Sebaliknya jika hanya terdapat 50 tahun data yang dapat digunakan untuk menghitung debit banjir maksimum yang diharapkan terjadi sekali setiap 100 tahun, maka kesalahan yang mungkin itu akan sangat besar yang dapat mencapai beberapa ratus persen karena contoh lengkap yang diperlukan tidak terpenuhi. Seperti telah dikemukakan di atas, makin banyak contoh yang ada, makin tinggi ketelitian kemungkinan itu. Akan tetapi menurut perkiraan, untuk menghitung debit banjir yang diharapkan dari sebuah sungai, diperlukan paling sedikit 10 contoh bebas (*independent samples*).

Berdasarkan hal ini, maka untuk menghitung debit banjir yang terjadi sekali setahun, sekali dalam 3 tahun atau 5 tahun diterapkan cara statistik atau cara kemungkinan, dengan menggunakan data selama 50 tahun. Jadi perluasan perhitungan seperti perhitungan debit banjir yang terjadi sekali setiap 1.000 tahun dengan menggunakan data 50 tahun dan seterusnya adalah salah karena harus dipahami bahwa dapat terjadi kesalahan yang ekstrim.

7.3.4 Hidrograf satuan dan grafik distribusi

Dalam tahun 1932, Dr. L. K. Sherman menyarankan cara hidrograf satuan yakni sebuah cara untuk memperoleh hidrograf limpasan permukaan dari curah hujan lebih. Cara hidrograf satuan ini beserta cara grafik distribusi yang dikemukakan oleh Dr. M. M. Bernard adalah cara yang sangat berguna dan terbaik untuk perhitungan debit banjir.

Dasar cara-cara ini adalah sebagai berikut; Hidrograf satuan adalah hidrograf limpasan permukaan yang diakibatkan oleh curah hujan jangka waktu yang relatif singkat dengan intensitas tinggi yang disebut hujan satuan. Hujan satuan adalah curah hujan yang lamanya sedemikian sehingga lama limpasan permukaan tidak menjadi

pendek, meskipun curah hujan itu menjadi pendek. Jadi hujan satuan yang dipilih adalah yang lamanya sama atau lebih pendek dari perioda naik hidrograf (waktu dari titik permulaan limpasan permukaan sampai puncaknya). Perioda limpasan dari hujan satuan semuanya adalah kira-kira sama dan tidak ada sangkutannya dengan intensitas curah hujan.

Grafik distribusi adalah gambar yang absisnya menunjukkan perubahan waktu seperti pada hidrograf satuan dan ordinatnya menunjukkan persentasi debit rata-rata dalam satuan waktu berturutan sembarang terhadap debit total. Di samping persentasi tersebut di atas, maka pada ordinat dicantumkan juga satuan limpasan permukaan per km^2 yang dinyatakan dengan m^3/detik .

Konsep yang paling penting dalam teori hidrograf satuan ialah bahwa hujan satuan yang berbeda-beda besarnya itu akan menghasilkan grafik distribusi yang hampir sama. Jadi jika grafik distribusi dari suatu daerah aliran telah didapat, maka hidrograf dari debit sungai yang disebabkan oleh suatu curah hujan yang lain akan dapat diperoleh dengan menyusun grafik-grafik distribusi dari setiap hujan satuan.

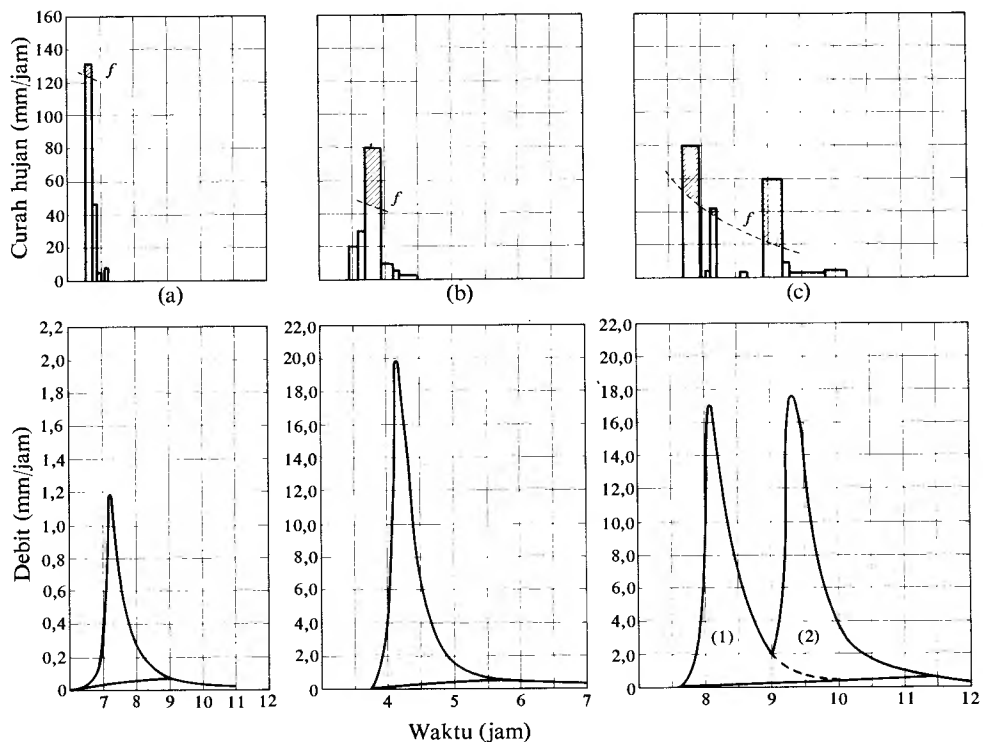
(1) Pembuatan hidrograf satuan dalam daerah pengaliran yang kecil

(a) *Prosedur pembuatan hidrograf satuan:* Untuk contoh cara pembuatan hidrograf satuan, diambil daerah-daerah pengaliran antara $0,01 \text{ km}^2$ sampai 25 km^2 . Data yang digunakan telah diambil dari buku "Hydrology" karangan Dr. C. O. Wisler dan Dr. R. E. Brater yang telah dikonversi ke sistem metris.

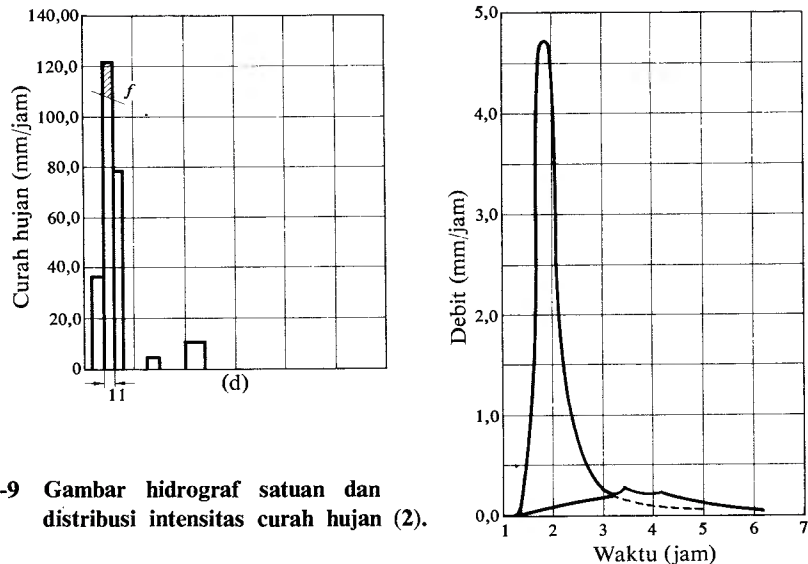
[Prosedur 1]

Buatkan hidrograf dari semua data permukaan air dalam daerah pengaliran.

Gbr. 7-8 dan 7-9 memperlihatkan hidrograf satuan dan grafik distribusi



Gbr. 7-8 Gambar hidrograf satuan dan distribusi intensitas curah hujan (1).



Gbr. 7-9 Gambar hidrograf satuan dan distribusi intensitas curah hujan (2).

intensitas curah hujannya dalam daerah pengaliran seluas 30,96 ha. Jika dalam pembuatan hidrograf satuan terdapat 2 kurva yang berimpitan seperti yang diperlihatkan pada Gambar (c), maka bagian menurun dari hidrograf satuan pertama harus dipisahkan dari kurva yang berikut yakni dengan mengasumsi bahwa bagian dari kurva pertama ini adalah sama dengan bagian dari kurva yang berikut.

[Prosedur 2]

“Memperkirakan curah hujan rata-rata untuk setiap kenaikan permukaan air dan digambar pada kertas yang sama seperti pada pembuatan hidrograf satuan”.

[Prosedur 3]

“Limpasan permukaan dan aliran air tanah setiap hidrograf dipisahkan”. Garis pemisah dapat digambar sesuai dengan cara yang diterangkan dalam 7.2.4. Titik permulaan limpasan permukaan adalah titik kenaikan tiba-tiba dari hidrograf dan titik akhirnya dipilih titik perubahan tiba-tiba gradien dari bagian yang menurun.

[Prosedur 4]

“Sesudah aliran dasar dan limpasan permukaan dipisahkan (lihat prosedur 3), kurva limpasan permukaan itu dibagi dalam interval waktu yang cukup (biasanya sekurang-kurangnya 10 bagian). Kemudian ditentukan harga puncak dan harga rata-rata setiap interval, lalu dihitung persentasi harga-harga ini terhadap keseluruhannya”.

Tabel 7-7 memperlihatkan debit rata-rata (mm/jam) dan persentasinya, dengan membagi kurva limpasan permukaan pada Gambar 7-8 dan 7-9 dalam interval 10 menit. Persentasi koefisien limpasan pada setiap interval waktu dapat diperoleh dengan membagi debit rata-rata setiap interval dengan jumlah keseluruhan, kemudian hasilnya dikali 100. Kolom (3) dalam Tabel 7-7 menunjukkan harga-harga ini yang menjadi jarak vertikal grafik distribusi pada ordinat. Cara untuk menentukan ordinat grafik distribusi dengan besarnya limpasan permukaan per km^2/cm yang mempunyai satuan yang lain adalah sebagai berikut:

Tabel 7-7 Debit rata-rata dan persentase.

Curah hujan	(a)		(b)		(c-1)		(c-2)		(d)	
Interval 10 menit.	② Debit (mm/hr)	③ Grafik distribusi (%)	② Debit (mm/hr)	③ Grafik distribusi (%)	② Debit (mm/hr)	③ Grafik distribusi (%)	② Debit (mm/hr)	③ Grafik distribusi (%)	② Debit (mm/hr)	③ Grafik distribusi (%)
1	0,025	0,6	0,508	0,9	1,524	2,7	1,778	3,2	0,076	0,5
2	0,330	7,7	7,874	14,4	10,922 (17,018)	19,3 (30,0)	11,938 (16,510)	21,4 (29,5)	1,067	7,2
3	1,015 (1,143)	23,8 (26,8)	18,288 (19,558)	33,3 (35,6)	14,986	26,5	14,986	26,8	2,997 (4,724)	20,1 (31,8)
4	1,015	23,8	13,462	24,5	10,922	19,3	10,160	18,2	4,470	30,1
5	0,686	16,1	6,604	12,0	7,874	13,9	5,842	10,4	3,048	20,5
6	0,432	10,1	3,302	6,0	4,318	7,6	3,556	6,4	1,422	9,6
7	0,279	6,5	1,778	3,3	2,032	3,6	2,286	4,1	0,813	5,5
8	0,203	4,8	1,270	2,3	1,270	2,2	1,524	2,7	0,457	3,1
9	0,127	3,0	0,762	1,4	1,016	1,8	1,270	2,3	0,254	1,7
10	0,076	1,8	0,508	0,9	0,762	1,4	1,016	1,8	0,152	1,0
11	0,051	1,2	0,254	0,5	0,508	0,9	0,762	1,4	0,076	0,5
12	0,025	0,6	0,254	0,5	0,254	0,4	0,508	0,9	0,025	0,2
					0,254	0,4	0,254	0,4		
Σ	4,264	100,0	54,864	100,0	56,642	100,0	55,880	100,0	14,857	100,0

Angka dalam kurung adalah harga puncak.

Mula-mula debit rata-rata yang dinyatakan dengan mm/jam dirubah menjadi limpasan permukaan dalam satuan m³/detik dan kemudian dibagi oleh produk jumlah limpasan permukaan yang dinyatakan oleh dalam air rata-rata (cm) dan luas daerah pengaliran (km²). Untuk merubah debit rata-rata mm/jam ke satuan m³/detik, dapat digunakan rumus berikut.

(Besarnya limpasan permukaan rata-rata)(m³/detik) =

$$(\text{Debit rata-rata})(\text{mm/jam}) \times \frac{1}{1.000} \times \frac{1}{3.600} \times (\text{Daerah pengaliran})$$

(m²).....(7.15)

Tabel 7-8 memperlihatkan kedua jenis harga-harga jarak vertikal grafik distribusi yang diperoleh dari curah hujan (d) dalam Gambar 7-9.

[Prosedur 5]

“Hitung besarnya jumlah limpasan permukaan untuk perioda kenaikan permukaan air dengan menggunakan hasil yang diperoleh pada prosedur 4”. Angka-angka dalam kolom 3 pada Tabel 7-8 adalah dengan satuan m³/detik yakni angka-angka dalam kolom 2 pada Tabel 7-7(d) yang dirubah dengan rumus (7.15) Jumlah limpasan permukaan yang dinyatakan dengan dalamnya air rata-rata, dihitung dengan menggunakan Tabel ini:

(Jumlah limpasan permukaan) cm =

$$\frac{(\text{Besarnya limpasan permukaan})}{(\text{Daerah pengaliran})} =$$

$$\frac{1,278 \times 10 \times 60}{30,96 \times 10.000} \times 100 = 0,248 \text{ cm.}$$

Tabel 7-8 Harga-harga jarak vertikal dari grafik distribusi.

①	②	③	④	⑤
Interval 10 menit	Debit (menit)	Besarnya limpasan permukaan- rata-rata (m ³ /det)	Grafik distribusi (%)	Besarnya limpasan per-grafik distribusi dari (km ² . cm.)
1	0,076	0,007	0,5	0,09
2	1,067	0,092	7,2	1,20
3	2,997	0,258	20,1	3,36
	(4,724)	(0,406)	(31,8)	(5,29)
4	4,470	0,384	30,1	5,00
5	3,048	0,262	20,5	3,41
6	1,422	0,122	9,6	1,59
7	0,813	0,070	5,5	0,91
8	0,457	0,039	3,1	0,51
9	0,254	0,022	1,7	0,29
10	0,152	0,013	1,0	0,17
11	0,076	0,007	0,5	0,09
12	0,025	0,002	0,2	0,03
Σ	14,857	1,278	100,0	

Angka dalam kurung menunjukkan harga puncak.

Jadi harga jarak vertikal yang lain yang dicari dalam prosedur 4 (angka-angka dalam kolom 5 pada Tabel 7-8) adalah harga-harga dalam kolom 3 (m³/detik) dibagi produk besarnya limpasan permukaan (0,248 cm) dengan daerah aliran (30,96 × 0,01 km²).

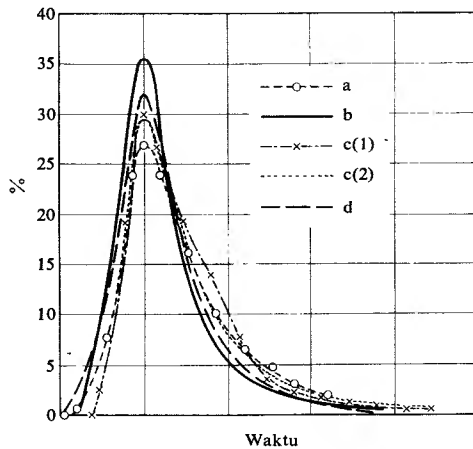
[Prosedur 6]

“Hitung kapasitas infiltrasi rata-rata f_a untuk perioda kenaikan permukaan air, dengan asumsi bahwa curah hujan lebih adalah sama dengan besarnya limpasan permukaan.”

Dari hasil perhitungan terdahulu didapat harga jumlah besarnya limpasan permukaan yang diakibatkan oleh curah hujan dalam Gambar 7-9(d) yakni 2,48 mm. Kurva kapasitas infiltrasi harus ditentukan sedemikian sehingga luas bagian yang diarsir dari grafik intensitas curah hujan menjadi 2,48 mm. Cara penentuan f_a telah dijelaskan dalam Bab 5. Curah hujan sebesar 121,5 mm/jam yang terjadi selama 11 menit dari pukul 13.24 sampai pukul 13.35 diperkirakan menjadi curah hujan lebih. Dari grafik intensitas curah hujan dalam Gambar 7-9 dapat dilihat, bahwa berdasarkan curah hujan selama waktu itu yakni $121,5 \times 11/60 = 22,3$ mm, kapasitas infiltrasi rata-rata adalah

$$f_a = (22,3 - 2,48) \times \frac{60}{11} = 108,1 \text{ mm/jam.}$$

- (b) *Pemeriksaan variasi grafik distribusi*: Untuk memperkirakan debit-debit daerah pengaliran yang bersangkutan atau daerah pengaliran lain yang mempunyai karakteristik yang sama dengan daerah tersebut di atas, maka sebelum cara ini digunakan dengan yakin, terlebih dahulu lebih baik diadakan pemeriksaan mengenai ketelitiannya. Susunlah bersama-sama berbagai grafik distribusi yang didapat. Gbr. 7-10 memperlihatkan 5 grafik distribusi yang diperoleh. Tabel 7-9 membandingkan karakteristik ke lima grafik distribusi ini. Dalam garis terakhir terdapat perbandingan harga maksimum yakni indeks untuk



Gbr. 7-10 Gambar perbandingan dari variasi grafik distribusi.

Tabel 7-9 Tabel perbandingan dari karakteristik debit grafik distribusi.

①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩
Hujan	Curah hujan (mm)	Besar lim- pasan permu- kaan. (mm)	Besar limpasan permukaan maksimum (mm/jam)	Harga maksimum dari grafik distribusi (%)	Debit maksimum per satuan daerah (m ³ /det)	Perio- da ke- naikan (min)	Kapasitas infiltrasi rata-rata (mm/jam)	Koefisien limpasan permukaan (%)	Deviasi dari harga puncak rata-rata. (%)
a	30,2	0,7	1,143	26,8	4,5	29	127,2	2,3	-12,1
b	28,8	9,1	19,558	35,6	6,0	24	43,2	31,6	17,2
c-1	29,7	9,4	17,018	30,0	5,0	19	45,7	31,6	-2,3
c-2	20,7	9,3	16,510	29,5	4,9	18	23,2	44,9	-4,3
d	50,3	2,5	4,724	31,8	5,2	30	108,0	5,0	1,6
Perbandingan dari maksimum terhadap minimum.	2,4	13,4	17,1	1,3	1,3	1,7	5,5	9,0	

⑥ Menunjukkan besarnya limpasan permukaan maksimum per-satuan daerah dan satuan dalamnya curah hujan (km². cm.).

mengetahui kondisi yang berubah-ubah.

Menurut Tabel 7-9 persentasi 1,30 pada puncak dan 1,70 pada perioda kenaikan adalah decil dalam interval perubahan. Di lain pihak, harga maksimum besarnya jumlah limpasan permukaan (dalam kolom 3) sebesar 13,4 dan harga maksimum besarnya limpasan permukaan (dalam kolom 4) sebesar 17,1 adalah agak besar dalam interval perubahan. Kolom 10 memperlihatkan deviasi dari harga rata-rata 5,12 m³/detik dalam kelompok debit-debit puncak (m³/detik) per satuan luas dan dalamnya (km². cm) yang diperoleh dalam kolom ke 6.

Menurut tabel ini, tidak ada contoh yang deviasinya dari harga rata-rata lebih dari 20%. Interval perubahan sedemikian biasanya terlihat pada sungai-

sungai, jadi cara ini cukup baik digunakan. Untuk meniadakan seberapa mungkin pengaruh variasi dalam perkiraan debit banjir maksimum, dapat digunakan cara hidrograf satuan dengan harga puncak yang besar.

- (c) *Perbandingan grafik distribusi dengan grafik distribusi daerah pengaliran yang sama jenis limpasannya:* Tabel 7-10 memperlihatkan bagaimana karakteristik grafik distribusi daerah pengaliran yang sama jenis limpasannya. Seperti diperlihatkan dalam tabel ini, jenis-jenis limpasan dalam 8 daerah pengaliran yang berdekatan dari 0,30 km² sampai 18,54 km² setelah diperiksa ternyata hampir sama. Pada tabel ini, kolom 7 adalah persentasi untuk interval waktu 1/10 dari panjang dasar.

Tabel 7-10 Tabel perbandingan debit grafik distribusi dalam daerah aliran yang sama.

①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧
No. dari daerah pengaliran	Daerah pengaliran (km ²)	Perioda kenaikan (menit)	Panjang dasar (menit)	Persentase puncak pada interval 10 menit. (%)	Harga puncak (m ³ /det/km ² . cm)	Persentase puncak pada interval 1/10 dari panjang dasar. (%)	Perbandingan dari panjang dasar terhadap periode kenaikan.
1	0,300	27	95	32,7	5,47	31,0	3,5
2	0,306	25	124	30,8	5,14	38,2	5,0
3	0,494	27	130	25,1	4,19	33,4	3,7
4	1,226	32	200	18,4	3,08	36,8	6,2
5	1,510	42	210	17,3	2,89	36,4	5,0
6	3,723	72	300	10,5	1,75	31,5	3,6
7	10,397	64	283	12,1	2,02	34,2	4,2
8	18,539	102	563	6,7	1,08	37,7	5,5

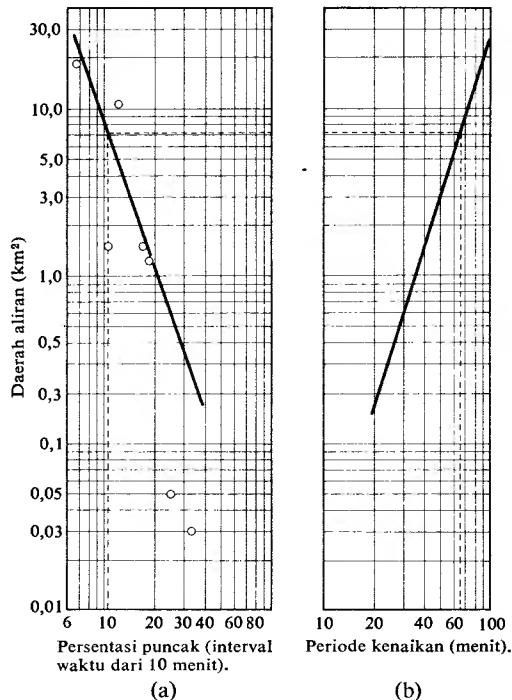
Dalam ⑥, cms artinya m³/det.

Dalam keadaan ini, semua daerah pengaliran telah diberi persentasi yang kira-kira sama. Tetapi jika persentasi itu dibagi dengan sesuatu interval waktu yang tertentu (10 menit), maka persentasi itu berbanding balik terhadap daerah pengaliran seperti terlihat dalam kolom 5. Jika hubungan antara persentasi banjir dalam kolom 5 dan daerah pengaliran itu digambar, maka akan diperoleh suatu kurva kecenderungan (*tendency curve*), seperti terlihat pada Gbr. 7-11. Dari hal-hal tersebut di atas, dapat dilihat bahwa skala daerah pengaliran merupakan satu dari karakteristik-karakteristik utama yang mempengaruhi corak dari hidrograf satuan.

Untuk membuat analisa banjir dalam sebuah daerah pengaliran yang sama dengan menggunakan hidrograf satuan, maka adalah penting untuk mengetahui mengenai keadaan daerah pengaliran gradien dan kerapatan sungai dan lain-lain yang mempengaruhi hidrograf satuannya yakni dengan menjumlahkan hasil-hasil yang diukur seperti tersebut di atas. Untuk perhitungan debit puncak dalam sebuah daerah pengaliran yang kecil, maka kurva dalam Gbr. 7-11 dapat dijadikan sebagai dasar.

- (d) *Pemanfaatan hidrograf satuan dalam daerah pengaliran yang kecil:*
[Prosedur 1]

“Curah hujan rencana (*design rainfall*) yang diperkirakan terjadi dalam frekwensi yang tetap telah ditentukan.”



Gbr. 7-11 Hubungan antara daerah pengaliran dan persentasi puncak; dan antara daerah pengaliran dan periode kenaikan.

Penampang-penampang melintang dan lain-lain dari konstruksi-konstruksi seperti pelimpah, jembatan, urung-urung, harus direncanakan aman terhadap curah hujan maksimum yang diperkirakan terjadi dalam frekwensi tertentu. Di sini frekwensi artinya perioda ulang rata-rata untuk mana curah hujan itu terjadi sama atau melebihi suatu harga tertentu. Umpamanya, curah hujan per jam dengan frekwensi 10 tahun artinya harga curah hujan per jam yang diharapkan terjadi sepuluh kali atau lebih setiap 100 tahun.

[Prosedur 2]

“Lamanya curah hujan terbatas dari curah hujan rencana dalam daerah pengaliran yang kecil ditentukan dengan asumsi bahwa lamanya sama dengan waktu kenaikan dari hidrograf satuan.”

Jika curah hujan lebih yang diperkirakan, maka pengambilan lamanya curah hujan yang salah akan memberikan hasil yang sangat berbeda dari yang sebenarnya. Sebagian besar limpasan permukaan diakibatkan oleh curah hujan dengan intensitas yang tinggi dan sering kali lamanya itu jauh lebih singkat dari perioda kenaikan hidrograf. Jadi jika lamanya curah hujan dengan frekwensi yang tepat itu diambil sangat panjang, maka intensitas curah hujan akan menjadi sama atau kurang dari kapasitas infiltrasi, sehingga kontribusi curah hujan pada limpasan permukaan akan menjadi kecil sekali. Jika curah hujan yang sesuai dengan curah hujan rencana itu dipilih dari data curah hujan yang lalu dan jika lamanya curah hujan itu tidak lebih panjang dari perioda kenaikan hidrograf satuan, maka curah hujan lebih itu sekaligus dapat dirobah menjadi debit dengan menerapkan grafik distribusi. Akan tetapi jika lamanya melebihi perioda itu, maka curah hujan lebih itu harus dibagi dalam bagian-bagian lamanya curah hujan satuan. Kemudian grafik distribusi itu diterapkan berganti-ganti pada setiap bagian curah hujan lebih.

Gbr. 7-11(b) memperlihatkan hasil pengamatan hubungan antara perioda kenaikan dalam daerah pengaliran percobaan di Appalachia utara, Amerika

Serikat. Mengingat hubungan ini telah mengabaikan karakteristik-karakteristik daerah pengaliran kecuali luasnya, maka tidak dapat dikatakan bahwa hasil yang didapat di atas adalah benar.

[Prosedur 3]

“Variasi intensitas curah hujan selama curah hujan itu harus diperkirakan.”

Perubahan curah hujan yang terdapat dalam prosedur 1 untuk lamanya curah hujan yang ditentukan dalam prosedur 2 harus dihitung. Cara yang terbaik untuk perhitungan adalah membuat analisa data curah hujan dalam daerah itu. Akan tetapi, jika tidak terdapat data yang cocok atau ketelitiannya tidak diperlukan sekali, maka dapat diadakan perhitungan pendekatan dengan menggunakan kurva frekwensi yang meliputi seluruh wilayah.

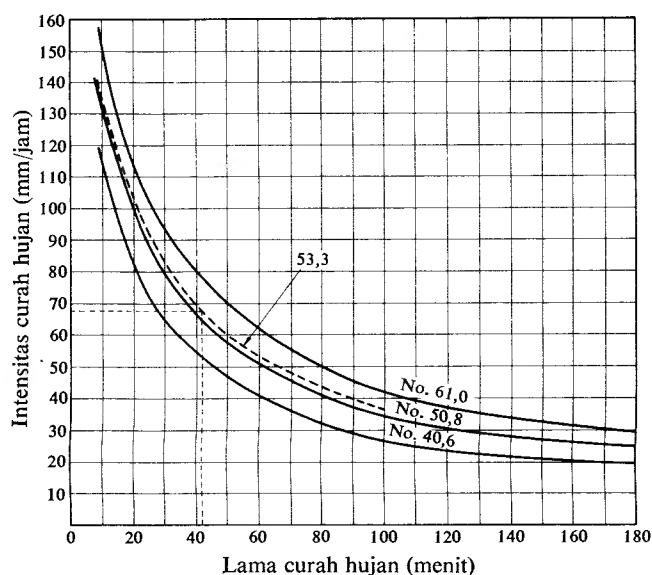
Umpama sebagai contoh perhitungan limpasan curah hujan, dalam daerah pengaliran 5 pada Tabel 7-10; untuk curah hujan per jam sesuai prosedur 1 diambil 53,3 mm/jam. Perhitungan banjir maksimum yang diakibatkan oleh hujan ini adalah sebagai berikut;

Dari Tabel 7-10, perioda kenaikan daerah pengaliran ini diperkirakan 42 menit. Dengan demikian curah hujan maksimum yang lamanya 42 menit dengan frekwensi sekali atau lebih setiap 10 tahun dapat diperoleh.

Umpamanya kurva standar intensitas curah hujan dengan frekwensi 10 tahun dan lamanya curah hujan adalah seperti yang terdapat dalam Gbr. 7-12. Variasi intensitas curah hujan dalam 42 menit dapat dihitung sesuai prosedur 3 dengan menggunakan kurva ini. Prosedur perhitungan diperlihatkan dalam Tabel 7-11. Dalam kolom 1 Tabel 7-11, lamanya curah hujan dari 42 menit itu dibagi dalam interval yang lebih kecil pada 10, 20, 30, 42 menit.

Intensitas curah hujan yang sesuai dengan setiap lamanya, diperoleh dari kurva standar dalam Gambar 7-12. Lihat kolom 2 dalam tabel.

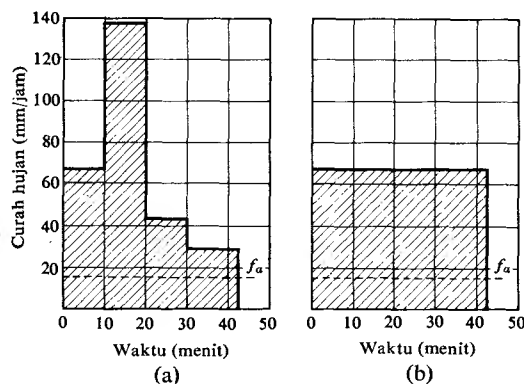
Gbr. 7-13(a) memperlihatkan grafik intensitas curah hujan yang dihitung dalam kolom 6. Gbr. 7-13(b) adalah grafik penganggapan intensitas curah hujan yang merata dalam 42 menit.



Gbr. 7-12 Kurva standar dari intensitas curah hujan dan lama curah hujan dengan kemungkinan 10 tahun.

Tabel 7-11 Perhitungan curah hujan lebih untuk setiap lamanya curah hujan.

①	②	③	④	⑤		⑦	⑧		⑨
Lamanya curah hujan t (menit)	Intensitas curah hujan P (mm/jam)	Curah hujan akumulatif p (mm)	Interval waktu Δt (menit)	Curah hujan dalam Δt menit.		Kapasitas infiltrasi f (mm/jam)	Curah hujan lebih dalam Δt menit.		
				Δp (mm)	ΔP		Δp_e (mm/jam)	Δp_e (mm)	
10	137,8	23,0	10	23,0	137,8	15	122,8	20,5	
20	103,0	34,3	10	11,3	67,8	15	52,8	8,8	
30	83,0	41,5	10	7,2	43,2	15	28,2	4,7	
42	67,5	47,3	12	5,8	29,0	15	14,0	2,8	



Gbr. 7-13 Gambar pembagian intensitas curah hujan.

[Prosedur 4]

“Penentuan kapasitas infiltrasi selama curah hujan dan perhitungan curah hujan lebih.”

Kapasitas infiltrasi akhir f_c selama curah hujan ditentukan dengan menganalisa hidrograf yang mempunyai lebih dari dua puncak yang terjadi oleh curah hujan yang lama. Dalam contoh ini, telah diperlihatkan $f_c = 15$ mm/jam dan untuk memudahkan, perhitungan f dianggap tetap selama curah hujan terjadi. Curah hujan lebih P_e dihitung dengan mengganti harga f_c ($f_c = f_a$) dengan f_a dalam Gbr. 7-13.

Harga-harga P_e dalam Gbr. 7-13(a) telah dihitung dalam kolom 8 dan 9. Dalam Gbr. 7-13(b) curah hujan lebih itu adalah $(67,5 - 15,0)(42/60) \div 36,8$ mm, yakni sama dengan jumlah dari kolom 9. Mengingat kapasitas dalam contoh ini telah diperkirakan kecil, maka kedua gambar curah hujan (a) dan (b) dibagi sedemikian rupa sehingga besarnya jumlah infiltrasi itu sama. Akan tetapi, jika kurva f itu memotong sebagian dari gambar curah hujan dan jika gambar curah hujan itu merata seperti dalam gambar (b), maka curah hujan lebih akan menjadi kecil. Jadi untuk perkiraan variasi intensitas curah hujan selama perioda curah hujan, digunakan prosedur 3.

[Prosedur 5]

“Hitung debit maksimum.”

Jumlah curah hujan lebih selama curah hujan adalah 36,8 mm. Jadi jumlah limpasan permukaan dari daerah pengaliran dihitung dengan menggunakan curah hujan lebih ini;

$$36,8 \times \frac{1}{1.000} \times 1,51 \times 10^6 = 55.568 \text{ m}^3.$$

Persentasi puncak diambil pada interval 10 menit, sehingga besarnya limpasan tersebut di atas harus dirubah ke debit 10 menit yakni;

$$55.568 \times \frac{1}{10 \times 60} = 92,6 \text{ m}^3/\text{detik (setiap 10 menit)}.$$

Karena diambil 1/10 dari panjang dasar, interval waktu menjadi (210/10) = 21 menit.

Jadi debit setiap 21 menit adalah,

$$55.568 \times \frac{1}{21 \times 60} = 44,1 \text{ m}^3/\text{detik}.$$

Debit puncak adalah bagian debit tersebut di atas dikali dengan persentasi yang terdapat dalam Tabel 7-10. Untuk interval waktu 10 menit hasilnya adalah

$$92,6 \times \frac{17,3}{100} = 16,0 \text{ m}^3/\text{detik}.$$

Jadi untuk kedua hal ini, besarnya puncak debit adalah sama. Untuk debit maksimum banjir yang diadakan untuk perencanaan, harus diambil curah hujan lebih yang jauh lebih besar, dan harus diambil harga maksimum persentasi puncak, bukan harga rata-ratanya.

(2) Pemanfaatan hidrograf satuan dalam daerah pengaliran yang besar

Untuk daerah pengaliran yang lebih besar dari 25 km² ada kemungkinan bahwa faktor-faktor yang mempengaruhi limpasan seperti lama curah hujan, intensitas curah hujan, permeabilitas tanah dan lain-lain sangat berbeda-beda dari tempat yang satu ke tempat yang lain dalam daerah pengaliran itu. Kadang-kadang meskipun banjir itu hanya disebabkan oleh curah hujan yang terjadi pada sebagian daerah pengaliran yang besar, hidrograf satuan itu harus ditetapkan setelah diadakan pemeriksaan yang cukup mengenai keadaan distribusi curah hujan dan lain-lain.

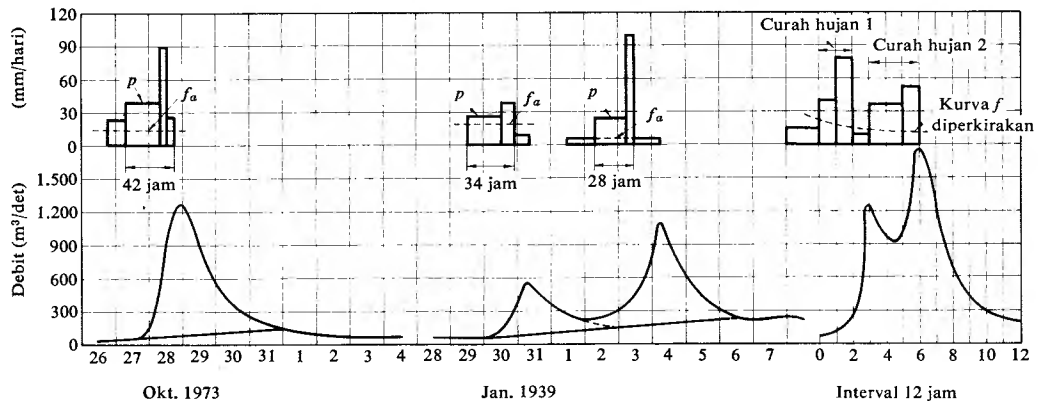
Luas daerah pengaliran untuk penterapan cara hidrograf satuan harus terbatas yakni untuk keadaan curah hujannya tidak banyak berubah-ubah. Umumnya batas luas sampai 5.000 km² adalah cukup. Untuk daerah pengaliran yang lebih besar dari 5.000 km², maka harus dibuatkan berjenis-jenis hidrograf satuan yang berhubungan dengan keadaan curah hujannya. Kemudian hidrograf-hidrograf satuan diklasifikasi menurut jenisnya.

Daerah pengaliran yang lebih luas dari 20.000 km² adalah tidak cocok untuk diperhitungkan sebagai sebuah daerah pengaliran. Lebih baik pada setiap anak sungai utama dibuatkan hidrograf satuan, dan kemudian diadakan penyelurusan debit banjir yang diperoleh dari setiap anak sungai itu ke arah hilir daerah pengaliran. Kapasitas infiltrasi rata-rata yang harus dihitung sebaik mungkin dengan menggunakan cara yang diterangkan dalam bab 5, mengingat daerah pengaliran yang besar dan yang kecil mempunyai perbedaan yang besar.

- (a) *Pembuatan hidrograf satuan*: Semula hidrograf satuan telah disusun untuk digunakan dalam daerah pengaliran yang besar setelah curah hujan satuan didapat dari curah hujan harian. Meskipun daerah pengaliran itu besar, prinsip ini harus dapat diterapkan. Jadi, prosedur dan cara pembuatan hidrograf satuan dalam daerah pengaliran yang besar adalah tidak berbeda dari pembuatan hidrograf satuan dalam daerah pengaliran yang kecil. Akan tetapi seperti telah dikemukakan di atas, mengingat karakteristik curah hujan dalam daerah pengaliran yang besar tidak dapat diambil merata di seluruh daerah

pengaliran, maka dalam pembuatan hidrograf satuan, seringkali sebelumnya harus dibuatkan dulu peta isohiet dan seterusnya untuk mengetahui keadaan curah hujannya.

Prosedur yang lazim untuk membuat hidrograf satuan adalah sebagai berikut: Mula-mula data-data debit sungai yang lalu diperiksa dengan teliti dan dari data itu dipilih beberapa hidrograf yang diakibatkan oleh curah hujan lebat. Kemudian kurva-kurva ini disesuaikan dengan data intensitas curah hujan pada daerah-daerah yang bersangkutan dalam daerah pengaliran itu, dan digambar pada kertas yang sama seperti terlihat pada Gbr. 7-14.



Gbr. 7-14 Gambar hidrograf dan intensitas curah hujan rata-rata untuk daerah pengaliran yang besar (contoh).

Sesudah menyelesaikan gambar-gambar hidrograf itu, maka dipilih sebuah hidrograf yang cocok dan dirubah menjadi grafik distribusi dengan cara yang diterapkan dalam (1) (a). Grafik-grafik distribusi yang dibuat seperti tersebut di atas akan berimpitan satu dengan yang lain jika keadaan curah hujan di setiap bagian daerah itu sama. Akan tetapi, untuk daerah pengaliran yang besar, meskipun ordinat bagian persentasi yang besar grafik-grafik distribusi itu berimpitan, pada ordinat bagian persentasi yang kecil grafik-grafik akan sangat berbeda.

Gbr. 7-14 memperlihatkan tiga buah hidrograf sebuah sungai pada daerah pengaliran seluas 3.434,34 km² bersama intensitas curah hujan rata-rata yang diukur waktu itu. Tabel 7-12 memperlihatkan prosedur perkiraan grafik-grafik distribusi dari hidrograf-hidrograf dalam Gbr. 7-14. Cara-cara pembuatan hidrograf satuan adalah sebagai berikut:

[Prosedur 1]

“Hidrograf yang dibuat dalam prosedur terdahulu dibagi menjadi limpasan permukaan dan limpasan air tanah.”

Seperti terlihat dalam Gbr. 7-14, titik permulaan limpasan permukaan itu tidak sulit ditentukan, karena titik itu adalah pada bagian (titik) dimana hidrograf itu tiba-tiba naik. Sebaliknya titik perubahan gradien tiba-tiba pada kurva penurunan yang sesuai dengan titik berakhirnya limpasan permukaan, biasanya sulit ditentukan. Meskipun ada cara yang menggunakan kurva penurunan air tanah untuk menentukan titik perubahan tiba-tiba dengan tepat, penentuan dengan melihat langsung corak kurva penurunan secara teliti juga diperkenankan. Panjang dasar dari hidrograf itu berbeda-beda, tergantung dari pemilihan titik akhir limpasan permukaan. Akan tetapi, besarnya jumlah limpasan permukaan, harga jarak vertikal di sekitar puncaknya dan lain-lain

Tabel 7-12 Tabel perhitungan dari debit grafik distribusi untuk daerah pengaliran yang besar.

① Tanggal kejadian curah hujan.	② Interval 12 jam	③ Besarnya limpasan permukaan (m ³ /det)	④ Debit grafik distribusi		⑤ cms/km ² . cm
			Persentase (%)		
Oktober 1937	1	5,7	0,2		0,0004
	2	127,4	3,7		0,009
	3	991,2	29,1		0,067
		(1.175,3)	(34,5)		(0,080)
	4	1.019,5	30,0		0,069
	5	623,0	18,3		0,042
	6	354,0	10,4		0,024
	7	169,9	5,0		0,012
	8	85,0	2,5		0,006
	9	28,3	0,8		0,002
Σ		3.404,0	4,28 cm	100,0	
Januari 1939	1	51,0	3,6		0,008
	2	226,6	16,1		0,037
	3	439,0	31,3		0,072
		(495,6)	(35,2)		(0,082)
	4	311,5	22,2		0,051
	5	198,2	14,1		0,033
	6	113,3	8,1		0,019
	7	56,6	4,0		0,009
	8	8,5	0,6		0,001
Σ		1.404,7	1,77 cm	100,0	
Februari 1939	1	19,8	0,7		0,002
	2	56,6	2,0		0,005
	3	141,6	4,9		0,011
	4	311,5	10,8		0,025
	5	793,0	27,6		0,064
		(906,2)	(31,6)		(0,073)
	6	736,3	25,6		0,059
	7	453,1	15,8		0,037
	8	226,6	7,9		0,018
	9	99,1	3,5		0,008
	10	34,0	1,2		0,003
Σ		2.871,6	3,61 cm	100,0	

Daerah pengaliran + 3.434,34 km²

Dalam ⑤ cms artinya m³/det.

hampir tidak dipengaruhi oleh hal tersebut di atas. Demikian pula ketelitian tidak selalu diperlukan, karena cara yang digunakan pada analisa data itu digunakan juga pada penyusunan hidrograf.

[Prosedur 2]

“Hidrograf dibagi merata dalam interval waktu yang cocok, kemudian

didapat besarnya limpasan permukaan rata-rata setiap interval, debit puncak seketika dan besarnya jumlah limpasan permukaan.”

Pada kolom 3 dalam Tabel 7-12 diperlihatkan setiap hidrograf itu dibagi dalam interval waktu dari 12 jam, besarnya limpasan permukaan rata-rata dan besarnya jumlah limpasan permukaan rata-rata. Besarnya jumlah limpasan permukaan dinyatakan dengan dalamnya air rata-rata dari daerah pengaliran yakni besarnya limpasan permukaan dibagi luas daerah pengaliran. Umpama, dengan curah hujan pada Oktober 1937, didapat

$$\frac{3.404 \times 12 \times 3.600}{3.434,34 \times 10^6} = 4,28 \text{ cm.}$$

[Prosedur 3]

“Kedua jenis harga jarak vertikal dihitung dengan menggunakan tabel yang dibuat dalam prosedur 2.”

Harga-harga jarak vertikal jenis yang satu adalah persentasi besarnya limpasan permukaan rata-rata pada setiap interval yang sesuai dengan besarnya jumlah limpasan permukaan. Jenis yang lain adalah harga yang diperoleh dari limpasan permukaan rata-rata pada setiap interval yang dinyatakan dalam debit per km^2 dan cm. Harga-harga puncak seketika dari kedua jenis yang sama ini dihitung dengan cara yang sama. Kolom 4 dan 5 dalam Tabel 7-12 berturut-turut memperlihatkan harga jarak vertikal dalam persentasi dari debit per satuan luas dan satuan dalamnya air. Untuk mengganti besarnya limpasan permukaan rata-rata menjadi debit per km^2 dan cm, dapat digunakan cara seperti berikut;

$$(\text{Besar limpasan permukaan})(\text{m}^3/\text{detik}) \div$$

$$(\text{luas daerah pengaliran})(\text{km}^2) \times (\text{dalam air})(\text{cm}).$$

- (b) *Peramalan pengaliran dengan menggunakan hidrograf satuan*: Jika terdapat cukup banyak data debit dan jika grafik distribusi yang mewakili sungai yang bersangkutan itu telah diperoleh, maka hidrografnya dapat disusun cukup tepat dengan menerapkan curah hujan rencana pada grafik distribusi. Perhitungan penentuan debit dari curah hujan rencana biasanya adalah sebagai berikut. Pertama-tama diperkirakan curah hujan lebih dengan memisahkan besarnya infiltrasi dari curah hujan rencana. Jika lamanya curah hujan dari curah hujan lebih yang ditetapkan itu hampir sama dengan satuan waktu, maka hasil kali curah hujan lebih dengan persentasi dari grafik distribusi dirubah menjadi satuan m^3/detik . Jika lamanya curah hujan lebih itu lebih panjang dari satuan waktu, maka prosedur tersebut ini diterapkan pada setiap bagian yang diperoleh dengan membagi-bagi curah hujan lebih itu.

Kemudian untuk memperoleh hidrografnya, debit-debit yang didapat pada setiap interval curah hujan lebih yang dibagi itu, dijumlahkan pada setiap waktu yang sesuai. Jika kurva itu dibagi dengan cara ini, dimana curah hujan lebih tidak dibagi pada interval sembarang tetapi dibagi pada titik perubahan tiba-tiba intensitas curah hujan, maka akan diperoleh hasil yang baik karena grafik distribusi adalah cara yang tidak begitu peka terhadap perbedaan dari curah hujan lebih yang lebih pendek dari periode kenaikan.

Sebagai contoh untuk penterapan hidrograf satuan, diambil hidrograf curah hujan rencana yang diperlihatkan pada bagian atas di ujung kanan Gbr. 7-14; Curah hujan rencana dalam Gambar 6-14 dibagi dalam interval 12 jam dan curah hujan lebih dihitung dengan kurva f yang diperkirakan seperti terlihat dalam Tabel 7-13.

Tabel 7-13 Tabel perhitungan curah hujan lebih.

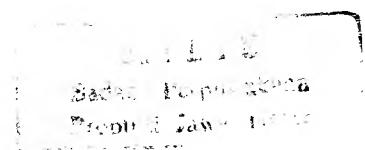
①	②	③ Curah hujan		⑤	⑥ Curah hujan lebih		⑧
No. hujan	Interval waktu Δt (jam)	Persatuan waktu (mm)	Per Δt jam. (mm)	Kapasitas infiltrasi per- Δt jam.	dalam Δt jam.		Catatan
		(mm)	(mm)		(mm)	(m ³ /det)	
1	12	12,7	6,35	6,35	—	—	Daerah aliran 3.434,34 km ²
2	12	12,7	6,35	6,35	—	—	
3	12	38,1	19,05	7,75	11,30	898	
4	12	76,2	38,10	6,80	31,30	2.488	
5	12	8,6	4,30	4,30	—	—	
6	12	38,1	19,05	4,30	14,75	1.173	
7	12	28,1	19,05	4,30	14,75	1.173	
8	12	50,8	25,40	3,60	21,80	1.733	

Tabel 7-13 memperlihatkan bahwa lamanya curah hujan lebih dari curah hujan rencana yang diambil adalah 24 jam dan 36 jam. Jadi lamanya curah hujan lebih itu diklasifikasi dalam 2 kelompok yakni kelompok dengan satuan waktu 24 jam dan kelompok lain yang lebih panjang dari 24 jam. Dalam

Tabel 7-14 Tabel perhitungan debit.

①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
Interval waktu dari 12 jam.	Limpasan permukaan					Jumlah
	Curah hujan ke-3 (m ³ /det)	Curah hujan ke-4 (m ³ /det)	Curah hujan ke-6 (m ³ /det)	Curah hujan ke-7 (m ³ /det)	Curah hujan ke-8 (m ³ /det)	
1	2					2
2	33	5				38
3	261 (310)	92				353 (310)
4	270	725 (858)	2			997 (858)
5	164	746	43	2		955
6	93	455	341 (405)	43	3	935 (405)
7	45	259	352	341 (405)	64	1.061 (405)
8	23	124	215	352	505 (598)	1.219 (598)
9	7	62	122	215	520	926
10		20	59	122	317	518
11			30	59	180	269
12			9	30	87	126
13				9	43	52
14					14	14
Σ	898	2.488	1.173	1.173	1.733	7.465

Angka dalam tanda kurung adalah harga puncak.



keadaan ini, debit itu dihitung dengan membagi curah hujan lebih dalam interval waktu 12 jam seperti yang ditentukan dalam Tabel 7-13. Debit per satuan waktu pada titik pengukuran dapat diperoleh dengan mengali curah hujan lebih dalam Tabel 7-13 dengan persentasi grafik distribusi. Jadi dalam contoh ini, debit dari curah hujan lebih itu dihitung dengan menggunakan grafik distribusi bulan Oktober 1937 yang dihitung dalam Tabel 7-12.

Ringkasan hasil perhitungan tersebut di atas dapat dilihat dalam Tabel 7-14. Dari tabel ini dapat dilihat, bahwa hidrograf yang didapat dengan perhitungan debit puncak permukaan yang diperoleh dari besarnya limpasan permukaan memberikan bentuk yang sangat tidak tepat. Hal ini mungkin disebabkan karena interval waktu sembarang itu telah diambil dengan membagi curah hujan lebih. Itulah sebabnya maka cara ini dibandingkan dengan cara yang membagi curah hujan rencana itu pada titik perubahan tiba-tiba dari intensitas curah hujan. Seperti terlihat dalam Tabel 7-13, curah hujan rencana itu dibagi dalam 2 kelompok hujan lebat yang pada curah hujan No. 5. Jadi grafik distribusi itu diterapkan dengan membaginya dalam 2 bagian.

Dalam pembagian curah hujan, curah hujan No. 3 dan No. 4 dimasukkan dalam kelompok pertama dan curah hujan No. 6, No. 7 dan No. 8 dalam kelompok kedua. Curah hujan lebih kelompok pertama adalah 42,6 mm dalam 12 jam atau 3.386 m³/detik. Curah hujan lebih kelompok kedua adalah 51,3 mm dalam 12 jam atau 4.079 m³/detik.

Sebab yang lain mengapa grafik distribusi itu dapat diterapkan dengan membagi curah hujan rencana dalam 2 bagian, ialah bahwa meskipun perioda-perioda kenaikan dari kurva-kurva ketiga grafik distribusi itu lebih pendek atau sama dengan lamanya curah hujan lebih (28 — 42 jam), lamanya curah hujan

Tabel 7-15 Tabel perhitungan debit.

① Interval waktu dari 12 jam.	② ③ ④ Limpasan permukaan			⑤	⑥
	Curah hujan pertama. (m ³ /det)	Curah hujan ke 2 (m ³ /det)	Jumlah (m ³ /det)	Aliran air tanah. (m ³ /det)	Jumlah debit (m ³ /det)
1	7		7	57	64
2	125		125	65	190
3	985 (1.168)		985 (1.168)	74	1.059 (1.246)
4	1.016	8	1.024	82	1.106
5	620	151	771	91	862
6	352	1.187 (1.407)	1.539 (1.407)	99	1.638 (1.511)
7	169	1.224	1.393	108	1.501
8	85	746	831	116	947
9	27	424	451	125	576
10		204	204	133	337
11		102	102	142	244
12		33	33	150	183
Σ	3.386	4.079	7.465		

Angka dalam tanda kurung adalah harga puncak.

rencana yang diambil sekarang adalah 72 jam dan hampir 2 kali panjang perioda kenaikan rata-rata dari kurva-kurva grafik distribusi.

Untuk membandingkannya dengan contoh terdahulu, maka debit-debit itu dihitung dengan menggunakan grafik distribusi Oktober 1937 seperti telah digunakan pada contoh terdahulu, meskipun setiap harga rata-rata dalam grafik distribusi dapat diperoleh dari setiap gambar dalam Gbr. 7-14.

Harga-harga dalam kolom 2 dan 3 pada Tabel 7-15 adalah hasil dari perkalian kelompok-kelompok curah hujan yang bersangkutan dengan persentasi-persentasi grafik distribusi. Harga-harga dalam kolom 3 dihitung dengan memperlambat waktunya selama 36 jam dibandingkan dengan harga-harga dalam kolom 2, yakni untuk membuat waktu hujan dalam Gbr. 7-14 dengan waktu pengaliran itu sama. Aliran air tanah juga harus turut diperhitungkan dalam perkiraan banjir pada titik pengukuran yang bersangkutan. Perkiraan aliran air tanah dicantumkan dalam kolom 5 dan kolom 6 adalah jumlah debit.

Gbr. 7-14 memperlihatkan hasil yang diperoleh di atas. Jika dibandingkan dengan hasil besarnya limpasan permukaan yang dihitung terdahulu, maka dapat dilihat bahwa perhitungan waktu dengan pembagian hidrograf pada titik perubahan tiba-tiba dari intensitas curah hujan ini adalah jauh lebih baik dari perhitungan yang membagi hidrograf pada interval waktu sembarang.

Pada penyusunan hidrograf, maka persentasi puncak itu adalah penting untuk turut diperhitungkan. Kecuali puncaknya, maka semua persentasi debit dapat diperoleh dari debit rata-rata pada interval-interval waktu. Akan tetapi dalam suatu daerah pengaliran yang besar, harga rata-rata pada interval waktu di mana telah termasuk harga maksimumnya akan mendekati harga puncak.

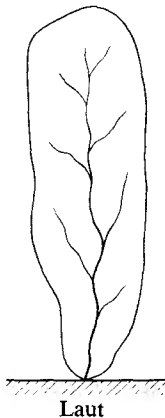
BAB 8. SUNGAI

8.1 Karakteristik sungai

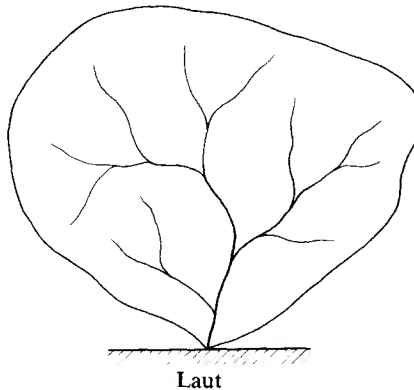
Sungai mempunyai fungsi mengumpulkan curah hujan dalam suatu daerah tertentu dan mengalirkannya ke laut. Sungai itu dapat digunakan juga untuk berjenis-jenis aspek seperti pembangkit tenaga listrik, pelayaran, pariwisata, perikanan dan lain-lain. Dalam bidang pertanian sungai itu berfungsi sebagai sumber air yang penting untuk irigasi.

8.1.1 Daerah pengaliran

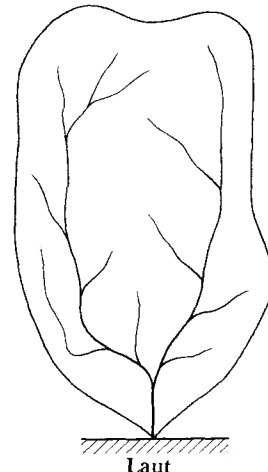
Daerah pengaliran sebuah sungai adalah daerah tempat presipitasi itu mengkonsentrasi ke sungai. Garis batas daerah-daerah aliran yang berdampingan disebut batas daerah pengaliran. Luas daerah pengaliran diperkirakan dengan pengukuran daerah itu pada peta topografi. Daerah pengaliran, topografi, tumbuh-tumbuhan dan geologi mempunyai pengaruh terhadap debit banjir, corak banjir, debit pengaliran dasar dan seterusnya.



Gbr. 8-1 Daerah pengaliran yang berbentuk bulu burung.



Gbr. 8-2 Daerah pengaliran yang menyebar.



Gbr. 8-3 Daerah pengaliran yang sejajar.

8.1.2 Corak dan karakteristik daerah pengaliran

(1) Daerah pengaliran berbentuk bulu burung

Jalur daerah di kiri kanan sungai utama di mana anak-anak sungai mengalir ke sungai utama disebut daerah pengaliran bulu burung. Daerah pengaliran sedemikian mempunyai debit banjir yang kecil, oleh karena waktu tiba banjir dari anak-anak sungai itu berbeda-beda. Sebaliknya banjirnya berlangsung agak lama.

(2) Daerah pengaliran radial

Daerah pengaliran yang berbentuk kipas atau lingkaran dan di mana anak-anak sungainya mengkonsentrasi ke suatu titik secara radial disebut daerah pengaliran radial. Daerah pengaliran dengan corak sedemikian mempunyai banjir yang besar di dekat titik pertemuan anak-anak sungai.

(3) Daerah pengaliran paralel

Bentuk ini mempunyai corak di mana dua jalur daerah pengaliran yang bersatu di bagian pengaliran yang bersatu di bagian hilir. Banjir itu terjadi di sebelah hilir titik pertemuan sungai-sungai.

(4) Daerah pengaliran yang kompleks

Hanya beberapa buah daerah aliran yang mempunyai bentuk-bentuk ini dan disebut daerah pengaliran yang kompleks.

8.1.3 Koefisien yang memperlihatkan corak daerah pengaliran

(1) Koefisien corak/bentuk

Koefisien ini memperlihatkan perbandingan antara luas daerah pengaliran itu dengan panjang sungainya.

$$F = \frac{A}{L^2} \dots \dots \dots (8.1)$$

F : koefisien corak

A : luas daerah pengaliran (km^2)

L : Panjang sungai utama (km)

Makin besar harga F , makin lebar daerah pengaliran itu.

Tabel 8-1 Koefisien corak sungai.

Nama sungai	Daerah pengaliran (1000 km^2)	Panjang sungai utama (km)	F
Amazon	7.050	6.200	1,840
Mississipi	3.250	6.500	0,077
Yangtze	1.780	5.200	0,066
Donau	820	2.900	0,097
Kiso (tiga sungai)	9,1	229	0,175

(2) Kerapatan sungai

Kerapatan sungai adalah suatu indeks yang menunjukkan banyaknya anak sungai dalam suatu daerah pengaliran.

$$\text{Kerapatan sungai} = \frac{\text{Jumlah panjang sungai utama dan anak-anak sungai (km)}}{(\text{luas daerah pengaliran}) (\text{km}^2)} \dots \dots \dots (8.2)$$

Biasanya harga ini adalah kira-kira 0,30 sampai 0,50 dan dianggap sebagai indeks yang menunjukkan keadaan topografi dan geologi dalam daerah pengaliran. Kerapatan sungai itu adalah kecil di geologi yang permeabel, di pegunungan-pegunungan dan di lereng-lereng, tetapi besar untuk daerah-daerah yang banyak curah hujannya.

8.1.4 Gradien memanjang sungai dan corak (bentuk) penampang melintang

Kurva yang memperlihatkan hubungan antara jarak dan permukaan dasar sungai yang diukur sepanjang sungai mulai dari estuari, disebut profil sungai. Profil ini tahap demi tahap berubah menjadi profil yang stabil sesudah terjadi erosi dan sedimentasi sesuai pengaruh aliran sungai itu. Profil yang telah menjadi stabil sedemikian disebut profil seimbang. Bentuk penampang melintang sungai berubah-ubah sesuai dengan karakteristik bahan dasar sungai, kecepatan aliran dan seterusnya.

Pada bagian hulu daerah-daerah pegunungan biasanya dasar sungai itu sangat digusur, dan penampang melintangnya menjadi lembah yang berbentuk V. Pada bagian pertengahan penampang lembah itu berbentuk U. Di zone alluvial bagian hilir sungai, penampang melintangnya menjadi trapezoid pada bagian yang lurus dan berbentuk segitiga pada bagian tikungan. Umumnya bentuk penampang melintang sungai adalah antara bentuk persegi panjang dan segitiga. Umpamanya luas penampang melintang A , lebar b dan dalam air maksimum $h_{\max}$, maka;

$$A = c \times b \times h_{\max} \dots \dots \dots (8.3)$$

c disebut koefisien bentuk penampang melintang.

Untuk bentuk persegi panjang $c = 1$, untuk segitiga $c = 1/2$ dan untuk parabola $c = 2/3$.

Biasanya pada sungai-sungai, koefisien ini adalah kira-kira 0,60.

8.2 Permukaan air sungai dan debit

Perubahan kondisi permukaan air sungai dalam jangka waktu yang panjang akan dapat diketahui dengan mengadakan pengamatan permukaan air sungai itu dalam jangka waktu yang panjang. Debit sungai dapat diperoleh juga dari permukaan air sungai itu. Dalam persoalan pengendalian sungai, permukaan air sungai yang sudah dikorelasikan dengan curah hujan dapat membantu mengadakan penyelidikan data untuk pengelakan banjir, peramalan banjir, pengendalian banjir dengan bendungan. Dalam usaha pemanfaatan air, permukaan air sungai itu dapat digunakan untuk mengetahui secara umum banyaknya air sungai yang tersedia, penentuan kapasitas bendungan dan seterusnya.

8.2.1 Pengamatan permukaan air sungai

Untuk kebutuhan usaha pemanfaatan air, pengamatan permukaan air sungai dilaksanakan pada tempat-tempat di mana akan dibangun bangunan air seperti bendungan, bangunan-bangunan pengambilan air dan lain-lain. Untuk kebutuhan usaha pengendalian sungai atau pengaturan sungai, maka pengamatan itu dilaksanakan pada tempat yang dapat memberikan gambaran mengenai banjir termasuk tempat-tempat perubahan tiba-tiba dari penampang sungai.

Permukaan air sungai itu harus diukur berdasarkan datum standar dalam negara. Sedikit-dikitnya, dalam suatu sistem sungai, data permukaan air sungai itu harus disusun berdasarkan penentuan datum standar.

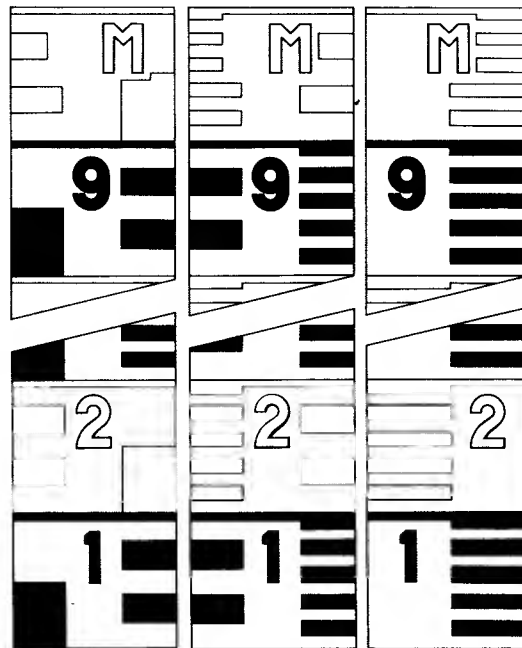
8.2.2 Tempat pemasangan/pembangunan alat ukur permukaan air sungai

Untuk pemasangan alat ukur permukaan air sungai, harus dipilih tempat yang memungkinkan pengamatan seluruh keadaan permukaan air, dari batas terendah sampai batas tertinggi. Bagian yang menjadi tempat tekanan yang tinggi atau bagian kecepatan aliran yang tinggi pada permukaan air yang tinggi, harus dihindarkan, karena dapat

terjadi kesalahan pengukuran permukaan air yang tinggi dan juga alat itu mudah menjadi rusak oleh aliran. Juga tempat yang dipilih itu harus bebas dari kayu-kayuan yang mengalir dan lain-lain.

Tempat-tempat di mana terjadi aliran air tanah, harus dihindarkan karena perubahan dasar sungai itu besar dan alirannya berbelok-belok (*meander*). Untuk mendapatkan kurva debit permukaan air, maka pengukuran debit biasanya dilakukan pada tempat pengamatan permukaan air. Jadi untuk itu harus dipilih tempat di mana kesalahan pengukurannya kecil dan mudah dilaksanakan. Untuk maksud-maksud itu, maka sedapat mungkin dipilih tempat dengan kondisi yang cocok sebagai berikut;

Panjang bagian yang lurus di atas tempat pengamatan harus 5 kali lebar sungai dan bagian lurus di bagian bawah adalah 2 kali lebar sungai. Pada dasar sungai dan tepian-nya hanya terdapat perubahan-perubahan bentuk yang kecil. Pada lereng dasar sungai tidak terdapat titik perubahan tiba-tiba. Perubahan kecepatan aliran adalah kecil (meskipun terjadi perubahan permukaan air yang agak besar) yang dapat diukur oleh alat ukur arus dengan ketelitian yang tinggi (0,3 sampai 3,0 m/detik). Jembatan sering kali dipilih karena mudah untuk melakukan pengukuran debit pada permukaan air yang tinggi, meskipun aliran sungai itu terganggu oleh tiang-tiang jembatan itu.



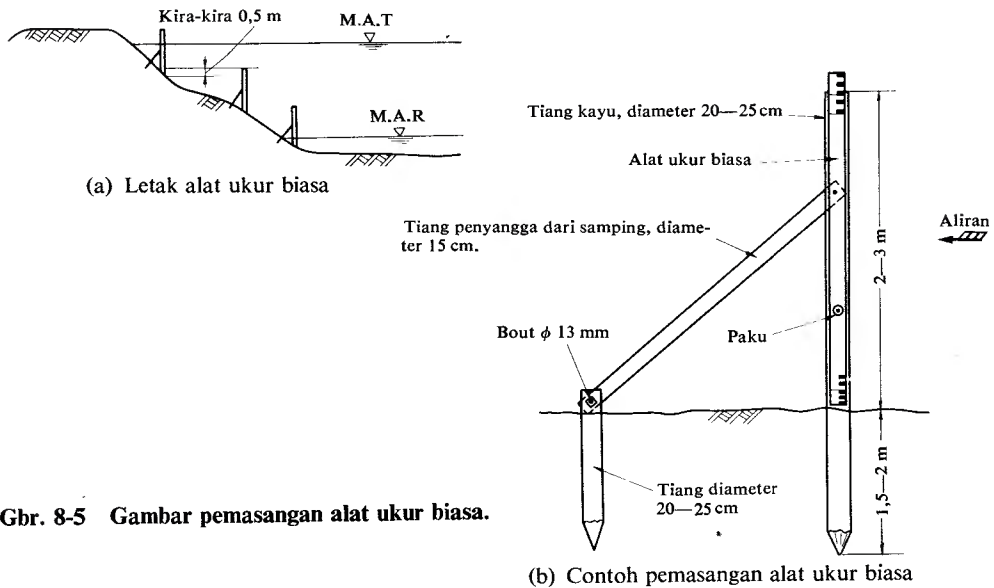
Gbr. 8-4 Contoh papan pengukur (duga).

8.2.3 Jenis-jenis alat ukur permukaan air sungai

(1) Jenis pembacaan langsung

Pembacaan langsung diadakan pada alat ukur biasa—(*staff gauge*) yang diikatkan pada tiang-tiang yang dipancangkan di tepi sungai. Alat ukur biasa ini biasanya dibuat dari kayu atau pelat baja yang dienamel dengan pembagian ukuran 1 sampai 2 cm.

Pembacaan seluruh keadaan permukaan air dari permukaan yang terendah sampai yang tertinggi biasanya tidak dapat dilakukan dengan sebuah alat ukur. Pada keadaan permukaan air yang tinggi, pembacaan telah sulit diadakan pada alat yang sudah berada hampir di tengah-tengah sungai. Jadi alat ukur biasa ini dipasang kira-kira setiap 2 m



Gbr. 8-5 Gambar pemasangan alat ukur biasa.

tinggi pada beberapa buah titik dalam penampang melintang yang sama seperti terlihat dalam Gbr. 8-5.

Di Jepang pembacaan alat ukur ini biasanya diadakan 2 kali sehari (jam 0.60 dan jam 18.00). Pada waktu banjir pembacaan diadakan setiap waktu jika diperlukan. Dalam keadaan permukaan air yang bergelombang pembacaan-pembacaan harus diratakan.

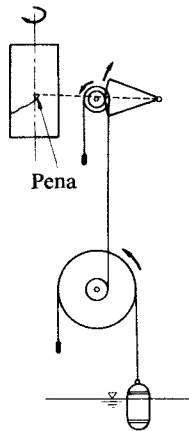
(2) Jenis pelampung

Jenis pembacaan langsung memerlukan orang untuk membaca permukaan air. Jadi perubahan permukaan air yang kontinu tidak dapat dicatat. Untuk memperoleh data yang kontinu, maka harus dipasang alat ukur permukaan air yang otomatis. Salah satu jenis ini adalah alat ukur jenis pelampung.

Pelampung itu dipasang di permukaan air. Naik turunnya pelampung ini (permukaan air) dicatat pada kertas pencatat oleh pena pencatat yang merubah gerak turun naik itu ke gerak putaran sudut. Kertas pencatat itu diputar dengan kecepatan yang tetap oleh jam sehingga pembacaan permukaan air dapat diadakan setiap waktu.

Jenis pelampung ini diklasifikasi sebagai berikut;

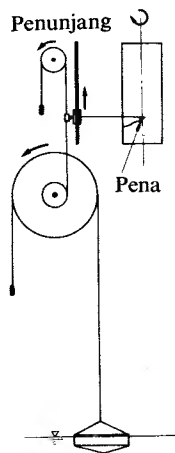
- (a) *Jenis Richard*: Jenis ini mempunyai alat yang mencatat perubahan permukaan air pada kertas pencatat yang dilingkarkan pada drum/silinder dengan sumbu vertikal yang diputar oleh jam. Pencatatan diadakan oleh pena pencatat yang merubah perubahan permukaan air itu menjadi putaran sudut.
- (b) *Jenis Fuess*: Jenis ini mempunyai peralatan yang mencatat perubahan permukaan air pada kertas pencatat yang dilingkarkan pada drum/silinder yang berputar. Drum dengan kertas pencatat ini digerakkan oleh roda sebanding dengan perubahan permukaan air. Jenis ini mempunyai arah pencatatan yang langsung yang lebih mudah dibaca. Keuntungannya ialah bahwa interval pencatatannya dapat dipilih.
- (c) *Jenis Roll*: Jenis ini mempunyai peralatan yang menggerakkan putaran sudut roda pemutar yang mengikuti perubahan permukaan air menjadi pergerakan roda ulat (*worm gear*) sehingga pena pencatat itu bergerak horizontal yang mencatat perubahan permukaan air itu pada kertas pencatat yang dilingkarkan pada drum dengan sumbu horizontal. Jenis Suiken termasuk jenis ini. Alat ini



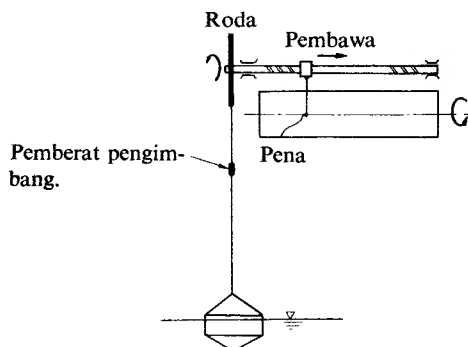
Gbr. 8-6 Gambar sketsa alat pencatat permukaan air (alat duga air otomatis) jenis Richard.



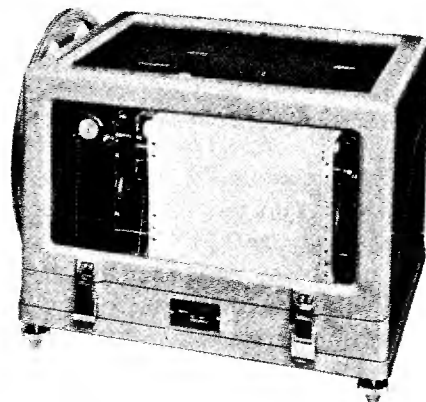
Gbr. 8-7 Alat pencatat permukaan air jenis Richard.



Gbr. 8-8 Sketsa alat pencatat permukaan air jenis Fuess.



Gbr. 8-9 Gambar sketsa alat pencatat permukaan air jenis Roll.



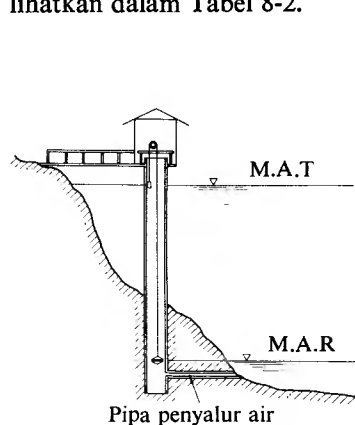
Gbr. 8-10 Bagian pencatat jenis Suiken.

mempunyai 2 pena. Pena yang satu mempunyai interval 1 m dengan laju kontraksi yang kecil yang berbalik setiap 1 m perubahan permukaan air dan pena yang lain mempunyai interval dari 0 sampai 10 m. Mengingat perubahan permukaan air dicatat 2 kali dengan 2 buah pena, maka interval pencatatan permukaan air sungai itu dapat diambil besar dan ketelitiannya tinggi.

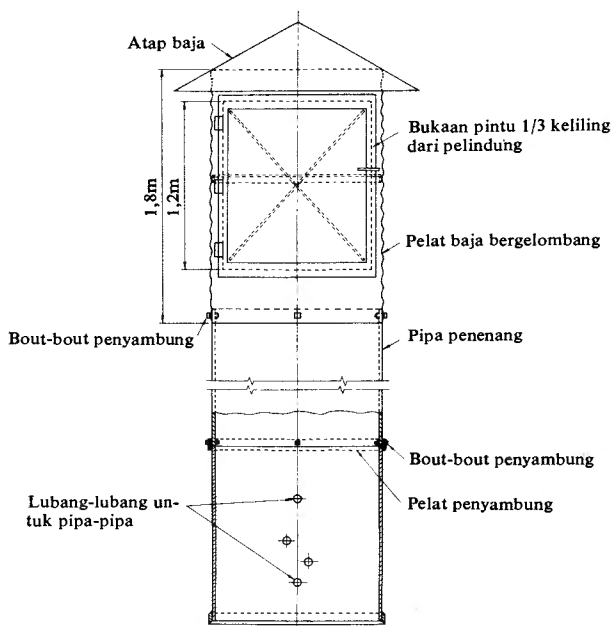
(3) Sumur pengamatan

Pelampung alat ukur permukaan air itu harus dilindungi terhadap gelombang dan aliran dengan sumur. Diameter sumur harus dapat memuat pelampungnya, pemberat kontra dan ditambah kira-kira 10 cm ruang bebas. Jika sumur pengamatan dibangun miring maka meskipun ada ruang bebas, pelampung itu masih dapat menyentuh dinding sumur. Jadi pembangunannya harus dilaksanakan dengan memperhatikan hal-hal ini.

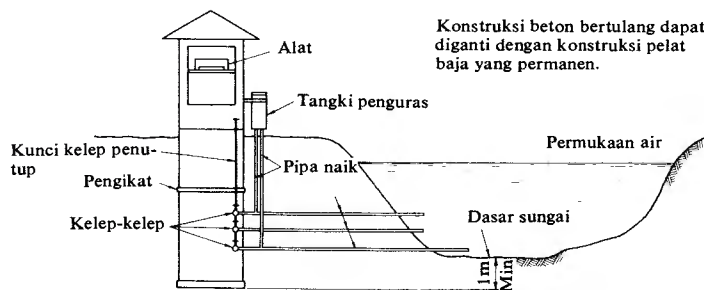
Sumur dan sungai dihubungkan dengan sebuah pipa. Jika pipa itu terlalu besar, maka perubahan-perubahan yang kecil dari permukaan air sungai seperti gelombang akan tercatat sehingga pembacaan permukaan air akan menjadi sulit. Jika terlalu kecil, maka pipa itu akan mudah tersumbat sehingga pencatatan perubahan-perubahan permukaan air di luar akan tersumbat. USBR (United States Bureau Of Reclamation) menentukan luas penampang pipa kira-kira 1/1.000 luas penampang sumur. Jika digunakan pipa yang panjang maka dapat digunakan penampang yang lebih luas seperti yang diperlihatkan dalam Tabel 8-2.



Gbr. 8-11 Sketsa sumur pengamatan.



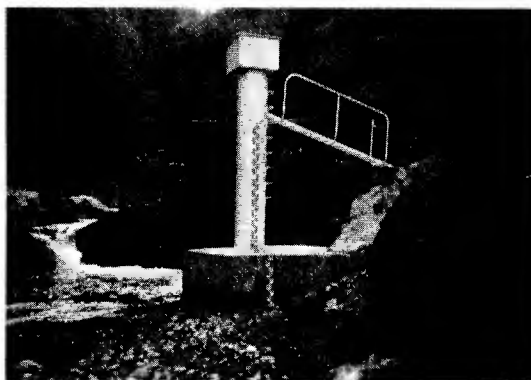
Gbr. 8-13 Contoh sumur pengamatan (USBR).



Gbr. 8-12 Contoh sumur pengamatan (USBR).



Gbr. 8-14 Alat pencatat permukaan air
(Alat duga air otomatis).



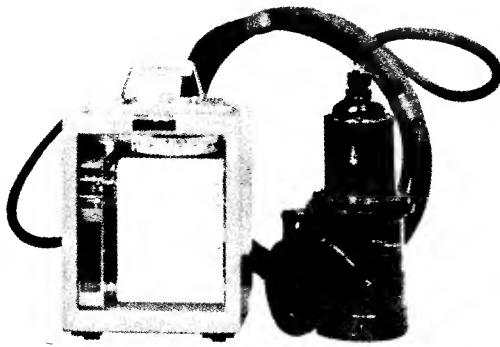
Gbr. 8-15 Alat pencatat permukaan air di
daerah pegunungan.

Tabel 8-2 Lubang penyalur dan ukuran pipa penyalur.

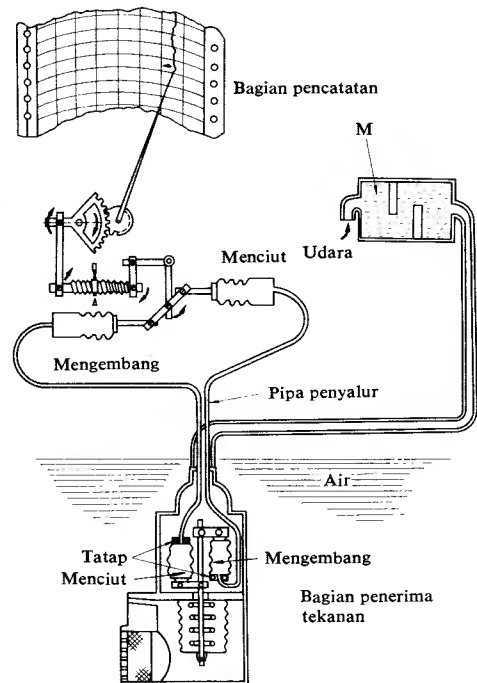
Ukuran sumur pengamat (cm)	Diameter lubang penyalur (cm)	Ukuran pipa penyalur (Panjang 5 m—10 m)
Diameter 30	1,2	1,2
40	1,2	2
50	1,5	2
60	2	2,5
75	2,5	4
90	3	5
0,9 m × 0,9 m (segi empat)	3	5
1,2 × 0,9 (segi empat)	4	7,5
1,2 × 1,5 (segi empat)	5	10

(4) Jenis tekanan air (*Water pressure type*)

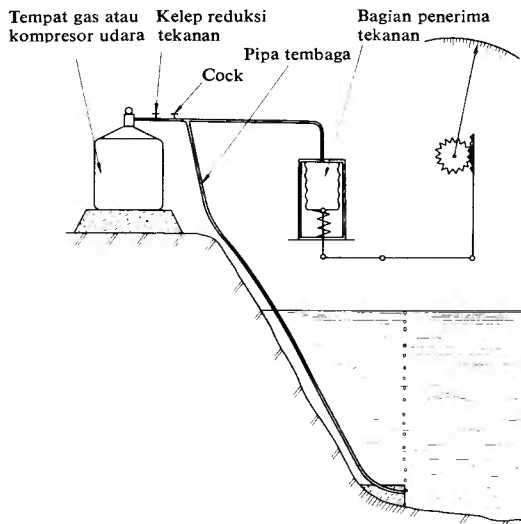
Mengingat permukaan air dan tekanan air mempunyai hubungan yang linier (jika gaya gelombang ditiadakan), maka perubahan permukaan air itu dapat diukur dengan alat pengukur tekanan yang diletakkan di dasar sungai. Alat pengukur itu tidak menghalangi aliran sungai dan dapat meneruskan tekanan air itu melalui pipa tekan. Alat ini dapat ditempatkan pada bagian yang terdalam dari sungai, jadi alat ini dapat digunakan pada sungai-sungai kecil di pegunungan yang pada musim kemarau airnya menjadi kecil. Alat ini tidak menggunakan sumur pengamatan sehingga jumlah pembiayaan adalah kurang, tetapi mempunyai lebih banyak kesulitan.



Gbr. 8-16 Alat pencatat permukaan air jenis tekanan air.



Gbr. 8-17 Sketsa alat pencatat permukaan air jenis tekanan air.



Gbr. 8-18 Sketsa alat pencatat permukaan air jenis gelembung.

(5) Jenis gelembung (*Bubble type*)

Gas seperti udara dalam tekanan terhembus melalui pipa kecil di dalam air. Permukaan air dapat diketahui dari perubahan tekanan gas yang sama dengan tekanan air di ujung pipa kecil itu.

(6) Pemilihan alat ukur permukaan air (alat duga air)

Dalam pemilihan alat ukur permukaan air ini, harus diperhatikan hal-hal sebagai berikut.

- ① Berapa tinggi ketelitian yang diperlukan?
- ② Dapatkah interval perubahan permukaan air diukur dengan baik?
- ③ Apakah kondisi aliran sungai tidak diganggu oleh alat ukur permukaan air?

- ④ Dapatkah fasilitasnya dilayani dengan baik? Jika tidak dapat dilayani dengan baik, maka harus dipilih jenis yang dapat lebih lama bekerja yang mempunyai waktu penggantian kertas pencatat yang lebih lama.
- ⑤ Untuk menghadapi kerusakan alat, maka harus disediakan selalu alat yang baik sebagai cadangan. Jika terjadi kerusakan, maka adalah penting untuk segera diadakan penggantian supaya tidak terjadi kekurangan pengukuran. Jika pada beberapa tempat pengamatan dipasang alat-alat dari jenis yang sama, maka penggantian dapat diadakan segera. Jadi lebih baik digunakan alat-alat yang sama.

Di Jepang umumnya digunakan alat ukur permukaan air jenis pelampung. Pada sungai yang mempunyai perubahan permukaan air yang kecil (kurang dari 2 m) digunakan jenis Richard. Pada sungai dengan perubahan yang lebih, banyak digunakan jenis Suiken.

8.2.4 Pengukuran debit

Cara-cara pengukuran debit adalah sebagai berikut:

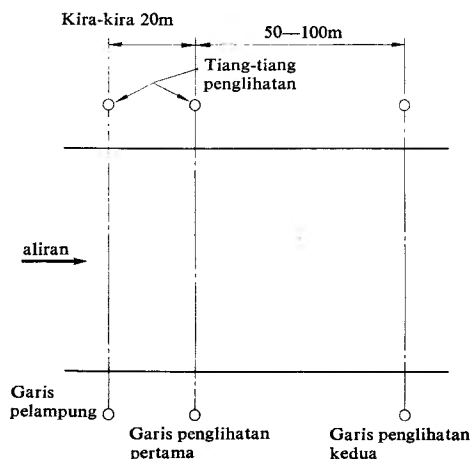
- ① Pengukuran debit dengan bendung.
- ② Perhitungan debit dengan mengukur kecepatan aliran dan luas penampang melintang (untuk pengukuran kecepatan digunakan pelampung atau pengukur arus dengan kincir).
- ③ Didapat dari kerapatan larutan obat.
- ④ Dengan menggunakan pengukur arus magnetis, pengukur arus gelombang supersonis, meter venturi dan seterusnya.

Dari cara-cara pengukuran debit tersebut di atas cara menghitung debit dengan pengukuran kecepatan dan luas penampang melintang adalah yang sering digunakan seperti yang diperlihatkan dalam (2).

(1) Mengukur kecepatan aliran dengan pelampung

Cara ini dapat dengan mudah digunakan meskipun permukaan air sungai itu tinggi. Cara ini sering digunakan karena tidak dipengaruhi oleh kotoran atau kayu-kayuan yang hanyut dan mudah dilaksanakan.

Tempat yang harus dipilih adalah bagian sungai yang lurus dengan perubahan lebar sungai, dalamnya air dan gradien yang kecil. Seperti terlihat dalam Gbr. 8-19, tiang-tiang untuk observasi dipancangkan pada 2 buah titik dengan jarak dari 50 sampai 100 m. Waktu mengalirnya pelampung diukur dengan "stopwatch." Setelah kecepatan aliran



Gbr. 8-19 Pengukuran kecepatan aliran dengan pelampung.

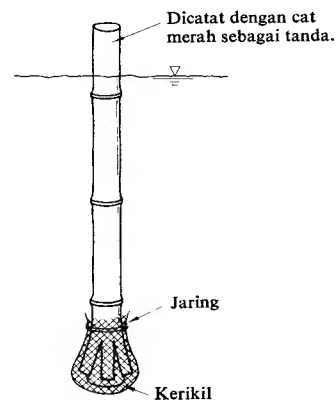
dihitung, maka diadakan perhitungan debit yakni kecepatan kali luas penampang melintangnya. Biasanya digunakan 3 buah pelampung yang dialirkan pada satu garis pengukuran aliran dan diambil kecepatan rata-rata. Mengingat arah mengalirnya pelampung itu dapat dirubah oleh pusaran-pusaran air dan lain-lain, maka harga yang didapat dari pelampung yang arahnya sangat berbeda harus ditiadakan.

- (a) *Pelampung permukaan*: Untuk mengukur kecepatan aliran permukaan digunakan sepotong kayu dengan diameter 15 sampai 30 cm, tebal 5 cm. Supaya mudah dilihat, kayu itu dicat atau kadang-kadang pada malam hari dipasang bola lampu listrik yang kecil. Bahan dari pelampung yang digunakan adalah tidak tentu, sepotong kayu, seikat jerami, botol dan lain-lain, dapat digunakan.

Pengukuran kecepatan aliran dengan pelampung permukaan digunakan dalam keadaan banjir atau jika diperlukan segera harga perkiraan kasar dari debit, karena cara ini adalah sangat sederhana dan dapat menggunakan bahan tanpa suatu pilihan.

Akan tetapi, harga yang teliti adalah sulit diketahui karena disebabkan oleh pengaruh angin atau perbandingan yang berubah-ubah dari kecepatan aliran permukaan terhadap kecepatan aliran rata-rata yang sesuai dengan keadaan sungai. Kecepatan rata-rata aliran pada penampang sungai yang diukur adalah kecepatan pelampung permukaan dikali dengan koefisien 0,70 atau 0,90, tergantung dari keadaan sungai dan arah angin. Dr. Bazin menggunakan koefisien 0,86.

- (b) *Pelampung tangkai*: Pelampung tangkai dibuat dari sepotong/setangkai kayu atau bambu yang diberi pemberat pada ujung bawahnya. Seperti terlihat pada Gbr. 8-20, pemberat itu dibuat dari kerikil yang dibungkus dengan jaring atau kain di ujung bawah tangkai. Sebelum digunakan di sungai, maka kedalaman yang cocok tangkai itu harus ditentukan terlebih dahulu dalam tangki air.



Gbr. 8-20 Pelampung tongkat.

- (c) *Koefisien*: Gbr. 8-24 bawah memperlihatkan distribusi kecepatan aliran sesuai dengan kedalaman dari permukaan air. Pelampung tangkai itu dipengaruhi oleh kecepatan pada permukaan sampai ke dekat dasar sungai. Jadi cara ini lebih teliti dari pelampung permukaan dan pelampung ganda. Akan tetapi kedalaman pelampung tangkai tidak boleh mencapai dasar sungai sehingga tangkai tidak dipengaruhi oleh bagian kecepatan yang lambat pada lapisan bawah. Jadi hasil yang didapat adalah lebih tinggi dari kecepatan rata-rata sehingga kecepatan pelampung harus disesuaikan dengan sesuatu koefisien.

Menurut Dr. Y. B. Francis, harga ini dapat dihitung menurut rumus sebagai berikut (tahun 1856):

$$\gamma = \frac{V}{u} = 1 - 0,116(\sqrt{1-\lambda} - 0,1) \dots\dots\dots(8.4)$$

γ : koefisien

V : kecepatan rata-rata

u : kecepatan pelampung tangkai

λ : $\frac{(\text{kedalaman tangkai})}{(\text{dalamnya air})}$

Pada angka-angka λ yang tertentu, koefisien γ dapat dihitung:

λ	0,75	0,80	0,85	0,90	0,95	0,99
γ	0,954	0,961	0,968	0,975	0,981	1,000

Pada Kementerian Konstruksi di Jepang, jenis pelampung, dalamnya air dan kedalaman tangkai ditentukan sebagai berikut;

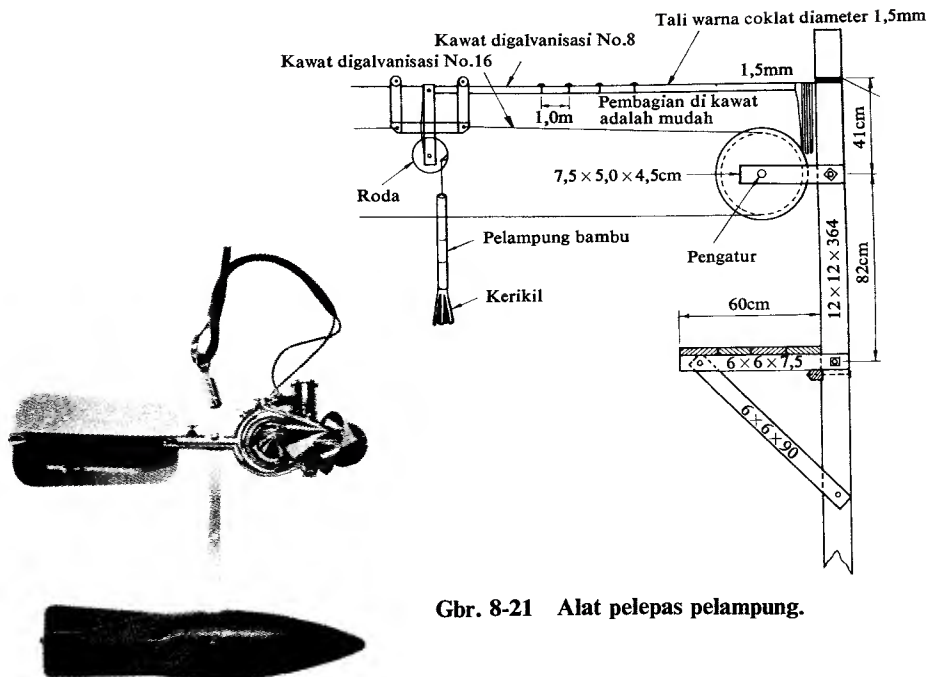
Pelampung No.	No. 1	No. 2	No. 3	No. 4	No. 5
Dalamnya air (m)	<0,70	0,7–1,30	1,30–2,60	2,6–5,4	> 5,20
Kedalaman tangkai . . .	0,0	0,50	1,0	2,0	4,0
Koefisien modifikasi . . .	0,85	0,88	0,91	0,94	0,96

- (d) *Pelepasan pelampung*: Beberapa saat sesudah pelepasan, pelampung itu tidak stabil. Jadi pelampung harus dilepaskan kira-kira 20 m di sebelah udik garis observasi pertama, sehingga pada waktu observasi, pelampung itu telah mengalir dalam keadaan yang stabil. Hal ini akan dipermudah jika di sebelah udik titik pelepasan terdapat jembatan. Pada keadaan yang cukup aman, dapat digunakan perahu untuk melepaskan pelampung. Namun demikian mengingat posisi pelepasan itu sulit ditentukan, maka sebelumnya harus disiapkan tanda yang menunjuk posisi tersebut dengan jelas. Dalam keadaan istimewa, kadang-kadang dapat dipasang alat pelepas pelampung seperti terlihat dalam Gbr. 8-21.

(2) Pengukuran dengan alat ukur arus (*current meter*)

Alat ukur arus biasanya digunakan untuk mengukur aliran pada air rendah. Kalau dicoba mengukur dalam keadaan banjir, alat itu akan dihanyutkan sehingga posisinya, dalamnya dan akhirnya pengukuran kecepatan akan menjadi tidak teliti. Sebaliknya, jika digunakan pemberat untuk menjaga supaya alat itu tidak hanyut, maka pelaksanaannya akan menjadi sulit. Jadi penggunaan alat ukur arus pada sungai yang besar atau pada waktu banjir, akan menemui banyak kesulitan. Demikian pula ditinjau dari ketelitiannya, alat ukur arus ini adalah cocok untuk mengukur kecepatan aliran antara 0,30 sampai 3,00 m/detik dan dengan kedalaman lebih dari 30 m.

Alat ukur arus ini ada berjenis-jenis; jenis Price, jenis Waltman dan lain-lain. Pada kedua jenis ini, jumlah putaran mangkok atau baling-baling menunjukkan kecepatan aliran seperti yang terlihat pada Gbr. 8-22. Alat ukur itu dipasang pada sebuah tangkai atau digantungkan pada kabel karena pada kecepatan aliran yang tinggi gaya yang



Gbr. 8-21 Alat pelepas pelampung.

Gbr. 8-22 Alat ukur arus dengan listrik (Jenis Price).

bekerja pada alat itu adalah besar. Supaya tidak dihanyutkan, maka alat ukur arus yang digantungkan pada kabel itu harus digantungi pemberat. Bagian yang berputar itu mempunyai alat yang berbunyi setiap kali terjun 10 kali putaran sehingga kecepatan aliran dapat diukur dengan menghitung waktu yang diperlukan untuk jumlah putaran tertentu. Di samping alat ini, telah terdapat alat ukur arus yang secara listrik langsung merubah putaran itu menjadi kecepatan. Waktu yang diperlukan untuk satu pengukuran adalah 40 sampai 70 detik, termasuk faktor-faktor keseimbangan jumlah putaran, kesalahan waktu yang diukur dan lain-lain.

Pemeriksaan bagian yang berputar itu dilakukan dengan menggerakkan bagian ini dengan kecepatan yang tetap dalam air yang statis. Dengan pemeriksaan ini, maka koefisien-koefisiennya dapat ditentukan sehingga kecepatannya dapat diperoleh dari jumlah putaran itu.

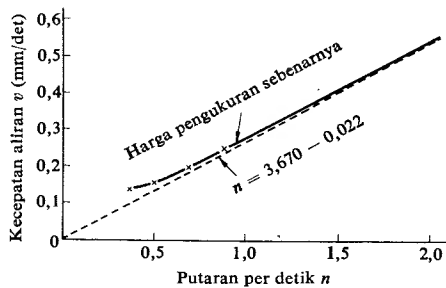
$$V = a n + b \dots\dots\dots(8.5)$$

V : kecepatan aliran (m/detik)

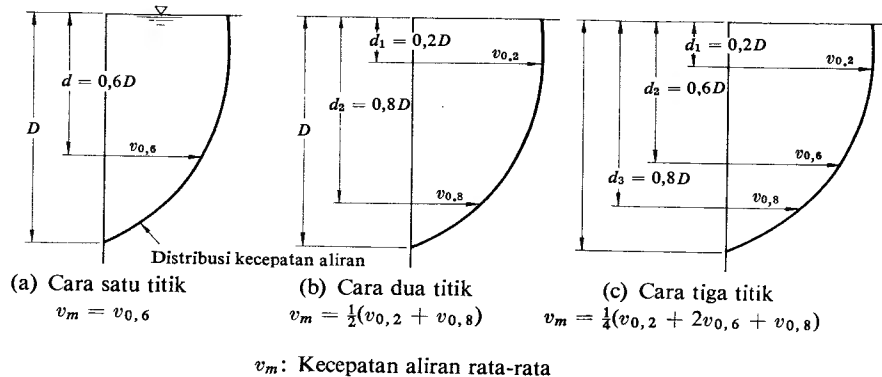
n : jumlah putaran dalam waktu yang tertentu.

a dan b : tetapan/koefisien yang diperoleh dari pemeriksaan.

Dalam praktek, hubungan antara jumlah putaran dan kecepatan aliran adalah tidak linier. Umumnya pada putaran yang kecil, kecepatannya kelihatannya menjadi agak besar seperti terlihat dalam Gbr. 8-23. Jadi untuk kecepatan yang kurang dari 30 m/detik, harus diperhatikan bahwa kesalahan-kesalahan yang dibuat adalah agak besar. Akan tetapi, mengingat telah terdapat alat ukur arus untuk kecepatan yang rendah (0,05 sampai 1,0 m/detik), maka sebaiknya untuk kecepatan ini harus digunakan alat jenis ini. Jika pengukuran diadakan dengan berjalan kaki, maka harus dijaga supaya posisi kaki tidak mengganggu aliran itu. Untuk pengukuran sering digunakan perahu, jembatan atau kotak yang digantungkan pada kabel yang melintasi sungai.



Gbr. 8-23 Kurva pemeriksaan alat ukur arus air.



Gbr. 8-24 Perhitungan kecepatan aliran rata-rata.

Seperti terlihat dalam Gbr. 8-24, cara pengukuran titik adalah sebagai berikut; cara satu titik (untuk dalamnya air kurang dari 60 m), cara dua titik dan tiga titik dalam satu penampang yang tergantung dari dalamnya air. Harga yang diperoleh dengan cara ini dianggap sebagai harga rata-rata yang mewakili penampang. Cara yang paling tepat adalah cara yang menghitung kecepatan rata-rata dari pengukuran yang mendetail dalam suatu arah vertikal dan penggunaan integrasi dengan rumus trapezoidal.

Umpamanya dalamnya air = D dan dalamnya pengukur = d . Untuk cara pengukuran satu titik, maka kecepatan aliran diukur pada $d/D = 0,60$ dan dianggap sebagai kecepatan rata-rata pada garis pengukuran itu. Untuk cara pengukuran dua titik, maka kecepatan aliran diukur pada $d/D = 0,20$ dan $0,80$ dan harga rata-rata dari kedua hasil yang didapat dianggap sebagai kecepatan rata-rata pada garis pengukuran itu.

(3) Survey penampang melintang

Untuk menghitung debit, baik pengukuran dengan pelampung maupun dengan alat ukur arus, diperlukan luas penampang melintang. Pada titik pengukuran dipasang titik tetap (*bench mark*) lalu diadakan survey penampang melintang sebelum diadakan pengukuran.

Tabel 8-3 memperlihatkan standar interval pengukuran dalamnya air untuk survey penampang melintang jika pengukuran diadakan dengan pelampung.

Ketika mengadakan survey di dalam air, waktu mulai dan akhir survey harus dicatat.

Tabel 8-3 Interval pengukuran dalamnya air.

Lebar sungai (m)		100	100—200	Lebih dari 200
Interval (m)	Di atas tanah	Kurang dari 5	Kurang dari 10	Kurang dari 20
	Dalamnya air	Kurang dari 5	Kurang dari 5	Kurang dari 10

Makin dekat interval garis pengukuran kecepatan itu, makin tinggi ketelitian yang didapat. Akan tetapi mengingat pada keadaan banjir permukaan air itu berubah-ubah, maka pengukuran dengan interval yang berdekatan yang memerlukan waktu yang banyak harus dihindarkan. Tabel 8-4 memperlihatkan ancar-ancar standar interval garis pengukuran.

Tabel 8-4 Interval pengukuran kecepatan air.

Lebar sungai (m)	Kurang dari 50	Kurang dari 50—100	Kurang dari 100—200	Kurang dari 200—400	Kurang dari 400—800	Lebih dari 800
Banyaknya penampang	3	4	5	6	7	8

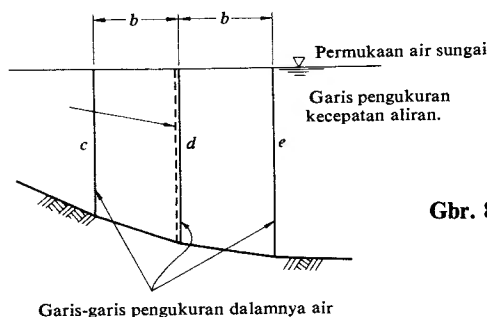
Tabel 8-5 Standar interval garis pengukur.

Lebar permukaan air B (m)	Interval garis-garis pengukur dalamnya- air. (m)	Interval garis-garis pengukur kecepatan aliran. (m)
Kurang dari 10	$0,1B—0,15B$	
10—20	1	2
20—40	2	4
40—60	3	6
60—80	4	8
80—100	5	10
100—150	6	12
150—200	10	20
Lebih dari 200	15	30

Tabel 8-5 memperlihatkan standar interval pengukuran dalamnya air dan interval pengukuran kecepatan untuk pengukuran dengan alat ukur arus.

Banyaknya garis pengukuran dalamnya air adalah 2 kali banyaknya garis pengukuran kecepatan. Hal ini akan mempermudah perhitungan luas penampang melintang dengan menggunakan rumus trapezoidal, perhitungan kecepatan rata-rata dan perhitungan debit.

Jika interval pengukuran dalamnya air adalah b seperti terlihat dalam Gbr. 8-25, maka luas penampang dan debit adalah;



Gbr. 8-25 Garis-garis pengukuran.

$$F_d = 2 \times b \times \frac{c + 2d + e}{4} \dots\dots\dots(8.6)$$

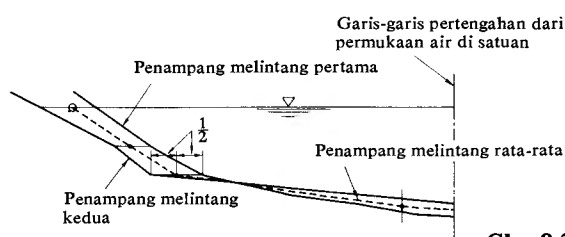
$$Q_d = F_d \times V_d \dots\dots\dots(8.7)$$

F_d : luas penampang melintang antara garis pengukuran dalamnya air c dan e .

c, d dan e : dalamnya air pada setiap garis pengukuran.

V_d : kecepatan aliran rata-rata pada garis pengukuran pengaliran d .

Jika digunakan alat ukur arus, maka sebuah penampang melintang adalah cukup untuk pengukuran itu. Akan tetapi, jika digunakan pelampung, maka untuk memperoleh penampang melintang rata-rata dibutuhkan paling sedikit dua atau tiga penampang melintang. Seperti terlihat dalam Gbr. 8-26, garis tengah lebar permukaan air kedua penampang melintang yang diukur pada waktu yang bersamaan disusun satu sama yang lain /berimpitan). Penampang melintang rata-rata itu didapat dengan menentukan titik-titik pertengahan garis-garis horizontal dan vertikal yang digambar pada beberapa bagian dari penampang-penampang itu. Jika terdapat tiga penampang melintang, maka mula-mula dibuat penampang melintang rata-rata antara penampang teratas dan penampang terbawah. Kemudian dibuatkan penampang rata-rata antara penampang rata-rata tersebut di atas dengan penampang melintang yang di tengah.



Gbr. 8-26 Penampang melintang rata-rata.

Jika pasir dan kerikil di dasar sungai pada penampang pengukuran ikut bergerak dengan air, maka akan terjadi perubahan yang besar. Penampang melintang yang diukur itu tidak dapat digunakan karena akan terdapat kesalahan yang besar. Dalam hal sedemikian, dalamnya air harus diukur dengan menggunakan bola tembaga dengan kabel. Tetapi di sungai yang dalam dan deras, bola tembaga itu masih dihanyutkan sehingga hasil pengukurannya harus disesuaikan untuk mendapatkan dalamnya air yang besar.

Permukaan air												
	Tanda permukaan air dasar				Tanda permukaan air pertama				Tanda permukaan air kedua			
	Waktu (Jam, menit)	Permukaan air (m) Rata- maks min rata			Waktu (Jam, menit)	Permukaan air (m) Rata- maks min rata			Waktu (Jam, menit)	Permukaan air (m) Rata- maks min rata		
Permulaan	6.01	.	.	6.98	.	.	.	.	6.03	.	.	6.97
Akhir	6.15	.	.	7.02	.	.	.	.	6.16	.	.	7.01
Rata-rata	6.08	.	.	7.00	.	.	.	.	6.10	.	.	6.99
Catatan												

Gbr. 8-27(a). Contoh formulir pencatatan untuk pengukuran debit dengan pelampung.

Tanggal pengamatan	1961.8.2			Cuaca	Berawan	
Waktu	Pertama			Aran angin	Dari hulu	
Nama sipencatat	Taro Yamada			Kecepatan angin	Angin kencang	
	Pemimpin kelompok	Pelampung	Penglihatan air	Permukaan	Waktu pengamatan (jam, menit)	Permulaan 6,00 Akhir 6,16
Garis pengukuran No.	Pelampung No.	Kedalaman (m)	Waktu pelemparan (jam, menit)	Waktu yang diperlukan untuk mengalir (det)	Kondisi aliran	
1	3	1,5	6.01	84.0	Normal	
2	5	5.0	6.04	44.0	Normal	
3	5	5.0	6.06	41.4	Normal	
4	5	5.0	6.9	45.6	Normal	
5	5	5.0	6.11	48.0	Normal	
6	4	2.5	6.13	12.4	Normal	
.	.	.	.	.		

Gbr. 8-27(b)

Garis pengukuran No.	Jarak dari kiri kanan tepian (m)	Dalam air (m)			Luas potongan melintang				
		Menuju ke	Kembali dari	Rata-rata	Dalam air dari pertengahan	Dalam air rata-rata	Pembagian lebar	Penampang melintang pembagian (m ²)	Jumlah (m ²)
1	0			0	0,18				
2	2	0,34	0,36	0,35	0,46	0,18 0,40	2 1	0,36 0,40	0,76
3	4	0,58	0,59	0,58	0,66	0,52 0,62	1 1	0,52 0,62	1,14
4	6	0,74	0,76	0,75	0,75	0,70 0,75	1 1	0,70 0,75	1,45
5	8			0,75					

Dalam alat ukur (m)	Banyaknya pendugaan	Waktu yang diperlukan (det)	Antara titik pengukuran			Dalam alat ukur (m)	Banyaknya pendugaan	Waktu yang diperlukan (det)	Kecepatan aliran pada titik pengukuran (m/det)	Antara titik pengukuran		
			Kecepatan aliran rata-rata (m/det)	Di dalam (m)	Kecepatan aliran areal (m ² /det)					Kecepatan aliran rata-rata (m/det)	Di dalam (m)	Kecepatan aliran areal (m ² /det)
0		(0,57)				0			(0,76)			
0,1	6	37,8	0,57	0,57	0,1	0,1	6	28,2	0,76	0,76	0,1	0,076
0,2	6	39,0	0,55	0,56	0,1	0,2	6	27,8	0,77	0,75	0,1	0,075
0,3	6	43,3	0,50	0,52	0,05	0,3	6	29,4	0,73	0,66	0,1	0,066
0,35		(0)		0,25	0,05	0,4	6	26,0	0,60	0,56	0,1	0,056
						0,5	6	41,4	0,52	0,26	0,1	0,021
						0,58			(0)			

Gbr 8-28(a) Contoh formulir pencatatan untuk pengukuran debit dengan alat ukur arus.

Garis pengukuran No.	Jarak dari kiri kanan tepian (m)	Dalam air (m)			Luas potongan melintang					
		Menuju ke	Kembali dari	Rata-rata	Dalam air dari pertengahan	Dalam air rata-rata	Pembagian lebar	Penampang melintang pembagian	Jumlah (m ²)	
4	6	0,74	0,76	0,75	0,75	0,75 0,78	1 1	0,75 0,78	1,53	
5	8	0,75	0,75	0,75						
6	10	0,83	0,85	0,84	0,80	0,82 0,84	1 1	0,82 0,84	1,66	
					0,84					
7	12	0,85	0,85	0,85	0,85	0,84 0,85	1 1	0,84 0,85	1,69	
8	14	0,84	0,86	0,85						

Dalam alat ukur	Banyaknya pendugaan	Waktu yang diperlukan (det)	Kecepatan aliran pada titik pengukuran (m/det)	Antara titik pengukuran			Dalam alat ukur	Banyaknya pendugaan	Waktu yang diperlukan (det)	Kecepatan aliran pada titik pengukuran (m/det)	Antara titik pengukuran		
				Kecepatan aliran rata-rata (m/det)	Interval (m)	Kecepatan aliran areal (m ² /det)					Kecepatan aliran rata-rata (m/det)	Interval (m)	Kecepatan aliran areal (m ² /det)
(m)			(1,10)				(m)			(1,15)			
0				1,10	0,1	0,110	0				0,15	0,1	0,115
0,1	12	29,0	1,10	1,09	0,1	0,109	0,1	12	37,2	1,15	1,15	0,1	0,115
0,2	12	39,6	1,09	1,10	0,1	0,110	0,2	12	37,2	1,15	1,10	0,1	0,110
0,3	12	38,4	1,11	1,06	0,1	0,106	0,3	12	40,8	1,05	1,02	0,1	0,102
0,4	6	21,4	1,00	0,95	0,1	0,095	0,4	6	21,6	0,99	0,96	0,1	0,096
0,5	12	47,4	0,90	0,86	0,1	0,086	0,5	6	22,8	0,94	0,86	0,1	0,086
0,6	6	26,2	0,82	0,74	0,1	0,074	0,6	6	27,4	0,78	0,68	0,1	0,068
0,7	6	32,2	0,67	0,34	0,05	0,017	0,7	6	36,8	0,58	0,24	0,04	0,010
0,75		(0)					0,8	6	45,6	0,47			
							0,84			(0)			
Kecepatan aliran areal pada garis kecepatan (m ² /det)						0,707	0,754						
Kecepatan aliran rata-rata pada garis pengukuran (m/det)						0,94	0,90						

Gbr. 8-28(b)

Jika aliran sungai itu dianggap berada dalam kondisi aliran yang seragam (*uniform flow*), maka satu detik akan sesuai dengan satu keadaan permukaan air. Pengukuran air itu dapat diadakan suatu bagian yang linier yang tidak mempunyai perubahan gradien yang tiba-tiba. Akan tetapi, dalam kenyataan, permukaan air yang sama pada periode peningkatan banjir dan pada periode pengukuran banjir mempunyai debit yang berbeda-beda. Seperti terlihat dalam Gbr. 8-31, debit pada periode peningkatan banjir adalah lebih besar dari debit pada periode pengukuran banjir, karena pada periode peningkatan banjir, permukaan air di bagian hulu meningkat lebih cepat, gradien permukaan air menjadi lebih curam sehingga kecepatannya lebih tinggi. Pada sungai dengan kemiringan dasar yang curam, kenyataan di atas ini dapat diabaikan. Sebaliknya pada sungai yang mempunyai kemiringan dasar yang kecil hal ini tidak dapat diabaikan.

Cara yang sederhana untuk mengoreksi debit, adalah dengan membuat kurva hubungan antara persentase koreksi debit dan kecepatan perubahan permukaan air. Pembuatan kurva hubungan ini adalah sebagai berikut;

Pertama-tama diadakan pengukuran debit pada beberapa kecepatan perubahan permukaan air, periode permukaan air yang tetap dan periode penurunan permukaan air, kemudian digambar seperti terlihat pada Gbr. 8-32.

Selanjutnya antara gambar harga-harga pada waktu kenaikan dan pada waktu penurunan itu digambarkan sebuah kurva debit. Kemudian dihitung persentase setiap harga yang diukur dan harga dari kurva debit ini pada keadaan permukaan air yang

Kecepatan aliran rata-rata garis pengukuran (m/det)			Debit (m ³ /det)		Pengukuran No.		
0,94			1,44		Meteorologi	Cuaca	
0,90			1,49			Arah angin	
0,99			1,67			Kecepatan angin	
					Jam pengamatan	Mulai	
						Selesai	
						Rata-rata	
Antara titik-titik pengukuran							
Dalam-nya alat ukur arus (m)	Banyaknya pendugaan	Waktu yang diperlukan (det)	Kecepatan aliran pada titik pengukuran (m/det)	Interval (m)	Kecepatan aliran rata-rata areal (m ² /det)	Pengamat	
0		(1.17)	1,17	0,1	0,117	Alat	
0,1	12	36,2	1,17	0,1	0,117		
0,2	12	35,2	1,12	0,1	0,119		
0,3	12	37,8	1,13	0,1	0,117		
0,4	12	40,4	1,06	0,1	0,110		
0,5	12	40,4	1,06	0,1	0,106	Penghitung	
0,6	6	23,4	1,91	0,98	0,1		0,098
0,7	6	26,2	0,82	0,86	0,1		0,086
0,8	6	32,8	0,65	0,74	0,1	0,074	Hasil perhitungan
0,85		(0)		0,32	0,05	0,016	
Catatan							
0,843							
0,99							

Gbr. 8-28(b)

DISCHARGE MEASUREMENT

STATION; _____

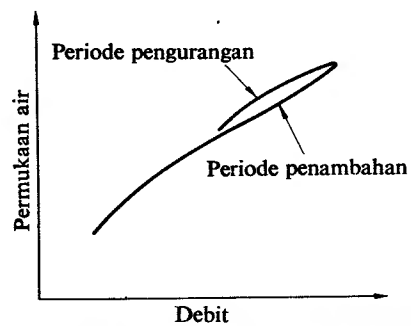
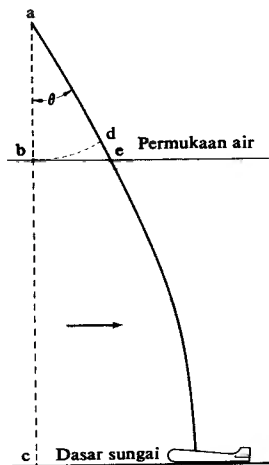
Drainage area _____ km ²				River system _____		River _____						
No.	Date			Water Level		Width m	Flow Area m ²	Mean Velocity m/sec	Discharge m ³ /sec	Temp		Remarks
	Year	Month	Day	Reading	Change					Water	Air	

Elevation of zero point of water gauge; _____ m

Gbr. 8-29 Contoh formulir untuk pengukuran debit dengan alat ukur arus.

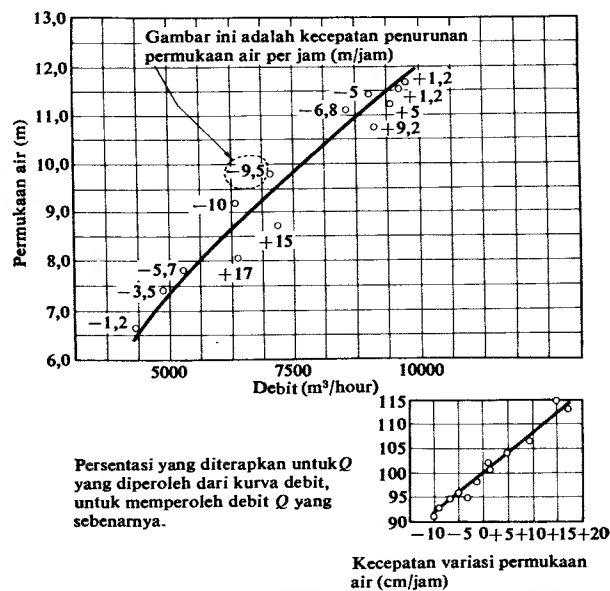
Tabel 8-6 Tabel penyesuaian dalamnya air.

θ	$\sec \theta$	K	θ	$\sec \theta$	K
4	1,0024	0,0006	22	1,0785	0,0248
6	1,0055	,0016	24	1,0946	,0296
8	1,0098	,0032	26	1,1126	,0350
10	1,0154	,0050	28	1,1326	,0408
12	1,0223	,0072	30	1,1547	,0472
14	1,0306	,0098	32	1,1792	,0544
16	1,0403	,0128	34	1,2062	,0620
18	1,0515	,0164	36	1,2361	,0698
20	1,0642	,0204			



Gbr. 8-31 Debit-debit pada periode penambahan dan periode pengurangan.

Gbr. 8-30 Sketsa untuk penyesuaian dalam air.



Gbr. 8-32 Variasi permukaan air dan laju penyesuaian.

sama. Hubungan antara persentase di atas ini dan kecepatan perubahan permukaan air pada waktu pengukuran juga digambar supaya dapat mengadakan koreksi debit. Dengan mengoreksi harga-harga pengamatan debit tersebut di atas, maka kurva permukaan air debit (kurva-debit) itu dapat ditentukan.

(2) Kurva permukaan air-debit (Kurva debit)

Jika pengamatan/pengukuran permukaan air dan debit yang tersebar dari keadaan permukaan air yang tinggi sampai permukaan yang rendah lebih dari 10 kali, maka hubungan antara permukaan air dan debit dapat diperoleh dengan cara kwadrat terkecil. Kurva ini disebut kurva permukaan air-debit (kurva debit). Debit pada setiap permukaan air dapat diperkirakan dengan menggunakan kurva ini.

Berikut ini adalah rumus-rumus yang digunakan sebagai rumus kurva debit:

$$\textcircled{1} \quad \sqrt{Q} = ah + b \dots\dots\dots(8.9)$$

$$\textcircled{2} \quad Q = ah^2 + bh + c \dots\dots\dots(8.10)$$

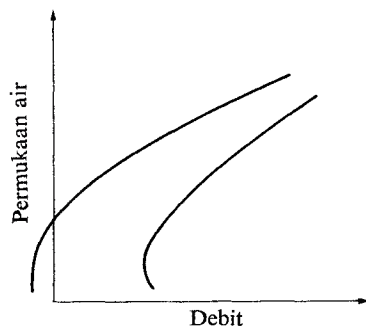
Q : debit

h : permukaan air

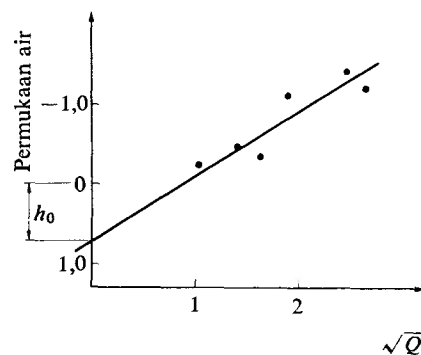
a, b dan c : tetapan-tetapan.

Jika hubungan itu tidak dapat dinyatakan dengan sebuah rumus seperti tersebut di atas, maka penterapan rumus itu diadakan bagian demi bagian dengan membaginya dalam bagian keadaan air tinggi dan bagian keadaan air rendah.

Meskipun kurva debit itu ditentukan dengan cara kwadrat terkecil dari data yang terbatas itu, dari sifat kurva dapat dilihat bahwa adalah tidak tepat menggunakan rumus (8.10) untuk keadaan air rendah. Perhitungan persamaan kwadrat ini dalam Gbr. 8-33 memperlihatkan bahwa debit pada permukaan air yang rendah menjadi negatif atau kadang-kadang menjadi besar.



Gbr. 8-33 Kurva permukaan air—debit (Kurva debit). Istilah yang lazim digunakan di Indonesia ialah lengkung/kurva debit.



Gbr. 8-34 Hubungan antara permukaan air dan $\sqrt{Q}$.

Sebelum perhitungan dengan cara kwadrat terkecil diadakan, hubungan antara $\sqrt{Q}$ dan permukaan air h harus digambar seperti terlihat pada Gbr. 8-34 dan ditarik garis lurus yang menunjukkan perkiraan kasar dari harga rata-rata.

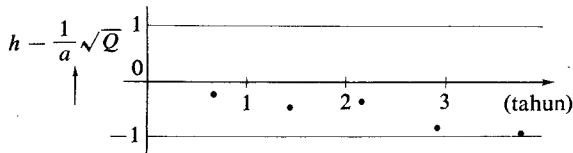
Rumus (8.11) berikut ini dapat dirubah menjadi rumus (8.12).

$$\sqrt{Q} = ah + b \dots\dots\dots(8.11)$$

$$\sqrt{Q} = a(h - h_0) \dots\dots\dots(8.12)$$

Jadi a dan h_0 sebelumnya harus diperkirakan dari garis lurus tersebut di atas. Kemudian dengan mengadakan pengamatan keadaan sungai di lapangan harus dipastikan bahwa h_0 adalah kira-kira berimpitan dengan permukaan dasar sungai.

Kurva debit itu tidak dapat digunakan untuk jangka waktu yang lama, karena dasar sungai selalu berubah-ubah. Jadi debit itu harus disesuaikan dengan mengadakan pengamatan yang kontinu. Seperti terlihat dalam Gbr. 8-35, maka adalah penting juga untuk mengetahui bagaimana perubahan tinggi h_0 dalam rumus (8.12) (h_0 dianggap sebagai perubahan permukaan dasar sungai).



Gbr. 8-35 Kondisi dasar sungai yang berubah-ubah.

- (3) Perhitungan tetapan-tetapan dengan cara kwadrat terkecil
Umpamanya kurva debit itu dinyatakan oleh rumus

$$Q = ah^2 + bh + c \dots\dots\dots(8.13)$$

dan h_i : permukaan air pada sesuatu saat

Q_i : debit pada permukaan air h_i .

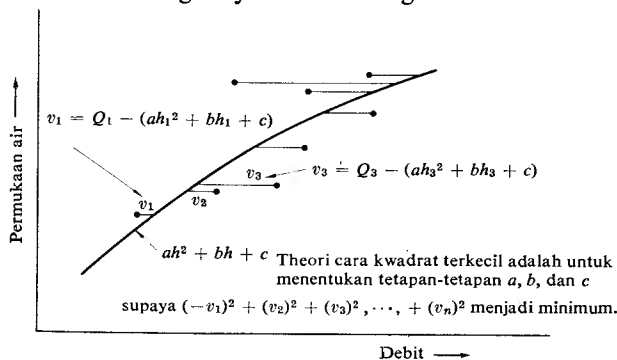
Hitung: $V_i = [ah_i^2 + bh_i + c] \dots\dots\dots(8.14)$

V_i disebut sisa. Angka ini dapat diperoleh sesuai dengan waktu yang diukur.

$$\sum_{i=1}^n = [V_i]^2 \dots\dots\dots(8.15)$$

disebut jumlah kwadrat sisa. n adalah banyaknya pengukuran. Tetapan-tetapan a , b dan c harus ditentukan sedemikian supaya jumlah kwadrat sisa mempunyai harga yang terkecil.

Perhitungannya adalah sebagai berikut.



Gbr. 8-36 Penggambaran sisa-sisa.

Gbr. 8-36 memperlihatkan jumlah kwadrat angka-angka.

$$V_1, V_2, V_3 \dots\dots\dots \text{atau } [V_i]^2 = V_1^2 + V_2^2 + \dots\dots\dots V_n^2 \dots\dots\dots(8.16)$$

Jadi tetapan-tetapan a , b dan c harus ditentukan sedemikian supaya harga jumlah tersebut di atas ini adalah terkecil. Kurva yang diperoleh dengan prosedur ini adalah kurva yang paling baik untuk menentukan debit dari data permukaan air.

$$V_1^2 = [Q_1 - (ah_1^2 + bh_1 + c)]^2 \dots\dots\dots(8.17)$$

$$V_2^2 = [Q_2 - (ah_2^2 + bh_2 + c)]^2 \dots\dots\dots(8.18)$$

$$V_i^2 = [Q_i - (ah_i^2 + bh_i + c)]^2 \dots\dots\dots(8.19)$$

$$V_n^2 = [Q_n - (ah_n^2 + bh_n^2 + c)]^2 \dots\dots\dots(8.20)$$

Umpamanya jumlahnya adalah S ,

$$S = V_1^2 + V_2^2 + \dots V_i^2 \dots + V_n^2 \dots\dots\dots(8.21)$$

Untuk memperoleh a dengan S minimum, maka S didiferensiasi menurut a dan hasilnya dijadikan nol.

$$\frac{\partial S}{\partial a} = 0 \dots\dots\dots(8.22)$$

(a dapat dihitung)

Kemudian persamaan (8.19) dikembangkan sebagai berikut;

$$[Q_i - (ah_i^2 + bh_i^2 + c)]^2 \dots\dots\dots(2.23)$$

$$= Q_i^2 - 2Q_i(ah_i^2 + bh_i^2 + c) + (ah_i^2 + bh_i^2 + c)^2$$

$$= Q_i^2 - 2Q_i ah_i^2 - 2Q_i bh_i^2 - 2Q_i c + a^2 h_i^4 + 2 ab h_i^3$$

$$+ 2ach_i^2 + b^2 h_i^2 + 2cbh_i + c^2 \dots\dots\dots(8.24)$$

Jika S didiferensiasi menurut a , maka semua suku yang tidak mempunyai harga a akan menjadi nol. Jadi untuk perhitungan dapat ditinjau saja suku-suku yang mempunyai a ,

$$a^2 h_i^4 + a(-2Q_i h_i^2 + 2bh_i^3 + 2ch_i^2) \dots\dots\dots(8.25)$$

Mengingat S adalah jumlah dari $i = 1$ sampai n , maka persamaan (8.25) menjadi

$$a^2 \sum_{i=1}^n h_i^4 + a(-2 \sum Q_i h_i^2 + 2b \sum h_i^3 + 2c \sum h_i^2) \dots\dots\dots(8.26)$$

Diferensiasi menurut a ,

$$\frac{\partial S}{\partial a} = 0$$

$$= 2a \sum h_i^4 - 2 \sum Q_i h_i^2 + 2b \sum h_i^3 + 2c \sum h_i^2 \dots\dots\dots(8.27)$$

Setiap harga $\sum h_i^4$, $\sum Q_i h_i^2$, $\sum h_i^3$ dan $\sum h_i^2$ persamaan (8.27) ini, dapat diperoleh dengan perhitungan dari harga-harga pengamatan. Demikian pula untuk memperoleh b dari harga minimum S , maka harga suku-suku yang mempunyai b dari persamaan (8.24) yang ditinjau.

$$b^2 h_i^2 + b(-2Q_i h_i + 2ah_i^3 + 2ch_i) \dots\dots\dots(8.28)$$

Jumlahnya adalah,

$$b^2 \sum h_i^2 + b(-2 \sum Q_i h_i + 2a \sum h_i^3 + 2c \sum h_i) \dots\dots\dots(8.29)$$

Untuk memperoleh b , maka S didiferensiasi menurut b lalu dijadikan nol.

$$\frac{\partial S}{\partial b} = 0 = 2b \sum h_i^2 - 2 \sum Q_i h_i + 2a \sum h_i^3 + 2c \sum h_i \dots\dots\dots(8.30)$$

Harga-harga $\sum h_i^2$, $\sum Q_i h_i$, $\sum h_i^3$ dan $\sum h_i$ dalam persamaan (8.30) ini dapat diperoleh dari harga-harga pengamatan.

Untuk memperoleh c dari harga minimum S , maka hanya suku-suku yang mempunyai c dari persamaan (8.24) yang ditinjau.

$$c^2 + c(-2Q_i + 2ah_i^2 + 2bh_i) \dots\dots\dots(8.31)$$

Jumlahnya adalah;

$$nc^2 + c(-2 \sum Q_i + 2a \sum h_i^2 + 2b \sum h_i) \dots\dots\dots(8.32)$$

Persamaan (8.32) ini didiferensiasi menurut c dan dijadikan nol.

$$\frac{\partial S}{\partial c} = 0 = 2nc - 2 \sum Q_i + 2a \sum h_i^2 + 2b \sum h_i \dots\dots\dots (8.33)$$

Harga-harga n , $\sum Q_i$, $\sum h_i^2$ dan $\sum h_i$ dapat diperoleh dari harga-harga pengamatan.

Untuk membuat S menjadi minimum, maka ketiga persamaan differensiasi itu harus disusun dan dihitung.

$$\frac{\partial S}{\partial a} = 0 \dots\dots\dots (8.34)$$

$$\frac{\partial S}{\partial b} = 0 \dots\dots\dots (8.35)$$

$$\frac{\partial S}{\partial c} = 0 \dots\dots\dots (8.36)$$

$$\frac{\partial S}{\partial a} = a(\sum h_i^4) + b(\sum h_i^3) + c(\sum h_i^2) - (\sum Q_i h_i^2) = 0 \dots\dots\dots (8.37)$$

$$\frac{\partial S}{\partial b} = a(\sum h_i^3) + b(\sum h_i^2) + c(\sum h_i) - (\sum Q_i h_i) = 0 \dots\dots\dots (8.38)$$

$$\frac{\partial S}{\partial c} = a(\sum h_i^2) + b(\sum h_i) + c(n) - (\sum Q_i) \dots\dots\dots (8.39)$$

Semua bagian-bagian yang berada di dalam tanda kurung dapat diperoleh dari harga-harga pengamatan dan sudah diketahui. Jadi dengan ini terbentuklah tiga persamaan linier dengan tiga buah faktor yang tidak diketahui a , b dan c . Harga-harga a , b dan c yang didapat dari ketiga persamaan linier ini adalah tetapan-tetapan yang menjadikan jumlah kwadrat sisa S minimum. Penyelesaiannya adalah sebagai berikut;

$$c = \frac{(\sum h_i^2)(\sum h_i^4)(\sum Q_i) + (\sum h_i^2)(\sum h_i^3)(\sum h_i Q_i) + (\sum h_i)(\sum h_i^3)(\sum Q_i h_i^2)}{n(\sum h_i^2)(\sum h_i^4) + 2(\sum h_i)(\sum h_i^2)(\sum h_i^3) - n(\sum h_i^3)^2} \\ - \frac{(\sum h_i^3)^2(\sum Q_i) - (\sum h_i)(\sum h_i^4)(\sum Q_i h_i) - (\sum h_i^2)^2(\sum Q_i h_i^2)}{(\sum h_i)(\sum h_i^4) - (\sum h_i^2)^3} \dots\dots (8.40)$$

$$b = \frac{(\sum h_i^2)(\sum h_i^3)(\sum Q_i) + n(\sum h_i^4)(\sum Q_i h_i) + (\sum h_i)(\sum h_i^2)(\sum Q_i h_i^2)}{n(\sum h_i^2)(\sum h_i^4) + 2(\sum h_i)(\sum h_i^2)(\sum h_i^3) - n(\sum h_i^3)^2} \\ - \frac{(\sum h_i)(\sum h_i^4)(\sum Q_i) - (\sum h_i^2)^2(\sum Q_i h_i) - n(\sum h_i^3)(\sum Q_i h_i^2)}{(\sum h_i)(\sum h_i^4) - (\sum h_i^2)^3} \dots\dots (8.41)$$

$$a = \frac{(\sum h_i)(\sum h_i^3)(\sum Q_i) + (\sum h_i)(\sum h_i^2)(\sum Q_i h_i) + n(\sum h_i^2)(\sum Q_i h_i^2)}{n(\sum h_i^2)(\sum h_i^4) + 2(\sum h_i)(\sum h_i^2)(\sum h_i^3) - n(\sum h_i^3)^2} \\ - \frac{(\sum h_i^2)^2(\sum Q_i) - n(\sum h_i^3)(\sum Q_i h_i) - (\sum h_i)^2(\sum Q_i h_i^2)}{(\sum h_i)^2(\sum h_i^4) - (\sum h_i^2)^3} \dots\dots\dots (8.42)$$

Jika rumus kurva debit itu seperti berikut ini,

$$\sqrt{Q} = ah + b \dots\dots\dots (8.43)$$

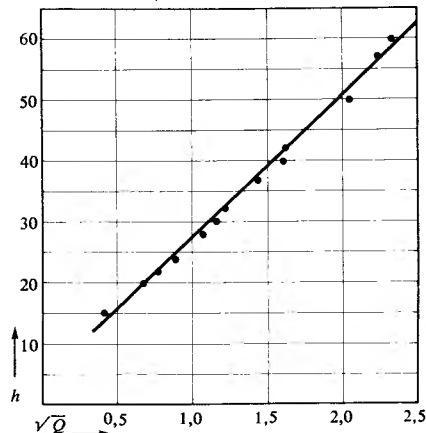
maka mengingat hanya terdapat dua buah tetapan dengan penyelesaian yang lebih sederhana, maka (hanya perhitungan yang diperlihatkan):

$$a = \frac{(\sum \sqrt{Q_i})(\sum h_i) - n(\sum h_i \sqrt{Q_i})}{(\sum h_i)^2 - n(\sum h_i^2)} \dots\dots\dots (8.44)$$

$$b = \frac{(\sum h_i)(\sum h_i \sqrt{Q_i}) - (\sum h_i^2)(\sqrt{Q_i})}{(\sum h_i)^2 - n(\sum h_i^2)} \dots\dots\dots (8.45)$$

Tabel 8-7 Permukaan-permukaan air dan debit yang diukur.

h (cm)	15	20	22	24	28	30	32	37	40	42	50	57	60
Q (m ³ /det)	0,180	0,450	0,590	0,804	1,150	1,360	1,500	2,050	2,590	2,620	4,181	4,980	5,390
$\sqrt{Q}$	0,42	0,67	0,77	0,89	1,07	1,16	1,22	1,43	1,60	1,61	2,04	2,23	2,32

Tabel 8-8 Tabel perhitungan untuk $\sqrt{Q} = ah + b$

n	h (m)	h^2	Q (m ³ /det)	$\sqrt{Q}$	$h\sqrt{Q}$
1	0,15	0,0225	0,18	0,42	0,063
2	0,20	0,0400	0,45	0,67	0,134
3	0,22	0,0484	0,59	0,77	0,1694
4	0,24	0,0576	0,80	0,89	0,2136
5	0,28	0,0784	1,15	1,07	0,2996
6	0,30	0,0900	1,36	1,16	0,3480
7	0,32	0,1024	1,50	1,22	0,3904
8	0,37	0,1369	2,05	1,43	0,5291
9	0,40	0,1600	2,59	1,60	0,6400
10	0,42	0,1764	2,62	1,61	0,6762
11	0,50	0,2500	4,18	2,04	1,0200
12	0,57	0,3249	4,98	2,23	1,2711
13	0,60	0,3600	5,39	2,32	1,3920
$\Sigma n = 13$	4,57	1,8475	27,84	17,43	7,1464

Di bawah ini diperlihatkan sebuah contoh perhitungan.

Tetapan-tetapan itu diperoleh dari permukaan air dan debit yang diukur (yang tercantum dalam Tabel 8-7) dengan cara kwadrat terkecil. Tabel 8-8. adalah tabel perhitungan untuk jenis $\sqrt{Q} = ah + b$.

Harga-harga dalam tabel ini disubstitusi ke dalam persamaan-persamaan (8.44) dan (8.45),

$$a = \frac{17,43 \times 4,57 - 13 \times 7,1464}{4,57 \times 4,57 - 13 \times 1,8475} = 4,2291$$

$$b = \frac{4,57 \times 7,1464 - 1,8475 \times 17,43}{4,57 \times 4,57 - 13 \times 1,8475} = Q - 0,14592$$

Tabel 8-9 Perbandingan antara debit-debit yang diukur dan debit yang dihitung.

Permukaan air h	Debit yang diamati. Q (m ³ /det)	Debit yang dihitung. Q_1 (m ³ /det)	$Q_1 - Q$	$\frac{Q_1 - Q}{Q}$
0,15	0,18	0,239	0,059	0,327
0,20	0,45	0,489	0,039	0,087
0,24	0,80	0,755	-0,045	-0,056
0,30	1,36	1,261	-0,069	-0,073
0,37	2,05	2,013	-0,037	-0,018
0,40	2,59	2,389	-0,201	-0,078
0,42	2,62	2,658	0,038	0,015
0,50	4,18	3,876	-0,304	-0,073
0,57	4,98	5,129	0,149	0,030
0,60	5,39	5,719	0,329	0,061
Jumlah rata-rata.				0,207 2,1 %

Jadi;

$$\sqrt{Q} = 4,229h - 0,1459$$

$$Q = 17,885(h - 0,0345)^2.$$

Perbandingan antara debit yang dihitung dan debit yang diukur dapat dilihat dalam Tabel 8-9.

Perhitungan untuk jenis $Q = ah^2 + bh + c$ dapat dilihat dalam Tabel 8-10. Untuk memperoleh tetapan-tetapan a , b dan c maka harga-harga dalam tabel ini disubstitusikan dalam persamaan-persamaan (8.40), (8.41) dan (8.42).

$$c = \frac{(1,8475 \times 0,41404 \times 27,84) + (1,8475 \times 0,85913 \times 12,7063)}{(13 \times 1,8475 \times 0,41404) + (2 \times 4,57 \times 1,8475 \times 0,85913)} \\ + \frac{(4,57 \times 0,85913 \times 6,22347) - (0,85913)^2 \times 27,84}{-13 \times (0,85913)^2 - (4,57)^2 \times 0,41404} \\ - \frac{(4,57 \times 0,41404 \times 12,7063) - (1,8475)^2 \times 6,22347}{-(1,8475)^3} = -0,672$$

$$b = \frac{(1,8475 \times 0,85913 \times 27,84) + (13 \times 0,41404 \times 12,7063)}{(13 \times 1,8475 \times 0,41404) + (2 \times 4,57 \times 1,8475 \times 0,85913)} \\ + \frac{(4,57 \times 1,8475 \times 6,22347) - (4,57 \times 0,41404 \times 27,84)}{-13 \times (0,85913)^2 - (4,57)^2 \times 0,41404} \\ - \frac{(1,8475)^2 \times 12,7063 - 13 \times 0,85913 \times 6,22347}{-(1,8475)^3} = 4,433$$

$$a = \frac{(4,57 \times 0,85913 \times 27,84) + (4,57 \times 1,8475 \times 12,7063)}{(13 \times 1,8475 \times 0,41404) + (2 \times 4,57 \times 1,8475 \times 0,85913)} \\ + \frac{(13 \times 1,8475 \times 6,22347) - (1,8475)^2 \times 27,84}{-13 \times (0,85913)^2 - (4,57)^2 \times 0,41404} \\ - \frac{(13 \times 0,85913 \times 12,7063) - (4,57)^2 \times 6,22347}{-(1,8475)^3} = 8,831$$

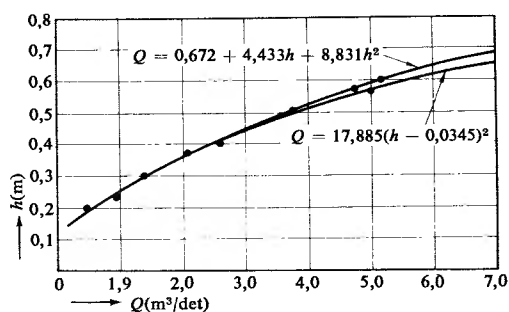
Dengan demikian persamaan itu menjadi:

Tabel 8-10 Tabel perhitungan untuk $Q = ah^2 + bh + c$

n	h	h^2	h^3	h^4	Q	hQ	h^2Q
1	0,15	0,0225	0,00338	0,00051	0,18	0,0270	0,00405
2	0,20	0,0400	0,00800	0,00160	0,45	0,0900	0,01800
3	0,22	0,0484	0,01065	0,00234	0,59	0,1298	0,02856
4	0,24	0,0576	0,01106	0,00265	0,80	0,1920	0,04603
5	0,28	0,0784	0,02524	0,00707	1,15	0,3220	0,09016
6	0,30	0,0900	0,03672	0,01102	1,36	0,4080	0,12240
7	0,32	0,1024	0,04015	0,01573	1,50	0,4800	0,15360
8	0,37	0,1369	0,05065	0,01874	2,05	0,7585	0,28065
9	0,40	0,1600	0,06400	0,02560	2,59	1,0360	0,41440
10	0,42	0,1764	0,07409	0,03112	2,62	1,1004	0,46217
11	0,50	0,2500	0,12500	0,06250	4,18	2,0900	1,04500
12	0,57	0,3249	0,18519	0,10556	4,98	2,8386	1,61800
13	0,60	0,3600	0,21600	0,12960	5,39	3,2340	1,94040
$\Sigma n=13$	4,57	1,8475	0,85913	0,41404	27,84	12,7063	6,22347
$\frac{\Sigma}{13}$	0,35	0,1421	0,06608	0,03184	2,14	0,9774	0,47872

Tabel 8-11 Perbandingan antara debit yang diukur dan debit yang dihitung.

Permukaan air h	Debit yang diukur. Q (m ³ /det)	Debit yang dihitung. Q_1 (m ³ /det)	$Q_1 - Q$	$\frac{Q_1 - Q}{Q}$
0,15	0,18	0,192	0,012	0,066
0,20	0,45	0,568	0,118	0,262
0,24	0,80	0,901	0,101	0,126
0,30	1,36	1,453	0,093	0,068
0,37	2,05	2,177	0,127	0,062
0,40	2,59	2,514	-0,076	-0,029
0,42	2,62	2,748	0,128	0,049
0,50	4,18	3,752	-0,428	-0,102
0,57	4,98	4,724	-0,256	-0,051
0,60	5,39	5,167	-0,223	-0,041
Jumlah rata-rata.				0,41 4,1%



Gbr. 8-37 Kurva permukaan air-debit (Kurva/ lengkung debit).

$$Q = 0,672 + 4,433h + 8,831h^2.$$

Perbandingan antara debit yang dihitung dengan debit yang diukur dapat dilihat dalam Tabel 8-11. Kurva debit kedua persamaan itu terdapat dalam Gbr. 8-37.

(4) Kurva debit rumus Manning

Jika hanya terdapat debit-debit yang diukur pada permukaan air rendah dan sedang atau hanya beberapa debit yang diukur pada permukaan air tinggi, maka adalah lebih baik menghitung kurva debit itu dengan menggunakan rumus Manning. Luas penampang melintang dan jari-jari hidrolis yang sesuai dengan permukaan air sembarang, dapat diketahui dari penampang melintang.

Rumus Manning;

$$v = \frac{1}{n} \cdot R^{2/3} \cdot i^{1/2} \dots\dots\dots (8.46)$$

Jadi

$$Q = A \cdot v = \frac{1}{n} \cdot R^{2/3} i^{1/2} A \dots\dots\dots (8.47)$$

$$= k R^{2/3} A \dots\dots\dots (8.48)$$

dengan;

n : koefisien kekasaran

i : gradien permukaan air

v : kecepatan aliran rata-rata (m/detik)

A : luas penampang melintang air (m^2)

$R = \frac{A}{P}$ (m) = jari-jari hidrolis

P : Keliling basah (m)

k diperoleh dari hubungan antara debit yang diukur Q dan $AR^{2/3}$ sesuai dengan permukaan air yang bersangkutan.

Harga $k = (1/n)i^{1/2}$ ini dapat dianggap tetap untuk permukaan air yang tinggi. Jadi jika hubungan antara harga k yang diperoleh dari harga-harga pengamatan dan permukaan air itu digambarkan, maka dapat diperoleh asymptot yang perlahan-lahan mendekati garis yang tegak lurus pada permukaan air tinggi. Untuk menentukan kurva debit bagian permukaan air tinggi, maka harga k permukaan air tinggi ditentukan dengan menarik garis tegak lurus ke absis.

8.2.6 Pengukuran aliran dengan bendung

Biasanya bendung hanya digunakan pada tempat yang kecil debitnya, mengingat pembangunan bendung yang besar untuk pengukuran aliran memerlukan biaya yang besar. Jika permukaan air di udik bendung sudah diketahui, maka debit dapat dihitung. Jadi permukaan air di udik bendung harus dicatat.

Bendung itu mempunyai rumus hubungan antara permukaan air dan debit, yang ditetapkan berdasarkan standar industri Jepang (Japan industrial standard = J.I.S.). Rumus-rumus ini adalah untuk bendung segitiga, bendung segiempat dan lain-lain. Juga standar dari bendung untuk menerapkan rumus itu telah ditentukan dan mempunyai ketelitian yang tinggi. Akan tetapi jika bendung itu dibangun di sungai maka mengingat standar itu tidak dapat bekerja dengan sewajarnya oleh karena keadaan peralatannya dan sedimentasi, maka pengurusannya harus diadakan dengan sebaik-baiknya.

Debit dapat juga diukur dengan menggunakan bendung pengendalian koteran

ngai atau bangunan terjun lain. Akan tetapi mengingat adanya pengaruh kecepatan mendekat (*velocity of approach*), maka kurva debit itu harus dibuat berdasarkan pengukuran debit dan bukan berdasarkan rumus-rumus teoritis.

Demikian pula tinggi air pada pelimpah dari bendungan dapat menunjukkan besarnya debit yang melimpah.

Debit yang melimpah pada bendung adalah,

$$Q = c B H^{3/2} \dots \dots \dots (8.49)$$

c : koefisien

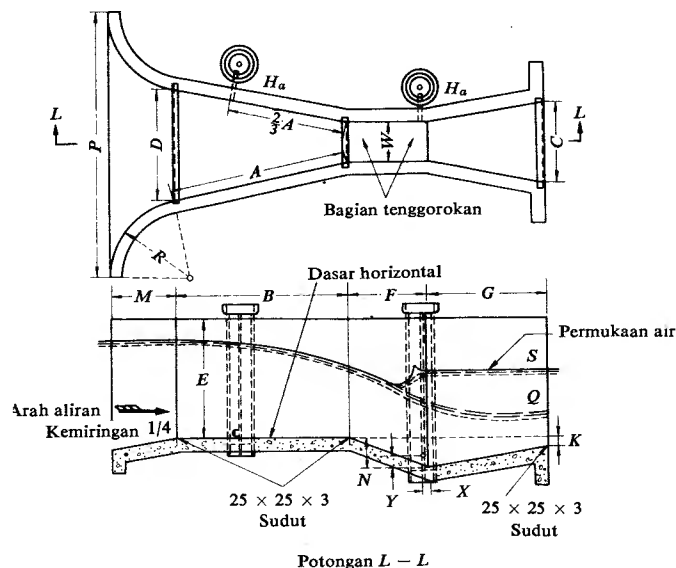
B : lebar bendung (dengan memperhitungkan pengaruh tembok-tembok samping).

H : tinggi air di hulu bendung.

c adalah kira-kira 1,8 sampai 2,2 yang berubah-ubah tergantung dari bentuk mercu bendung dan dalamnya pelimpahan. Untuk debit yang melimpah pada bendungan yang merupakan bangunan yang penting seringkali dapat digunakan kurva debit yang telah dibuat pada model test hidrolik.

Ada sebuah saluran parsiil yang bekerja sebagai bendung. Air mengalir dengan kecepatan yang tinggi melalui tenggorokan saluran itu sehingga tidak terjadi sedimentasi dan penyumbatan kotoran yang terapung. Pengurusannya mudah dan tidak perlu memperhitungkan pengaruh kecepatan mendekat (*velocity of approach*). Pada keadaan yang terendam, debit dapat dihitung dengan mengadakan koreksi dalamnya air di hilir H_b terhadap dalamnya air di udik H_a . Gbr. 8-38 memperlihatkan prinsip saluran parsiil ini. Dimensi bagian-bagian setiap jenis dapat dilihat dalam Tabel 8-12. Rumus-rumus perhitungan debit dapat dilihat dalam Tabel 8-13.

Mengingat dalam keadaan terendam hubungan antara H_a dan H_b menjadi seperti yang terlihat dalam Tabel 8-14, maka hasilnya harus dikoreksi dengan Gbr. 8-39. Jika lebar W lebih dari 1 ft (30,48 cm), maka hasilnya harus dikoreksi dengan Tabel 8-15 dengan menentukan debit per ft dari Gambar 8-39 (d).



Gbr. 8-38 Gambar umum saluran ukur parsiel.

Tabel 8-12 Dimensi saluran ukur parsiiil.

Satuan-satuan dari W — Y (cm)																		
W	A	$\frac{2}{3}A$	B	C	D	E	F	G	K	N	R	M	P	X	Y	Kapasitas dari air bebas. (m ³ /sec)		
																min.	max.	
(3 in)																		
7,62	46,67	31,12	45,72	17,78	25,88	60,96	15,24	30,48	2,54	5,72	40,64	30,48	76,84	2,54	3,81	0,0008495	0,05380	
(6 in)																		
15,24	62,05	41,43	60,96	39,37	39,69	60,96	30,48	90,95	7,62	11,43	40,64	30,48	90,17	5,08	7,62	0,001415	0,1104	
(9 in)																		
22,86	87,95	58,74	86,36	38,10	57,47	60,96	30,48	45,73	7,62	11,43	40,64	30,48	107,95	5,08	7,62	0,002549	0,2520	
(1 ft)																		
30,48	137,16	91,44	134,24	60,96	84,46	91,44	60,96	91,20	7,62	22,86	50,80	38,10	149,21	5,08	7,62	0,003115	0,4560	
(1 ft 6 in)																		
45,72	144,78	96,52	141,86	76,20	102,55	91,44	60,96	91,20	7,62	22,86	50,80	38,10	167,64	5,08	7,62	0,004248	0,6797	
(2 ft)																		
60,96	152,40	101,60	149,47	91,44	120,65	91,44	60,96	91,20	7,62	22,86	50,48	38,10	195,44	5,08	7,62	0,01189	0,9374	
(3 ft)																		
91,44	167,64	111,76	164,47	121,92	157,16	91,44	60,96	91,20	7,62	22,86	50,48	38,10	222,29	5,08	7,62	0,01728	1,427	
(4 ft)																		
121,92	182,88	121,92	179,39	152,40	193,68	91,44	60,96	91,20	7,72	22,86	60,96	30,48	271,11	5,08	7,62	0,03682	1,9229	
(5 ft)																		
152,40	198,12	132,08	194,31	182,88	230,17	91,44	60,95	91,20	7,62	22,85	60,96	30,48	307,98	5,08	7,62	0,04532	2,424	
(6 ft)																		
182,8	213,36	142,24	209,23	213,36	266,70	91,44	60,96	91,20	7,62	22,86	60,96	30,48	344,19	5,08	7,62	0,07363	2,931	
(7 ft)																		
213,36	228,60	152,40	224,16	243,84	303,21	91,44	60,96	91,20	7,62	22,86	60,95	30,48	331,04	5,08	7,62	0,08496	3,438	
(8 ft)																		
243,84	243,84	152,56	239,08	274,32	339,73	91,44	60,96	91,20	7,62	22,86	60,96	30,48	417,16	5,08	7,62	0,09912	3,951	

Tabel 8-13 Rumus-rumus perhitungan debit.

Jenis (harge W)	ft·sec	l·sec
1 in	$q = 0,338H_a^{1,55}$	$q = 0,048H_a^{1,55}$
2	$q = 0,676H_a^{1,55}$	$q = 0,096H_a^{1,55}$
3	$q = 0,992H_a^{1,55}$	$q = 0,141H_a^{1,55}$
6	$q = 2,06H_a^{1,58}$	$q = 0,264H_a^{1,58}$
9	$q = 3,07H_a^{1,53}$	$q = 0,466H_a^{1,53}$
1—8 ft	$q = 4 \cdot W \cdot H_a^{1,522W^{0,026}}$	$q = \frac{3,711}{115,66W^{0,026}} W \cdot H_a^{1,39W^{0,026}}$
Catatan	$q = \text{ft}^3/\text{sec}$ $H_a = \text{ft } W = \text{ft}$	$q = \text{l/sec}$ $H_a = \text{cm } W = \text{cm}$

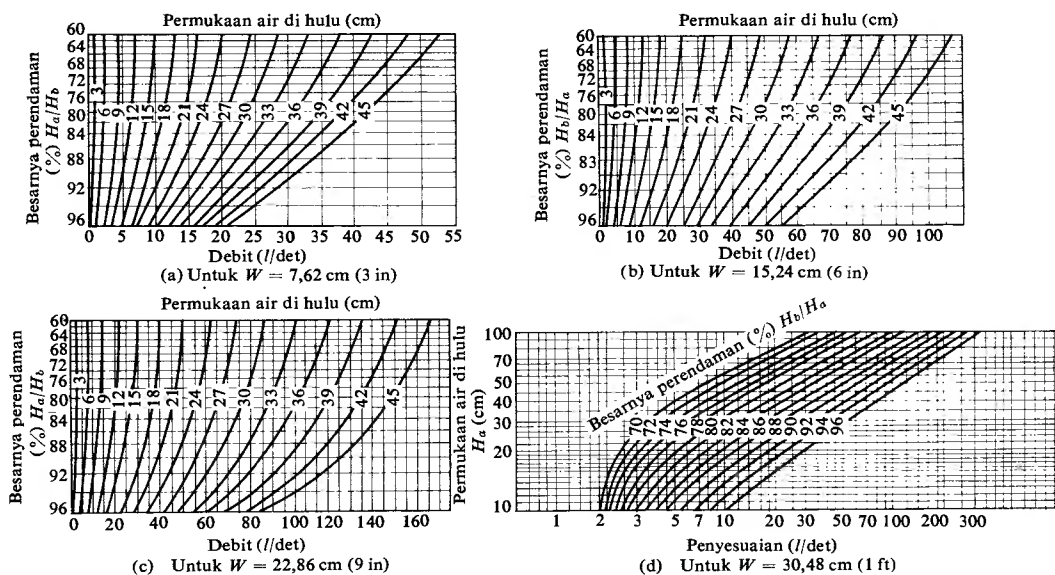
Tabel 8-14 Hubungan dari dalamnya air jika saluran ukur parsiiil itu terendam.

Jenis	H_b/H_a
1—2 in	Lebih dari 0,5
3—6 in	Lebih dari 0,5
1—8 ft	Lebih dari 0,7
8—50 ft	Lebih dari 0,8

Tabel 8-15 Harga penyesuaian jika lebar bendung lebih dari 1 ft.

W (ft)	Koeffisien penyesuaian
1,0	1,0
1,5	1,4
2	1,8
3	2,4
4	3,1
6	4,3
8	5,4

1 ft = 30,48 cm



Gbr. 8-39 Debit saluran ukur parsial untuk aliran terendam.

Dimensi bendung standar JIS adalah sebagai berikut:

	L_1	L_s	L_2
Bendung segitiga siku—siku	$(B + 2h')$	kira-kira $2h'$	$(B + h')$
Bendung persegi empat	$(B + 3h')$	kira-kira $2h'$	$(B + 2h')$
Bendung lebar penuh	$(B + 5h')$	kira-kira $2h'$	$(B + 3h')$

B : lebar saluran

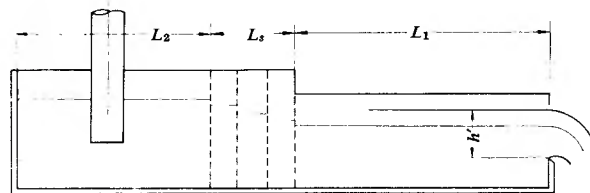
h' : dalamnya pelimpahan.

[Alat pengukur tinggi air]

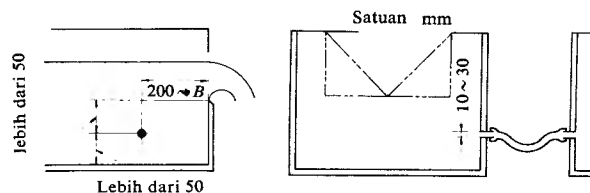
- ① Tinggi air adalah jarak vertikal dari permukaan air di hulu bendung ke titik terendah (untuk bendung segitiga siku-siku), ke bagian tengah mercu yang bawah (untuk bendung persegi empat) dan ke bagian tengah mercu bendung (untuk bendung lebar penuh).

- ② Pengukuran tinggi air dilakukan dengan pengamatan permukaan air dalam tangki kecil yang dihubungkan dengan saluran melalui lubang yang kecil dalam dinding samping saluran seperti terlihat dalam gambar.
- ③ Lubang kecil tersebut di atas harus terletak minimum 200 mm dan maksimum B (lebar saluran) di hulu sisi depan bendung; terletak sekurang-kurangnya 50 cm lebih rendah dari titik terendah, mercu bagian bawah atau mercu bendung yang tersebut dalam ①; terletak 50 cm atau lebih di atas dasar saluran.
- ④ Diameter bagian dalam pipa kecil ini adalah 10 sampai 30 mm dan tegak lurus pada sisi bagian dalam dari tembok saluran. Sekeliling lubang harus licin dan tidak boleh terdapat penghalang-penghalang.

Selipkan gambar-gambar ini pada halaman 276 sampai 281



Gbr. A



Gbr. B

[Cara pengukuran]

- ① Bendung harus digunakan dengan kondisi bahwa air yang melimpah melalui bendung itu tidak pernah terpecar keluar.
- ② Ketelitian pengukuran tinggi air harus lebih kecil dari 0,2 mm.
- ③ Ketelitian pengukuran permukaan air pada bendung segitiga siku-siku harus 1/250 dari tinggi air, pada bendung persegi empat dan bendung lebar penuh adalah 1/150 dari tinggi air.
- ④ Untuk pengukuran permukaan air, harus digunakan alat ukur pelampung dan kait ukur yang dapat memberikan ketelitian yang diperlukan.
- ⑤ Pengukuran tinggi air dilaksanakan sesudah air dalam tangki kecil itu telah menjadi tenang.

[Rumus-rumus debit]

Rumus-rumus debit adalah sebagai berikut;

- (1) Bendung segitiga siku-siku (Gbr. C)

$$Q = K h^{5/2}$$

Q : debit (m^3 /menit)

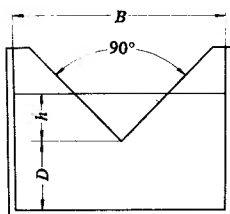
h : tinggi air (m)

K : Koefisien debit

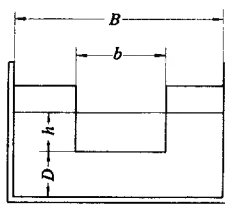
$$= 81,2 + \frac{0,24}{h} + \left(8,4 + \frac{12}{\sqrt{D}}\right) \left(\frac{h}{B} - 0,09\right)^2$$

B : lebar saluran (m)

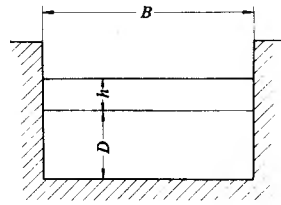
D : tinggi dan dasar saluran ke titik terendah dari bendung (m)



Gbr. C



Gbr. D



Gbr. E

Interval penterapan rumus ini adalah,

$B = 0,50$ sampai $1,20$ m

$D = 0,10$ sampai $0,75$ m

$h = 0,07$ sampai $0,26$ m.

$h = < B/3$.

Jika D lebih dari 100 mm, pengukuran debit tidak akan terganggu. Jika kurang dari 100 mm pengukuran akan dipengaruhi oleh dasar saluran. Jadi jika mungkin harus digunakan saluran yang lebih dalam. Untuk pengukuran debit yang lebih besar diperlukan perhatian yang lebih besar.

Jika lebar B dan dalamnya D melampaui interval tersebut di atas, maka pengukuran harus diadakan menurut syarat-syarat sebagai berikut. Untuk $B > 1,20$ m, $D > 0,75$ m maka $0,07 \text{ m} \leq h \leq h'$.

Sebagai hasil perbandingan antara h'_1 dan h'_2 , maka yang lebih kecil diambil sebagai tinggi air h' .

$$h' = \frac{1}{4}(B - 0,20), \quad h'_2 = \frac{1}{3}D.$$

Perhitungan kesalahan-kesalahan (kesalahan kwadrat rata-rata)

$$Q = K h^{5/2}$$

Kesalahan $K = \pm 1,00\%$

Kesalahan $h = \pm \frac{100}{250}\%$.

Jadi kesalahan $h^{5/2}$ adalah,

$$\left(\pm \frac{100}{250} \times \frac{5}{2}\right)^2 = 1,0$$

Kesalahan $Q = \sqrt{1+1} = \sqrt{2} \div \pm 1,4\%$

Jadi kesalahan rumus ini dalam interval yang diterapkan adalah $\pm 1,4\%$.

(2) Bendung persegi empat (Gbr. D)

$$Q = K b h^{3/2}$$

Q : debit (m^3/menit)

b : lebar mercu (m)

h : tinggi air (m)

K : Koeffisien debit

$$= 107,1 + \frac{0,177}{h} + 14,2 \frac{h}{D} - 25,7 \sqrt{\frac{(B-b)h}{DB}} + 2,04 \sqrt{\frac{B}{D}}$$

B : lebar saluran (m)

D : tinggi dari dasar saluran ke mercu bendung.

Interval yang diterapkan dalam rumus ini adalah,

$$B = 0,50 \text{ sampai } 6,30 \text{ m.}$$

$$D = 0,15 \text{ sampai } 5,50 \text{ m.}$$

$$b = 0,15 \text{ sampai } 5,0 \text{ m.}$$

$$\frac{bD}{B^2} = \text{lebih dari } 0,06$$

$$h = 0,03 \text{ sampai } 0,45 \sqrt{b} \text{ (m)}$$

Perhitungan kesalahan.

$$Q = Kbh^{3/2}$$

$$\text{Kesalahan dari } K \pm 1,0\% (\pm 1,0)^2 = 1,00$$

$$\text{Kesalahan } b \pm 0,1\% (\pm 0,1)^2 = 0,01$$

$$\text{Kesalahan } h \pm \frac{100}{150}\%$$

$$\text{Jadi kesalahan } h^{3/2} \text{ adalah, } \left(\pm \frac{100}{150} \times \frac{3}{2} \right)^2 = 1,00$$

$$\text{Kesalahan } Q = \sqrt{1,0 + 0,01 + 1,0} = \sqrt{2,01} \doteq \pm 1,4\%.$$

Jadi kesalahan rumus ini dalam interval yang diterapkan adalah $\pm 1,4\%$.

(3) Bendung lebar penuh (Gbr. E)

$$Q = KBh^{3/2}$$

Q : debit (m^3/menit)

B : lebar bendung.

h : tinggi air (m)

K : Koefisien debit

$$= 107,1 + \left(\frac{0,177}{h} + 14,2 \frac{h}{D} \right) (1 + \epsilon)$$

D : tinggi dari dasar saluran ke mercu bendung (m).

ϵ : suku pengkoreksi,

$$\text{untuk } D < 1 \text{ m} \rightarrow \epsilon = 0$$

$$\text{untuk } D > 1 \text{ m} \rightarrow \epsilon = 0,55 (D - 1)$$

Interval untuk penterapan rumus ini adalah,

$$B = \text{lebih dari } 0,50 \text{ m}$$

$$D = 0,30 \text{ sampai } D \text{ m (tetapi } h \text{ kurang dari } 0,8 \text{ m)}$$

$$h = < B/4.$$

Perhitungan kesalahan-kesalahan,

$$Q = KBh^{3/2}$$

$$\text{Kesalahan } K \pm 1,5\% (\pm 1,5)^2 = 2,25$$

$$\text{Kesalahan } B \pm 0,1\% (\pm 0,1)^2 = 0,01$$

$$\text{Kesalahan } h \pm \frac{100}{150}\%$$

Jadi kesalahan $h^{3/2}$ adalah,

$$\left(\pm \frac{100}{150} \times \frac{3}{2} \right)^2 = 1,00$$

$$\text{Kesalahan } Q = \sqrt{2,25 + 0,01 + 1,0} = \sqrt{3,26} = \pm 1,81\%$$

Jadi kesalahan rumus ini dalam interval penterapannya adalah $\pm 1,81\%$.

8.2.7 Terminologi permukaan air sungai dan debit

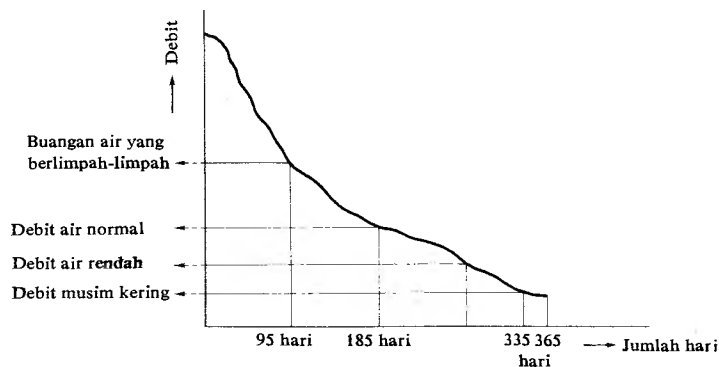
(1) Permukaan air sungai

- (a) *Permukaan air rata-rata*: Permukaan air rata-rata adalah jumlah permukaan air yang diamati untuk suatu perioda tertentu dibagi banyaknya pengamatan. Terminologinya tergantung dari perioda pengamatan; permukaan air rata-rata bulanan, permukaan air rata-rata tahunan dan seterusnya.
- (b) *Permukaan air tinggi rata-rata*: Harga rata-rata permukaan air yang tinggi. Juga terdapat permukaan air tinggi rata-rata bulanan, tahunan dan seterusnya, tergantung dari perioda pengamatannya.
- (c) *Permukaan air rendah rata-rata*: Harga rata-rata permukaan air yang rendah.

(2) Debit sungai

- (a) *Debit air musim kering*: Debit yang dilampaui oleh debit-debit sebanyak 355 hari dalam setahun.
- (b) *Debit air rendah*: Debit yang dilampaui oleh debit-debit sebanyak 275 hari dalam setahun.
- (c) *Debit air normal*: Debit yang dilampaui oleh debit-debit sebanyak 185 hari dalam setahun.
- (d) *Debit air cukup (affluent)*: Debit yang dilampaui oleh debit-debit sebanyak 95 hari dalam setahun.

Untuk memperoleh debit-debit tersebut di atas, maka harus dibuatkan kurva kondisi aliran. Kurva ini adalah gambar debit-debit selama 365 hari yang disusun mulai dari yang terbesar. Lihat Gbr. 8-40.



Gbr. 8-40 Kurva kondisi aliran.

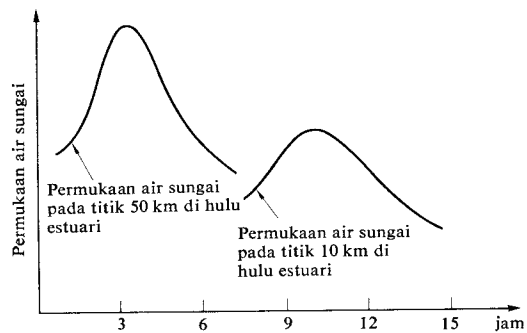
8.3 Banjir

8.3.1 Perkiraan banjir

Keamanan bangunan-bangunan di sungai terhadap banjir, harus ditentukan dengan pengolahan data debit secara statistik dan penentuan perioda ulangnya sesuai dengan pentingnya bangunan-bangunan itu.

8.3.2 Gelombang banjir

Permukaan air banjir itu mulai meningkat pada suatu titik, kemudian mencapai maksimum dan berangsur-angsur menjadi rendah. Gbr. 8-41 memperlihatkan posisi yang permukaan air maksimum yang bergerak ke hilir. Kecepatan perpindahan ini ada-



Gbr. 8-41 Gelombang banjir.

lah lebih cepat dari kecepatan aliran dan mengingat pergerakan ini memperlihatkan suatu sifat gelombang, maka pergerakan ini disebut gelombang banjir.

Untuk koefisien kekasaran dan gradien permukaan air yang tetap, kecepatan perpindahan banjir itu dapat diperlihatkan oleh rumus (8.50). Rumus ini disebut hukum Kleitz-Seddon,

$$\frac{\omega}{V} = 1 + \frac{2}{3} A \frac{d(\log_e R)}{dA} \dots\dots\dots (8.50)$$

ω : kecepatan perpindahan banjir.

V : kecepatan aliran.

A : luas penampang melintang aliran.

R : jari-jari hidrolis.

P : keliling basah.

$$R = \frac{A}{P}$$

Jika ω/V dihitung pada penampang melintang di mana jari-jari hidrolis dan luas penampang melintang alirannya dinyatakan sebagai fungsi dalamnya air, maka harganya adalah sebagai berikut,

	Segiempat Siku-siku lebar.	Parabola	Segitiga
$\frac{\omega}{V}$	1,67	1,44	1,33

Hukum ini tidak tepat karena terlebih dahulu telah ditentukan bahwa corak gelombang banjir tidak berubah sesuai perpindahannya. Akan tetapi secara keseluruhan hukum ini dapat diterapkan. Untuk sungai, ω/V adalah 1,20 sampai 1,70.

8.3.3 Penyelidikan perjalanan banjir (*Flood tracing*)

Perkiraan corak banjir pada bagian hilir berdasarkan corak banjir di daerah hulu (sumbernya) disebut penyelidikan perjalanan banjir yang digunakan untuk peramalan dan pengendalian banjir. Penyelidikan perjalanan banjir ini dihitung dengan menggunakan persamaan kinetik dan persamaan seri. Akan tetapi cara ini adalah perhitungan yang sangat sulit yang lama dikerjakan. Di samping cara ini, penyelidikan per-

jalanan banjir dapat dihitung dengan persamaan seri dan persamaan penampungan. Salah satu di antaranya adalah cara Muskingum.

Umpamanya aliran masuk pada sebuah bagian sungai $I \text{ m}^3/\text{detik}$ dan aliran keluar $O \text{ m}^3/\text{detik}$. Air yang tertampung selama t detik dalam bagian itu adalah $S \text{ m}^3$. Persamaan akan menjadi,

$$I - O = \frac{S}{t}$$

Jika diambil sesuatu jangka waktu yang singkat, maka persamaan akan menjadi;

$$\frac{I_1 + I_2}{2}t - \frac{O_1 + O_2}{2}t = S_2 - S_1 \dots\dots\dots(8.51)$$

I_1 : aliran masuk pada permulaan waktu t

I_2 : aliran masuk pada akhir waktu t

O_1 : aliran keluar pada permulaan waktu t

O_2 : aliran keluar pada akhir waktu t

Mengingat debit dan besarnya penampungan dapat dinyatakan sebagai fungsi dari dalamnya air, maka hubungan antara besarnya penampungan S dan debit Q dapat dinyatakan sebagai berikut,

$$S = K \cdot Q \dots\dots\dots(8.52)$$

Umpamanya angka perbandingan aliran masuk dan aliran keluar yang mempengaruhi besarnya penampungan itu berturut-turut x dan $(1 - x)$, maka

$$S = K[xI + (1 - x)O] \dots\dots\dots(8.53)$$

Dalam sungai-sungai alam, $0 < x < 0,50$

Akan tetapi makin curam kemiringannya, makin besar harga x itu. Biasanya harga x terletak antara 0,10 dan 0,30. Kadang-kadang harga x menunjukkan harga negatif.

K adalah harga dengan satuan waktu dan disebut koefisien penampungan yang kira-kira sama dengan waktu perpindahan banjir dalam bagian sungai itu. Harga K dan x dapat diperoleh dari harga-harga debit I dan O yang diukur.

Umpamanya permulaan dan akhir waktu itu adalah t dan besarnya penampungan itu adalah S_1 dan S_2 , maka

$$S_1 = K[xI_1 + (1 - x)O_1] \dots\dots\dots(8.54)$$

$$S_2 = K[xI_2 + (1 - x)O_2] \dots\dots\dots(8.55)$$

Eliminasi S_1 dan S_2 dengan mensubstitusi kedua persamaan ini dalam persamaan (8.51) didapat;

$$O_2 = -\left(\frac{Kx - 0,5t}{K - Kx + 0,5t}\right)I_2 + \left(\frac{Kx + 0,5t}{K - Kx + 0,5t}\right)I_1 + \left(\frac{K - Kx - 0,5t}{K - Kx + 0,5t}\right)O_1 \dots\dots\dots(8.56)$$

Umpamanya:

$$C_0 = \frac{Kx - 0,5t}{K - Kx + 0,5t} \dots\dots\dots(8.57)$$

$$C_1 = \frac{Kx + 0,5t}{K - Kx - 0,5t} \dots\dots\dots(8.58)$$

$$\begin{aligned} C_2 &= \frac{K - Kx - 0,5t}{K - Kx + 0,5t} \dots\dots\dots(8.59) \\ &= 1 - C_0 - C_1 \end{aligned}$$

$$O_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 O_1 \dots\dots\dots (8.60)$$

Jadi O_2 dapat dihitung jika I_1 , I_2 dan O_1 dalam rumus dapat diketahui. Dalam penyelidikan perjalanan banjir ke hilir, harga O_2 pada setiap interval waktu berganti diketahui.

Interval waktu yang dipergunakan harus kurang dari 1/10 lamanya banjir. Untuk mendapatkan harga K dan x dari harga-harga pengukuran, rumus-rumus (8.51), (8.54) dan (8.55) harus diselesaikan.

$$K = \frac{t\{0,50(I_1 + I_2) - 0,50(O_1 + O_2)\}}{x(I_2 - I_1) + (1 - x)(O_2 - O_1)} \dots\dots\dots (8.61)$$

Harga x diambil 0,10, 0,20, 0,30. . .

Pembilang dan penyebut dari rumus di atas dihitung dan digambar pada suatu sistem koordinat dengan penyebutnya sebagai ordinat dan pembilangnya sebagai absis. Harga x harus dipilih sedemikian sehingga diperoleh suatu gambar yang merupakan garis lurus. Harga K didapat dari gradien garis itu. Kolom pertama dalam Tabel 8-16 adalah contoh debit yang diukur di hulu suatu bagian sungai. Kolom kedua adalah debit di hilir bagian sungai itu. Di bawah ini adalah percobaan perhitungan x dan K . Satuan waktu adalah 3 jam. Perhitungan dalam Tabel 8-16:

Tabel 8-16 Tabel perhitungan dari cara Muskingum.

		$x = 0,2$										$x = 0,3$			
		①	②	③	④	⑤	⑥	⑦	⑧	⑨	⑩	⑪	⑫	⑬	⑭
Tanggal Waktu		Aliran masuk I	Aliran keluar. O	$\frac{I_1+I_2}{2}$	$\frac{O_1+O_2}{2}$	$③-④$	$⑤ \times 3^{br}$ $\times 3600^*$	I_2-I_1	O_2-O_1	$⑦ \times 0,2$	$⑧ \times 0,8$		$⑦ \times 0,3$	$⑧ \times 0,7$	
		(m ³ / det)	(m ³ / det)												
25	11	15	15	(10 ³ m ³)											
	14	20	15	17,5	15	2,5	27	5	0	1	0	1	1,5	0	1,5
	17	30	20	25	17,5	7,5	81	10	5	2	4	6	3	3,5	6,5
	20	70	35	50	27,5	22,5	243	40	15	8	12	20	12	10,5	22,5
26	23	150	60	110	47,5	62,5	675	80	25	16	20	36	24	17,5	41,5
	2	280	160	215	110	105	1135	130	100	26	80	106	39	70	109
	5	200	220	240	190	50	540	-80	40	-16	32	16	-24	28	4
	8	170	210	185	215	-30	-324	-30	-10	-6	-8	-14	-9	-7	-16
	11	140	170	155	190	-35	-378	-30	-40	-6	-32	-38	-9	-28	-37
	14	110	140	125	155	-30	-324	-30	-30	-6	-24	-30	-9	-21	-30
	17	90	120	100	130	-20	-216	-20	-20	-4	-16	-20	-6	-14	-20
	20	70	100	80	110	-30	-324	-20	-20	-4	-16	-20	-6	-14	-20

Aliran masuk rata-rata $(I_1 + I_2)/2$ dihitung dalam kolom 3.

Aliran keluar rata-rata $(O_1 + O_2)/2$ dihitung dalam kolom 4.

Besarnya yang ditampung dalam bagian ini per detik diperlihatkan dalam kolom 5. Kolom 6 memperlihatkan besarnya yang ditampung selama interval waktu (3 jam).

Harga-harga yang diperlukan untuk perhitungan pembilang dalam rumus (8.61) terdapat dalam kolom-kolom 7 dan 8.

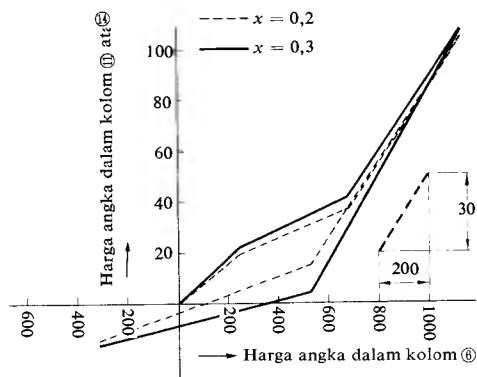
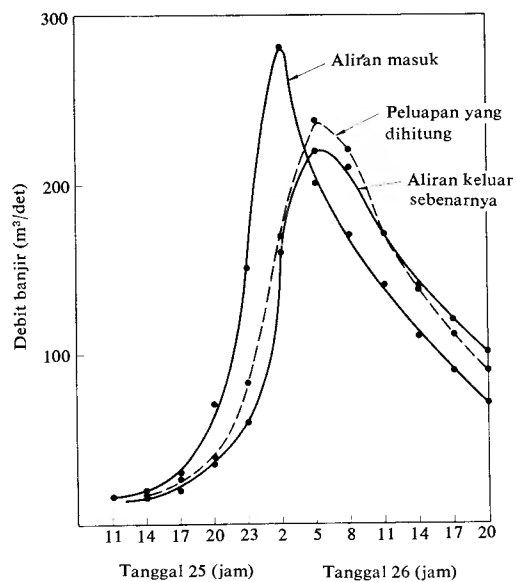
Suku pertama dari pembilang dalam rumus (8.61) untuk $x = 0,20$ terdapat dalam kolom 9.

Dalam kolom 10 terdapat suku kedua dari pembilang dari rumus (8.61) untuk $x = 0,20$ atau $(1 - x) = 0,80$.

Kolom 11 memperlihatkan pembilang dalam rumus (8.61).

Pembilang dengan $x = 0,30$ dihitung dalam kolom 12, 13 dan 14.

Gbr. 8-42 memperlihatkan hubungan antara kolom 6 dan 11 atau 14. Dari gambar dapat dilihat bahwa garis untuk $x = 0,20$ adalah lebih lurus dari pada $x = 0,30$. Jadi yang digunakan adalah harga-harga yang didapat pada $x = 0,20$ Gradien garis: untuk

Gbr. 8-42 Gambar untuk memperoleh x dan K .

Gbr. 8-43

ordinat sebesar $20 \text{ m}^3/\text{detik}$ terdapat harga absis $200 \times 10^3 \text{ m}^3$.

K adalah besarnya absis dibagi besarnya ordinat, jadi

$$K = \frac{200.000 \text{ m}}{20 \text{ m}^3/\text{detik}} = 10.000 \text{ detik} = 2,78 \text{ jam}.$$

Jadi dengan $K = 2,78 \text{ jam}$ dan $x = 0,20$ didapat;

$$C_0 = \frac{2,78 \times 0,20 - 0,50 \times 3}{2,78 - 2,78 \times 0,2 + 0,5 \times 3} = 0,25$$

$$C_1 = \frac{2,78 \times 0,2 + 0,5 \times 3}{2,78 - 2,78 \times 0,2 + 0,5 \times 3} = 0,55$$

$$C_2 = \frac{2,78 - 2,78 \times 0,2 - 0,5 \times 3}{2,78 - 2,78 \times 0,2 + 0,5 \times 3} = 0,20$$

Dengan menggunakan koefisien-koefisien ini, maka diadakan perhitungan debit-debit dari aliran masuk yang terdapat dalam kolom 1 dalam Tabel 8-15. Kemudian harga-harga yang dihitung ini dibandingkan dengan harga-harga yang diukur. Hasilnya dapat dilihat dalam Tabel 8-17 dan Gbr. 8-43.

8.3.4 Pengendalian banjir

Waduk atau cekungan penampung itu digunakan untuk mengontrol/mengendalikan debit puncak banjir. Untuk pengendalian banjir dengan waduk harus diketahui,

- ① Hubungan antara permukaan air dan kapasitas penampungan.
- ② Hubungan antara permukaan air dan debit.

$$O + \frac{S}{t} = I \dots\dots\dots(8.62)$$

O : aliran keluar

I : aliran masuk

S : besarnya penampungan dalam t jam

t : interval waktu

Tabel 8-17 Penyelidikan perjalanan banjir dengan cara Muskingum.

Tanggal	Waktu	① Aliran masuk pada titik permulaan (m ³ /det)	② $C_0 I_2$	③ $C_1 I_1$	④ $C_2 O_1$	⑤ Aliran keluar pada titik akhir O_1 $(2) + (3) + (4)$	⑥ Aliran keluar yang diukur pada titik akhir O_1 (m ³ /det)	⑦ Selisih
			$C_0 \times (1)$	$C_1 \times (1)$	$C_2 \times (5)$			
25	11	15				15	15	
	14	20	5	8,25	3	16,3	15	+1,25
	17	30	7,5	11,0	3	26	20	+6
	20	70	17,5	16,5	5	39	35	+4
	23	150	37,5	38,5	7	83	60	+23
26	2	280	70,0	82,5	17	169,5	160	+9,5
	5	200	50	154	34	238	220	+18
	8	170	42,5	110	48	200,5	210	-9,5
	11	140	35	93,5	40	168,5	170	-1,5
	14	110	27,5	77	34	138,5	140	-1,5
	17	90	22,5	60,5	28	110	120	-10,0
	20	70	17,5	49,5	22	89	100	-11,0

Dari $K = 2,78$, $x = 0,2$ yang diperoleh dengan pengukuran, didapat $C_0 = 0,25$, $C_1 = 0,55$, $C_2 = 0,20$
 Dengan harga-harga ini dapat diperoleh aliran keluar O_2 pada titik akhir.

Tabel 8-18 Tabel perhitungan pengendalian banjir.

Jam	① Aliran masuk per-detik (m ³ /det)	② Aliran masuk perjam $(1) \times 3600$ (m ³)	③ Aliran keluar per jam $(7) \times 3600$ (m ³)	④ Besarnya penam-pungan yang diku-rangi (m ³) $(2) - (3)$	⑤ Besarnya penam-pungan akumulatif (m ³) $(5) + (4)$	⑥ Daerah penam-pungan. (m ³)	⑦ Kenaikan permu-kaan air (m) $(5) \div (6)$	⑧ Aliran keluar perdetik (m ³ /det) Didapat dari (7) dan gambar.
11	15	54.000		54.000	54.000	1.000.000	0,05	1
12	20	72.000	3.600	68.400	122.400	1.002.500	0,128	2
1	30	108.000	7.200	100.800	223.200	1.006.400	0,222	8
2	70	252.000	28.800	223.200	446.400	1.011.100	0,441	17
3	150	540.000	61.200	478.800	925.200	1.022.000	0,905	46
4	280	1.010.000	161.000	849.000	1.774.200	1.045.250	1,70	118
5	200	720.000	425.000	295.000	2.069.200	1.085.000	1,91	138
6	170	612.000	497.000	115.000	2.184.200	1.095.500	2,00	148
7	140	504.000	533.000	-29.000	2.155.200	1.100.000	1,96	144
8	110	396.000	518.000	-122.000	2.033.200	1.098.000	1,85	132
9	90	324.000	475.000	-151.000	1.882.200	1.092.500	1,72	118
10	70	252.000	425.000	-173.000	1.709.200	1.086.000	1,57	104

⑧ hanya dalam kolom atas

⑤ hanya dalam kolom atas.

Contoh menghitung debit untuk sebuah bendungan dengan lebar bangunan peluap 30 m dan aliran masuk seperti yang terdapat dalam kolom 1 Tabel 8-18. Luas daerah penampungan adalah 100 ha dengan penambahan 5 ha untuk setiap kenaikan air 1 m.

Umpamanya debit yang melimpah pada bangunan peluap itu adalah:

$$Q = 1,8BH^{3/2} \dots\dots\dots(8.63)$$

Q : debit (m^3/detik)

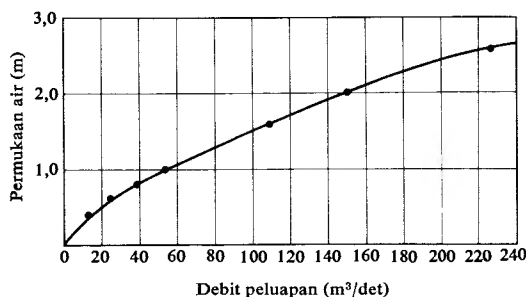
B : lebar peluap (m)

H : dalamnya peluapan (m)

Perhitungan antara kenaikan permukaan air H dan debit Q terlihat dalam Tabel 8-19 dan Gbr. 8-44.

Tabel 8-19 Debit yang melimpah pada bendung $Q = 1,8BH^{3/2}$

Dalamnya pelimpah- an. H	$H^{3/2}$	Debit Q (m^3/det) $1,8 \times 30 \text{ m}$ $\times H^{3/2}$	Dalamnya pelim- pahan. H	$H^{3/2}$	Debit Q (m^3/det) $1,8 \times 30 \text{ m}$ $\times H^{3/2}$	Dalamnya pelim- pahan. H	$H^{3/2}$	Debit Q (m^3/det) $1,8 \times 30 \text{ m}$ $\times H^{3/2}$
0,2	0,089	4,8	1,2	1,32	71,3	2,2	3,26	176
0,4	0,25	13,5	1,4	1,66	89,6	2,4	3,7	200
0,6	0,46	24,8	1,6	2,02	109	2,6	4,2	227
0,8	0,72	38,8	1,8	2,4	129,5			
1,0	1,0	54,0	2,0	2,8	151,2			



Gbr. 8-44 Permukaan air dan debit peluapan.

Perhitungan debit dapat dilihat dalam Tabel 8-18 dengan urutan sebagai berikut:

Dalam kolom ① adalah aliran masuk per detik.

Dalam kolom ② adalah aliran masuk pada interval waktu 1 jam. (makin pendek intervalnya, makin tepat angkanya).

Kolom ③ adalah aliran keluar atau harga dalam satu baris bagian atas kolom ⑧ dikali 3.600 detik.

Kolom ④ adalah besarnya penampungan dalam waduk pada interval waktu kolom-kolom ② — ③.

Kolom ⑤ adalah besarnya penampungan pada waktu itu, yakni satu baris bagian atas kolom ⑤ + ⑥.

Kolom ⑥ adalah luas daerah air. Luas daerah air bertambah sesuai dengan kenaikan permukaan air itu. Pada contoh ini, penambahan luas adalah 5 ha per m kenaikan.

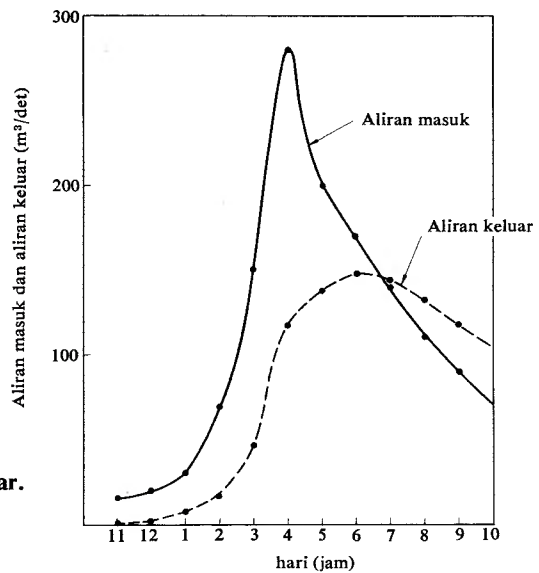
Jadi,

Luas daerah air = $1.000 \times 10^3 + 50 \times 10^3 \times (\text{tinggi kenaikan permukaan air}) \text{ m}^2$.

Kolom ⑦ adalah tinggi kenaikan permukaan air, yakni kolom ⑤ dibagi kolom ⑥.

Kolom ⑧ adalah debit yang didapat dari Gambar 8-44 sesuai dengan kenaikan permukaan air dalam kolom ⑦.

Hubungan antara aliran masuk dan aliran keluar dapat dilihat dalam Gbr. 8-45. Menurut gambar ini, debit puncak banjir sebesar kira-kira $130 \text{ m}^3/\text{detik}$ itu dapat dire-
dusir.



Gbr. 8-45 Aliran masuk dan aliran keluar.

8.4 Pengaruh air yang mengalir

Erosi, pengangkutan dan sedimentasi adalah akibat pengaruh air yang mengalir yang disebut tiga pengaruh yang besar. Pengangkutan sedimen oleh air yang mengalir dibagi dalam pengangkutan oleh suspensi dan pengangkutan oleh gaya seret (*tractive force*). Pengangkutan oleh suspensi adalah peristiwa dispersi (penyebaran) air yang oleh daya seret adalah peristiwa gaya yang diakibatkan oleh aliran pada butir-butir pasir. Pengaruh-pengaruh ini adalah akibat kombinasi dari karakteristik hidrolis aliran dan karakteristik pasir dan kerikil dasar sungai.

8.4.1 Karakteristik pasir dan kerikil pada dasar sungai

(1) Distribusi butir pasir dan kerikil

Bahan pada dasar sungai terdiri dari pasir dan kerikil yang bercampur dalam ukuran yang berbeda-beda. Distribusi ukuran-ukuran ini disebut distribusi butir. Logaritma diameter butir dicantumkan pada absis dan persentasi akumulatif berat pada ordinat. Harga-harga distribusi butir yang digunakan adalah sebagai berikut.

(a) *Diameter median*: Diameter median adalah diameter butir yang sesuai dengan persentasi akumulatif 50 dan dinyatakan dengan D_{50} .

(b) *Diameter rata-rata*:

$$d_m = \frac{\sum_{p=0}^{p=100} dx \Delta p}{\sum_{p=0}^{p=100} \Delta p} \dots\dots\dots (8.64)$$

d : diameter pada suatu interval persentasi yang tetap.

Δp : suatu interval persentasi yang tetap.

d_m : diameter rata-rata.

(2) Berat jenis pasir dan kerikil

Berat jenis pasir dan kerikil adalah salah satu dari karakteristik-karakteristik dasar sungai. Pasir dan kerikil pada dasar sungai berasal dari batuan di daerah sekelilingnya.

Berat butir dalam air adalah,

$$(\rho_s - \rho) \dots\dots\dots (8.65)$$

ρ_s : berat jenis butir.

ρ : berat jenis air ($\rho = 1$ pada 4°C)

Seperti telah diperlihatkan di atas, mengingat kesalahan 5% dalam pengukuran berat jenis butir itu menjadi 2 kali jika berada dalam air, maka berat jenis itu harus ditentukan dengan teliti. Tabel 8-20 memperlihatkan berat jenis batu-batuan yang terdiri dari mineral-mineral.

Tabel 8-20 Berat jenis komponen-komponen tanah.

Komponen	Berat jenis	Komponen	Berat jenis
Plaster	2,32	Dolomite	2,87
Montmorillonite	2,4*	Aragonite	2,94
Orthoclase	2,56	Biotite	3,0—3,1
Kaolinite	2,6	Pyroxene	3,2—3,4
Illite	2,6*	Amphibole	3,2—3,5
Chlorite	2,6—3,0	Limonite	3,8
Quartz	2,66	Hematite	4,3±
		(including Hydrogen)	
Steatite	2,7	Magnetite	5,17
Calcite	2,72	Hematite	5,2
White mica	2,8—2,9		

* Harga teoritis yang dihitung berdasarkan berat atom yang membentuk.

(3) Corak dari pasir dan kerikil

Hal ini menunjukkan secara kuantitatif bagaimana bentuk dari pasir dan kerikil itu berubah jika dibandingkan dengan sebuah bola. Semakin banyak perubahannya, semakin lambat kecepatan sedimentasi dalam air. Hal-hal ini merupakan juga faktor-faktor yang mempengaruhi erosi dan sedimentasi.

Corak itu dinyatakan oleh laju bentuk bola (*sphericity rate*).

$$\text{Sphericity rate} = \frac{(\text{luas permukaan butir})}{(\text{luas permukaan bola yang mempunyai volume yang sama dengan butir itu})} \dots\dots\dots (8.66)$$

8.4.2 Gaya seret (*tractive force*)

Gaya seret adalah,

$$\tau = w \cdot h \cdot I \dots\dots\dots (8.67)$$

τ : gaya seret

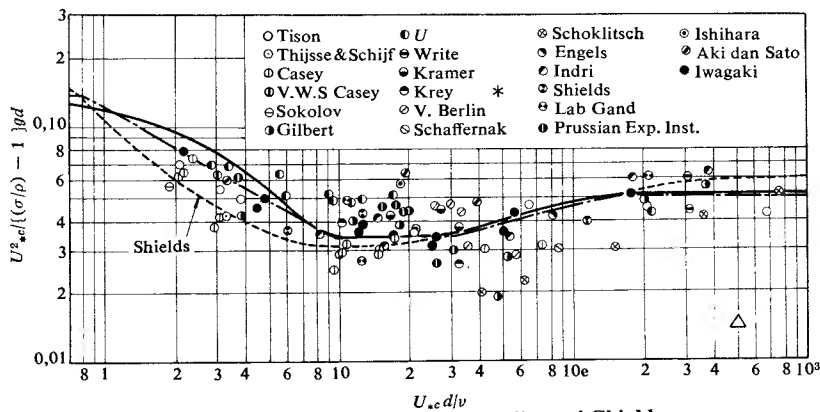
w : berat air (1.000 kg/m³)

h : dalamnya air

I : gradien hidrolis dari sungai

Dengan dalam 1 m dan gradien hidrolis 1/500,

$$\tau = 100 \text{ kg/m}^3 \times 1 \text{ m} \times \frac{1}{500} = 2 \text{ kg/m}^2 = 0,2 \text{ g/cm}^2. \dots\dots\dots (8.68)$$



Gbr. 8-46 Hubungan bilangan tak-berdimensi Shield.

8.4.3 Angka tak berdimensi Shield

Dalam tahun 1936 Dr. Shield menyatakan hubungan antara gaya seret dan diameter butir dengan dua buah angka tak berdimensi seperti yang diperlihatkan dalam Gbr. 8-46 untuk menjelaskan peristiwa gerakan pasir dan kerikil,

$$\frac{U_* d}{\nu} \quad \text{dan} \quad \frac{U_*^2}{(\rho_s/\rho - 1)gd} \dots\dots\dots (8.69)$$

- U_* : kecepatan geseran = $\sqrt{ghI}$
 g : kecepatan gaya berat
 h : dalamnya air
 I : gradien hidrolis
 d : diameter butir pasir dan kerikil
 ρ_s : berat jenis pasir dan kerikil.
 ρ : berat jenis air.
 ν : koefisien kekentalan kinematis.

Rumus eksperimentil yang menyatakan hubungan antara gaya seret kritis ini dan ukuran butir adalah rumus Iwagaki.

Menurut rumus ini, jika

$$\rho_s/\rho = 2,65$$

$$\nu = 0,01 \text{ cm}^2/\text{detik (pada } 20,3^\circ\text{C temperatur air).}$$

$$g = 980 \text{ cm}^2/\text{detik.}$$

maka didapat hasil-hasil sebagai berikut, (d dalam cm).

$$d \geq 0,303 \longrightarrow U_*^2 c = 80,9d$$

$$0,118 \leq d \leq 0,303 \longrightarrow U_*^2 c = 134,6d^{31/22}$$

$$0,0565 \leq d < 0,118 \longrightarrow U_*^2 c = 55d$$

$$0,0065 \geq d \leq 0,0565 \longrightarrow U_*^2 c = 8,41d^{11/32}$$

$$d \leq 0,0065 \longrightarrow U_*^2 c = 226d$$

$U_* c$: kecepatan geseran kritis yakni kecepatan geseran pada waktu butir-butir mulai bergerak (dimensinya adalah dalam satuan kecepatan, jadi disebut kecepatan).

Umpamanya dalamnya air 0,5 m, gradien hidrolis 1/2.000 dan bahan dasar sungai itu terdiri dari kerikil diameter 1 mm dengan berat jenis 2,65, maka,

$$U_*^2 = ghI = 9,8 \text{ m/detik}^2 \times 1/2.000 = 0,00245 \text{ m}^2/\text{detik}^2$$

Kecepatan geseran $U_* = \sqrt{0,00245} = 0,0495 \text{ m/detik}$

$$\frac{U_*^2 d}{\nu} = \frac{0,0495 \text{ m/detik} \times 0,001 \text{ m}}{0,000001 \text{ m}^2/\text{detik}} = 49,5 \div 50$$

$$(\nu = 0,01 \text{ cm}^2/\text{detik} = 0,000001 \text{ m}^2/\text{detik})$$

$$\frac{U_*^2}{(\rho_s/\rho - 1)gd} = \frac{0,00245 \text{ m}^2/\text{detik}^2}{(2,65 - 1) \times 9,8 \text{ m/detik}^2 \times 0,005 \text{ m}}$$

Jadi pada titik yang terletak dengan tanda *, bahan-bahannya digerakkan.

$$\text{Jika } d = 1 \text{ cm} = 10 \text{ mm}$$

$$\frac{U_* d}{\lambda} = 500$$

$$\frac{U_*^2}{(\rho_s/\rho - 1)gd} = 0,015$$

Bahan-bahan pada titik yang terletak dengan tanda Δ tidak bergerak. Gradien yang mengakibatkan pasir dengan diameter 5 mm itu bergerak, adalah sebagai berikut;

Mengingat $d = 5 \text{ mm} > 0,303 \text{ cm}$ dalam rumus Iwagaki,

$$U_*^2 c = 80,9 d = 80,9 \times 0,5 = 40,45 \text{ cm}^2/\text{detik}^2.$$

Umpamanya dalamnya air 0,5 m, maka kecepatan geseran adalah;

$$U_*^2 = ghI = 980 \text{ cm/detik}^2 \times 50 \text{ cm} \times I = 40,45 \text{ cm}^2/\text{detik}^2.$$

$$I = \frac{40,45}{980 \times 50} = 0,000826 = \frac{1}{1.200}.$$

BAB 9. PERANCANGAN IRIGASI DAN HIDROLOGI

9.1 Kadar kelembaban (air tanah) optimum

9.1.1 Kadar Kelembaban Optimum

Tanah dalam kondisi alamiah selalu mengandung air. Tanaman dapat tumbuh dengan mengabsorbsi air itu. Supaya tanaman dapat bertumbuh dengan baik, maka di samping air, pemberian pupuk dan penanaman, tanah itu harus berada dalam kondisi yang baik (menguntungkan). Pemberian air yang cukup adalah yang paling utama yang sangat dibutuhkan oleh pertumbuhan tanaman. Setiap tanaman mencoba mengabsorbsi kadar air secukupnya dari tanah untuk pertumbuhan. Jadi yang terpenting untuk tanaman itu ialah bahwa air dalam tanah itu berada dalam keadaan yang mudah diabsorbsi.

Jika tanah telah menjadi kering dan kadar kelembabannya telah direduksi di bawah sesuatu limit, maka tanaman itu terhalang untuk mengabsorbsi air dan mulai kelihatan sedikit menjadi layu atau pengurangan evapotranspirasi. Akan tetapi jika air itu diberikan pada waktunya, maka tanaman itu akan bertumbuh terus.

Kondisi kadar air yang menghalangi pertumbuhan tanaman, biasanya disebut titik layu permulaan yang merupakan standar kadar air minimum yang diperlukan tanaman.

Harga pF kadar air pada kondisi permulaan layu adalah 3,0 sampai 3,6. Jika air dalam tanah itu direduksi kurang dari titik layu permulaan, maka tanaman akan mati, karena tidak mungkin mengabsorbsi air. Kadar air ini disebut titik layu permanen. Titik layu permanen ini adalah kira-kira tetap, tidak tergantung dari jenis tanaman dan sesuai dengan kapasitas menahan air dari $pF = 4,0$ sampai 4,30.

Interval kadar air yang memungkinkan akan mengabsorbsi air adalah antara titik layu permanen sampai kapasitas lapangan (harga $pF = 2,0$) dan disebut kadar air/kelembaban efektif. Tetapi interval yang menjamin pertumbuhan tanaman yang normal adalah dari titik permulaan layu sampai kapasitas lapangan. Kadar air dalam interval ini disebut juga kadar air efektif untuk pertumbuhan atau kadar air optimum yang berbeda dengan kadar air efektif tersebut di atas. Umumnya kadar air optimum adalah kira-kira 50 sampai 70% dari kadar air efektif.

Evapotranspirasi yang dikonsumsi oleh pertumbuhan tanaman di daerah yang tinggi adalah berbeda-beda sesuai dengan kondisi pertumbuhan, faktor-faktor meteorologi, kondisi tanah dan lain-lain. Hal ini dapat dilihat dalam Tabel 9-1 yang memperlihatkan perkiraan harga evapotranspirasi tanaman per hari.

9.1.2 Pengaturan kadar air optimum dengan irigasi

Di samping absorpsi oleh akar-akar tanaman, kadar air itu direduksi juga oleh evaporasi/penguapan langsung dari permukaan tanah. Jadi jika tidak ada penambahan air oleh curah hujan atau air tanah, kadar air efektif itu akan direduksi sehingga absorpsi air oleh tanaman menjadi sulit. Jadi untuk menjamin pertumbuhan tanaman yang baik, maka diperlukan pelaksanaan irigasi buatan yang sesuai dengan kadar air tanah. Kon-

Tabel 9-1 Harga pendekatan besarnya evapotranspirasi per-hari dari tanaman musim dingin.

Tanaman	Evapotranspirasi	Tanaman	Evapotranspirasi
Padi ladang	5—12	Kacang	3—4
Kentang	3—4	Buah pohon	4—5
Rape	3—4	Kedele	4—5
Rumput	4—5	Taro	5—6

disi lingkungan untuk pertumbuhan antara padi dan tanaman daerah yang tinggi adalah berbeda-beda, sehingga kebutuhan irigasinya juga berbeda-beda. Terutama dalam persawahan padi, penambahan air itu adalah sangat penting.

Di daerah-daerah dengan distribusi curah hujan yang tidak merata, meskipun curah hujannya itu banyak dengan kondisi meteorologi yang cocok untuk pertumbuhan tanaman, diperlukan juga irigasi buatan, mengingat kadar air tanah tidak dapat dipertahankan dalam interval kadar air efektif oleh curah hujan saja.

Menurut survey U.S. Bureau of Reclamation, daerah yang diirigasi sekarang di dunia mencapai dua ratus juta hektar. Negara-negara utama yang melaksanakan irigasi adalah RRC, India, U.S. Jepang, Republik Arab, Meksiko, Perancis dan lain-lain.

9.1.3 Pengendalian air lebih dengan drainasi

Irigasi adalah penambahan kekurangan kadar air tanah secara buatan yakni dengan memberikan air secara sistematis pada tanah yang diolah. Sebaliknya pemberian air yang berlebih pada tanah yang diolah itu akan merusakkan tanaman.

Jika terjadi curah hujan yang lama yang disebabkan oleh typhon atau curah hujan deras, maka tanah yang diolah itu akan tergenang dan dibanjiri air, yang kadang-kadang mengakibatkan kerusakan yang banyak. Daerah-daerah yang rendah yang kurang drainasinya, selalu akan tergenang. Pada daerah-daerah sedemikian, pelapukan dan dekomposisi tanah tidak berkembang, sehingga daerah itu tidak akan menjadi lingkungan yang baik untuk pertumbuhan padi. Jadi di daerah-daerah sedemikian, air lebih itu harus didrainasi secara buatan dan pengeringan harus dilaksanakan secepat-cepatnya. Demikian pula dalam menghadapi persoalan drainasi tanah yang diolah, harus diperhatikan juga faktor-faktor meteorologi seperti curah hujan, infiltrasi, air tanah, limpasan permukaan dan lain-lain.

9.2 Perancangan irigasi dan hidrologi

Irigasi adalah menyalurkan air yang perlu untuk pertumbuhan tanaman ke tanah yang diolah dan mendistribusinya secara sistematis. Perancangan irigasi disusun terutama berdasarkan kondisi-kondisi meteorologi di daerah bersangkutan dan kadar air yang diperlukan untuk pertumbuhan tanaman.

Kondisi-kondisi meteorologi yang sangat erat bersangkutan dengan perancangan irigasi adalah suhu udara/atmosfir dan curah hujan. Oleh suhu udara yang tinggi, evapotranspirasi dari tanah yang diolah dan dari daun-daunan tanaman itu meningkat, sehingga tanaman memerlukan air yang banyak. Jika curah hujan itu banyak, maka keperluan irigasi itu sedikit. Akan tetapi, jika distribusi curah hujan selama perioda pertumbuhan tanaman tidak merata, maka meskipun curah hujan tahunan itu banyak, akan dibutuhkan juga irigasi selama perioda kekurangan air. Seperti telah dikemukakan di atas, mengingat perancangan irigasi itu harus ditentukan berdasarkan kondisi-kondisi meteo-

logi di daerah bersangkutan, maka dalam tahap permulaan penyusunan rancangan irigasi, pengumpulan dan analisa berbagai-bagai data meteorologi itu menjadi penting. Demikian pula setelah dimensi fasilitas sumber air dan fasilitas penyaluran air telah ditentukan, maka analisa hidrolika akan memegang peranan yang penting. Maksud irigasi adalah bukan hanya untuk memberi air yang perlu untuk pertumbuhan tanaman, tetapi juga digunakan untuk memberi komponen pupuk dalam air, pengaturan suhu lingkungan, tindakan preventif terhadap rumput-rumputan dan serangga-serangga yang merusak, menyingkirkan bahan-bahan yang merusak seperti garam, melindungi bibit-bibit yang muda dan lain-lain.

Perbaikan sifat tanah dapat juga diadakan oleh penambahan tanah oleh air sungai yang mengandung sedimen, umpamanya pada tanah yang kurang kesuburannya dan tanah rawa yang rendah.

9.3 Penyusunan rancangan irigasi

Untuk menyusun suatu rancangan irigasi harus diadakan terlebih dahulu survey mengenai kondisi daerah yang bersangkutan, penjelasan mengenai kepentingan proyek dan pengumpulan data yang diperlukan oleh penyusunan rancangan itu. Selanjutnya harus diadakan penyelidikan mengenai jenis-jenis tanah pertaniannya, bagian-bagian yang akan diirigasi dan lain-lain untuk menentukan cara irigasinya dan kebutuhan air. Kemudian harus diadakan penyelidikan mengenai fasilitas sumber air yang akan memberi air yang dibutuhkan dan fasilitas penyaluran air untuk menyalurkan air ke daerah yang ditujui. Akhirnya harus disusun suatu rancangan pengelolaan untuk seluruh fasilitas-fasilitas itu dan perhitungan efek ekonomi dari proyek itu.

Proses penyusunan rancangan irigasi itu dapat dilihat dalam Gbr. 9-1.

9.3.1 Survey mengenai kondisi sekarang

Survey mengenai kondisi daerah itu harus dilaksanakan untuk menyelidiki sebabnya mengapa daerah yang dirancang itu memerlukan irigasi, perioda irigasi dan volume air dalam aspek-aspek teknis dan ekonomis dan bersamaan dengan itu mempersiapkan berbagai-bagai data yang diperlukan dalam pembuatan rancangan.

Survey itu harus dilaksanakan menurut proses sebagai berikut:

- ① Tentukan secara umum bagian daerah yang akan dirancang.
- ② Tentukan daerah yang akan disurvey. Adakan wawancara untuk pengumpulan data dan pengukuran data yang diperlukan.
- ③ Adakan perbandingan dan pemeriksaan debit sumber air, ukuran-ukuran fasilitasnya, efek ekonomi dan seterusnya berdasarkan hasil survey.

(1) Susunan daerah

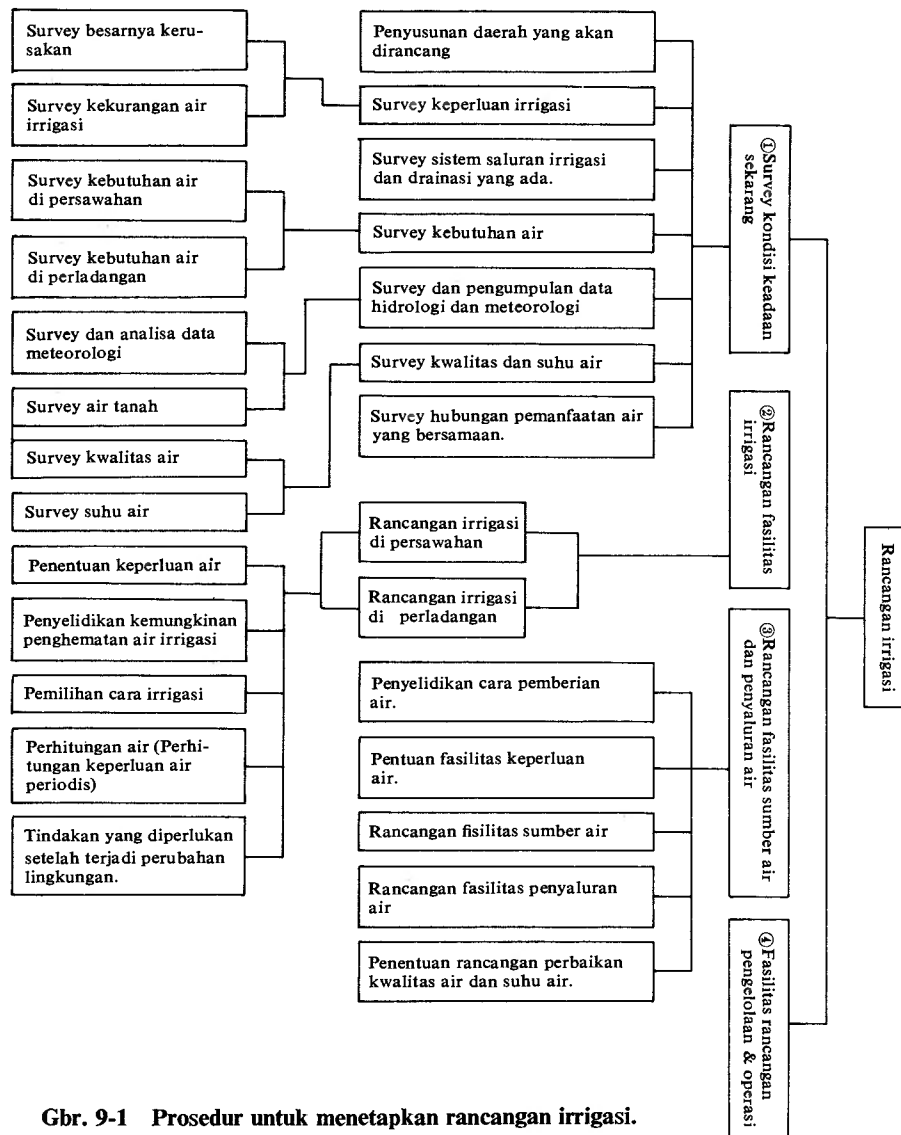
Jika daerah yang akan disurvey itu telah ditentukan, maka harus diadakan penyelidikan kemungkinan perluasan daerah termasuk daerah-daerah yang tersebut di bawah ini.

- ① daerah tanpa fasilitas irigasi
- ② daerah yang terdapat penggunaan air yang irrasional
- ③ daerah di mana tahapan penggunaan air itu tidak stabil.

Harus diperhatikan bahwa rasionalisasi penggunaan air, konfirmasi hak guna air dan pengurangan biaya proyek selalu dapat diadakan. Daerah proyek itu selalu dihubungkan dengan daerah yang diukur yang mempunyai manfaat irigasi.

(2) Kebutuhan survey irigasi

Dalam survey ini terdapat survey besarnya kerusakan dan survey kekurangan air.



Gbr. 9-1 Prosedur untuk menetapkan rancangan irigasi.

Survey besarnya kerusakan ditujukan untuk mendapatkan gambaran mengenai kebutuhan irigasi secara tidak langsung yang ditinjau dari segi ekonominya. Yakni perkiraan besarnya kerusakan penghasilan dalam tahun kekurangan air yang dibandingkan dengan penghasilan dalam tahun yang cukup air menunjukkan kebutuhan irigasi.

Besarnya kekurangan air menunjukkan kebutuhan irigasi itu. Harga perkiraannya dapat diperoleh dengan membandingkan besarnya keperluan air (luas daerah irigasi dikali dengan dalamnya keperluan air rata-rata) dengan pemberian air yang ada.

(3) Pemberian pada sistem irigasi dan drainasi yang ada.

Survey ini adalah untuk mendapatkan gambaran yang baik mengenai kekurangan air, besarnya air yang tersedia, dengan mengadakan penyelidikan secara sistematis mengenai kondisi irigasi dan drainasi yang ada. Luas yang disurvei dibatasi sampai seluas daerah yang diairi oleh saluran irigasi dari 5 sampai 20 ha.

(4) Survey kebutuhan air (*Consumptive use of water*)

Kebutuhan air itu terdiri dari banyaknya air yang diperlukan untuk pertumbuhan

tanaman, evapotranspirasi dari tanaman, evaporasi dari lapangan dan perkolasi ke dalam tanah. Kesemuanya berubah-ubah sesuai dengan cuaca, cara pertanian dan lain-lain.

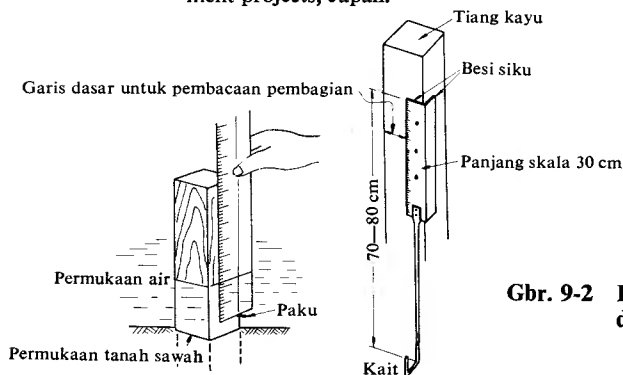
(a) *Survey kebutuhan air di persawahan (padi)*: Kebutuhan air untuk persawahan di daerah yang kecil, diperkirakan dari dalamnya kebutuhan air dikali dengan luas daerah irigasi ditambah kehilangan dalam saluran. Di daerah yang lain, air irigasi dapat dipergunakan berulang-ulang mulai dari bagian hulu persawahan. Jadi harus diadakan survey kebutuhan air termasuk penggunaannya secara berulang-ulang itu.

Survey dalamnya kebutuhan air adalah penyelidikan apakah kebutuhan air di daerah yang digunakan sebagai persawahan itu cukup atau tidak, dan memperkirakan kebutuhan air yang baru berdasarkan hasil yang didapat tersebut di atas. Jadi daerah itu harus dibagi dalam junis-jenis dalamnya kebutuhan air dan ditentukan titik-titik pengukuran dalam setiap kelompok yang sesuai dengan daerah itu. Standar banyaknya titik pengukuran dapat dilihat dalam Tabel 9-2.

Tabel 9-2 Standar banyaknya titik pengukuran dalamnya keperluan air.

Luas satu petak. (ha)	Banyaknya titik pengukuran dalamnya- keperluan air.	Luas satu petak. (ha)	Banyaknya titik pengukuran dalamnya- keperluan air.
0—20	3	150—200	9
20—40	4	200—250	10
40—60	5	250—300	11
60—80	6	300—400	12
80—100	7	400—500	13
100—150	8		

Catatan: Dikutib dari "Irrigation book" planning dan design manual for land improvement projects, Japan.



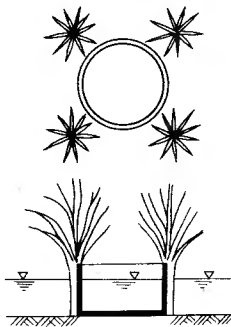
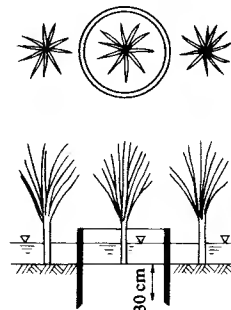
Gbr. 9-2 Pengukuran dalamnya kebutuhan air dengan cara dalamnya air.

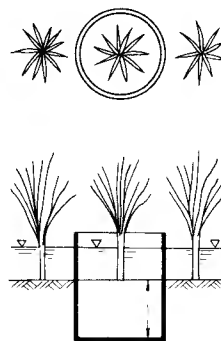
- (a) Pengukuran dalamnya kebutuhan air dengan menggunakan tiang dan skala
- (b) Alat ukur kait sederhana

Ada 2 jenis cara pengukuran dalamnya kebutuhan air, yakni cara pengukuran dalamnya air dan cara pengukuran air. Gbr. 9-2 memperlihatkan pengukuran kebutuhan air dengan pengukuran dalamnya air. Cara pengukuran beserta hal-hal yang perlu diperhatikan dapat dilihat dalam Tabel 9-3. Untuk penentuan kebutuhan air dengan cara perhitungan atau untuk memeriksa dan mengoreksi hasil-hasil yang diukur, kadang-kadang dilaksanakan pengukuran evaporasi dan lain-lain. Gbr. 9-3, 9-4 dan 9-5, berturut-turut memperlihatkan kondisi-kondisi pemasangan alat-alat yang digunakan

Tabel 9-3 Cara mengukur dalamnya keperluan air dan saran-saran umum.

Pembagian	Cara dalamnya keperluan air	Cara pengukuran air
Cara pengukuran.	Variasi dalamnya penggenangan air selalu diukur dalam persawahan yang digenangi dan selisihnya dianggap sebagai dalamnya keperluan air.	Aliran masuk dan aliran keluar diukur pada persawahan yang diberi air terus menerus. Selisihnya adalah kebutuhan air itu. Cara ini digunakan untuk pengukuran keperluan air pengolahan.
Alat-alat pengukuran.	Tiang, papan duga, kertas yang sensitif, kait ukur dan lain-lain	Saluran ukur parsial, bendung segi-tiga, alat ukur air, alat ukur permukaan air otomatis dan lain-lain.
Saran-saran	1) Pengukuran harus dibuat sekali sehari pada jam tertentu (09.00 pagi) selama periode irigasi. 2) Satuan pengukuran (mm) harus dapat dibaca dengan teliti. 3) Persawahan yang diukur harus dipelihara oleh pengawas supaya tidak terdapat kebocoran tanggul, pengatur air yang tidak baik dan lain-lain.	1) Aliran masuk dan aliran keluar akumulatif harus diukur sehari pada jam tertentu. 2) Harus dipilih persawahan dengan sistem irigasi dan drainasi yang baik yang dapat diadakan pengukuran besarnya aliran masuk dan aliran keluar dengan teliti. Cara yang paling sederhana ialah lubang pembuangan persawahan ditutup sehingga aliran keluar=0. Jadi hanya aliran masuk yang diukur. 3) Persawahan yang diukur harus sering dikontrol, menjaga supaya tidak terjadi kebocoran, kerusakan alat ukur permukaan air otomatis dan lain-lain.

**Gbr. 9-3 Pengukuran besarnya evaporasi (penguapan) dengan menggunakan kotak yang mempunyai alas.****Gbr. 9-4 Pengukuran besarnya perkolasi dengan menggunakan kotak tanpa alas.**



Gbr. 9-5 Pengukuran evapotranspirasi dengan menggunakan kotak yang mempunyai alas.

untuk pengukuran evaporasi, perkolasi dan evapotranspirasi dari persawahan.

Cara pengukurannya adalah sebagai berikut:

Setiap alat itu diletakkan kira-kira di tengah-tengah bagian tanah yang akan diukur. Air sedapat mungkin digenangkan seperti dalam keadaan alamiah dan pengamatan diadakan sekali dalam sehari (seperti pada cara dalamnya kebutuhan air).

(b) *Kebutuhan air di ladang*: Kebutuhan air netto di ladang diperkirakan dengan mengkali evapotranspirasi dengan luas daerah itu. Evapotranspirasi itu berbeda-beda sesuai dengan cuaca, sifat tanah, kondisi lapisan, jenis tanaman, perioda pertumbuhan, tumbuh-tumbuhan, kelembaban tanah dan lain-lain. Jadi evapotranspirasi itu biasanya diukur dengan penyelidikan proses pengurangan kelembaban tanah di lapangan.

Tabel 9-4 memperlihatkan cara untuk pengukuran kebutuhan air secara periodis di lapangan.

Penjelasan mengenai cara irigasi dan alat pengukur laju peresapan yang memegang peranan yang penting dalam penentuan intensitas irigasi dapat dilihat dalam Tabel 9-5.

(5) **Survey dan pengumpulan data meteorologi dan hidrologi**

Mengingat data hidrologi dan meteorologi digunakan sebagai dasar statistik untuk penentuan tahun dasar yang direncanakan dan ukuran/dimensi fasilitas-fasilitas sumber air, maka data itu harus dikumpul sepanjang mungkin.

(a) *Data meteorologi*: Cuaca adalah faktor maksimum yang mempengaruhi kebutuhan air. Data meteorologi seperti curah hujan, evaporasi, kecepatan angin, arah angin, suhu udara, jam penyinaran matahari, kelembaban dan lain-lain digunakan untuk perancangan irigasi. Mengingat kondisi curah hujan yang istimewa mempengaruhi debit sumber air, maka data dalam daerah itu harus dikumpul dan disusun sebagai berikut. Tahun kering yang terjadi sekali dalam 10 tahun harus diambil sebagai tahun dasar dalam penyusunan rancangan irigasi. Jadi data curah hujan yang akan digunakan untuk menentukan curah hujan efektif, jumlah hari kering berturut-turut yang maksimum dan lain-lain, harus dikumpul paling kurang selama 10 tahun. Di samping data-data ini, harus disiapkan tabel-tabel data umum meteorologi dan data khusus meteorologi. Data yang dikumpulkan seperti curah hujan, evaporasi dan lain-lain harus disusun sesuai tujuan-tujuannya, seperti data setiap lima hari, 10 hari, sebulan atau selama perioda irigasi. Jika tidak terdapat data pengamatan yang cukup, maka harus dikumpulkan data curah hujan sekurang-kurangnya dari tiga stasiun pengamatan di daerah sekeliling, dan dirubah dengan cara Thiessen sebelum menggunakannya.

(b) *Survey debit sungai*: Jika sungai yang menjadi sumber air untuk irigasi, maka harus dikumpul data debit seperti debit air normal, debit air rendah, debit musim kering dan lain-lain selama lebih dari 10 tahun. Untuk kepastiannya, data-data ini harus diukur paling sedikit selama satu perioda irigasi.

Tabel 9-4 Cara pengukuran kebutuhan air di ladang (dry field).

Posisi pengukuran.	Untuk tanaman yang memerlukan alur, biasanya di bawah pokok utama tanaman dan di tepi atas pematang.	
	Untuk pohon buah-buahan: di tengah pohon-pohonan dan di bagian tengah batang pohon dan di bagian ujung ranting yang horizontal.	
	Standar kedalaman adalah 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100 cm.	
Cara-cara pengukuran (satu di antaranya harus diterapkan).	Cara pengambilan contoh tanah	Langsung diukur dengan pengambilan contoh tanah di lapangan setiap 3-5 hari. Contoh tanah diambil dengan alat pengambil contoh tanah (soil sampler) dengan kapasitas tertentu 100 cc, dikeringkan dalam alat pemanas termostastik pada 105°C sampai beratnya menjadi tetap. Besarnya pengurangan berat dianggap sebagai kadar air (% dalam volume).
	Cara tensiometer	Tanah di sekeliling tempat pemasangan mangkok tensiometer terlebih dahulu harus diambil untuk mengukur hubungan dari pF—kelembaban tanah. Mangkok tensiometer dengan manometer air raksa dipasang dalam posisi pengukuran kelembaban dan harga pF yang dibaca dengan manometer itu dirubah menjadi kadar air.
	Cara alat ukur tahanan listrik kadar air.	Tanah di sekeliling tempat pemasangan alat absorpsi kelembaban harus diambil terlebih dahulu. Hubungan antara tahanan listrik alat yang digunakan dan kelembaban tanah harus didapat. Mengingat ada perbedaan antara alat-alat itu maka diperlukan pemeriksaan yang tepat. Penyesuaian suhu juga diperlukan. Alat absorpsi kelembaban dipasang dalam posisi pengukuran kelembaban dan harga tahanan yang dibaca dirubah menjadi kadar air.

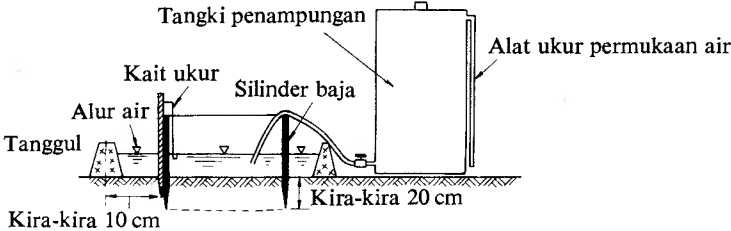
Pengukuran adalah lebih baik diadakan dalam petak yang diberi air standar (besarnya dan interval air yang diberi adalah hampir sama dengan yang ditentukan dalam rancangan irigasi), dalam petak yang diberi air sedikit (setengah dari pemberian air standar) dan dalam petak yang tidak diberi air.

Dalam perancangan fasilitas-fasilitas irigasi seperti bendung, waduk dan lain-lain, maka terlebih dahulu harus diadakan pemeriksaan mengenai keamanan fasilitas-fasilitas itu terhadap banjir. Perhitungan debit banjir maksimum untuk perioda ulang selama N tahun dapat dihitung dengan cara yang dikemukakan dalam Bab 7. Jika tidak ada data debit, maka debit banjir maksimum yang pernah terjadi harus diperkirakan dari bekas banjir itu. Dengan demikian maka dapat diadakan perkiraan mengenai debit banjir maksimum yang diperkirakan akan terjadi.

Bekas permukaan air debit banjir maksimum pada tepian sungai atau tiang-tiang jembatan harus diukur atau diperkirakan dengan bantuan penduduk setempat. Jadi debit banjir tersebut dapat dihitung setelah kemiringan permukaan air dan luas penampangnya diketahui.

- (c) *Survey air tanah*: Di daerah yang kecil kemiringan tanahnya dengan sifat tanah yang permeabel, debit banjir akibat curah hujan adalah kecil dan kapasitas penambahan air tanahnya besar. Besarnya variasi air tanah harus diperkirakan dengan mengamati permukaan air tanah bulanan sepanjang tahun. Demikian pula besarnya air tanah yang tersedia harus diperkirakan dari hubungan antara variasi air tanah yang ada dengan curah hujan.

Tabel 9-5 Cara pengukuran laju pengambilan air.

	
Tempat pengukuran.	Harus dipilih lebih dari tiga titik dalam setiap petak tanah yang didapat oleh survey. Yang baik adalah titik -titik yang mudah untuk pemberian dan penyaluran airnya.
	Silinder baja (tinggi 30–40 cm, diameter dalam 25–30 cm, tebal 2–3 mm.). Alat pemukul (palu baja dengan bentuk T), pelat baja yang tebal untuk ditutup pada silinder, kait ukur, stop watch, silinder pengukur atau tangki penampungan, sekop, lembaran plastik yang tipis. Untuk pengukuran laju pengambilan air pada alur-alur, dua pelat baja (50 × 100 cm).
Cara pengukuran dengan alat ukur laju pengambilan silinder. (lihat Gambar di atas)	1) Silinder harus dipukul perlahan-lahan dan dibuatkan alur air di sekelilingnya. 2) Lembaran plastik yang tipis itu dimasukkan seluruhnya di bagian dalam silinder, lalu diisi air kira-kira 10 cm dalam. Kait ukur dipasang tepat di permukaan. 3) Lembaran plastik itu dikeluarkan dan stop watch ditekan. 4) Sebagai standar, 1,2,3,4,5,10,15,20,30,45,60 menit sesudah permulaan pengukuran, permukaan air ditambah sampai mencapai ujung jarum kait ukur. Besarnya air yang diberi dalam setiap keadaan diukur dengan silinder pengukur atau alat ukur permukaan air dalam tangki penampungan. 5) Pengukuran dilakukan selama kira-kira 120 sampai 200 menit.
Untuk pengukuran laju pengambilan pada alur, maka alur itu ditutup pada interval kira-kira 50 sampai 100 cm dengan 2 pelat baja untuk menahan air. Dalam hal ini lebar permukaan air dan lebar alur harus diukur.	

(6) Survey kualitas air dan suhu air

Mengingat air sungai yang digunakan untuk irigasi kadang-kadang mengandung bahan-bahan yang berbahaya bagi pertumbuhan tanaman, maka harus diadakan penyelidikan mengenai kerusakan yang terjadi dengan mengadakan wawancara dan lain-lain. Survey kualitas air harus dilaksanakan untuk menentukan tindakan yang diperlukan jika terdapat ketakutan mengenai kerusakan itu.

Dalam irigasi padi, halangan pertumbuhan yang disebabkan oleh suhu air yang dingin kadang-kadang merusakkan tanaman. Di daerah-daerah yang tinggi dan dingin harus dipilih cara irigasi sedemikian sehingga suhu air dapat dinaikkan oleh suhu udara dan penyinaran matahari.

(7) Survey yang berhubungan dengan pemanfaatan air yang bersaing

Meskipun pemanfaatan air untuk pertanian telah dikembangkan sejak dahulu, oleh terjadinya permintaan-permintaan yang baru untuk pembangkitan tenaga, pemberian air minum dan pemberian air untuk industri, maka sekarang terdapat persoalan-persoalan persaingan antara unsur-unsur itu. Penyesuaian dari persaingan pemanfaatan

air itu harus diperhatikan supaya semua pihak dapat mencapai perkembangan yang seimbang, setelah kepentingan pertanian telah diketahui secukupnya.

9.3.2 Rancangan irigasi untuk padi

Irigasi untuk padi mempunyai tujuan untuk memberi air yang cukup dan stabil ke persawahan untuk menjamin produksi padi. Jadi dalam pembuatan rancangan itu, bukan hanya persoalan pemberian air untuk mengatasi kekurangan air di persawahan dan jaminan air untuk perluasan persawahan yang diperhatikan, tetapi juga persoalan seperti penyelidikan mengenai pengaturan tanah proyek yang diperlukan untuk rasionalisasi pemanfaatan air pertanian dan untuk modernisasi pengelolaan pertanian harus didahulukan. Jadi sebelum diadakan rancangan pemanfaatan air, maka harus diadakan penyelidikan secukupnya mengenai hal-hal sebagai berikut:

- ① Kemungkinan rasionalisasi pemanfaatan air pertanian, keperluan pemisahan saluran irigasi dan drainasi, kemungkinan rasionalisasi pengelolaan air dengan penyatuan bangunan-bangunan pembagi, modernisasi fasilitas-fasilitas termasuk penyatuan dan penghapusan bangunan-bangunan pembagi dan peningkatan pemanfaatan air dengan penggunaan air yang berulang-ulang.
- ② Kemungkinan perbaikan pengelolaan pertanian dan penghematan tenaga kerja, pembuatan daerah yang luas untuk memperkenalkan mekanisasi pertanian, memperkenalkan cara pembibitan langsung dalam kondisi lapangan yang kering yang ditujukan pada bagian-bagian yang mempunyai drainasi yang baik dan penghematan tenaga kerja, penyesuaian perioda penanaman padi untuk memperoleh keseimbangan tenaga pekerja musiman, pelaksanaan rotasi pengolahan persawahan dan perladangan dan irigasi tanaman kedua untuk perbaikan pengelolaan pertanian.

Di samping hal-hal yang dikemukakan di atas, maka harus diadakan penyelidikan mengenai persoalan-persoalan ekonomi jika diadakan proyek perbaikan tanah, dan penyesuaian hubungan terhadap jenis pemanfaatan air yang lain atau kebiasaan/tradisi pemanfaatan air itu. Terutama untuk penyelidikan ekonomi, bukan hanya biaya pelaksanaan proyek yang diperhatikan, tetapi juga biaya pemeliharaan dan pengurusan yang akan dipikul oleh para petani.

(1) Keperluan air (*Water requirement*)

Keperluan air harus ditentukan sesudah diadakan penyelidikan secukupnya mengenai kondisi alam dan sosial daerah yang bersangkutan, tujuan dari rancangan irigasi, rancangan pengaturan tanah dan rancangan pengelolaan pertanian yang berhubungan dengan hal-hal yang tersebut di atas.

- (a) *Cara penentuan dalamnya keperluan air:* Dalamnya kebutuhan air yang digunakan untuk memperkirakan keperluan air yang direncanakan, biasanya ditentukan berdasarkan hasil-hasil sebenarnya yang diukur.
- (b) *Penentuan keperluan air untuk pengolahan tanah:* Mengingat keperluan air untuk pengolahan tanah diperlukan dalam suatu perioda yang singkat secara terkonsentrasi, maka keperluan air ini mempunyai pengaruh yang penting dalam penentuan rancangan sumber air dan penampang melintang saluran. Ada dua cara penentuannya, yakni cara dengan pengukuran sebenarnya dan cara dengan perhitungan berdasarkan kondisi tanah. Dari data-data yang pernah diselidiki, dapat diperkirakan bahwa pada persawahan yang drainasinya tidak baik dalamnya keperluan air itu adalah 80 sampai 120 mm, pada persawahan dengan drainasi yang baik 100 sampai 180 mm dan pada persawahan yang permeabel 150 sampai 200 mm. Jika diperkirakan bahwa keperluan air

untuk pengolahan tanah di daerah yang bersangkutan itu tidak berbeda dengan kondisi-kondisi tersebut di atas, maka angka-angka ini dapat digunakan.

- (c) *Perkiraan keperluan air netto*: Keperluan air netto adalah jumlah setiap jenis dalamnya keperluan air untuk setiap perioda dikali dengan luas (atau jumlah dalamnya kebutuhan air setiap perioda $\times$ luas).
 - (d) *Keperluan air untuk daerah yang luas*: Dalam daerah yang luas terdapat pengaruh-pengaruh penggunaan air berulang-ulang dan pengaliran air tanah dari luar daerah. Jadi dalam batas-batas tertentu dapat diadakan reduksi keperluan air yang didapat dengan perhitungan. Untuk itu, maka harus diadakan penyelidikan mengenai aliran masuk dan aliran keluar di daerah tersebut dengan membuat perhitungan neraca air. Hasil yang diperoleh dapat merubah keperluan air yang dihitung.
- (2) Penyelidikan mengenai kemungkinan pengurangan pemberian air.

Untuk menjamin keperluan air, maka harus dicoba diadakan penyelidikan mengenai pengurangan pemberian air secara rasionil. Teristimewa di daerah dengan sungai yang mempunyai sedikit debit kelebihan dengan pengembangan sumber air baru yang sulit, cara pengurangan keperluan air itu harus turut diperhatikan.

Cara-cara pengurangan keperluan air yang perlu diperhatikan adalah sebagai berikut:

- ① Pengurangan keperluan air dalam setiap petak di persawahan dengan mengadakan pelapisan tanah dan pemampatan tanah dasar.
 - ② Pemanfaatan secara maksimal air irigasi dengan penggunaan berulang-ulang.
 - ③ Pengurangan kebutuhan air (*consumptive use*) dengan penanaman yang menghemat air.
 - ④ Pengurangan puncak keperluan air dengan memperkenalkan jenis-jenis yang mempunyai perioda penanaman yang berbeda.
- (3) Pemilihan cara irigasi.
- Ada tiga jenis cara irigasi, yakni irigasi aliran yang kontinu, irigasi terputus-putus dan irigasi aliran balik.

- (a) *Irigasi aliran yang kontinu*: Cara ini adalah pemberian air irigasi secara kontinu selama perioda irigasi. Cara ini terutama diterapkan untuk daerah-daerah di mana air irigasi itu berlimpah-limpah atau di daerah-daerah yang terjadi banyak perembesan. Cara dapat dikatakan tidak ekonomis karena perkolasi dan limpasan permukaan yang banyak.
- (b) *Irigasi terputus-putus*: Cara ini adalah cara yang memberikan air terputus-putus pada interval tertentu selama beberapa hari. Cara ini diterapkan untuk daerah-daerah yang tidak mempunyai air irigasi yang berlimpah-limpah di mana air itu dapat ditahan dengan baik. Kebanyakan irigasi pompa atau waduk dilaksanakan dengan cara ini.
- (c) *Irigasi aliran balik (Return flow irrigation)*: Cara ini adalah cara yang mempertinggi penggunaan berulang-ulang yang kadang-kadang dilaksanakan di daerah-daerah yang sangat kekurangan air irigasi. Cara penggunaan berulang-ulang adalah hanya menggunakan air yang tersisa dari bagian teratas pada bagian bawah. Cara irigasi aliran balik adalah cara yang penggunaan berulang-ulang dengan mengalirkan kembali air yang tersisa itu ke udik daerah dengan pompa.

Untuk pemilihan cara irigasi, harus diadakan penyelidikan mengenai pengelolaan air, besarnya pengurangan air irigasi dan bentuk pengelolaan pertanian di kemudian hari.

9.3.3 Rancangan sumber air dan penyaluran air

Setelah daerah yang akan diirigasi, cara irigasi dan keperluan air itu telah ditentukan, maka selanjutnya harus diadakan perancangan cara pemberian air untuk daerah itu. Cara pemberian air itu harus diselidiki dengan memperhatikan hal-hal fundamental sebagai berikut:

- ① Jenis dan lokasi sumber air.
 - ② Cara penyaluran air dan letak fasilitas penyaluran air.
 - ③ Sambungan sumber air dengan fasilitas penyaluran air dan besarnya air yang dialirkan.
 - ④ Cara memperbaiki suhu air, kualitas air dan letak fasilitas-fasilitasnya.
- (1) Sumber air dan pengambilan

Sumber-sumber air alamiah adalah sungai-sungai, sungai-sungai kecil, danau-danau, rawa, mata air, air tanah dan lain-lain. Akan tetapi besarnya air yang tersedia adalah berbeda-beda yang tergantung dari musim dan lokasinya. Besarnya air yang tersedia yang menjadi sumber air daerah yang dirancang adalah besarnya air yang ada dikurangi besarnya air yang telah digunakan berdasarkan peraturan air.

Harga minimum besar air yang tersedia juga menjadi indeks untuk menelaah tersedianya sumber air alamiah. Jika besarnya air yang diperlukan itu tidak dapat disediakan oleh sumber air alamiah, maka untuk meningkatkan harga minimum dan jumlah air yang tersedia, harus dipikirkan kemungkinan mengenai pembangunan waduk yang dapat menyimpan air yang tidak efektif dari sumber air alamiah itu.

Lokasi sumber air dan pengambilan air adalah faktor-faktor yang penting yang sangat mempengaruhi skala dari fasilitas penyaluran air dan besarnya air yang tersedia itu. Penentuan lokasi ini adalah sangat penting, sehingga pemilihan sumber air itu harus ditelaah dengan memperhatikan kondisi-kondisi dasar sebagai berikut:

- ① Debit minimum air yang tersedia adalah besar.
 - ② Jumlah air yang tersedia adalah besar.
 - ③ Kualitas dan suhu air yang baik.
 - ④ Pengambilannya mudah.
 - ⑤ Lokasinya terletak di dekat daerah yang akan diirigasi.
- (2) Penyaluran dan distribusi air

Sesudah lokasi fasilitas sumber air dan pengambilannya sudah ditentukan, maka selanjutnya harus diadakan penentuan mengenai cara penyaluran air itu ke daerah yang diirigasi beserta distribusi air ke petak-petak yang ditanami.

Penyaluran dapat diadakan hanya dengan saluran atau bersamaan dengan pompa. Jika daerah yang akan diairi itu terletak lebih tinggi dari sumber air, maka harus digunakan pompa untuk menyalurkan air. Kadang-kadang meskipun sumber air itu terletak agak lebih tinggi, penggunaan pompa adalah lebih ekonomis. Biasanya untuk debit yang besar, saluran terbuka adalah ekonomis.

Penggunaan saluran terbuka, terowongan, siphon, talang dan seterusnya adalah tergantung dari topografi.

Dari pertimbangan ekonomis, pipa itu terutama hanya dapat digunakan untuk pertanian yang membutuhkan debit air yang kecil. Pipa mempunyai banyak corak yang menguntungkan jika dibandingkan dengan saluran air.

