

## 第三編 水 文

### 第一章 降 雨

#### 35. 降 水

大氣中の水蒸氣が凝結して液化又は固結したものを内雨、雪、霰、雹の如く地表に降下するものを総稱して降水と言ひ、その内雨だけは降雨として區別せられるが、降雨は降水と同意義に用ひられる場合が多い。蓋し降雨は降水の大部分を占めるが故である。降雨は河川の流量と極めて密接なる關係を有するが故に治水工學に於て降雨の研究は最も大切である。

降雨の原因は水蒸氣を以て飽和せられた空氣の溫度が露點以下に降つた場合に水蒸氣の一部が凝縮を起して液化するにあり、その誘因として次の諸點が考へられる。

1) 低氣壓による降雨 低氣壓が現れて暖濕なる空氣が上昇する場合には氣壓減少の爲に膨脹して溫度が降り、その中の水蒸氣は飽和して凝縮を起し急激に多量の降雨を見る。夏季の雷雨の如きはその例である。

2) 地形による降雨 海上を渡つて來た濕つた空氣が山脈に吹付けられて上昇氣流を生ずる場合にも前項同様の理由によつて山地に大雨を起す。例へば關東地方で巽風と呼ばれる南東風が栃木、群馬の連山に大雨を齎して利根川に出水を見るが如き、又北寄の風は中國山脈以北、南寄の風は四國山脈以南に降雨を起して瀬戸内海沿岸に雨の少いが如きはその例である。

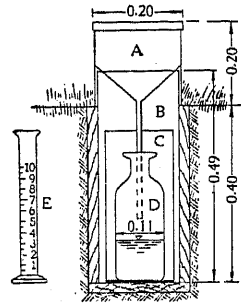
3) 氣流性降雨 暖流の上を吹いて多量の濕氣を含んだ氣流が、下層が温く上層が冷い不安定な状態で陸岸に近づき、副低氣壓、不連續線等に遭つてその安定を破られると、上昇氣流を生じて猛烈なる降雨を起す。之を氣流性豪雨と言ひ、昭和9年7月の石川縣手取川の洪水、昭和10年6月の北九州及び京阪地方の洪水は之に因る。

4) 氣層轉換による降雨 濕つた空氣と乾いた空氣とが互層をなす場合には溫度の上昇下降ともに前者に比して後者が急激であるから、對流作用によつて上下兩氣層の轉換が行はれ従つて降雨を招く。

降雨量又は雨量は降雨の深さを以て表し通例mmで之を示す。従つて $x$ mmの雨量は $1\text{ km}^2$ について $1000x\text{ m}^3$ の降雨に相當する。

#### 36. 雨 量 觀 測

雨量を計るには雨量計を用ひる。我が國で普通に用ひられる雨量計は第37圖に示すが如き直径



第37圖 雨量計

20 cm, 高さ約 60 cm の銅板又は亜鉛鍍鉄板製圓筒から成り、その上端を地上約 20 cm の高さに据付ける。圖中 A は雨を受ける受水器であつて下部は漏斗状をなし、その下に潜水器 B があつて A がその蓋となる。B の中にはバケツ C, C の中に硝子製潜水瓶 D があつてその中に A からの雨水を受ける。バケツ C は潜水瓶 D の出入に便する爲である。

潜水瓶に溜つた雨水は之を硝子製雨量枴 E に移してその量を計るのであるが、雨量枴には枴と受水器との面積の比に依つて目盛が施さ

れ、目盛を讀めば直ちに雨量を知り得る様になつてゐる。例へば受水器の口径が 200 mm, 雨量枴の直径が 40 mm ならば、兩者の面積の比は 25:1 であるから 25 mm を 1 mm と取つて目盛を刻めば實際の雨量は 25 倍に擴大して測定せられることになる。雨量枴は 10 mm までの目盛を施し、之を 100 等分して 0.1 mm までを讀むことが出来る。

雨量観測時間は毎日 1 回、通例午前10時と定め翌日午前10時までの雨量をその日の雨量とするのであるが、潜水瓶の容量は約 80 mm の雨量に相當するから豪雨に際しては時機を見て一日數回の分割測定を必要とする。雨量日表に於ては 0.1 mm に達しない雨量は 0.0 と記入し、降雨皆無の時は横線を引く。

雨量計は四方開潤にして家屋、樹木等の風雨を遮る虞のない箇所を選んで之を設置し、且その周囲には芝草を植ゑ地面上に降つた雨水が跳返つて受水器中に混入しない様にする。

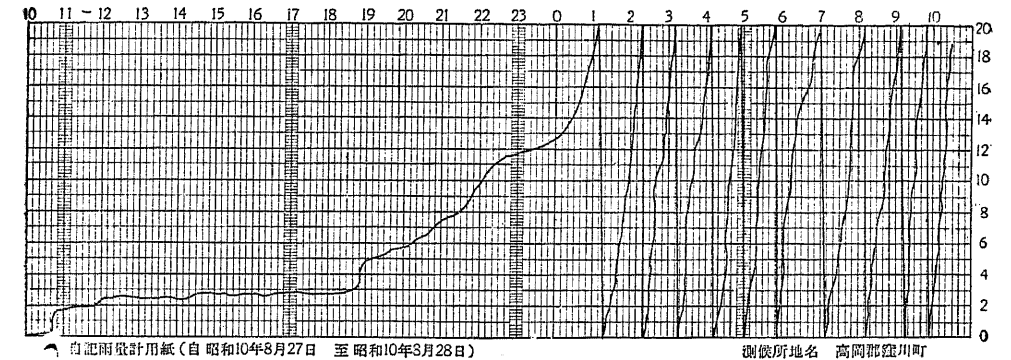
雪、雹、霰等はその受水器の中に積つたものに温湯を注いで之を融し、水となつたものを計つてその中から温湯の量を減ずるのであるが、之とは別に積雪量を計る爲には積雪計を用ひる。豫め目盛を施した標柱を鉛直に地上に建て、置くのが普通であつて、積雪深は cm で之を表す。

積雪深に對する融雪水深の比を積雪の密度と言ひ、その逆數を mm で表したものを雪の比深と言ふ。即ち 1 mm の水深を與へる積雪深である。實測の結果によれば降雪直後の新しい雪に就いては積雪の密度は 0.04~0.08, 平均 0.06, 比深 25.0~12.5 mm, 平均 16.7 mm, 融雪期の固結した雪に就いては密度は 0.4~0.6, 比深 2.5~1.7 mm に達する。毎年 4 月及び 5 月の融雪期に降雨を伴つた南寄の暖風が北陸地方の河川に洪水を起すのは主として融雪に基因する。

上記の雨量計では 1 日の雨量を測定することは出来るが、治水工學上最も必要とせられる短時間の豪雨の強度及びその繼續時間を知ることが出来ない。之を知る爲には自記雨量計を用ひなければならぬ。自記雨量計は前述の如き受水器から雨水を潜水圓筒に導いて圓筒内に浮子を浮ば

せ、雨量の増すに従つて浮子が上昇する。その上昇運動を時計仕掛で 24 時間に 1 回轉する鉛直圓筒に捲付けた観測用紙上に自記せしめて雨量を知るのであつて、受水器の口径と潜水圓筒の直径との比を適當に定むれば雨量を相當に擴大して讀むことが出来る。潜水圓筒が満水し、従つて雨量曲線を畫くペンが用紙の上端に達すればサイフォンの作用で圓筒内の水は全部排出せられ、浮子は圓筒の下底に下り同時にペンも亦下つて零位に復し、降雨が繼續すれば更に又上昇する。

第38圖は高知縣高岡郡窪川町に於て自記雨量計が畫いた昭和10年8月27~28日の雨量曲線であ



第38圖 雨量曲線

つて、用紙 10 cm を以て雨量 20 mm を表すからその擴大率は 5 倍に當る。此の例では午前10時から翌日午前10時までの 24 時間の雨量は 20 mm の 10 倍に 2.8 mm を加へて 202.8 mm である。

河川の流量を調査して、その高水流量を決定する爲には流域内の雨量に關して綿密なる観測を行ふことが最も必要である。雨量は地域的に大差があるから流域面積が廣い場合には多數の雨量観測所を設けて各地域別の雨量観測を行ふことを要し、特に山岳地方は雨量の分布が極めて不規則であるから更に多數の観測所を必要とする。

我が國では中央氣象臺管下の各地の測候所が雨量観測に當つてゐるが河川調査の爲には支川の配列、地勢の變化などを考慮して流域内の主要地點毎に雨量観測所を特設することを要し、逓信省及び内務省の河川調査では何れもその爲に雨量観測所を特設してゐる。試みに我が國主要河川の流域内雨量観測所數を擧ぐれば第12表の通りである。

即ち雨量観測所 1 箇所當り流域面積の最大は阿武隈川の 391 km<sup>2</sup>, 米代川の 342 km<sup>2</sup>, 最小は大和川の 65 km<sup>2</sup>, 手取川の 81 km<sup>2</sup> 等で、第 12 表に掲げた 24 箇川の平均は 180 km<sup>2</sup> に當る。獨逸、埃太利その他諸國に於ける雨量観測所 1 箇所當り流域面積は概して是より小さく、バーデンが 177 km<sup>2</sup>, プロイセンが 134 km<sup>2</sup>, 埃太利が 113 km<sup>2</sup>, 瑞西が 110 km<sup>2</sup>, ヘッセンが 104 km<sup>2</sup>, バイエルンが 97 km<sup>2</sup>, 伊太利(ポー河流域)が 78 km<sup>2</sup>, ザクセンが 62 km<sup>2</sup> 等である。

第12表 主要河川流域雨量観測所数

河川名	府 縣 名	流域面積(km <sup>2</sup> )	雨量観測所数	同上1箇所當り流域面積(km <sup>2</sup> )
北上川	岩手	7 797	38	205
阿武隈川	福島, 宮城	5 471	14	391
相模川	神奈川	1 647	13	127
狩野川	静岡	852	4	213
富士川	山梨, 静岡	3 651	23	158
太田川	廣島	1 618	10	162
安倍川	静岡	542	3	181
豊川	愛知	705	5	141
矢作川	愛知	1 903	14	136
新宮川	奈良, 三重, 和歌山	2 123	17	125
木津川	奈良, 三重, 京都	1 596	15	106
大和川	奈良	715	11	65
那賀川	徳島	859	6	143
渡川	高知	2 267	11	206
大淀川	富山	2 123	7	303
大野川	大分	1 455	7	208
白川	熊本	479	5	96
川内川	鹿児島	1 570	9	174
米代川	秋田	4 100	12	342
最上川	山形	7 408	39	190
常願寺川	富山	339	4	85
小矢部川	富山	674	6	112
手取川	石川	809	10	81
由良川	京都	1 798	12	150

37. 雨量の分布

地球上の総雨量を地表全面積に様に分布するものと假定すれば平均年雨量は約 840 mm と推定せられるが、雨量の分布は甚だ不規則であつて、緯度、海岸からの距離、海拔標高、地形及び風向等によつて雨量には大差がある。

1) 緯度と雨量 一般に赤道附近は雨量最も多く、兩極に至るに従つて次第に雨量を減じ、全

第13表 緯度と雨量

緯 度	雨 量(mm)	同 比
0°~23° $\frac{1}{2}$	2 560	1.00
23° $\frac{1}{2}$ ~40°	2 050	0.80
40°~50°	1 280	0.50
50°~60°	770	0.30
60°~66° $\frac{1}{2}$	660	0.23
66° $\frac{1}{2}$ ~90°	460	0.18

雨量の2/3は北緯 30°と南緯 30°との間に降ると言はれる。緯度の増すに従つて雨量の減ずる大體の概念は第13表の數字によつて與へられる。

雨量は單に緯度のみならず風系と密接なる關係がある。一般に貿易風地帯は雨量が少ないが、風が海洋から陸岸に向つて吹き山岳など

の爲に上昇氣流を起す場合には多量の降雨を見る。北半球の北東貿易風、南半球の南東貿易風に晒される大陸の東海岸がその適例である。又赤道附近は貿易風が南北から相會して上昇氣流を起すことがその多雨の原因の一となる。北緯 30°, 南緯 30° 附近の高氣壓地帯は降雨が少く、世界の大砂漠は多く此の地帯に發達してゐる。恆西風地帯は雨が多く、特に風が海洋から陸地に達して山岳などの爲に上昇氣流を起す場合には著しい降雨を見る。恆西風に晒される大陸の西海岸がその適例である。

2) 海岸からの距離と雨量 海洋から多量の濕氣を含んで陸地に吹いて來る風は海岸地方の山脈に遭つて降雨を起し、その濕氣を失ふ。従つて海岸地方は一般に雨が多く、内陸に進むに従つて次第に雨量を減ずる。

例へばセイヌ河の流域では河口のル・アーヴルが年雨量約 850 mm, ルワンが 600 mm, 巴里下流で 490 mm の如く遞減し、我が國でも利根川流域で河口銚子が年雨量約 1 750 mm, 佐原が 1 500 mm, 栗橋が 1 360 mm の如く上流に赴くに従つて遞減してゐる。

3) 海拔標高と雨量 一般に地面の標高が増すに従つて雨量を増し、平地よりは山地の方が雨量が多いが、高山に就いて言へば山麓から中腹に向つて次第に降雨を増し、最多雨地帯を超えると再び降雨を減ずる。温帯地方に於ては此の最多雨地帯は標高 1 400~1 500 m 附近にある。

従つて 2) の影響によつて、河口からの距離を増すに従つて遞減した雨量は山地に入つては次第にその標高を増す結果、 3) の影響によつて河口からの距離を増すに従つて遞増するを原則とする。前述のセイヌ河に於ても巴里下流では漸減した雨量が巴里上流では漸増し、巴里上流で 650 mm, 支川マルヌ合流點上流では 1 100 mm, 水源地方では 1 930~2 140 mm に達してゐる。又利根川流域に就いても前橋で約 1 300 mm, 中之條で 1 410 mm, 四萬で 1 770 mm, 草津で 1 830 mm の如く標高の増すに従つて雨量が漸増してゐる。

4) 地形及び風向と雨量 降雨は又地形や風向と密接な關係を有する。歐羅巴大陸の平均年雨量は 600 mm 弱に過ぎず、中部歐羅巴の年雨量は 500 mm 内外に止るが、恆西風の影響を受ける諸威の西海岸ではベルゲンの年雨量 2 250 mm の外、3 000 mm 内外の降雨を見る地方が少なく、又アドリヤ海に面するユーゴスラヴィアの西海岸にはトリエストの年雨量 1 100 mm の外、ダルマチヤ海岸カッタロ附近に平均年雨量 4 640 mm, 最多年雨量 6 135 mm と稱せられる歐羅巴の最多雨地がある。

又亞細亞大陸の平均年雨量は 600 mm 強であるが、印度洋から吹いて來る季節風の影響を受ける印度ヒマラヤ山脈の南側に於けるチェラパンデの年雨量は 12 700 mm で、世界の最多雨地と稱せられる。

38. 雨量の變化

各地に於ける雨量観測の結果、同一雨量の地點を連絡する時は等雨線と呼ばれる曲線が得られ、等雨線を記入した地圖を等雨線圖又は雨量圖と呼ぶ。

雨量は地理的に相違するばかりでなく時間的にも亦著しく相違する。

1) 年雨量 1年間の雨量の集計を年雨量と言ひ、之を長期に亙つて平均したものが平均年雨量である。普通には平均年雨量を略して年雨量と呼ぶ。

歐米主要都市の年雨量は第14表に示すが如く、我が國のそれに比して著しく少く、通例 400~700 mm の間にあつて殆ど 1 000 mm を超えるものを見ない。

第14表 歐米主要都市年雨量

Table with 4 columns: City Name, Annual Rainfall (mm), City Name, Annual Rainfall (mm). Lists cities like Berlin, London, New York, etc., with their respective rainfall amounts.

我が國は四面環海の地形と、上昇氣流の誘因たる急峻な中央山脈が縦走する地勢と、颱風や颶風の通路に當る關係とから一般に降雨に富み、年雨量 2 000 mm を超える箇所が尠くない。我が國で雨量の最も多いのは臺灣、沖繩、四國及び紀州の南部で年雨量 2 000~2 500 mm に達し、特に臺灣の山地には年雨量 3 000~6 000 mm に達する箇所不乏しからず、九州南部及び日本海沿岸が之に亞いで 1 500~2 000 mm、瀬戸内海沿岸、甲信地方、奥羽の東半部が 1 000~1 500 mm、北海道と朝鮮南部が 1 000 mm 内外、樺太と朝鮮北部が 700~800 mm で最少である。

滿洲は朝鮮よりも更に降雨が少く年雨量 500~600 mm を普通とするが、南洋諸島は一般に雨量が多く、サイパン、トラックが 2 000 mm 内外、パラオ、ヤルートが 4 000 mm 内外、ボナベが 5 000 mm 内外である。

明治34年から昭和5年に至る30箇年の観測による我が國各地の年雨量は第15表に示すが如くである。

第15表 本邦各地年雨量

Table with 7 columns: Observation Station, Location Name, Average Rainfall (mm), Maximum Rainfall (mm), Year, Minimum Rainfall (mm), Year. Lists various locations in Japan like Tokyo, Osaka, etc., with their rainfall statistics.

観測所	地名	平均雨量 (mm)	最多雨量 (mm)	同年次	最少雨量 (mm)	同年次
福金輪	井澤島	2406	3393	大正 6	1986	大正 13
	石川	2578	3511	大正 6	2134	昭和 3
	石川縣鳳至郡	1760	2261	昭和 2	1199	明治 41
立上松	山田	2666	3680	明治 36	2019	大正 9
	長野	970	1362	明治 36	563	大正 15
	長野	1128	1582	大正 12	604	大正 15
長野	長野	1015	1295	明治 36	723	大正 13
下呂	岐阜縣益田郡	2559	3433	大正 10	1746	大正 13
名古	愛知	1655	2082	明治 36	1129	大正 15
御前	静岡縣榛原郡	2405	3734	明治 43	1618	大正 11
神子元	静岡縣賀茂郡	4137	5367	明治 36	2434	昭和 3
甲府	山梨	1253	1655	大正 10	772	大正 15
箱根	神奈川縣足柄下郡	3599	5442	明治 44	1936	大正 15
八丈島	東京府	3494	4893	明治 43	2091	大正 15
東銚水	東京府	1643	2194	大正 9	1177	大正 15
宇都	千葉縣海上郡	1755	2300	大正 10	1088	大正 15
日光	茨城縣	1464	2056	大正 9	863	大正 15
福新山	栃木縣上都賀郡	1612	2246	大正 9	1011	大正 15
酒田	栃木縣上都賀郡	2292	2987	明治 43	1339	大正 15
	福島縣	1239	1588	明治 43	906	大正 13
	新潟縣	1787	2227	明治 44	1448	昭和 4
	山形縣	1227	1437	明治 43	953	大正 13
	山形縣	1771	2802	昭和 4	1237	明治 34
石宮	宮城縣牡鹿郡	1143	1588	大正 9	755	大正 14
秋田	岩手縣下閉伊郡	1389	2043	大正 9	911	大正 15
青函	秋田縣	1815	2442	大正 11	1524	昭和 3
札幌	青森縣	1410	1940	大正 11	1005	昭和 3
襟裳	北海道	1154	1394	明治 44	895	大正 10
根室	北海道	1056	1370	大正 11	841	明治 43
稚内	北海道	880	1493	昭和 3	465	大正 12
	北海道	972	1312	大正 11	710	明治 43
	北海道	1135	1697	大正 15	725	昭和 3
大泊	樺太	725	998	大正 4	460	大正 10
真釜	樺太	772	1017	昭和 2	532	大正 2
京平	朝鮮慶尙南道	1421	2043	明治 38	765	昭和 4
馬場	朝鮮平安南道	1190	1934	大正 14	827	明治 42
元雄	朝鮮平安南道	894	1347	大正 3	537	大正 2
	朝鮮黃海道	819	1145	大正 11	698	大正 6
	朝鮮咸鏡南道	1362	2029	大正 11	908	明治 45
	朝鮮咸鏡北道	769	1231	昭和 3	495	大正 6

我が國の最多雨地は臺灣であつて、臺北州火燒寮の平均年雨量 6798 mm は世界屈指の記録を示し、之に亞ぐものがクワルス、浸水營、能高の各地で年雨量何れも 5000 mm 以上、内地では奈

良縣の大臺ヶ原が最多雨地で年雨量 4738 mm、三重縣の尾鷲之に亞いで 3947 mm、その外では神子元島、箱根、八丈島、新宮などが多雨地として擧げられる。

最多年雨量の記録は明治 45 年火燒寮の 8408 mm、大正 9 年大臺ヶ原の 8214 mm、昭和 2 年能高の 8093 mm 等で、年雨量 6000 mm を超える年は臺灣の山地は固より内地でも大臺ヶ原附近には決して珍しくない。是等の多雨地を流域とする新宮川の洪水量が極めて大きいのは此の結果である。

2) 月雨量 1 年の雨量を月別に集計したものを月雨量と言ひ、之を長期に互つて平均したものが平均月雨量である。河川に對して密接なる關係を有するものは年雨量よりは寧ろ月雨量であつて、月雨量の多少、即ち 1 年間の雨量の分布を知れば洪水時期とその程度とを豫測することが出来る。例へば我が國では夏が雨期であるから毎年夏秋の交に洪水が起り、歐羅巴では冬が雨期であるから冬季に洪水が起るが如きである。

試みに明治 34 年乃至昭和 5 年の 30 箇年の観測による利根川の流域に當る日光と常願寺川の流域に當る立山との月雨量を示せば第 16 表の通りである。

第 16 表 日光及び立山月雨量

月 別	日 光			立 山		
	雨量 (mm)	同 (%)	季節 (%)	雨量 (mm)	同 (%)	季節 (%)
1	51	2.3	11.1	249	9.4	35.1
2	78	3.5		201	7.6	
3	112	5.1		167	6.1	
4	152	6.9		155	5.8	
5	205	9.3	57.0	176	6.5	
6	215	9.7		232	8.7	
7	289	13.0		299	11.3	
8	403	18.2		217	8.2	
9	379	17.1		277	10.4	
10	192	8.5		211	7.9	
11	82	3.7		228	8.6	
12	58	2.6		245	9.5	

第 16 表を見れば太平洋に注ぐ河川と日本海に注ぐ河川との流域に於ける雨量の分布及び出水時期が極めて明瞭である。即ち前者に於て冬季 4 箇月の雨量は計 11% 強に過ぎないのに夏季 4 箇月のそれは計 57% に達する。是等の河川に於て夏秋の交に出水を見るのは此の結果である。又後者に於ては夏季 4 箇月の雨量は計 39% 弱なるに對し、冬季 4 箇月は亞細亞大陸からの北西風が多量の降雪を伴つて計 35% 強の降水量を示す。是等の河川に於て夏秋の交に出水を見ると同時に晩春から初夏にかけて猛烈なる融雪出水を起し、前者よりも後者の方が却つて水位が高い年

が少くないのは此の結果である。

3) 日雨量 1日24時間内の雨量の集計が日雨量であつて、日雨量の多いこと或は数日間の連続降雨量の多いことが河川に於ける出水の直接原因となる場合が少くない。例へば昭和9年7月石川縣手取川に未曾有の出水を起した低気壓は手取川流域能美郡白峰村に7月11日、12日の兩日に亘つて計466mm、同尾口村に459mmの降雨を齎してゐる。従前は前掲印度のチェラパンデで1876年6月14日の日雨量は1086mm、6月12日から16日までの雨量總計2896mmに達したのが豪雨の世界的記録であつたが、我が國では臺灣臺南州奮起湖の1033mm、奈良縣大臺ヶ原の1011mmと言ふ最多日雨量の記録があり、又臺灣高雄州クワルスの昭和9年7月19日雨量1127mmは世界記録を破つた。本邦各地では臺灣の山地が最多日雨量が極めて多く、日雨量450mm以上の記録を有する地點が50箇所を超える。第17表は各地に於ける最多日雨量の記録である。

第17表 最多日雨量

観測所	地名	雨量(mm)	年月日	観測所	地名	雨量(mm)	年月日
クワルス	高雄州	1127	昭和9.7.19	家代	宮崎縣	584	昭和5.8.11
奮起湖	臺南州	1033	大正2.7.20	氣多	静岡縣	583	明治44.8.4
大臺ヶ原	奈良縣	1011	大正12.9.14	穴内	高知縣	571	大正14.9.17
大埔	臺南州	969	明治44.8.31	本山	高知縣	556	大正9.8.15
天送埤	臺北州	960	大正4.10.30	名瀬	鹿児島縣	547	明治36.5.29
幼葉林	臺南州	950	大正2.7.19	箱根	神奈川縣	545	大正11.8.23
田邊	和歌山縣	902	明治23.8.20	平良	沖縄縣	544	大正3.7.25
大武	臺東廳	880	大正3.8.30	河合	奈良縣	522	大正9.8.20
達邦	臺南州	870	大正9.8.9	福原	徳島縣	506	大正6.8.2
阿里山	臺南州	838	明治45.6.19	宮崎		490	明治19.9.24
油羅山	新竹州	829	大正9.8.9	神子元島	静岡縣	487	大正13.9.16
牛深	熊本縣	785	昭和4.7.6	上狩野	静岡縣	483	明治40.8.24
イホホル	花蓮港廳	711	昭和2.7.23	大河内	静岡縣	474	大正3.8.29
浸水營	臺東廳	693	大正14.7.9	日光	栃木縣	474	大正8.9.15
尾鷲	三重縣	675	昭和6.9.26	井川	静岡縣	471	明治45.9.22
富江	長崎縣	669	大正13.9.14	前鬼	奈良縣	469	大正12.9.14
土居	高知縣	600	昭和2.8.26	下甕	鹿児島縣	463	大正4.9.8
彦根	滋賀縣	597	明治29.9.7	徳島		463	大正1.10.2
長者	高知縣	593	昭和2.8.26	國東	大分縣	460	明治41.8.9
多野川	高知縣	587	昭和3.8.17	色川	和歌山縣	450	昭和4.10.25

東京の最多日雨量の記録は大正14年9月30日の219mmである。

4) 時雨量 1時間の雨量を時雨量と言ふ。一般に降雨の継続時間 t (min) と降雨の強さ i (mm/hr) とは双曲線の關係を保ち、A、B を常數とすれば

$$i(A+t)=B, i=\frac{B}{A+t} \dots \dots \dots (16)$$

従つて梅雨の如き継続的の降雨は比較的時雨量が少ないが、驟雨性の降雨は時雨量極めて多く、

特に30分以下の短時間には極めて猛烈なる豪雨を見ることが珍しくなく、屢々河川の上流部、溪流部、小支川などに被害を及す。

我が國は驟雨性の降雨が多く、最多時雨量の記録は千葉縣銚子の123.3mmであるが、80mm以上の最多時雨量の記録の數例を示せば第18表の通りである。

第18表 最多時雨量

観測所	雨量(mm)	年月日	観測所	雨量(mm)	年月日
銚子	123.3	大正10.8.3	名古屋	92.0	大正8.7.18
宮崎	100.2	大正5.9.22	大分	90.5	明治41.8.10
岐阜	99.6	大正3.7.24	長崎	87.7	大正12.9.5
石垣島	96.3	大正13.7.14	徳島	85.4	大正1.10.2
那覇	92.6	明治43.8.8	京都	83.4	大正7.8.15

東京の最多時雨量は明治44年8月10日の69.2mmである。

## 第二章 蒸發及び滲透

### 39. 蒸發

大氣が水蒸氣を以て飽和せられない限り、氷雪の如き固體又は水の如き液體の表面から水分子の一部が水蒸氣となつて大氣中に上昇する。之を蒸發と言ひ、蒸發量は雨量と同じくmmで表された水の深さを以て之を示す。

地球表面の約3/4は河海湖沼の如き水面から成るが故に、是等の水面からの蒸發が極めて多量なるは固より當然であるが、此の外にも蒸發は濕つた地面から行はれ、或は植物の枝葉からも行はれる。

蒸發量は氣象上の種々の原因によつて相違する。即ち氣温、氣濕、氣壓、風の強さ、雨の強さ等が一般に蒸發量に著しい影響を與へる外、特に地面からの蒸發に對しては地表の地質、地盤の傾斜、草木繁茂の状態などが之を左右する。例へば氣温が高い時は低い時よりも蒸發量が多く、氣濕が少ない時は多い時よりも蒸發量が多く、又氣壓が低い時は高い時よりも蒸發が盛である。風の強い時は蒸發が促進せられるのは普く人の知る所であつて、蒸發は風速又はその平方根に比例すると言はれる。最後に雨の強さも亦蒸發に密接なる關係があり、短時間に限られた強い驟雨は大部分地表を流過して蒸發することが少いけれど、長期間に亘る弱い霖雨は比較的蒸發が多いのである。

各地の蒸發量と稱せられるものは開敞せられた水面からの蒸發を標準とする。之を測定するには蒸發計を用ひ、内徑20cm、深さ10cmの圓筒形容器に一定量の水を入れ、一定時間の後の殘量

を測定してその間の蒸發量を算出する。此の期間中に降雨があつた場合にはその雨量だけを容器内の残量から控除する。

40. 水面蒸發

蒸發量は水面蒸發を標準とすること前述の通りであるが、開放せられた廣い水面からの蒸發量は蒸發計で測定したものよりは小さいと推定せられる。一般に狭い水面からの蒸發は廣い水面からのそれよりも旺盛であり、淡水の蒸發は鹹水のそれよりも多量であつて、此の故に湖沼に於ては海洋よりも蒸發が盛である。

水面蒸發は氣温に影響せられることが大きいから、大體に於て緯度の増すと共に蒸發量が減少する。例へば臺灣の臺南では年蒸發量 1600 mm 程度、東京では 1000~1100 mm、北海道の十勝地方では 900 mm 内外である。但し水面蒸發は同時に又氣濕の影響を受けるから、氣温の低い地方であつても乾燥してゐる箇所では却つて蒸發が盛である。東京(北緯 35°40') の日蒸發量は 3.0 mm 内外であるが伊太利の羅馬(北緯 42°)では 6.8 mm、佛蘭西の巴里(北緯 49°)では 3.8 mm の如きはその適例である。

我が國は一般に濕氣が多い爲に水面蒸發が少ないが、瀬戸内海は空氣が乾燥してゐるが爲に比較的蒸發量が多く、同じ理由で海岸よりは内陸の方が蒸發が盛である。

第19表に我が國各地の平均年蒸發量、同日蒸發量を示す。

第19表 本邦各地蒸發量

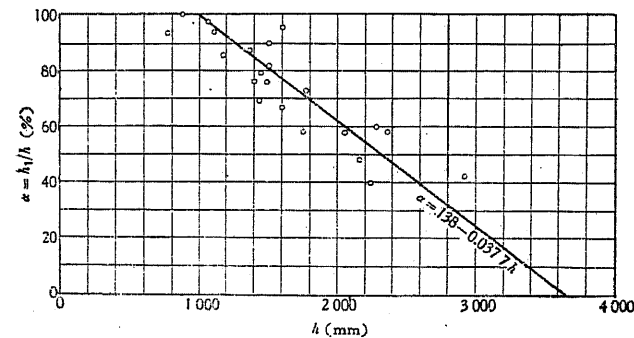
地名	年雨量 h (mm)	年蒸發量 h <sub>1</sub> (mm)	$\alpha = \frac{h_1}{h}$	平均日蒸發量 (mm)
*臺北	2113	1098	0.52	3.01
那覇	2186	1831	0.84	5.02
名古屋	2920	1230	0.42	3.37
宮崎	2268	1353	0.60	3.71
長崎	1764	1012	0.57	2.77
福岡	1493	1348	0.90	3.70
下関	1493	1117	0.75	3.06
*廣島	1383	1212	0.87	3.32
大坂	1277	1372	1.07	3.76
室戸	2358	1397	0.59	3.83
潮岬	2349	1457	0.62	3.99
名古屋	1451	1141	0.79	3.13
*沼津	1638	1217	0.74	3.33
箱根	2239	904	0.40	2.48
*東京	1498	1066	0.71	2.92
父島	1608	1524	0.95	4.17

地名	年雨量 h (mm)	年蒸發量 h <sub>1</sub> (mm)	$\alpha = \frac{h_1}{h}$	平均日蒸發量 (mm)
銚子	1528	1231	0.81	3.37
仙臺	1177	999	0.85	2.74
宮古	1128	933	0.83	2.56
高山	1747	1077	0.62	2.95
*甲府	1131	937	0.83	2.57
松本	1062	1042	0.98	2.85
會津	1425	978	0.69	2.68
*盛岡	1125	1018	0.90	2.79
境	2030	1332	0.66	3.65
輪島	2160	1032	0.48	2.83
新潟	1738	1142	0.66	3.13
青森	1177	941	0.80	2.58
壽都	1363	1244	0.91	3.41
*札幌	1139	977	0.86	2.67
網走	866	878	1.01	2.41
根室	1046	895	0.85	2.45
大泊	765	713	0.93	1.95
釜山	1518	1299	0.86	3.56
仁川	1159	1231	1.06	3.37
京城	1320	1089	0.82	2.98
元山	1350	1136	0.84	3.11
新義州	868	889	1.02	2.43

\*印は大正14~昭和9年の10箇年の平均、その他は昭和5~9年の5箇年の平均。

h を年雨量、h<sub>1</sub> を年水面蒸發量、α を係数とすれば h<sub>1</sub>=αh として第19表に示した各地では α=0.40~1.07、平均 0.78 であるが、我が國では α=3/4 と略算して大差がない。但し河川の上流部にあたる山地では α=1/3~1/2 程度の地點も頗る多い。

α は又年雨量と密接なる関係があり、一般に年雨量 h の増すに従つて α は減少する。第39圖は第19表に示した各地に就いて α と h との関係を圖示したものであるが、兩者の関係は a、b を常



第39圖 雨量と蒸發量との關係

數として

$$\alpha = a - b h \dots \dots \dots (17)$$

の如き公式で表し得る。

蒸發量は月によつて可なり之差違があつて、通例 11 月から 2 月までの冬季は蒸發量が少く、5 月から 8 月までの夏季は蒸發量が多い。

第20表は略々同緯度に位する太平洋沿岸に近い福島と日本海沿岸に近い高田との月蒸発量の關係を示す。

第20表 福島及び高田月蒸発量

月	福 島			高 田		
	雨量 $h$ (mm)	蒸発量 $h_1$ (mm)	$\alpha = \frac{h_1}{h}$	雨量 $h$ (mm)	蒸発量 $h_1$ (mm)	$\alpha = \frac{h_1}{h}$
1	46.7	46.5	1.00	454.7	31.0	0.07
2	49.2	50.4	1.02	380.5	30.8	0.08
3	48.9	83.7	1.71	246.5	62.0	0.25
4	89.9	117.0	1.30	158.5	90.0	0.57
5	70.9	155.0	2.19	55.7	142.6	2.56
6	105.2	129.0	1.23	105.4	138.0	1.31
7	142.0	124.0	0.87	258.5	80.6	0.31
8	183.2	145.7	0.80	166.6	155.0	0.93
9	125.3	93.0	0.74	227.0	99.0	0.44
10	124.7	68.2	0.55	249.1	58.9	0.24
11	69.9	54.0	0.77	287.1	42.0	0.15
12	52.2	43.4	0.83	417.6	31.0	0.07
全年	1108.1	1108.5	1.00	3007.2	960.9	0.32

昭和 6~9 年の 4 箇年平均。

蒸発量は又時間によつて差違があり、午前 4~6 時の間は蒸発が最も微弱、午後 2 時頃は蒸発が最も旺盛である。

#### 41. 地面蒸発

地面からの蒸発は地面の濕潤状態の如何に密接なる關係があつて、草木を以て覆はれた濕潤地の蒸発量は水面蒸発よりも遙かに多いが、乾燥せる裸地の蒸発量は之よりも著しく少いのが普通である。

實驗の結果によれば、水面蒸発量を 1.00 とした場合の芝地の蒸発は 1.92、小麥畑に就いては 1.73、森林に就いては 1.51、裸地に就いては 0.66 の如く變化するが、此の内裸地以外は植物の葉面蒸発が包含せられる。

一般に地面蒸発は土壌中の水分の多少、地下水位の高低、土壌の種類、地盤の傾斜、地盤面の粗度及び色澤、土砂粒の大小、地表状態、植物の有無等に影響せられる。

土壌中の水分が増加するに従つて蒸発量は増加し、地下水位が高ければ蒸発が多い。土壌の種類が蒸発に影響を及すのは一方から言へば土壌の種類によつて降雨の場合の滲透に差異があり、他方から言へば毛管作用による地下水の揚程及びその揚水速度に差異がある結果であつて、土壌

が粘土質であれば滲透が少いから蒸発を増し、砂質であれば滲透が多いから蒸発を減ずる。毛管作用による地下水の揚程は粗砂交り土壌では 1.2 m、粘土質土壌では 2.4 m に達するが、後者の揚水速度は前者に比して遙かに小さい。

次に地盤の傾斜及び地盤面の粗度も亦蒸発に影響があり、地盤面が粗くその傾斜が緩であれば降雨が地表水として流過することが少いから蒸発が盛であるが、地盤面が滑かで且その傾斜が急であれば降雨の大部分は地表水として速に流過するから蒸発が弱い。土壌の色澤が蒸発に影響するのは日射熱の吸収に差異がある結果であつて、蒸発量の割合は大體次の如く變化する。

白色	黄色	褐色	灰色	黒色
1.00	1.07	1.19	1.25	1.32

土砂粒の大小も亦蒸発に關係があり、粒の大きさが 2~3 mm 程度の場合に蒸発が最大であつて、粒が是より大きい場合も小さい場合も共に蒸発を減ずる。

蒸発は又地表状態、植物の有無によつて影響せられ、地表が裸地、林地であるか、又は畑地、芝地であるかに従つて蒸発量に大差がある。斯くの如く地面蒸発は水面蒸発と異なり環境條件に影響せられることが頗る大きく、 $h$  を年雨量、 $h_2$  を年地面蒸発量、 $\beta$  を係数とすれば、 $h_2 = \beta h$  として  $\beta$  は極めて廣範圍に變化するが、通例 1/2~3/4、平均 2/3 程度の場合が最も多い。

#### 42. 葉面蒸発

植物が生育するが爲に地盤から吸上げられた水の一部はその葉面から蒸発して大氣中に還元する。葉面蒸発量は測定困難なるが爲に極めて不確實であるが、葉面蒸発も気温、氣濕その他に影響せられ、且植物の種類によつて大差があるが、水面蒸発や地面蒸発の如く雨量には直接の關係がない。

種々の植物の年葉面蒸発量は 100~230 mm の間にあるのが普通で、針葉樹が 100 mm、灌木類が 150 mm、闊葉樹が 200 mm、雜草や穀物の多くは 230 mm 位であるが、燕麥や或種の雜草では 360~380 mm、水稻では 400 mm を超える。

葉面蒸発量は灌漑用水問題等には多少の影響を與へるが、河川には關係が極めて薄い。

#### 43. 滲透

地上に降下した雨水の一部は蒸発し、他の一部は地中に滲透してその残部が地表水として流下する。滲透は蒸発と對立的關係をなす場合が多く、滲透が多ければ蒸発が少く、蒸発が多ければ滲透が少いのである。

滲透は雨量、地質、氣候、季節及び地表状態等に密接なる關係を有し、特に地質と地表状態と



に影響せられることが著しい。一般に滲透は雨量と共に増減し、温暖なる地方及び季節では蒸發が盛で滲透が少く、寒冷なる地方及び季節では滲透が盛で蒸發が少い。

滲透が地質と密接なる關係を有するのは當然であつて、地質が砂質であれば滲透が最も多く、粘土質であれば滲透が少い。實驗の結果によれば 0.5~1 mm の粒大の砂層に於ける滲透量を 100 とすれば粘土層のそれは 0.05 に過ぎず、粘土交り砂層の滲透量は砂 70%、粘土 30% の場合 0.8 となつて滲透量の激減を見るのである。滲透性の強弱は又滲透速度に密接なる關係があり、雨水が地中に滲透する速度は砂層では約 930 mm/hr、粘土層では約 16 mm/hr に過ぎない。

此の故に砂層から成る河川の流域を滲透性流域、粘土交り地層から成るものを不滲透性流域と呼び、前者は豪雨に際しても遽に出水することがないのに反して、後者は直ちに洪水となる。又分水嶺を境として地質を異にする 2 河川の水源地方に豪雨があつた場合にも、滲透性流域では洪水を起さないのに不滲透性流域では洪水の惨害を招くことすらある。佛蘭西のセイヌ河とロアル河の流域の如きはその適例である。

次に地表状態に就いて言へば落葉や雜草で覆はれた林地及び芝地では裸地に比して滲透が著しく減少する。第 21 表は地質及び地表状態と滲透量との關係を示す。

第 21 表 地質及び地表状態と蒸發量

地 質	砂 層	粘土層	泥炭地
裸 地	100	50	67
芝 地	22	2	13

滲透を測定するには滲透計を以てする。滲透量測定の結果によれば  $h$  を年雨量、 $h_0$  を年滲透量、 $h_0 = \gamma h$  として係數  $\gamma$  は 0.20~0.80、平均 1/3 位と見做してよい。

#### 44. 森林の影響

流域内の森林は雨量、蒸發及び滲透に多大なる影響を及ぼす。

1) 雨量に対する森林の影響 降雨は森林の枝葉に遮断せられるが故に、林内雨量は一般に林外雨量より少い。而して一旦枝葉に保留せられた雨水の一部は樹幹を傳はつて地面に降下し、他は枝葉から直ちに蒸發するのである。森林の降雨遮断量は樹種、樹齡、繁茂状態又は鬱閉度等によつて異なり、潤葉樹は針葉樹に比して遮断量少く、又樹齡及び鬱閉度の増すに従つて遮断量を増大する。遮断量は又降雨の強度によつて異なり、驟雨性の降雨は森林によつて遮断せられることが少く、霖雨性の降雨は遮断量が多い。

例へば 10 mm までの雨量に就いては松が 63%、山毛櫸が 81% を遮断するが、10~20 mm の雨量では此の遮断量は夫々 39%、18% に激減する。次表は樹種による降雨遮断量の變化を示す。

第 22 表 樹種と降雨遮断量

樹 種	林外雨量(%)	林内雨量(%)	樹幹降下量(%)	計降下量(%)	蒸發量(%)
山毛櫸	100.0	54.0	7.6	61.6	38.4
柏	100.0	62.5	6.4	68.9	31.1
楓	100.0	65.2	4.2	69.4	30.6
松	100.0	30.6	1.0	31.6	68.4

農林省の妙義その他の森林測候所で観測した結果は上表の數字と多少異なり、杉、檜等の森林に於て林外雨量 100%、林内雨量 77.5~86.7%、樹幹降下量 1.6~14.6%、計降下量 86.5~95.2%、蒸發量 4.8~13.5% と報告せられてゐる。

次に注意すべきは林地雨量と霧との關係である。霧は森林内の枝葉に接觸して凝縮するが故に雨量を増大せしめる作用をする。例へば獨逸のメイン河流域の或地方では霧のない時の林内雨量は林外雨量より少いが、濃霧の場合の前者の値は後者のその 179~223% に達することが観測せられてゐる。即ち森林は降雨を遮断すると同時に又降雨を助長する作用をするのである。

2) 蒸發に対する森林の影響 森林内に於ては枝葉が降雨を遮断すると同時に日射及び風を防ぐが爲に森林外に於けるよりも地面蒸發量が減少する。特に森林内の地面が落葉などで覆はれる場合には裸地に比して蒸發量が激減する。

實驗の結果によるに森林内の水面蒸發量は森林外のその 86%、森林内裸地からの地面蒸發量は森林外のその 87%、又森林内で落葉に覆はれた地面からの蒸發は森林外裸地からのその 14% に過ぎない。

森林内外に於ける蒸發量の比率は 33~40%、平均 36% 位が普通であつて、我が妙義その他の森林測候所の結果は 22~51%、平均 34% に當る。

以上は年蒸發量又は 5 月から 9 月に至る夏季の平均比率であるが、此の比率も亦季節によつて大差があり、妙義に於ける観測によれば最大は 1 月の 60%、最小は 8 月の 18%、平均 37% で、歐羅巴地方の観測とは必ずしも一致しない。

3) 滲透に対する森林の影響 森林は又滲透にも著しい影響を及ぼす。地表状態だけに就いて言へば苔で覆はれた地面は滲透量最も多く、裸地之に次ぎ、芝地、林地の順序に滲透が低減する。實驗の結果によれば苔地の滲透量を 100 とすれば裸地のそれは約 62%、芝地が 42%、山毛櫸林が 50%、松林が 35% の如く變化するのであるが、開敞地に比して林地の滲透量が減ずるのは同じく枝葉による降雨遮断の結果に外ならず、従つて冬季落葉する潤葉樹と常磐樹たる針葉樹とでは季節によつて滲透量に大差がある。

例へば石灰質土壌の場合に冬季滲透量は山毛櫸が雨量の 83%、松林がその 74%、夏季滲透量は

之に反して前者が雨量の 86%, 後者が 51% となる。

以上雨量、蒸發、滲透に對する森林の影響は何れも直接間接に河川の流量及びその變化に重大なる關係を及すのである。

### 第三章 地表水及び地下水

#### 45. 地 表 水

降水の内蒸發及び滲透によつて失はれるものを控除した殘量は勾配に従つて地表を流過し、溪流となり河川となつて湖沼、海洋に注ぐ。之を**地表水**と言ふ。滲透によつて地中に浸入した水の一部は地下の流路を経て直接に湖沼又は海洋に流入し、他の一部は泉となつて再び地上に噴出し地表水として河川に合流するのである。之を**地下水**と言ふ。

地表水は之を**靜水**と**流水**とに分つ。湖沼は前者に屬し、河川は後者に屬する。但し靜水と流水とは相互轉換的であつて、例へば河川が湖沼に流入する時は流水は靜水となり、逆に河川が湖沼から流出する時は靜水は流水となる。又河川を横斷して水力發電、上水道、灌漑等の爲に堰堤を造れば堰堤上流の貯水池では水は流動状態から靜止状態に變じ、堰堤を溢流するに及んで再び流動状態に還元するのである。

湖沼には大小幾多の河川が之に流入すると同時に、之を水源として他の河川が流出するのを通例とする。琵琶湖には野洲川、姉川、愛知川その他大小の河川が流入すると同時に瀬田川が是から流出し、又諏訪湖には上川その他の河川が流入すると同時に天龍川が是から流出するが如きはその適例である。湖沼から流出する天然河川は 1 河川に限るのが原則であるが、別に人工水路を設けて湖沼の水を他に流出せしめることは水力發電、灌漑その他の目的の爲に屢々行はれる所であつて、琵琶湖疏水の如きは最も著名なる例である。又猪苗代湖の水は日橋川の水源となつて阿賀川に合し阿賀野川となつて日本海に注ぐのであるが、是から引水する安積疏水の流末は阿武隈川に流入して太平洋に注ぐ。

#### 46. 湖 沼

湖沼の成因、形態、水質、生物その他に關する研究は湖沼學の範圍に屬し、治水工學には直接の關係を持たない。

湖沼は火山の舊噴火口又は地震による地殼の陥没箇所湛水して生成せられることもあれば、地震の爲に河道を閉塞せられて出現することもあり、その成因は多岐に亘るけれども、要は地表の凹地又は盆地に生じた水面を總稱し、その内淡水を湛へるものを**淡水湖**、鹹水を湛へるものを

**鹹湖**又は**鹹水湖**と呼ぶ。普通には湖沼は總べて淡水湖であるが、海岸附近には鹹水湖の實例に乏しからず、小亞細亞の死海、北米の大鹹湖の如きは内陸に於ける鹹湖の特例である。

湖沼をその位置又は形態によつて分てば**湖水**、**沼澤**、**潟**の 3 種となる。湖水は地震、火山その他の作用による地殼の變動の爲に生じた盆地に於ける湛水を指し、一般に水深が大きく、特に火口湖の如きは極めて大なる水深を有するを例とするが、沼澤は地表の低濕地に於ける湛水を指し、一般に水深が小さく、泥土の沈澱及び水草の繁茂が盛であつて、是から流出する特別の河川の無いものが多い。潟は海岸に近い湖沼であつて砂濱を貫く狭い水路によつて海に通じ、一般に水深淺く且その水質から言へば半鹹水湖であるのを通例とする。

世界第一の湖水として知られるコーカサスの裏海は水面積 438 000 km<sup>2</sup>、鹹湖であつてヴォルガ河の如き大河之に注ぎ、第二の大湖は北米のスウペリオル湖であつて水面積 83 000 km<sup>2</sup> の淡水湖である。湖水が相連絡して所謂**多湖地方**を形成することは英國のスコットランド、アイルランド、瑞典、芬蘭、瑞西、東亞弗利加、加奈陀などにその例があり、特に北米合衆國と加奈陀との境にあるスウペリオル、ミシガン、ヒューロン、エリイ、オンタリオの 5 湖が相連絡してその流末がセント・ロオレンス河となるのはその最も著名な例である。我が國でも福島縣の檜原湖、小野川湖、秋元湖の 3 湖の水が相連絡し、その流末が長瀬川となつて猪苗代湖に注ぐが如きもその類例である。

沼澤は滿洲國の東部、露領沿海洲との國境附近には極めて廣大なものが見出され、我が國でも利根川沿川の手賀沼、印旛沼、霞ヶ浦と利根川との間に挟まれた與田浦の如きはその適例である。潟は湖沼とも見られ或は灣入した海の一部とも見られるが、濱名湖、八郎潟、青森縣の十三湖、京都府の久美濱灣の如きが最も著しい。

是等の湖沼が河川の水利に及ぶ影響は甚だ複雑であつて、湖沼の位置によつてその影響を異にする。一般に湖沼は河川の流域に降つた雨水の一部を潑留して之を抑制する點に於て**洪水調節**上の効果がある。琵琶湖と淀川、諏訪湖と天龍川などの關係がそれであつて、瀬田川に洗堰を設けて淀川に流下する水量を調節する淀川改修工事の如きは貯水池として琵琶湖を利用することをその原理とする。又洪水の一部を湖沼に潑留することは河川流量の激變を緩和して濁水量を増加せしめる効果があつて、水力發電や灌漑に對して良好なる結果を齎す。例へば日橋川の落口に水門を設けて猪苗代湖からの流出水量を調節するが故にこそ、同湖を水源とする發電や灌漑が有効に行はれるのである。

斯くの如く河川の上流部及び中流部に於て之と連絡する湖沼は一般に河川に好影響を及すけれど、下流部特に河口附近に存在する湖沼は洪水の疏通を阻害して水害を激成する不利がある。例へば岩木川河口の十三湖や八郎潟、久美濱灣の如き潟は之に流入する河川の流勢を減殺するが故

に、瀉から海に通ずる水路は漂砂又は波浪の爲に屢々閉塞せられ、瀉の周圍に汎濫の害を及すのである。

次表は世界に於ける著名なる湖水の水面積、最大水深等を示す。

第23表 世界の著名なる湖水

湖名	所在地	最大水深(m)	海拔(m)	周邊長(km)	水面積(km <sup>2</sup> )
裏海	亞細亞, 歐羅巴	946	-26	6 000	438 000
スウペリオル	北アメリカ	308	191	3 000	83 000
ヴェクトリヤ	アフリカ	79	1 134	3 440	69 000
アラール	亞細亞	68	50	2 500	62 000
ヒューロン	北アメリカ	223	181	2 700	60 000
ミシガン	北アメリカ	263	181	2 100	58 000
バイカル	亞細亞	1 523	462	2 200	33 000
タンガニイカ	アフリカ	1 435	782	1 900	32 000
グレート・ベヤ	北アメリカ	137	103	2 100	31 500
ニヤサ	アフリカ	706	463	1 500	31 000
グレート・スクレーヴ	北アメリカ	200	119	2 200	30 000
エリイ	北アメリカ	64	175	1 200	26 000
ウニベグ	北アメリカ	19	213	1 900	24 530
オンタリオ	北アメリカ	225	75	1 380	19 000
ラドガ	歐羅巴	250	5	930	18 180
バルカツシユ	亞細亞	26	274	2 384	18 000
オネガ	歐羅巴	226	39	1 600	9 700
ニカラガ	中央アメリカ	70	32	450	8 430
チカカ	南アメリカ	272	3 812	800	6 900
ウエネル	歐羅巴	86	44	980	5 500
アルバート	アフリカ	48	652	520	5 300
大鹹湖	北アメリカ	11	1 286	500	4 700
リグノール	亞細亞	38	3 145	400	4 000

朝鮮及び樺太を加へた我が國の總面積は約 680 000 km<sup>2</sup> であるから、裏海の水面積は此の約 64.4% に當る。

我が國は面積狭小なる關係上、廣大なる湖沼に乏しいが、次表にその内の主要なるものに就いて水面積、最大水深等を示す。

第24表 我が國の著名なる湖水

湖名	所在地	最大水深(m)	海拔(m)	周邊長(km)	水面積(km <sup>2</sup> )
琵琶湖	滋賀	95.0	86.3	235.2	674.8
霞ヶ浦	茨城	7.6	2.0	150.4	189.2
多摩川	樺太	1.8	0	80.6	180.1
富内湖	樺太	34.0	0	90.9	168.2
嵯苗代湖	福島	102.0	514.0	56.1	104.8

湖名	所在地	最大水深(m)	海拔(m)	周邊長(km)	水面積(km <sup>2</sup> )
屈斜路湖	北海道	125.0	121.0	56.5	79.9
支笏湖	北海道	363.0	248.0	41.0	76.2
濱名湖	静岡県	15.8	—	126.2	72.0
洞爺湖	北海道	183.0	83.0	42.9	69.6
十和田湖	青森, 秋田	373.0	401.0	46.2	59.6
印旛沼	千葉県	1.0	0.8	69.2	26.0
田澤湖	秋田	425.0	250.0	19.6	25.7
諏訪湖	長野	7.0	759.0	18.2	14.5
阿寒湖	北海道	36.6	410.0	26.0	12.9
池田湖	鹿兒島	233.0	66.0	14.4	11.0
檜原湖	福島	31.0	819.0	47.4	10.3

47. 流水

河川や瀑布の如き地表水流動の原動力は重力であるから落差又は勾配が大きければ大きい程流速が大きく、従つてその動勢も亦大きい。流水の動勢が大きいと言ふことは一面にはその破壊力の大きいことを意味するから河川の上流部では河床の洗掘と河岸の浸蝕とが起り、同時に又その搬送力の大きいことを意味するから、洗掘、浸蝕の結果による土砂、石礫を下流に流送する。下流に至るに従つて流水はその流速、従つて動勢を減ずる結果として流送土石類の内重量の大きいものは之を沈澱せしめ、更に重量の小さいものを洗掘、浸蝕して下流に運ぶ。従つて河床には洗掘と沈澱との兩作用が交互に起つて、流水の流速と河床構成材料との間には常に平衡が保たれる。即ち水源地方では河床概ね岩盤又は轉石から成り、上流部では玉石、礫、中流部では砂利、下流部では砂、泥を以て河床構成材料とするのであるが、本邦急流河川の中には河口附近まで礫や砂利の流送せられるものも頗る多い。

流水が土石を流送する状態に 3 種あり、1) 泥土の如く粒径、従つて重量の軽いものは流水中に浮游して下流に運ばれる。之を浮流と言ふ。2) 砂利、礫以上の粒径、従つて重量の重いものは流水中に浮游することなく河床上を下流に向つて移動する。之を轉流と言ふ。3) その中間の粒径のものは浮流と轉流との中間の徑路を取り、流水中を跳躍して流下する。之を躍流と言ふ。

今流水の流速と流送土石を球と假定した場合のその粒径との關係を考へるに、流速を  $v$ 、粒径を  $d$ 、土石の比重を  $\rho$ 、水の比重を  $\rho_0$ 、土石と河床との間の摩擦係数を  $\mu$ 、重力の加速度を  $g$ 、土石に働く流送力を  $F$ 、その抵抗力を  $R$ 、係数を  $k$  とすれば

$$F = k \frac{\pi d^2}{4} \rho_0 \frac{v^2}{2g}, \quad R = \mu \frac{\pi d^3}{6} (\rho - \rho_0), \quad F = R$$

$$v = C\sqrt{d}, \quad C = \sqrt{\frac{4\mu(\rho - \rho_0)g}{8\rho_0k}} \dots\dots\dots (18)$$

即ち土石の粒径は之を動かし得べき流速の2乗に比例し、従つてその容積又は重量は流速の6乗に比例することが分る。之を**限界流速**と言ひ、此の關係は溪流部の砂防工事や急流河川の床留工事に重大な關係がある。

通例  $k=0.8$  であるから、 $\mu=0.5, g=9.8, \rho=2.5, \rho_0=1.0$  を (18) 式に代入すると

$$v = 3.5\sqrt{d} \dots\dots\dots (19)$$

限界流速は河床が洗掘せられるか、又は沈澱を生ずるかの限界を決定するものであつて、河床構成材料の粒径と此の流速とが平衡を保つ場合に於てのみ河床の安定が保たれるのである。

(19)式を使用すれば  $d=1 \text{ cm}=0.01 \text{ m}$  の時は  $v=0.35 \text{ m/sec}$ ,  $d=10 \text{ cm}=0.1 \text{ m}$  の時は  $v=1.0 \text{ m/sec}$  となるが、是は移動自由なる砂礫に就いての値であつて、固結状態にある河床を洗掘する爲の限界流速は更に是よりも大きくなければならない。

砂礫粒径と限界流速との關係に就いては古來實驗の施されたものが少くないが、その結果は必ずしも一致しない。第25表はデュバウの與へた値である。

流水による轉流又は躍流石礫量の測定は極めて困難であつて、特にその洪水時測定の様子は殆ど不可能であるが、**浮流土砂量**に關しては多くの測定例がある。浮流物の多量な點で世界的に有名なのは

第25表 河床材料と限界流速

河床材料	河底流速(m/sec)	河床材料	河底流速(m/sec)
沈泥	0.08	砂利 2.5 kg	0.54
細砂	0.15	礫 25 mm	0.68
粗砂	0.20	同 28 mm	1.0
豆砂利	0.30	玉石	1.2
砂利 1 kg	0.48		

支那の黄河であるが、世界に於ける著名河川の浮流物含有量は次表の示す通りである。

第26表 河川の浮流物含有量(重量にて)

河 川	浮流物含有量(%)		河 川	浮流物含有量(%)	
	平均	最大		平均	最大
コロラド	1.94	3.81	ナイル	0.050	0.158
黄河	0.4	1.0	ドナウ	0.050	—
リオ・グランデ	0.34	—	オハイヨ	0.029	—
デュランス	0.145	0.363	揚子江(蕪湖)	0.027	0.141
ボ	0.111	—	黄浦江(吳淞)	0.0265	0.1125
ガソナス	—	0.194	同 (北港嘴)	0.0213	0.2124
ミシシッピー	0.067	0.147	ロア	0.025	—
イラワナ	0.062	—	イル	0.007	0.050
ロ	0.056	—	ゼイ	0.004	0.274

我が國の河川に就いては此の種の測定が行はれたものが少いが、著者が新潟縣大河津地先信濃川に就いて實測した所によれば、浮流物は洪水時 0.15~0.24%, 平水時 0.01~0.06% であつて、その大部分は微粒粘土から成り、4900 孔篩の通過量 72% を超える。蓋し浮流物の多少は主として流域土壤によつて決せられ、信濃川に於ても上流千曲川からの出水の場合と、支川魚野川からの出水の場合とで河水混濁の程度を異にする。

### 48. 地下水

地表以下に存在する水を地下水と總稱する。地下水の一部は**岩漿水**の如く、岩石中に含まれて地中に發生すると稱せられてゐるが、その大部分は地表からの**滲透水**であつて、その一部は地表の降水が直接滲透し、他は河川、湖沼、海洋の如き地表水の一部が滲透するのである。而して一旦地中に滲透した水は毛管作用によつて吸揚げられ、或は植物の根によつて吸引せられて再び大氣中に蒸發するものを除いては、地中土砂の空隙又は地層中の裂罅等を充塞して所謂地下水面を保ち、井戸又は溝渠の掘鑿等の如き局部的人工の加へられない限り、略々一定の水位が保たれるのである。

**地下水位**は地表下極めて浅い場合もあれば、非常に深い場合もあつて場所によつて千差萬別であるが、相互間に直接又は間接の聯絡があるのは恰も地表水が河川、湖沼、海洋の形に於て聯絡するのと同一である。従つて鑿井によつて地下水位に低下を來す場合に於ても、その揚水量が一定限度内に止る限り、之に對應する一定の新しい地下水位が保たれて、決して井戸水の枯渴を來すことがない。

地層は地下水運動に對する抵抗の強弱によつて之を2種に分つ。岩盤、粘土、壩母などの如く殆ど地下水の滲透を許さないか、或は滲透の極めて困難なものは之を**不滲透性地層**と呼び、砂、砂利、礫などの如く滲透の極めて容易なものは之を**滲透性地層**と呼ぶ。砂や砂利は之に粘土を混ざれば不滲透性となり、粘土混入量の増すに従つてその滲透性を減ずる。

地層の構成及びその配列は極めて亂雑であつて上記兩層が相交錯するを常とするが、一般に上層に砂の如き滲透性地層があり、下層に粘土の如き不滲透性地層がある場合には、下部地層によつて地下水の逃竄が制限せられる結果、上部地層は豊富な地下水を含み、所謂**帯水層**を構成する。帯水層の成因に關しては沖積帯水層、洪積帯水層、風生滯水層等の區別がある。沖積層は流水により、洪積層は氷河により、風生層は風力によつて運搬せられて沈澱堆積した砂礫層であつて、沖積層の厚さは 20 m 以下の場合が多いが、洪積層の厚さは 100 m を超える場合が珍しくない。風力による砂の堆積は内陸に於ける砂漠や海岸に於ける**砂丘**がその適例であつて、我が國でも茨城縣の鹿島灘沿岸や、秋田、新潟、鳥取各縣の海岸には非常に發達した砂丘がある。實驗の結果

によれば粒径 0.6 mm 程度の中砂を移動せしめる爲には 7 m/sec 以上の風速が必要であるが、粒径 0.1~0.3 mm 程度の細砂ならば 1.5~4 m/sec の風速で容易に移動する。従つて發達した砂丘の砂は微粒砂から成るを常とし、鹿島灘沿岸では機關に故障を起した貨物自動車が一夜の中に殆ど全部砂に埋没したと言ふ様な例さへある。

此の外に熔岩、火山灰の如き火山の噴出物が卓越せる帯水層を作る例は頗る多く、我が國でも富士山麓はその最も著名な適例である。

49. 地下水の運動

地表水に河川の如き流水と湖沼の如き静水とがあるのと同様に、地下水も亦流動及び静止の二つの状態に分類せられ、前者の場合には地下水面は傾斜し、後者の場合には地下水面は水平であるのを原則とする。地下水流動の原動力は壓力及び重力であつて、此の場合には水は土砂粒の間の空隙を流路としてその間の抵抗に打勝つて流過するのであるが、別に地殻の斷層や裂罅又は空洞を流路として恰も地表に於ける河川と同様の法則に従つて流動する地下水がある。之を地下川と言ひ、鍾乳洞の中には往々にして可なり流量を有する地下川を見る。山口縣美禰郡秋吉村の秋芳洞の如きはその最も著名なるものに屬する。地下川は地表河川と異なり、殆どその流量に變化がないのが特徴である。

地下水の運動に密接なる關係を有するものは土砂の空隙である。理論的に言へば同じ半徑の球を幾何學的に最大空隙となる様に配列した場合の空隙は約 47.6%、又最小空隙となる様に配列した場合の空隙は 26.0% であつて球の半徑に拘らないのであるが、實在の土砂に就いて言へば幾何學的に最小空隙の配列に従はないが爲に空隙を増し、細粗粒相混するが爲に空隙を減ずると言ふ相反關係があり、その結果として實際の空隙は 30~50% の間に變化するのを通例とする。

土砂の空隙の間を水が移動する性質を土砂の滲透性と呼び、滲透性の大小は土砂の空隙や土砂粒の形狀大小によつて決定せられる。今  $Q$  を滲透流量、 $A$  を流水の方向に直角なる斷面積、 $v$  を流速、 $p$  を空隙率、 $l$  を距離、 $h$  を落差とすれば、 $\frac{h}{l} = S$  は動水勾配を表し、ダルシーの法則に従つて

$$\frac{Q}{A} = u = pv = k \frac{h}{l} = kS \dots\dots\dots(20)$$

茲に  $u$  は滲透速度、 $k$  は滲透係數である。

河川その他の開渠に於ては流速  $u$  は動水勾配の平方根  $S^{\frac{1}{2}}$  に比例するシェーの法則があるから、地下水の運動に就いても此の法則が適用せられる場合には  $u^2 = kS$  となり、之に基づいて

$$S = a + bu + cu^2 \dots\dots\dots(21)$$

の如き拋物線公式が適用せられる場合もある。茲に  $a, b, c$  は常數を表す。但し  $u$  が小さい場合には(21)式の  $u^2$  の項は非常に小さくなるから(20)、(21)兩式の間には殆ど大差がなくなる。

滲透係數  $k$  はヘーゼンその他の研究によつて土砂の有効粒径と水温との函數であることが知られてゐるが、各種の土砂に就いての滲透係數の値は次の通りである。

第27表 土砂の滲透係數

土 砂	粒 徑(mm)	滲透係數(m/sec)	土 砂	粒 徑(mm)	滲透係數(m/sec)
砂 丘 の 砂	—	0.000 2	濾 砂	—	0.007 7
川 砂	0.1~0.3	0.002 5	細 礫	2.0~4.0	0.030 0
同	0.1~0.8	0.008 8	中 礫	4.0~7.0	0.035 1

今第27表から  $k=0.3$  m/sec を取り、動水勾配  $S=1/100$  として之を(20)式に代入すれば滲透速度は  $u=0.3$  mm/sec=1.08 m/day に過ぎない。第27表を見れば粒径の減ずるに従つて滲透係數の激減する關係が明瞭に認められるが、砂に比すれば粘土又は壩母の粒径は著しく小さいから、粘土交り砂の滲透係數は極めて小さく、例へば 0.5~1.0 mm の粒径の砂に壩母 10% を混ざればその滲透係數は僅かに 12.8% に減じ、壩母 20% を混ざれば 3.5% に激減する。是が粘土や壩母が不滲透性地層と稱せられる所以である。

滲透速度  $u$  を輕減する爲には滲透係數  $k$  と動水勾配  $S$  とを減少することが必要であつて、一般の河川工作物の設計は總べて此の原理に従ふ。

50. 伏流及び泉

地下水は前述の如く主として降水からの直接滲透と河川、湖沼の如き地表水からの滲透とを成因とするが、逆に地下水は又地上或は河川、湖沼、海洋の水面下に湧出して地表水に合流する。之を泉と言ひ、その中礦物性物質を多量に溶解したものが礦泉、氣温よりも高い温度のものが温泉である。

地下水と地表水とが相互的に聯絡する適例は火山地方では至る所に見出し得る。例へば富士山麓の精進、本栖、西の諸湖の如きは附近一帯の熔岩、火山灰層に滲透した地下水を水源とすると同時に、所謂地下水脈によつて彼此相聯絡する結果、その湖面の上昇と低下とは常に相關的に起るのである。

河川の河床が滲透性に富む砂礫であつて且地下水位が低い場合には河水は漸次地中に逃竄して河床上には一滴の表流水をも止めず、河水の全部は所謂伏流水として地中を流過する。此の伏流水を水道の水源に利用する事例は外國は固より我が國にも尠くない。

伏流水は河川の下流部に於て再び河床又は河岸から湧出して表流水に變ずることもあるが、多

くはそのまゝ地下の流路を経て湖底、海洋の水面下で之に流入する。前述の地下川も亦同様であつて、一部分は鐘乳洞などから地表に流出することもあるが、多くは直接湖沼、海洋に流入するのである。

伊豆大島の波浮港を圍む斷崖に沿つて海面附近から沸々として湧出してゐる清冽なる地下水や、富士山麓大宮町にある官幣大社淺間神社の境内到る所に滾々として噴出してゐる地下水などは泉の著名なる例であつて、特に後者は沼川の有力なる水源をなしてゐる。

地表水と地下水との間に斯くの如き密接なる關係あるが爲に、河川の流域には降水の一部が他の流域に逃避することもあれば、反對に他の流域の降水が流入することもあつて、地表水の流域と地下水の流域とは必ずしも一致しない。

### 第四章 水位

#### 51. 河川の水面

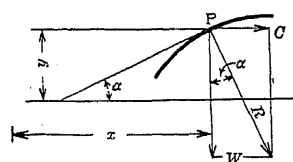
一般に静水の水面は水平であるが、流水の水面は必ずしも然らず。河川の縦斷水面が上流から下流に向つて傾斜することは前述の通りである。その横斷水面は平水時、特に直流部では略々水平であるが、洪水時には増水の際は流速の大きい中央部が隆起して水面は第40圖の如き凸面となり、減水の際は反對に中央部が低下して水面は第41圖の如き凹面となる。但しその程度は何れも極めて微弱である。



第40圖 増水時水面 第41圖 減水時水面 第42圖 曲流部水面

次に河川の曲流部に於ては流心が凹岸に偏して流水の方向が凹岸に向ふ結果、水分子は遠心力の作用を蒙つて凹岸に集中するから、第42圖の示すが如く凸岸の水面に比して凹岸の水面が隆起し、横斷面に於ける水分子の運動は表流は凹岸に向ひ、底流は凸岸に向ふのである。

今凸岸の曲率半径を  $r$ 、凹岸のそれを  $R$ 、水面上の一點  $P$  のそれを  $x$ 、 $P$  に於ける水分子の質量



第43圖 曲流部水面の隆起

を  $m$ 、その流速を  $v$  とすれば、 $P$  に働く遠心力は  $C = m \frac{v^2}{x}$  であつて、第43圖に於て、 $P$  に於ける切線と  $x$  軸との間の角を  $\alpha$  とすれば、遠心力  $C$  と  $P$  點に働く重力  $W = mg$  との間には

$$\frac{C}{W} = \frac{m \frac{v^2}{x}}{mg} = \tan \alpha = \frac{dy}{dx}$$

なる關係があるから  $\frac{dy}{dx} = \frac{v^2}{gx}$

之を積分すれば

$$y = \frac{v^2}{g} \ln \frac{R}{r}$$

或は凸岸と凹岸との水面の差を  $h$  とすれば

$$h = 0.235 v^2 \log \frac{R}{r} \dots \dots \dots (22)$$

茲に  $v$  は横斷面の平均流速である。例へば  $v = 2 \text{ m/sec}$ ,  $R = 600 \text{ m}$ ,  $r = 500 \text{ m}$  とすれば

$$h = 0.235 \times 4 \times \log 1.2 = 0.074 \text{ m} = 7.4 \text{ cm}$$

#### 52. 水位の種類

或基面から測つた水面の高さを水位と言ふ。河川の或地點に於ける水位は時々刻々に變動するものであるが、之を平均したものを平均水位(M.W.)と言ふ。平均水位は毎日1回又は朝夕2回の観測水位の合計を観測回数で除して之を求める。平均水位よりも高い水位は高水位(H.W.)、是よりも低い水位は低水位(L.W.)であるが、實地上高水位と言ふのは出水時の水位を指す。例へば逓信省の發電水力調査では毎年必ず1~2回發生すべき程度の出水位を高水位と呼び、又1年を通じて275日は是より下らない程度の水位を低水位と呼んでゐる。

その地點に於ける既往の水位の内の最高なるものを最高水位(H. H. W.)、最低なるものを最低水位(L. L. W.)と言ひ、毎年の最高水位を數年に亙つて平均したものを平均年最高水位(N. H. W.)、毎年の最低水位を數年に亙つて平均したものを平均年最低水位(N. L. W.)と言ふ。

今最高水位、最低水位を夫々  $H_{max}$ ,  $H_{min}$ 、平均年最高水位、平均年最低水位を夫々  $h_{max}$ ,  $h_{min}$ 、平均水位を  $h_0$  で表し、 $H_{max} - H_{min} = S$ ,  $h_{max} - h_{min} = s$  とすれば  $s/S = 1/2 \sim 3/4$  の間に變化するのを通例とする。第28表は本邦河川に關する水位観測の數例である。

第28表 本邦河川水位観測値

河川	地點	観測期間	$H_{max}$ (m)	$H_{min}$ (m)	$h_{max}$ (m)	$h_{min}$ (m)	$S$ (m)	$s$ (m)	$\frac{s}{S}$	$h_0$ (m)
富士川	清水端	大正 12~昭和 4	4.70	-0.66	2.81	-0.30	5.36	3.11	0.58	0.12
利根川	栗橋	大正 12~昭和 1	5.74	0.14	4.56	0.39	5.60	4.17	0.74	1.26
淀川	枚方	明治 38~昭和 1	5.58	0.08	3.81	0.29	5.50	3.52	0.64	0.87
木津川	八幡	明治 38~昭和 1	5.91	0.18	3.63	0.41	5.73	3.22	0.56	0.75
桂川	羽束師	明治 41~昭和 1	5.15	-0.84	3.74	-0.57	5.99	4.31	0.72	-0.05
宇治川	宇治	明治 38~昭和 1	2.42	-0.67	1.58	-0.24	3.09	1.82	0.59	0.37
瀬田川	鳥居川	明治 38~昭和 1	1.45	-0.71	0.87	-0.13	2.14	1.00	0.48	0.32
吉野川	川島	明治 17~昭和 1	6.97	-1.68	4.62	-1.10	8.65	5.72	0.66	-0.33
揖斐川	今尾	明治 30~昭和 3	7.76	0.39	5.20	0.90	7.37	4.30	0.59	1.65

次に平水位とは或期間の水位の内是より高い水位と低い水位との回数が相等しい水位を言ひ、最多水位とは或期間中に於ける最大回数の水位を言ふ。又或期間に於ける平均水位よりも低い

すべての水位を平均したものを**平均低水位**(M. L. W.)と呼び、是が算出には 1) 平均水位以下の水位の合計をその観測回数を以て除するのが原則であるが、別に 2) 最も観測回数の多い段階以下の水位の合計をその観測回数を以て除したるもの、又は 3) 平均水位以下の水位の平均を以て平均低水位とすることもある。計算の結果によるに 2) の方法によつて算出した水位は 1) の方法によるものよりも少しく低く、3) の方法によるものは更に是よりも稍々低いのを常とするが、而もその間の誤差は極めて僅少である。

大正12年から昭和4年に至る7箇年の観測による利根川栗橋の平均水位は 1.26 m、平水位は 1.12 m、最多水位と平均低水位とは共に 0.80 m、又富士川清水端の平均水位は 0.12 m、平水位は 0.05 m、最多水位と平均低水位とは共に -0.05 m であつて、多くの實例によれば平均低水位は略々最多水位と一致する。

逓信省の発電水力調査では1年を通じて185日はより下らない程度の水位を平水位と呼び、又1年を通じて355日はより下らない程度の水位を**濁水位**と呼んでゐる。

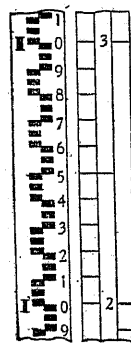
### 53. 水位の観測

水位の観測には**水位標**又は通稱**量水標**が用ひられる。最も普通な量水標はペンキで尺度を刻んだ目盛板を河の中に鉛直に樹たもので、目盛板は河底に打込まれた1本の杭に取付けることもあるが、2~3本の杭を打込んで之を水平に聯絡する横木に之を打付けるのがよい。量水標は總べて舟筏や流木の爲に破損せられない様な箇所を選んで之を設置し、場合によつては上流側に塵除杭を設けて之を保護する。又河水が奔流して水面の波動が激しい箇所は量水標の設置に適しない。

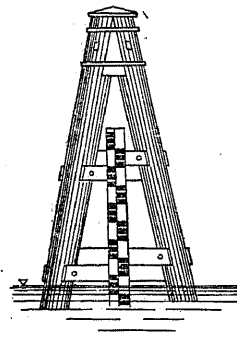
量水標は洪水時と雖も之に接近し得るだけの設備を必要とし、此の爲には堤防や護岸に階段を設け、或は量水標を位置を變へて數段に作り、第1標は低水路内、第2標は高水敷上に樹て、水位の観測に便する。

第44圖は1本の杭、第45圖は2本の杭に取付けた

木製量水標の例であるが、別に第46圖の如く橋臺、水門や閘門の翼壁などに陶製の量水標を嵌込んだり、ペンキを以て之に目盛を施して量水標に利用したり、或は第47圖の如く護岸の階段にペンキで尺度を刻んで量水標とすることもある。第47圖の如き傾斜量水標の目盛は鉛直寸法の正割によつて之を刻むのである。

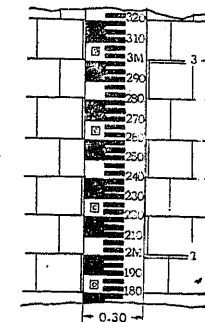


第44圖  
桿状量水標

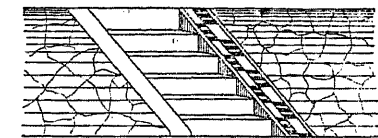


第45圖  
杭上の量水標

量水標の設置箇所は 1) 沿岸の都邑、2) 主要なる支川の合流點、派川、運河の分岐點、3) 用水の取入口、4) 堰堤、水門、閘門の上下流、5) その他河狀の激變する箇所等であるが、感潮河川の河口附近、その他治水及び利水上重要な地點には**自記水位計**又は**自記検潮器**を設置して水位を自記せしめるのがよい。



第46圖  
直立壁上の量水標



第47圖 護岸上の量水標

自記水位計には種々の様式のものがあるが、その原理は何れも水位の昇降による水面に浮べた浮子の上下運動を適當に縮小して、之を時計仕掛によつて24時間に1廻轉する圓筒に捲付けた用紙に記入せしめるにあり、我が國では佛國のリシャル式自記水位計が昔から廣く採用せられる。

自記水位計は内徑 30 cm 位の土管を水平に埋めて河水を導き、高水敷上又は堤防内に内徑 60 cm 位の土管を以て鉛直のシャフトを作り、その内の水面に浮子を浮べるのが通例であつて、浮子に取付けた絲は滑車に捲かれて之を廻轉せしめ、その他端には對重を吊して浮子と平衡を保たしめる。

自記水位計は此の鉛直シャフトの直上に小舎を設けてその中に設置し、別にその附近には前述の量水標を設置して自記水位計の水位記録を是正する便に供する。外に遠方水位計と言ふがある。水位の昇降を電流の助をかりて遠隔の地で観測又は自記せしめるもので、水位の昇降 1 cm 又は 2 cm 毎に電流の輪道が閉ぢられて水位計の指針又は自記用のペンを 1 cm 又は 2 cm に相當する目盛だけ動かす装置になつてゐるから、水位記録は階段狀の線となつて現れる。

### 54. 基準面

量水標の零位はその地點に於ける平均低水位に一致せしめる様に之を設置し、その**水準基面**又は**基準面**からの高さを精密に測定して各量水標毎に零點高を臺帳に記入するのが通例であるが、近時は一つの河筋に就いて總べての量水標の零位をその河に於て採用する基準面に一致せしめる様に目盛板を取付けることが行はれ、一つの河筋に於ける上下流の水位を比較する等の場合には此の方が便利である。

例へば昭和10年4月1日午前6時の信濃川筋の**同時水位**が小千谷で +44.15 m、長岡で +17.83



m, 大河津で+12.20 m, 井戸場で+6.32 m, 河口新潟で+0.22 m (何れも東京灣中等潮位上)と観測されたとすれば, 是等の數字から直ちに任意の2地點間の落差を知り得る。

基準面は内務省直轄河川に就いては従前は各河川獨特の基準面を採用した。例へば利根川及び江戸川では江戸川河口堀江量水標の零位を基準面として之を Y. P. と名づけ, 荒川では隅田川河口蘆岸島量水標の零位を基準面として之を A. P. と名づけ, その他淀川では O. P., 北上川では K. P. を採用したのであるが, 近來は何れも參謀本部陸地測量部の基準面, 即ち東京灣中等潮位を以てその基準面とする趨勢である。

次表は内務省直轄河川基準面と東京灣中等潮位との關係を示す。

第29表 直轄河川基準面

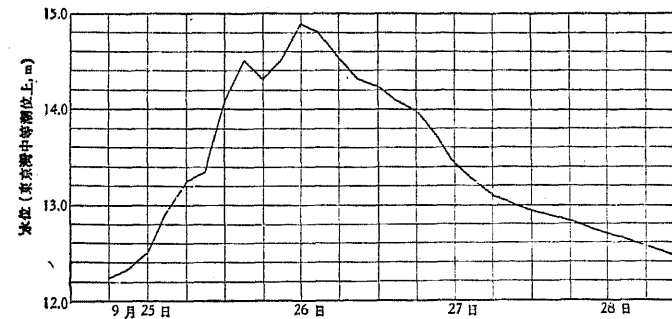
河川名	基準面	東京灣中等潮位との關係	河川名	基準面	東京灣中等潮位との關係
利根川及び支派川	Y. P.	-0.840 2 m	北上川	K. P.	-0.874 5 m
荒川, 中川及び支派川	A. P.	-1.134 4	鳴瀬川	S. P.	-0.087 3
多摩川	A. P.	-1.134 4	雄物川	O. P.	±0
淀川及び支派川	O. P.	-1.045 5	高梁川	T. P.	±0
吉野川	A. P.	-0.833 3	最近改修河川	東京灣中等潮位	±0
木曾川	O. P. (下流改修)	-0.657 3			

因みに陸地測量部基準面たる東京灣中等潮位と言ふのは明治6年6月10日から同12年12月31日に至る期間に於ける蘆岸島量水標觀測潮位を平均したものを言ひ, 同量水標の零位上1.1344 mに相當する。

55. 水位曲線

河川の或地點に於ける水位の時間的變化を圖示したものをその地點の水位曲線と言ひ, 通例基準面上の水位を縦距に取り, 時刻を横距に取る。特に洪水時の水位曲線を洪水曲線と言ひ, 低水位から水位が上昇始めて最高水位に達し, 更に下降して低水位に復するまでの水位の變化を圖示する。一つの河川の上下流兩地點に於ける同時水位を取つて洪水曲線を畫けば, 兩地點間の洪水波傳播速度が容易に算出せられる。第48圖は昭和10年9月25~28日信濃川筋大河津に於ける洪水曲線を示す。

水位を一定の段階, 例へば 20 cm 毎の段階に區劃して, 各段階の水位が1年間に出現する回数と水位との關係を圖示したものを回数曲線と言ひ, 通例水位を縦距に取り, 日數又はその百分率を横距に取る。従つて1日1回觀測の時は1回が1日, 朝夕2回觀測の時は2回が1日となる。又觀測が數年に互る時は年平均回数を算出する。水位の段階は 0.00~0.19 m, 0.20~0.39 m,



第48圖 大河津洪水曲線

0.40~0.59 m 等の如く段階の下位を 20 cm の倍數に定める場合が多い。作圖に際しては回數は各水位段階の中心毎に圖示するのである。

例へば朝夕2回の觀測による或段階の水位が8年間に1525回出現したとすれば, 閏

年2回を加算して總觀測回數は5844回であるから百分率にして26.1%, 年平均日數にして95.3日となる。

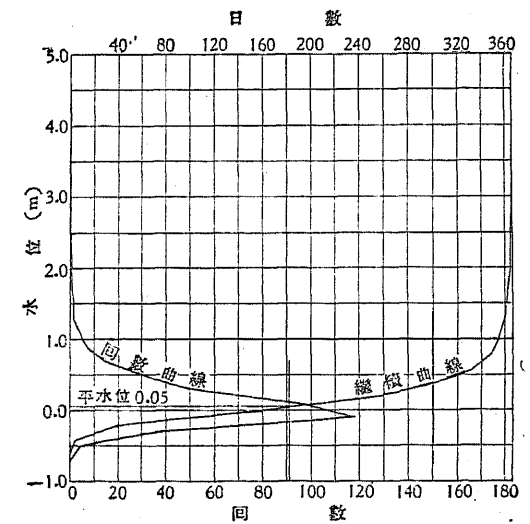
回数曲線は必ず一つの頂點を示し, 之に對應する水位は出現回數の最大なる水位即ち最多水位に相當するのである。

一定の水位段階以下の總べての水位の回数を1年間に互つて累加したものは該水位段階以下の水位の出現すべき回数を表す。是と水位との關係を圖示したものを繼續曲線と言ひ, 通例水位を縦距に取り, 日數又はその百分率を横距に取る。而して此の場合には回數は各水位段階の上位に之を圖示する。

繼續曲線に於て回數が182.5日又は50%に對應する水位は是より高い水位と低い水位との出現回數が相等しい水位即ち平水位に相當するのである。

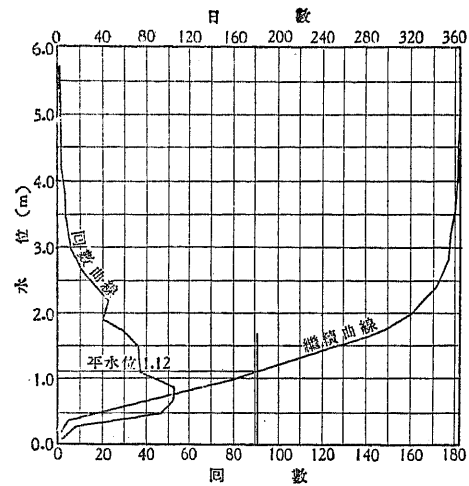
第49圖, 第50圖は夫々富士川筋清水端及び利根川筋栗橋に於ける大正12年~昭和4年の7箇年の水位觀測による回数曲線及び繼續曲線を示す。

次に一つの河川の上下流2地點間に支川或は派川の流入或は流出がない場合には上流地點から流入したゞけの水量は必ず下流地點から流出すべき筈であつて, 此の場合には是等兩地點の水位の間には一定の關係が保たれ, 或時刻に於ける上流の水位が分れば之に對應する下流の水位を知ることが出来る。之を對應水位と言ひ, 洪水豫報などの爲に利用せられる。



第49圖 富士川筋清水端水位回数曲線及び繼續曲線





第50圖 利根川筋栗橋水位回數曲線及び繼續曲線

又澁川筋枚方量水標水位  $H_1$  と大日量水標水位  $H_2$  との関係は次の通りである。

$$H_2 = 0.9906 H_1 + 0.1208$$

### 56. 水位の變動

多年に亙る水位観測の結果から上記各種の水位統計を作り、各種の水位曲線を畫くことは極めて大切であつて、治水及び利水上種々の方面に利用せられる。例へば最高水位は河川改修の計畫高水位を定める上に、平均低水位は同高水敷高を定める上に、最多水位は舟航の方面に、又低水位、渴水位は灌漑用水や發電用水などの方面に夫々肝要なる資料を提供するのである。

一般に河川の水位が不動の状態にあることは極めて稀であつて、水位は時々刻々に變動する。水位の變動は流量増減の必然的結果であるから降雨があつて河川の流量が増せば水位は上昇し、晴天が続いて流量が減れば水位は下降するのであるが、而もその變動は大體に於て週期的と看做し得る。

1) 水位の自然的變動 斯の種の變動は概して週期的に現れ、1日、1年或は數年乃至十數年を週期とする。

河川の水位は1日の内に週期的變動を示すことがある。例へば午前には水位が上がり、午後は水位が下るが如き變動は春の融雪期に北陸の河川に屢々見られる現象であつて、上流水源地方に於ける融雪が日中と夜間とで著しく相違する、その結果が一定時間後に下流に現れるのである。

又河川の水位は1年の内にも週期的に變動することがある。元來水位は流域内の降雨に直接の

對應水位の間の關係は直線で表し得るのが普通であるが、河川によつては水位段階によつて異なる2~3本の曲線によつて表される場合もある。

即ち對應水位は  $H_1$  = 上流地點の水位、  
 $H_2$  = 下流地點の水位、 $a, b$  = 常數とすれば

$$H_2 = aH_1 + b \dots \dots \dots (23)$$

$a, b$  は最小自乗法によつて之を定める。例へば大正12年~昭和4年の7箇年の水位観測の結果から得られた富士川筋押切量水標水位  $H_1$  と清水端量水標水位  $H_2$  との関係は次式の通りである。但し水位は m で表す。

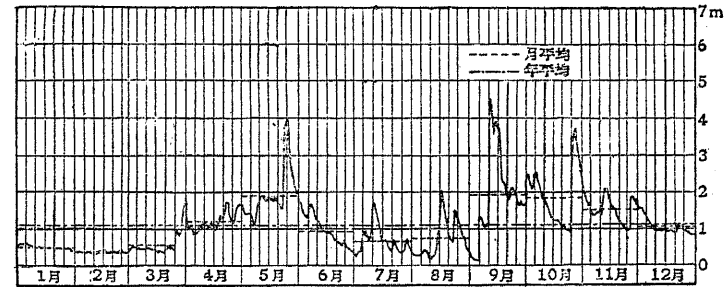
$$H_2 = 0.733 H_1 + 0.090$$

關係を有するから、雨期には一般に水位が高く、又夏秋の交の颱風襲來時期には水位が上る。従つて我が國の河川では1年の内で冬から春は水位が低く、夏から秋は水位が高いのが通例であるが、東北や北陸の河川では融雪の爲に晩春から初夏に水位が高くなる場合が多い。

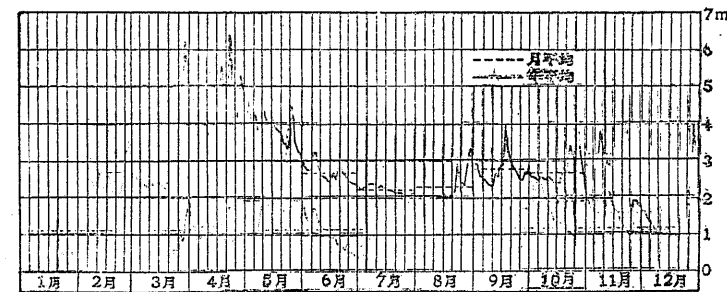
即ち我が國の河川では冬季が一般に渴水期であつて、その期間は相當繼續する。夏季に於ても颱風に伴ふ豪雨などのない場合には渴水期があり、その期間は短いが水位は却つて冬季渴水位よ

りも低下するのが通例である。

第51圖、第52圖は夫々昭和4年の観測による利根川筋栗橋量水標及び雄物川筋椿川量水標の水位圖を示す。



第51圖 昭和4年利根川栗橋水位圖



第52圖 昭和4年雄物川椿川水位圖

次に一部の學者の間に唱道せられる如く、降雨に永年に亙る週期があるとすれば、河川の流量従つて水位にも永年に亙る週期的變動が現れなければならない。例へばライン河では1816~1835年は水位

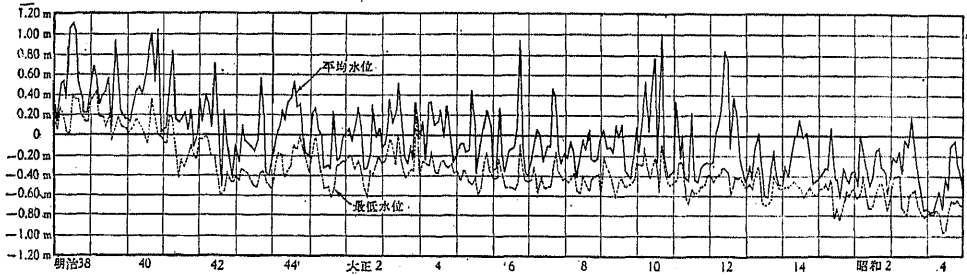
上昇、1836~1853年は水位下降、1854~1871年は再び水位上昇、1872~1889年は再び水位下降が起つたと稱せられるが、斯くの如き變動はまだ一般的には確認せられない。

2) 水位の人為的變動 斯の種の變動は或は週期的に現れ、或は累進的に現れる。例へば河川を横斷する堰堤によつて貯水池を造り、その水を發電水力に利用する場合には堰堤下流の河川は晝間と夜間と發電に利用せられる水量が變化するのに対応して水位の週期的變動が起る。又我が國の如く水田の爲に夏季多量の灌漑用水を必要とする場合には、用水引用の爲に夏季は著しく河川の水位を低下せしめるのであつて、是も亦週期的變動の一に數へられる。

次に水位の累進的變動は主として河床の變動に基づく。例へば石川縣の手取川は明治24年の大洪水の後を受けて同29年改修工事を起し、同35年その工を竣つた當時は充分の河積が與へられてゐるのに、その後水源地荒廢の爲に累年下流に夥しい土砂を搬出して河床の上昇 1.8 m にも達し

之に對應して水位も亦上昇し、昭和9年7月の出水には到る處に破堤を見るに至つた。

之に反して河川改修工事の爲に河床が漸次低下し、水位が又従つて低下することは治水上最も望ましい所であつて、その適例は淀川改修工事である。例へば淀川支川桂川羽筋羽東師量水標平均



第53圖 桂川羽東師月別水位

水位は改修工事竣功前の明治20~40年の観測では60cmであるが、改修工事竣功後の明治41~昭和4年の観測では-9cmを示し、實に69cmの低下を起したのであつて、是偏に桂川河床低下の結果に外ならない。第53圖は明治38~昭和4年までの羽東師量水標の月別水位を示す。