

## 第二章 地下水調査法

### 第3節 地 下 水

#### 1) 地下水

地中にある水は次の三つに分けられる。

- 1) 吸着水, 2) 毛管水, 3) 重力水,

**吸着水** (Hygroscopic water) と云ふのは分子引力に依つて地中の土粒子に非常に強く附着してゐるもので、その吸着力は  $P=41,800 \text{ kg/cm}^2$  に達する。従つて地盤を構成する通常の土は凡てこの吸着水を保持してゐるものと見て差支へない。

**毛管水** (Capillary water) といふのは毛管現象に依つて土砂・岩石の空隙・割目等の間に保持されてゐるものと云ふ。通常相接する重力水層から毛管張力に依つて上下・水平並ゆる方向に吸上げられ、又は滲透する降雨の一部が毛管張力に依つて上記の隙間に保持されて生じたもので、毛管作用に依つて自由に運動することが出来る。

**重力水** (Gravity water) とは、地中の土砂・岩石の空隙・割目等を充してゐるもので、重力の作用又は互の壓力等に依つて流動する水をいふ。重力水にも時間的に見て略々一定の連續せる水面を保てる狭義の重力水と地表に降つた雨水が滲透する一時的滲透水の二種類があり、又獨逸の教科書に分けられてゐるやうにこの狭義の重力水にも土砂粒子の空隙を充してゐる間隙水 (Porenwasser) と岩石の割目を充してゐる裂縫水 (Spaltenwasser) の二つとすることも出来るが、結局之等のものを含めたものが我等が云ふ地下水 (Ground water, Gundwasser, Eau souterraine)のことである。

地下水の外上面を地下水面 (Ground water-table, Grundwasserspiegel, Nappé d'eau souterraine), その高さを地下水位 (Ground water level) といふ。實際の地下に於ては地下水に接してそれから上昇した毛管水の層があるから兩者の境界即ち地下水面は明瞭に認め難いが、地中にボーリング孔又は井戸を掘れば其の水位は地下水位を與へるものである。

尙地中の水の詳細に就ては次の第4節を参照され度い。

#### 2) 地下水成因説

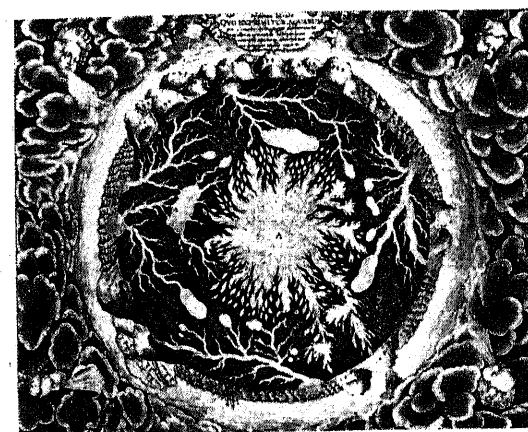
地下水の成因説に次の二種がある。

- 1) 處女水説, 2) 循環水説

**處女水** (Juvenile water) の語はジュウスが「カルルスバード噴泉は處女水なり (Das Karlsbader

*Sprudel ist Juveniles Wasser)* といった言葉から出でる。それは或る種の温泉の含有物質には火山噴出物と共に通のものを有する處から、地下水の一部は地中奥底深く藏有されてゐる岩漿に含まれてゐた水蒸氣が發散凝結して集積したものであつて、その水が地表に湧出して始めて太陽に觸れたといふ意味である。然し此の種の地下水は温泉其の他の極く一部分に止まり、地下水の大部は循環水 (Vadose water) に屬するものと見做した方がよいようである。

A. Kircher (1602~1680) は第373圖の如く地球の中心 A は火の塊から成つてこれが地表に噴出したものを火山と考へ、一方地球内部には諸所に水源があつて海水は水脈によつてこれに連つてゐる。海水は渦をなしてこの水脈中に流入するが、その一部は火脈の熱に依つて氣化せられ地表附近で凝結して温泉となり、一部は毛管現象で吹上げられ山の内部の空洞に貯へられて泉の水源となるものと考へた。この考へ方は 17世紀末の地球の内部に関する假説に基くもので、今から思ふと誠に馬鹿らしい話であるが地下水成因説の歴史的意義あるものとして特に茲に載せて置く(第373圖)。



第373圖 キルヒエルの地下水想像圖

元來地球表面の  $\frac{1}{4}$  を占めてゐる海面からは多量の水が蒸発してゐるが、これが陸上に運ばれて雨となつて降下する。降雨の一部は直ちに蒸發し、一部は地表上を流下するが残部は地下に浸透して地下水となり、其の一部は再び蒸發し又は泉となつて湧出したり河川・海に滲出して循環する。

水の循環説もその歴史的發展の後を辿ると更に興味が深い。プラトオ、アリストテレス等の古代から今日に至る間に主なるものとして下記の四説が唱へられた。

- 1) 海水が地中に入つて地熱の爲に蒸發し地表附近に凝固したり、毛管作用で吸上げられるといふ説で今日は全く信じられてゐない。
- 2) 空氣が地中の空隙に入り冷い層に遭つて水分が凝結するといふ考で、地質學の泰斗 Vogler はこの説を支持したが斯る凝結に依つて地下に生ずる水は地下水の極く一部分に過ぎない。
- 3) 地球を動物體に對比し地下水を同化作用の生成物と見るもので、16世紀の初頭天文學者 Kepler 等に依つて主唱された空想に近い説である。
- 4) 降水の滲透に依つて地下水を生ずるといふ考で今日最も一般に信じられてゐるものである。この説は古代からも考へられてゐたが、佛蘭西の物理學者 Mariotte はセエヌ河の水源地に當る Dijon に雨量計を備へ付け、巴里的ロワイヤル橋を流過する水量を測定し、それが全集水面積の降

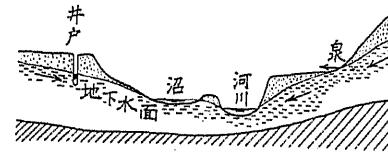
水量の約  $\frac{1}{6}$  に當ることを見出してこの説に實驗的基礎を與へた。

### 3) 地下水の状態

地下水の形狀を説明するため茲に第374圖の如き海中にある均質の砂から成る孤島を考へる。砂中の地下水は A, B を通つて島の周囲から絶えず海中に滲出するが、一方地表面 C からは雨水

が滲入して来る。その結果水の流动の本質に従つて地下水の形狀は D を中心とした圓形に近い凸面をなすこ

第374圖

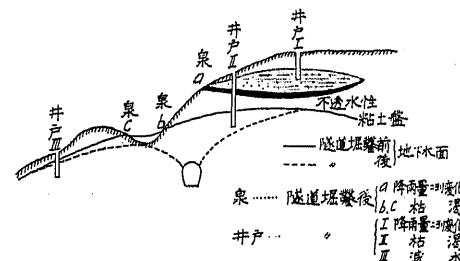


第375圖 地下水面の形狀

とは明かである。尤も滲入水の増減に従つてその頂點は D-D' の間を往復する。

従つて地下水は一つの連續した凸面であつて、其の形狀は第375圖如く略、其の地形に應じて高低起伏してゐると見てよい。一方地下水は降雨の滲透するものによつて補給されるから、常にその勾配に従つて低い方へ流动する。此の現象を地下水流(Under flow, Grundwasserströmung, Sousecoulement)と稱してゐる。地下水位は地形・地質構造によつて非常に異なるが、種々の事實に従つて見て略: 20~30m 前後と見做していいやうである。

以上は簡単の爲特に地質關係を除いて説明したが實際には透水層と不透水層の位置によつて影響せ



第376圖 地下水面の變化

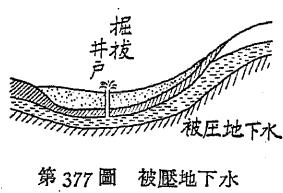
られることが尠くない。即ち若し一様な透水層より成れば地下水位は連續した水位を形成する場合でも、その上に不透水層が存在すれば雨水の滲透したものは此の上に滞留して一體の重力水層を形成する(第376圖)。斯る地下水を特に偽地下水(False ground water)或は上層滯水(Perched water body, Schwebendes Grundwasser)・地下水溜(Grundwasserbecken)といつてゐる。

又地下滯水層の或る部分を不透水層が掩つてゐれば、此の部分では地下水位は表はれず水は静水圧力を受けてゐる。斯様なものを被壓地下水(Druckwasser)と稱し、此の不透水層を貫いて井戸を

掘れば掘抜井戸(Artesian well)を得る(第377圖)。

泉(Spring, Quelle, Source)と云ふのは地下水位が地表面と交接する場合で、その交接線に沿つて泉が配列してゐることが多い。此の線を泉位線(Quellehorizonten)と稱してゐる。

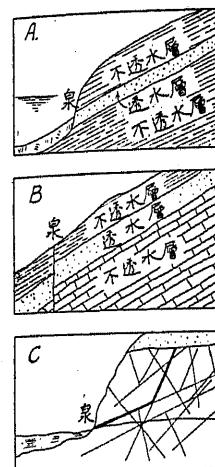
泉には此の如く地下水位の高さの關係からばかりでなく、地質構



第377圖 被壓地下水

造に基く所謂被壓水の條件に依る場合がある。例へば第378圖に示すように A) 傾斜透水層に因るもの(Schichtquellen), B) 断層に依り抑止された透水層に因るもの(Verwerfungsquellen), C) 高位置にある透水層内の水が龜裂又は節理を傳つて靜水圧を及ぼすに因るもの(Spaltenquellen)等の如きものである(第378圖)。

地下水位以下の重力水の流动は地質構造に依つて非常に複雑に變化する。概して空隙の大きく且多量の土砂や岩石には地下水を含むことが多く水の流动も容易であるが、其の間に緻密な岩石や粘土層の如き水を透さない層があれば、地下水は之に依つて全く連絡を断たれ其の層の外側の地下水とは何等の關係もなく流动するやうな場合もある。



第378圖 泉の種類

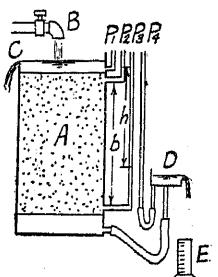
又地下水位以下の土砂・岩石と雖も凡て水で充たされてゐるとは限らない。例へば隧道を掘鑿する際相當深い處の岩石が全く乾いてゐることがよくあるが、これは不透水層によつて水の滲透が遮斷されてゐるのである。又隧道の導坑を掘鑿した直後は全く乾いてゐた岩石が數時間乃至一兩日後に岩石が濕潤し、或は割目から湧水することも尠くない。これは水中に氣泡の存在し得る原理と同時に、初め地中の空隙を充たしてゐた空気が四方を塞がれてゐた為高い水圧に耐へてゐたが、隧道掘鑿と共に空気が抜けて其の後から水が滲入して遂に岩石から滲出し湧水するに至つたものである。

## 第4節 地下水の流动

### 1) 土砂中に於ける水の壓力及び流动

土砂の空隙に含まれてゐる水の中、毛管水は毛管作用で支へられてゐる為殆ど水圧力は働かないが、空隙を充たしてゐる重力水には静止せる場合は土砂のない場合と同様の静水圧力を作用する。

水が土砂・礫等の空隙を流动するときは、摩擦による損失水頭が表はれるから水圧は流动の方向と共に減少する。その流速と水圧との関係を實驗するため、第379圖の如き裝置を使用する。直立管 A の中に砂を填め活栓 B から水を供給する。この水量は砂 A の中を透る量より幾分多くして余分の水を C から溢流し水位を一定に保たしめる。砂を透した水は D に依つて水位を一定にして溢流せしめ、一定時間に流出する水量をメトログラスで測定する。又各部分の水圧力はピエゾメタア  $P_1, P_2, P_3, P_4$  で測定すれば其の間の損失水頭が求められる。D を上げれば各ピエゾメ



第379圖

エタの示度の差が小さくなり流量は減少する。

茲に砂礫中の眞の流速はその間隙を屈曲し乍ら通る流速であるが、其の實際の経路と空隙は明かにし難いから、空隙を含めた砂礫の全断面を以つて流出する水量を除したものを流速とし、これを特に滲透流速 (Filtergeschwindigkeit) といふ。茲に

$$v = \text{滲透流速 (cm/sec)}, l = \text{流れの方向の長さ (cm)}$$

$$h = l \text{ を流れる間の損失水頭 (cm)}, h/l = \text{動水傾斜} \quad \text{とする。}$$

實驗の結果土砂 (有效徑  $1^{\frac{1}{2}}$  mm 以下) の中を流れる水に就ては

1) 流速は動水傾斜に比例して壓力強度には無關係である。即ち

$$v = k h/l$$

茲に  $k$  = 常數で表はされる。これを Darcy の公式 といふ。

2) 動水傾斜と流速との關係は、砂の性質・粒の大きさ・混合割合・間隙率等に依つて異り、概して砂粒小さく間隙率小なるに従ひ、一定動水傾斜に対する流速が小さくなる。即ち前式の  $k$  が小となる。

$k$  は砂の透水度を表すものでこれを透水係数 (Transmission coefficient, Durchlässigkeitziffer) といひ、略々砂の粒徑の自乘に比例する常數である。

3) 一定の砂・一定の動水傾斜の下に於ける流速は略々水の粘性に逆比例する。従つて溫度が高ければ流速大、低ければ小となる。

水が砂利の中を流れる場合は

1) 流速は動水傾斜の  $n$  乗に比例し

$$v = k (h/l)^n$$

尙實驗の結果には次の形が最もよく一致する。

$$h/l = av + bv^2$$

茲に  $a, b$  は常數

2) 前式の  $k, n, a$ , 及び  $b$  は礫の性質・粒の大小・混合の割合・間隙率等によつて異り、粒の大きさ及び空隙が小さければ  $n$  は 1 に近く  $k$  は大となり、又  $b$  は  $a$  に比して小となつて流速と動水傾斜の關係は砂の場合に近づき、粒徑及び空隙が大となれば  $n$  は  $\frac{1}{2}$  に近づき、 $b$  は  $a$  に比して大となつて  $v^2$  の項の影響が大となる。

3) 水の粘性従つて溫度の變化に依る影響は砂の場合程明瞭ではない。

丹那隧道に於ける實驗では

1) 有效徑に就ては第8章第23節1項参照。

2) 間隙率に就ては第8章第24節2項参照。

河砂利 (粒徑 5~25mm, 間隙率 42%) に對しては

$$v = 11.15^{0.55},$$

$$h/l = 0.0074v + 0.00735v^2$$

火山荒砂 (粒徑 3~15mm, 間隙率 40%) に對しては

$$v = 3.63^{0.76},$$

$$h/l = 0.0883v + 0.0594v^2$$

の結果を得た。

即ち砂中を流れる場合には管内の流線運動に酷似し、礫になれば渦流運動 (Turbent motion) に近づく。

岩石の中を水が透る場合は、其の空隙が小なるときは砂の場合と同様の法則に従ふが、龜裂等の大なる間隙を流れるものは砂の場合と同様の法則に従ふものと考へてよい。

砂の透水係数の例を擧げれば、Schlichter の公式に依つて

第1表 砂の透水係数  $k$   
(溫度=50°F, 間隙率=40%)

種別	粒徑 (mm)	$k$ (cm/sec)
沈泥	0.01~0.02	0.00004~0.00015
極微粒砂	0.04~0.08	0.0060~0.0025
細粒砂	0.10~0.20	0.0038~0.0015
中粒砂	0.30~0.40	0.0134~0.061
粗粒砂	0.50~0.75	0.096~0.25
小砂利	0.90~5.00	0.31~0.60

$k$ =砂の間隙率に依つて變る常數 (透水係数)

に依つて實驗した  $k$  の値を第1表に掲げて置く。

これによると  $k$  の値は砂の種類に依つて如何に著しく相異してゐるかで判るであらう。

水の粘性が溫度に依つて變化する状況は Poiseuille の研究の結果

$$\mu = \frac{0.00001814}{1 + 0.03368 + 0.000221t^2} \text{ g s/cm}^2$$

茲に  $\mu$ =粘性係数 ( $\text{g s/cm}^2$ )

$t$ =溫度 ( $^{\circ}\text{C}$ )

第2表 溫度と透水係数との関係

溫度 ( $^{\circ}\text{C}$ )	0	10	20	30	40
透水係数の比	0.74	1.00	1.30	1.64	1.98

であることを見出した。即ち透水係数は粘性に逆比例するが、今  $t=10^{\circ}\text{C}$  の値を標準とし、これ

と各溫度に於ける  $k$  の値との比を上の式から求むれば第2表となる。

又 Hazen の公式

$$v = cd^2 h/l (0.70 + 0.03)$$

茲に  $v$ =流速 (m/day),  $t$ =水溫 ( $^{\circ}\text{C}$ )

$$d=\text{砂の有效径 (mm)}, \quad c=\text{常数 (400~1000)}$$

に従へば、水温が  $20^{\circ}\text{C}$  の時の流速は  $0^{\circ}\text{C}$  の時の約 2 倍となり、温度の影響は極めて著しいものがある。

## 2) 地下水流動の水理學的考察

上に述べた地下水流动の基本的性質に基いて地下の、簡単なる地層を流れる地下水の状況を水理學的に算出することが出来る。以下簡単な數種の例に就いて解法を示す。

1) 第380圖の如く水平なる不透水性の層上に一様な砂層があり、その一端が河川となつてゐる場合。

座標軸を圖の如くとつて簡単の爲流速は Darcy の法則により地下水面勾配に比例するものとすれば

$$v=k \frac{dy}{dx}$$

となり、河川の方向の単位長の幅から流出する水量は

$$q_0 = vy = ky \frac{dy}{dx}$$

となる。之を積分して

$$q_0 x = \frac{1}{2} k y^2 + c$$

河岸 ( $x=0$ ) に於ける地下水位を  $y=h_0$  とし、これから積分常数を求めれば

$$y^2 - h_0^2 = \frac{2}{k} q_0 x + c$$

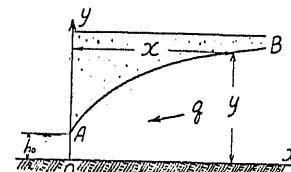
となる。即ち地下水面は一つの抛物線を形成してゐる(第380圖)。

尚地下水面下の各點に水管を立て等水頭を與へる點を結んで得た曲面を等壓面、又各點の水流の方向を結んだ曲線を流線と稱し、この兩者は常に直交してゐる。此の場合の等壓面及び流線は第381圖の如く  $x$  軸を對稱軸とし焦點を共有する方向反対の二群の抛物線になつてゐる。

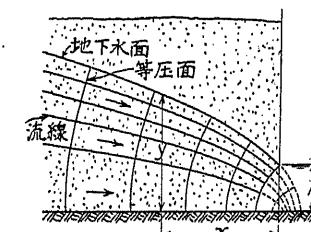
2) 勾配  $i$  の不透水層の上に一様な砂層があつて一端が河川に接する場合。

第382圖の如く  $y$  は勾配  $i$  の平面から測られてゐるから、水平面に對する地下水面勾配は  $i + \frac{dy}{dx}$  となり、前と同様に

$$v = k \left( i + \frac{dy}{dx} \right)$$



第380圖



第381圖

$$\text{従つて } q_0 = k \left( i y - \frac{dy}{dx} \right)$$

これを積分して

$$ix = -\frac{q_0}{ki} \log_e (y_0 - kiy) - y + c$$

地下水位を無限の遠方 ( $x=\infty$ ) に於て  $H$ 、河岸 ( $x=0$ ) に於て  $h_0$  とすれば

$$H = \frac{q_0}{k}$$

であるから

$$ix = H \log_e \frac{H-h_0}{H-y} - (y-h_0)$$

となる。

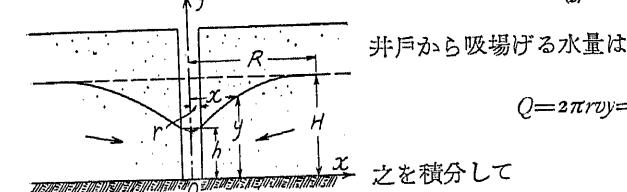
$h_0$  が  $H$  より大なるか小なるかに従つて此の曲線は圖に示す如く上向凹か下向凹となり、若し  $h_0 = H$  なれば地下水面は不透水層面と平行となる(第382圖)。

3) 水平な不透水層の上に載つた砂層の中に圓形の井戸を掘つて一定量の水を吸揚げる場合。

簡単に流速は地下水面の勾配に比例するものとすれば

$$v = k \frac{dy}{dr}$$

となり、



第382圖

井戸から吸揚げる水量は

$$Q = 2\pi r v y = 2\pi r k \frac{y dy}{dr}$$

となる(第383圖)。

之を積分して

$$\frac{Q}{\pi} \log_e r = ky^2 + c$$

を得る。

$r=R$  の點に於て實用上井戸に依る水位の降下を認めず  $y=H$  と考へらるゝときは

$$c = \frac{Q}{\pi} \log_e R - kH^2$$

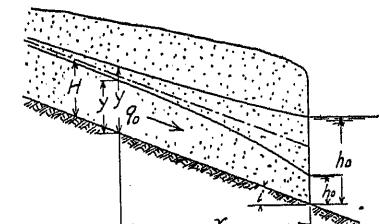
$$\text{従つて } H^2 - r^2 = \frac{Q}{\pi k} \log_e \frac{R}{r}$$

これに依つて種々の場合、例へば冲積層内に地下鐵道・基礎工事等を施工する際に應用される地下水面降下施工法 (Grundwasserspiegelabsenkung) の場合の地下水面の形状を求めることが出来る。

又井戸の半径を  $r_0$  深さを  $h_0$  とすれば

$$H^2 - r^2 = \frac{Q}{\pi k} \log_e \frac{R}{r_0}$$

となり、 $R, r_0, H$  が與へられたときは  $h_0$  が小なれば  $Q$  が増すことを示す。



第383圖

4) 反対に不透水層の下に一様の透水層がある場合,

第384圖の如く半球形の底の井戸を掘つて一定量の水  $Q$  を連續的に汲出す場合。

任意の半径  $R$  の半球の面積は  $2\pi R^2$  であるから、此の半球面を透して流れ込む地下水の流速は

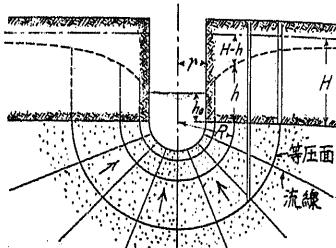
$$v = \frac{Q}{2\pi R^2} = -k \frac{2h}{2R} \quad \text{となる。}$$

之を積分して

$$\frac{Q}{2\pi R k} = -h + c$$

$R = \infty$  に於て  $h = H$  と見做し得るから

$$\frac{Q}{2\pi R k} = H - h$$



第384圖

となり、これに依つて水量と各點の水頭が表はされる。此の場合の等圧面は明かに底と中心を共有する半球、流線は其の中心から出た放射線になつてゐる(第384圖)。

5) 上記の地層に底の平らな井戸を掘る場合。

此のときは流量  $Q$  と各點の水頭  $h$  との関係は

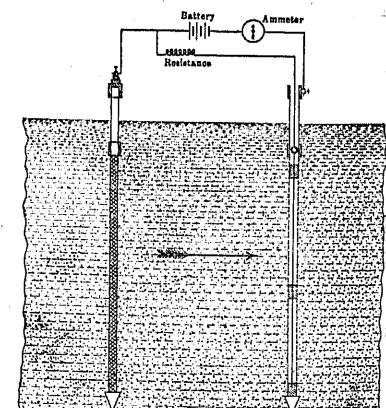
$$H - h = \frac{Q}{2\pi k r} \tan^{-1} \frac{r}{b}$$

となる(第385圖)。此の場合は等圧面は井戸の両端を焦點とする橢圓を井戸の軸のまわりに廻轉して生ずる廻轉橢圓體、流線はこれと焦點を共有する雙曲線群となり、上式の  $b$  はこの橢圓體の鉛直の半径の長さを表はす。

### 3) 地下水流動速度

通常地下水の流速を測定するには Thiem の方法に依つて、同一水系の地下水中に錐孔を下ろし、水位の高い方の孔に 150~200kg の食鹽を濃い溶液にして投入する。 $\frac{1}{4}$ ~ $\frac{1}{2}$  時間毎に低水位の井戸からサンプルを汲取つて食鹽の濃度を検べ、投入してから最も濃い食鹽水が流れ出すまでに要した時間を測定する。

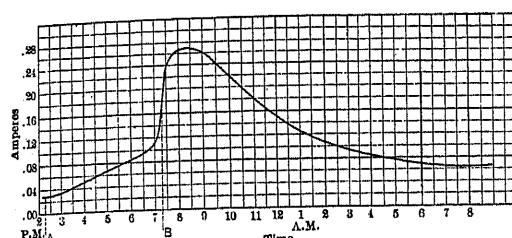
食鹽の代りに染料を投入して色に依つて検出する方法もあるが、Schlichter は次のやうな興味ある装置を考案した。それは或る種の電解物例へば鹽化アムモニウム又は苛性曹



第386圖

塗の如きものを井戸中に投じ、その流動を二個の井戸管壁の間を結付けた電路内に附けたアムメータに依て記録する方法である。流動の下手の井戸内に入れた電極は、井戸管壁と絶縁して電路に結び付ける(第386圖)。

電解物が地下水の流動に伴ひ下流の井戸の方へ流動するに従ひ、アムメータに依つて記録



第387圖

された電流は次第に増し、電解物が下流の井戸に到達するやシオトして突然曲線が上る。第387圖に示すグラフは此の如き方法に依て實際に測定した結果得たものである。

上流の井戸の中に電解物を投じた瞬間を示す A 點と、それが下流の井戸に到達した時を示す B 點(曲線の屈折點を取り最高點とせず、その理由は電解物の擴散の影響を消去するためである)との時間の隔りが、地下水が二個の井戸間を流動するに要した時間に相當する(第387圖)。

一方地盤の間隙率(通常 0.22~0.28 程度)を測定してこれを乘すれば、単位斷面積から滲出する水量を知る事が出来る。

溶液の流出する分布状態について Forchheimer が槽の中で實験した結果に依ると食鹽又は染料の最大含有量は約  $1^{3/4}$  倍、又最初の滲出時をとると 5 倍の速度を與へる事が判つた。

次に北米に於て測定された地下水流动の速度の實例を掲げて見よう(第3表)。

之に依て見れば流动の速度は極めて緩漫で、一日に僅かに數 m に過ぎないことが判る。

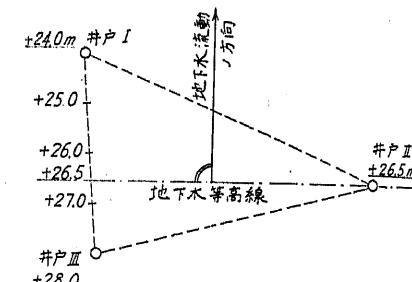
地下水流动の方向を検べるには古井戸を外界と空氣が通じない様に密閉し、井戸の水面に浮子を浮べてその流动する方向から推定する手段が利用出来る。

場所	地質	勾配(呎/哩)	流速(呎/日)	測定者
Dakota	砂岩	—	14.5~29.0	Darton
.....	普通砂	—	14.5	Rogis
Ris Honds, Cal.	—	—	—	—
San Gabriel 河, Cal.	冲積層	—	11.7~53.0	Slichter
Mojave 河, Cal.	砂利	20	9.0~96.0	"
Long Island	粗粒砂	10~12	0.2~12.0	"
Watagh Rcs,	砂	—	10.6~96.0	"
.....	—	7.0	2.6	"
East Meadow 池	細粒砂	17.0	5.4	"
Arkansas 河	小砂利	7.9	7.4	"
Ogalalla, Kan.	砂利	—	6.4	"
Rillito 谷	砂	23.8	33.0~274.0	Smith
.....	砂泥	25.4	13.0~60.0	"
.....	—	23.8	17.0~96.0	"
.....	粗粒砂	—	12.0~23.0	Slichter
Los Angeles 河	沈泥砂	—	3.4~27.0	Hamlin
.....	細粒砂	—	2.0~77.0	"
.....	砂利	—	3.4~96.0	"
.....	粗粒砂	—	2.5~6.4	"

## 4) 地下水等高線圖

地下水の形狀即ち勾配狀態を表はす爲に地下水等高線 (Grundwasserhöhenlinien) を畫く、これは各個のボーリング孔又は井戸内に於ける地下水位を測定しその高さを辿るのである。試みに第383圖に示すように、三個の井戸内の於ける地下水位を測定して見れば、地下水の大體的方向を知ることが出来る。

然し乍ら此の如きは各井戸に於ける水の汲出量が大差ない場合で、若し一個の井戸のみから特別に多量の水を汲出せば第383圖に示すように地下水位は漏斗形に下降する。此の種の唧筒井戸が假りに河岸にあつた場合はどうであるかといふに、第389圖の地下水等高線圖に示すやうに井戸内の水は、一部は直接に地下水から出るが他

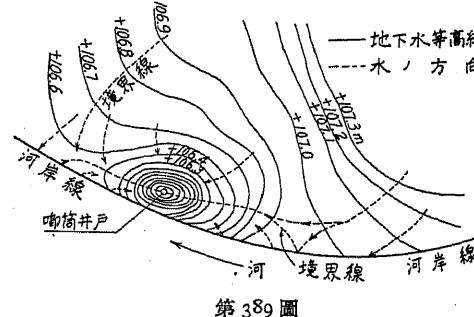


第388圖

の一部は河水が差して来る。即ち水の流动の方向(點線で示すもの)は等高線に直角になる。此の如き現象は河底が透水性である場合には必ず起り得ることで、これを河水と地下水との交換關係 (Wechselbeziehung) と稱する。即ち河水位

が高い場合は地下水は河水からその供給を受け、反対に河水位が低い時は地下水が河水中に滲出する(第390圖)。

河川調査の測定結果に據ると河川の流量といふものは降水時に増加するのは當り前のことであるが、旱天時に於ては全く涸渇しさうなものであるが一寸外部から想像した程減少しないと云ふ極めて興味ある事實が判明して居る。一見非常に不思議なことのやうに思へるこの事實は明かに河の流量は地下水に依つて調節される、即ち前記の交換關係の結果であることを證するものである。



第389圖



第390圖 地下水と河水の相関關係

## 第5節 水文學的調査

## 1) 水の循環

水は環境に從つて氣體・液體・固體となつて氣・水・地の三圈の間を循環してゐる。即ち地球の表面  $\frac{3}{4}$  の面積を占めてゐる海面からは、太陽熱のために絶えず多量の水が蒸發し、水蒸氣又は雲の形となつて遠く陸地の上迄運ばれ、雨・雪等の形となつて地表面に落下する。この落下した水の一部は再び蒸發するが、一部は此中に滲入しその残部は地表面に沿つて流れる。滲入した水は地中深く浸入して行つて地中深所にある不透水層に到達すると、その層から上方の地中の空隙を盡く水で充して地下水を蓄積する。併し此の地下水も不透水層の傾斜或は地下水の勾配に従つて地中を流動し、泉となつて湧出したり河川に滲出したりして集つて河水となり再び海に歸つて来る。この現象を水の循環 (Circulation of water) と稱してゐる。

循環の途上に於ても水は、河流となつては山を削り平野を擴げ、地下水となつては地上の生物界を潤して今日の如き地形を生み出した。土木工學的に見るも上水の水源としての地下水又は河流、水力電氣の水源、舟航の路としての河筋、反対に氾濫しては多大の被害を與へる河は又互に極めて密接な關係をもつてゐる。

従つて地下水・河流を調査するにはどうしても降雨・蒸發・滲透・流去量を測定し、河を中心として陸地内の水の循環狀態を検べなければならない。此の如き研究方法を水文學 (Hydrology) と稱してゐる。

## 参考文獻

- 阿部謙夫, 水文學, 岩波地質學講座, 昭和7年。  
 Ule, Physiographie des Süßwassers, nzyklopädie der Erdkunde Teil I, Leipzig 1925.  
 Meyer, Elements of Hydrology, New York, 1917.  
 Mead, Hydrology, New York, 1919.  
 Landesque, Hydrologie et Hydroscopie, Paris 1920.  
 Prinz, Hydrologie, Berlin 1923.  
 Drehkahn, Kreislauf des Wassers und Gewässerkunde, Sammlung Gösschen 960, Leipzig, 1927.  
 Dubrée, Les eaux souterraines à l'époque actuelle, Tome I~III, Paris, 1887.  
 Keilhack, Grundwasser und Quellenkunde, Leipzig, 1910.  
 Heimhalt, Grundwasser und Quellen, Braunschweig, 1910.  
 Martel, Nouveau traité des eaux souterraines, Paris, 1921.

Lacey, Hydrology and ground Water, London, 1926.

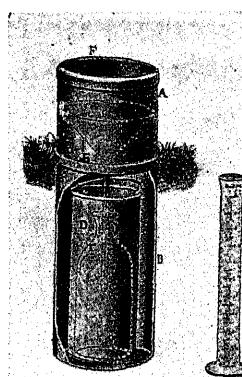
Koechne, Grundwasserkunde, Stuttgart, 1928.

Schultz, Die Grundwasserabsenkung in Theorie und Praxis, Berlin, 1922.

Forchheimer, Hydraulik, 3 Auf. Berlin, 1930.

Imbeaux, Essai d'Hydrogéologie, Paris, 1930.

## 2) 降水・蒸發(通發)・浸透



第391圖 雨量計

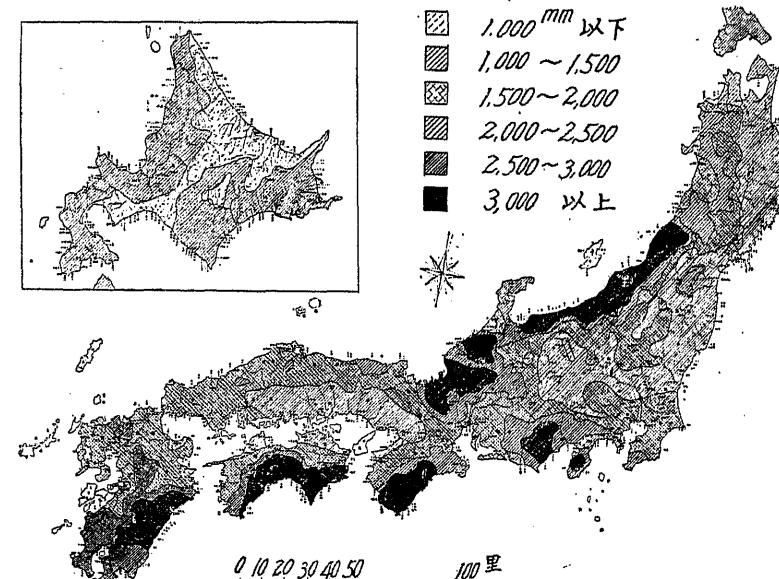
1,500mm 以上の處が多く、北陸及び中部以南の大平洋沿岸は 2,000mm を越える地方が數なくなつた。第392圖には本邦の年雨量分布圖を示す。

蒸發(Evaporation, Verdunstung) は湖沼・河川等の陸上の水面及び地表面から蒸發する水分、通發(Transpiration)は草木に依つて地中から

降水(Rain fall, Niederschlag) は雨或は雪・霰・雹の如く大氣中の水蒸氣が凝結して地上に落ちたものである。降水量は第391圖の如き口徑 20cm の受水口を有する雨量計で測定し、露・霜共に降水として測られる。雨量計には一時間毎の降水量を自動的に記録する自記雨量計もある。降水量は一定時間に地表に溜つた水深を mm 單位で表はしてゐる(第391圖)。

降水量は場所、即ち主として緯度・標高及び地形に依つて著しく異り、同一箇所でも一年中の各季節に依つて變化がある。

本邦は一般に雨量多く、北海道・奥州・瀬戸内海地方を除けば年雨量



第392圖 日本降水量分布圖

吸收され又葉面から發散する水分である。

蒸發量は第393圖の如き口徑 20cm の蒸發計に一定量の水を入れ戶外に放置して一定時間後の水量を測つて差を求める。降雨のあつた場合は雨量計で測つた降水量も差引く(第393圖)。

蒸發量は氣象と密接な關係がある。水面からの蒸發に於ては

1) 水に接する空氣の濕度が高い程蒸發は少い。

2) 濕度の高い程蒸發が多い。

3) 風速が大なる程蒸發が多い。

4) 気圧が低い程蒸發が多い。

地表からの蒸發は上記の關係の外に土の濕度が非常に關係し、

5) 地表からの蒸發は土の種類に依つて異なるが、同一の土では濕度大なる程蒸發が多い。

大體に於て地表からの蒸發は水面からの蒸發より少い。

本邦に於ける一日の蒸發量は、雨天は殆ど零、通常 10mm 以下、多い時は 15mm に達することもある。蒸發量は季節によつて異り、冬は少く、之より夏に到るまで漸次増加し、夏季は最も多く、之より冬に向つて減少する。

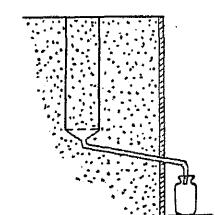
通發量と氣象との關係は殆んど蒸發量の場合と同様の影響を受けるが、尙其の他に次の關係がある。

即ち日光の量が多ければ通發多く、従つて夜間は晝間の  $1/10$  許りしか通發しない。又草木の成長盛なるときは通發量が多い。

通發量は植物の種類に依つて異り、廣い區域に種々なる草木があるときこれを明かにすることは殊ど不可能であるが、大略草木の通發量は 1 日 5~6mm 位のもので水面からの蒸發量に近いと見てよい。

浸透(Seepage, Versickerung) は地上の水が地中の空隙に浸入する現象である。浸透量を測るには第394圖の如き容器に自然の状態と同様に土を填めて戶外に放置する(第394圖)。

浸透量の多少は地表の粗鬆の程度と其の勾配に著しく關係する。例へば富士・阿蘇・霧島の如き火山地方は、地表が著しく粗鬆なる爲地盤が急傾斜をなすにも拘らず豪雨に際して殆ど河川の流量が増さない。土は一般によく水を浸透し地下水を養ふ。Weyrauch の記録によれば雨量に對する浸透量の平均の割合は、砂地は 83%, ロオムは 51%, 粘土は 38% となつてゐる。阿部謙夫氏は本邦の年浸透量を、雨量の少い地方では 200mm、多い地方では 1,200mm、富士山では 2,500mm に達すると推定してゐる。



第394圖 浸透計

尙同氏は隧道から湧水して其上部の地表水が減少又は涸渇するのは、隧道湧水の爲地下水が低下し從來地表に湧出した水が隧道の方へ湧出した爲であるとしてゐる。此の場合隧道から永續湧出する水量は、地表水に影響を來した區域の面積に、其地方の単位流域面積當り渇水量を乗じたものに近い値となることが多い。これから見るも河川の渇水量は滲透量を推定する一標準になる。

### 雨量及び蒸發量観測現場心得

#### 雨量観測法

雨量計(第391圖)は第395圖に示す如く次の4部分から成る。1)は受水器Cで漏斗状を爲し口徑は20cmあり、2)は蓄水器Aで同じ口徑の圓筒より成り受水器は丁度其蓋に當る。3)は蓄水瓶Dで4)はバケツBである。バケツは蓄水器A中に置き蓄水瓶は之をバケツの中に置き、又漏斗の足は蓄水瓶中に入れて置く。雨量計を据付けるには観測場内の平なる所を選び蓄水器を半ば土中に埋めて、受水器の口が水平となる様に其縁を丁度地面に置く。又雨量計の周囲には芝草を植へて雨水の飛び入るのを防ぐ。尤も芝草が伸び過ぎるときは反つて邪魔になるから排除する事を忘れてはならない。雨量計は硝子製で其目盛を前記の口徑を有する雨量計に相當する様に目盛つたものである。全體の大目盛は10あつて其1目を又10に分けてある。即ち小目の1目は0.1mmの雨量に當り、大目1目は小目の10倍で1mmの雨量に當る。樹に一杯の雨水は10mmの雨量に當る。

観測時が來れば直ちに漏斗を取り除け蓄水瓶を取り出し其内の雨水を樹に移して測り、速に瓶を元の如くに收めて漏斗を取付ける。雨水を測るには樹の上部を左の拇指と中指・薬指とで保持し、雨水の面を丁度自分の目の水平面に置き其の最も低き處に相當する目盛を讀む。此の際雨水の面は樹の縁で幾分高過ぎるからこゝで讀んではならない。

降雨多量の際は測定に時間を要するから観測の時には單に蓄水瓶を取換へ、其内の雨量は室内で測るのがよい。故に蓄水瓶は別に豫備品を備へて置く。但し漏斗は直ちに舊位に復して其の間に降つた雨量を測り損はないやうに注意せなければならぬ。強い雨雪があつたときは定時期になる前其都度之を測り、其の量及び繼續時間は日表記事欄に記入し、其量は定時刻に測つた量に加算する。

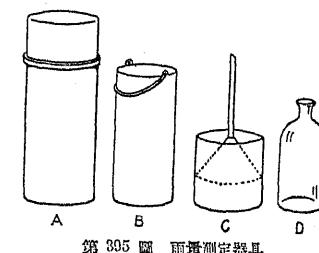
雪・雹・霰等が受水器内に積つた時は温湯を注いで之れを溶かして雨水と同様に量り、其の量より温湯の量を減する。

秋雪があつたときは其寸法を記事欄に記入する。

雨量が0.1mmに達しないときは0.0mmと記入し、全く降雨がないときは縦線を引く。當日午前10時に測つた雨量は前日の雨量とする。雨の降り止み時刻は日表記事欄に記入する。雨量はmm以下1位迄讀む。

#### 蒸發量観測法

蒸發計(第393圖)は銅製の圓筒器で直徑20cm、深さ10cm、其口縁には眞鍮を張り上端は片刃の刀のやうに鋸くして其管側の上部に口を設け水をこぼすに使用する。附屬の銅網は鳥獸が器中の水を飲むのを防ぐ爲で



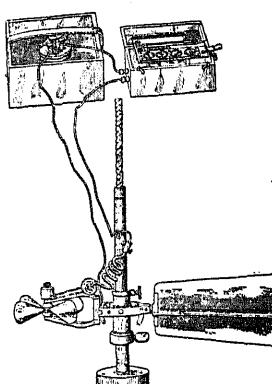
第395圖 雨量測定器具

ある。日常は本器を冠したまゝにするが夜間又は降雨の際は之れを取除いて置く。

蒸發計は雨量計の附近に之れを据付け、其上縁を極く水平に保つ。其の高さは成る可く雨量計と等しくするのがよい。其の周囲には芝草を植えて雨水の飛び込むのを防ぐ。蒸發の観測時刻は毎日午前10時とする。観測時には清水を雨量計に2杯(20mm)据付けて置いた蒸發計に入れて置き、翌日の観測時に其れを雨量計で計り前日に入れて置いた水量との差を以て前日の蒸發量とする。降雨があつた時は雨量計で計つた雨量を前日に入れて置いた水量に加へた後其差を取る。

冬期には蒸發計中の水の結氷することがあるが、此場合には蒸發計中に定量の湯を注入して氷をとかし、其水量を計つて前日入れて置いた水と湯の量とを加へたものから之を差し引き其差を蒸發量とする。蒸發水が結氷せる時はそれを野帳に記入して置かなければならない。蒸發量は雨量と同様mm以下1位迄讀む。

### 3) 河川流量調査



第396圖 流速計

#### a) 流量測定法

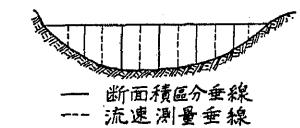
流量を測定する方法には、流速計測法・浮子測法・水面勾配法・堰測

法・化學的測法等がある。

此の中最も正確で廣く用ひられるのは流速計測法(Current meter method)である。流速計を流水中に保持するときは其の羽根車の回轉の速さは大體流速に比例する(第396圖)。羽根車の回轉は電氣又は音響装置で音を傳へる様になつてゐる。これを用ひて河川の流量を測るには、第397圖の様に河川断面を垂直な線で適當數に區分し、各區分中央の平均流速を求め、各區分の断面積に乘じて合計する(第397圖)。

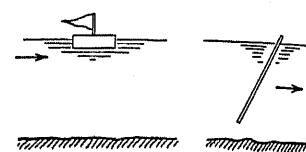
浮子測法(Float method)は浮子の速度から河川の流量を求めるもので、洪水時流速計を使用するに危険な場合主としてこれを用ひる。

浮子(第398圖)は表流浮子と竿浮子が最も多く用ひられる。表流浮子は水面に浮くものを流して



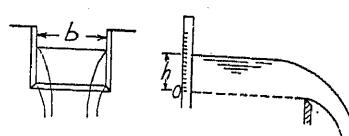
第397圖

表面流速を測り、竿浮子は竹の節を抜いて砂をつめ大體垂直の位置をとつて流れしめ垂直線中の平均流速を求めるものである。表流浮子の場合は其の速度の凡そ8割を以て浮子の流れた所の平均流速とする。



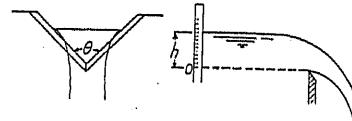
第398圖 浮子測法

水面勾配法とは、河川の断面形が知れて居るとき一定勾配の部分の水面勾配を測り、Chezyの公式  $v = c\sqrt{r^3}$  に依つて全體の平均流速を求め、之に断面積を乗じて流量を求めるものである。公式の  $c$  なる常数は Bazin の公式  $c = \frac{87}{1 + \sqrt{n/r}}$  で與へられる。之等の公式中  $v$  は平均流速、 $r$  は徑深（河川断面積を水に接する邊の長さで割つたもの）、 $s$  は水面勾配、 $n$  は常数で河川の場合は凡そ  $n=1.3$  である。

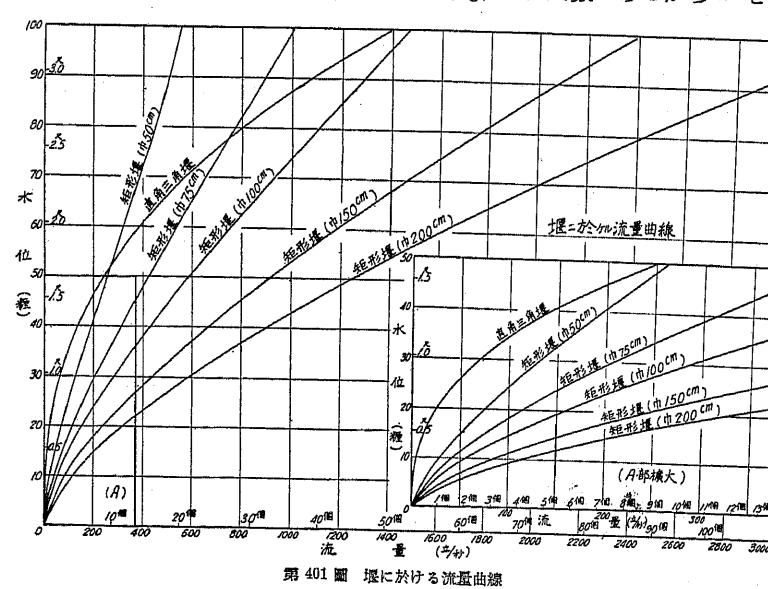


第399圖 矩形堰

堰測法(Weir method)は堰を溢流する流量と堰の上の水位との間に一定の関係があるから水流を横断して作った堰の上の水位を測り流量を求むる方法である。この方法は流速計を使用し難い溪流の流量を測るには最も適當である。普通用ひらるる堰は矩形(第399圖)又は三角形(第400圖)の開口を有し、矩形堰からの流量は  $Q = \frac{2}{3}cb\sqrt{2g}h^2$  又三角堰からの流量は  $Q = \frac{3}{15}cV\sqrt{2g} \tan\theta h^2$  で求められる。此の式中  $c$  は 0.6 に近い値を有し他の記号は圖示通りである。此の式の中  $c$ ,  $b$ ,  $g$ , 及び  $c$ ,  $g$ ,  $\theta$  は定数であるから  $h$  と  $Q$  との関係を第401圖の如く豫め曲線に作つておいてこれを利用するのが便利である。



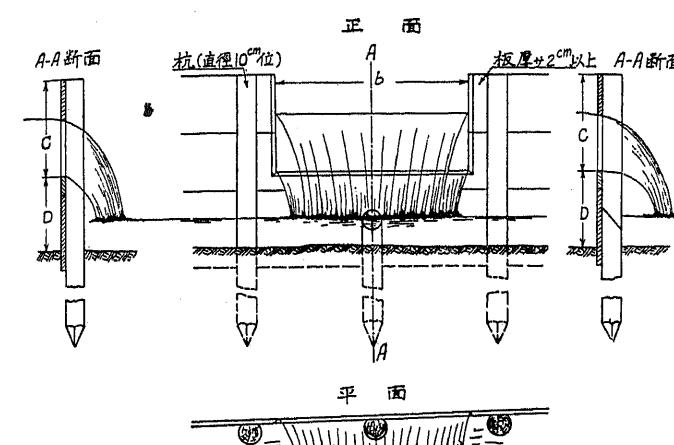
第400圖 三角堰



第401圖 堰に於ける流量曲線

堰測法現場心得  
河川を横断して堰を作つて水を流すときは溢流の深さは流量に従つて増減するから、量水標に依つて上流の水位を読み之より流量を求める事が出来る之を堰測法といふ。

堰は成る可く直角三角



第402圖 矩形堰設計例

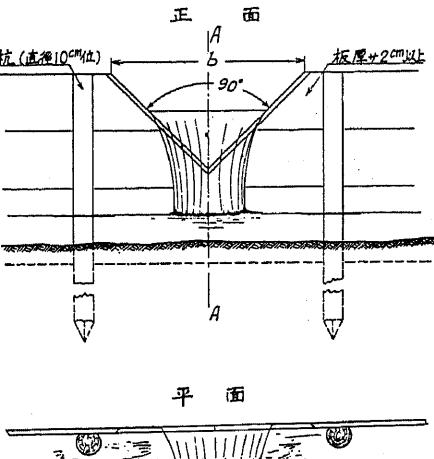
1. (止むを得ないときは2分の1)
2. 堤開口の下端は下流以上にあること。
3. 堤の上流 3m は水平面となるべきこと。
4. 堤開口の圖は双形に作り尙薄き鐵板を當てれば更に可(第404圖)
5. 堤及び其河床・河岸との接する個所より漏水せざること。
6. 堤の高さは洪水時上流の水位上昇し支障を生ぜざる程度とすること。之が爲め洪水時に開口の外、堰の全長に亘り其上を溢流するも止むを得ない。

此の場合は所定の公式に依り流量を算出することは出來ない。

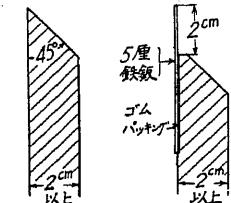
量水標は堰の上流 2m の位置に杭を打ち之に第405圖に依る目盛板を打付ける。目盛板の零點は正確に堰の頂と同高とする。

堰を作つたときは毎日一回時刻を定め量水標に依り水位を読み之を一定の帳簿に記入し尙天候河川の状況等を記録する。

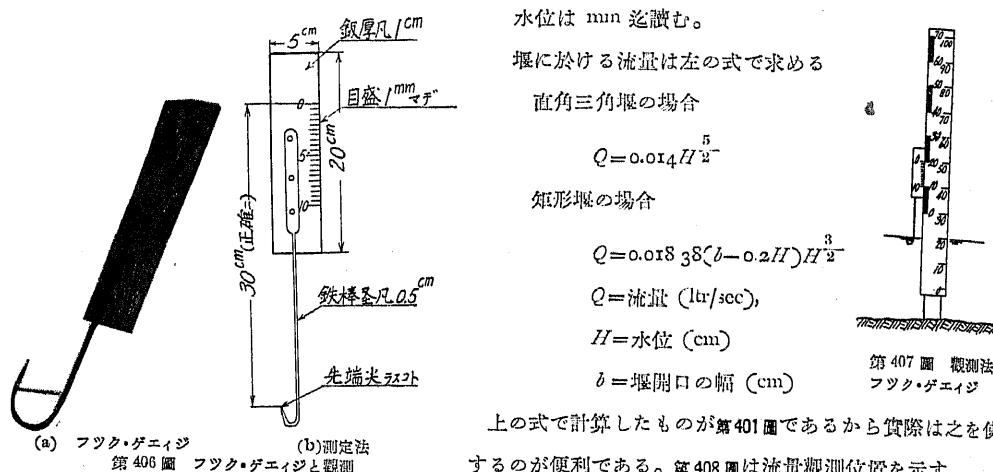
水位は直接量水標で読みのものよりが表面張力のため読み難いから、第406圖の如きフック・ゲージを作り其鉤を水中に浸し(第407圖)尺度を量水標目盛板左側補助目盛に當てたまゝ徐々に上昇せしめ鉤の先が丁度水面に來たとき、量水標目盛板補助目盛とゲージ附屬の尺度で水位を読み。



第403圖 三角堰設計例



木製の場合  
鐵板を用ふる場合  
第404圖 三角堰の刃形



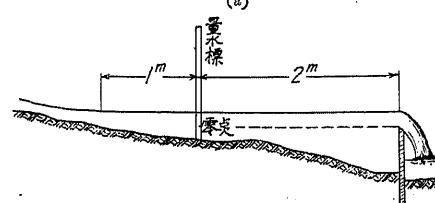
上の式で計算したものが第 401 圖であるから實際は之を使用するのが便利である。第 408 圖は流量觀測位置を示す。

化學的測法 (Chemical method) といふのは、普通食鹽の定濃度の溶液を一定の割合で流水中に注入し、下流で之を汲みとり其濃度を測り、稀薄の度に依り流量を求むるもので、實驗室で流量を量るには最も正確な方法とされて居るが、河川に應用するには種々の不便がある。

水位と流量の間には一定の關係があるが之を曲線にしたもの流量曲線 (Discharge curve) といふ。流量曲線を制定するには多數の流量實測の結果と各々に對する水位をとり、直角座標に點をおき之を平分する曲線を作る。又流量曲線の方程式の形を假定し最小自乗法又は他の方法で實測水位流量から之を求めてよい。

b) 河川の流量 河川の流量 (River discharge) は降水があれば増し旱天が續けば著しく減少する。河川流量を表はすには先づ一年間の毎日の河川流量を日の順に依らず大小の順に排列し、日數を横軸に流量を縦軸にとつて一の曲線に表はす。之を流況曲線 (Discharge duration curve) といふ。諸種の流量は流況曲線の日數に依つて表はし流量大なる方から算へ、日數 355 番目に在るもの涓水量、275 番目に在ものを低水量、185 番目に存するものを平水量といふ。尚高水量とは毎年 1—2 回起る程度の増水時の流量をいひ、洪水量とは數年に 1 回起る程度の流量である。水位に對しても同様の曲線を書き涓水位・低水位・平水位の各線が用ひられる。之等の水位及び流量の中、一方が知られれば流量曲線に依り他方を見出すことが出来る。

イ) 流域面積 河川の流量を比較するには其



第 408 圖 (b)  
流量觀測位置

の流域面積の大小を考慮に入れなければならない。流域は等高線の入つた地圖に依つて定むることが出來從つて其の面積も容易に測定し得る。

河川の流水は地表を流れて河川に入るものと地下水の流出するものとに依つて形成せられる。實地上地下水水面の高低は地表の高低に伴ふことが多いから、地下水の流下し来る區域は地形上の流域と大差ないと見てよい。

ロ) 季節と流量 本邦河川の流量は概して冬期は各河川共流量少く又變化も少い。之は表日本・九州等では降雨が少く、裏日本・北海道では降水が雪となつて地表に貯留せらるゝに依るが、溫度低きため地下水の流出少きも一の原因である。又裏日本・東北地方では此の季節に一年間の最小流量が起る。春期は降水量が増し溫度も上り從つて流量も増加するが、特に裏日本及び北海道では積雪が融解し流下する故河川の流量は著しく増加する。夏季は一般に豪雨多く又旱天が續くこともあり溫度高く蒸發が多い故、河川の流量は増減共に著しく一年間の最大流量は多く此の季節に起る。又渴水も著しく東北地方及び裏日本以外では一年間の最小流量は夏季に起ることが多い。然しき全體としての流量は豊富で、殊に九州の様な梅雨の多い所では流量は著しく多い。秋季は一般に雨量が多い故河川流量も多いが、其變化は夏季の様に著しくない。

ハ) 洪水時 河川に洪水の起るは主として流域内に多量の降雨ある場合及び氣温の急激なる上昇のため積雪一時に融解する場合である。又相當多量の降雨があつても旱天が續き土地が甚だ乾燥してゐるときは、地中に滲透するもの多く直ちに河川の流量となつて表はれるものは少いが、霖雨が續き土地が水で飽和して居るときは少し續いて降雨があれば一時に流量が増大する。

洪水の原因たる豪雨及び急激なる融雪は性質上急激に起り決して永続するものでない。從つて洪水時の流量も急激に増加し又急激に減少する。洪水は先づ河川の上流から起つて下流に移つて行く。之を洪水波の傳播といふ。本邦の河川では一般に洪水量の増減共に甚だ急激で洪水波の傳播も急速で特別の場合の外二、三日以上著しい増水を続けることは稀である。

#### 4) 流出關係

流出關係 (Run-off relation) は降水量と流出量の關係、更に詳しく述べば降水・蒸發・通發・滲透・地下水及び河川流量の間の關係である。

流出關係の各要素の内、降水量・蒸發量及び通發量は水深 mm を以て表はし、流出量は河川の流量を測定して之を降水量と同單位に換算する。今流域面積  $1\text{km}^2$  から一日間に水深 1mm の水が一様に流出するときは其流量は

$$\frac{\frac{1}{100} \times 1000 \times 1000 \times 1000 \times 1000}{24 \times 60 \times 60} = 11.574 \text{ ltr/sec} \quad \text{となり}$$

又流域面積  $1\text{km}^2$  から  $1\text{litr/sec}$  の流量があれば一日に流出する水の深さは

$$\frac{1}{11,574} = 0.0864\text{mm}$$

である。

此の関係から前節の  $1\text{km}^2$  當り各種流量を計算すると、 $1\text{km}^2$  當り渴水量は普通  $10 \sim 20\text{l/sec}$  である故一日の渴水流出量  $0.8 \sim 1.7\text{mm}$  に相當し、平水量  $25 \sim 50\text{l/sec}$  は  $2.2 \sim 4.3\text{mm}$  に相當する。又洪水量  $1,000 \sim 4,000\text{l/sec}$  は日流出量  $86 \sim 350\text{mm}$  に相當し、年平均流量  $40 \sim 100\text{l/sec}$  は年流出量  $1,260 \sim 3,150\text{mm}$  に相當する。之等の數字を見るときは平水以下の場合の流出量は極めて少いもので、一日僅々  $2 \sim 3\text{mm}$ 、日蒸發量よりも少く從つて旱天が長く續いても河川が容易に涸渇しないことが首肯される。之に反し洪水量は一日續いたとしても其流出量は日雨量の最大を凌駕する。

イ) 河川流量と地下水の關係 一年間雨天と晴天は可成り不規則に交替連結するが、河川の流量が略々一定してゐるのは地下に水が貯へられる爲である。從つて流出關係を明かにするには單に降水量と流出量を考へる丈でなく、此の外に蒸發量・通發量及びこれ等の各水量に依る地表並びに地下の貯水量の變化を考慮しなければならない。地表の貯水量は積雪に依るもの及び湖沼内の貯水量・地下の貯水量は地中の吸着水・毛管水及び地下水であつて、これ等の水量が降水・蒸發・通發又は流出に依つて如何に變化するかを考へる。

流出關係は一つの河川の流域に就て數箇所の流量を測定し、此の點以上の流域に於ける降水量・蒸發量・通發量及び流出量を求める。降水量は流域内に成るべく多數の雨量計を設置し、其観測の結果から等雨量線を畫いて之から流域内の平均雨量を求むるか、或は各雨量の單純な平均を以て流域内の平均雨量とする。

蒸發及び通發量は實地に測定することは殆んど不可能であるが、普通蒸發計からの蒸發は地表からの蒸發及び草木からの通發の合計の値となつて居るから之を以て蒸發及通發の合計とする。蒸發計が多數ある場合は雨量の場合と同様平均をとる。流出量は河川に就て實際に調査した流量より換算して之を求める。次に之等の各水量から流出關係を計算する場合期間は日量・月量又は年量に依るを便とする。

上記の諸材料が集まれば之から流出關係を計算をする。計算は地表・地下の貯水量を基礎とし、之を增加する降水量を正とし之を減ずる蒸發・通發及び流出量を負とし、一ヶ月分宛合計して地表・地下の貯水量の増減を求め、之を順次累計し貯水量の變化を求め、又別に降水量と流出量の比即ち所謂流出係数 (Run-off coefficient) を求める。此の調査の方法は流出係数を求むると共に、地表・地下の貯水量の増減を計算するのであるが、氣象の一週期たる一年の關係に於ては、降水量から蒸發量・通發量を差引いた残りが流出量となり、流出係数は常に  $100\%$  以下である。而も蒸發・通發等は比較的一様の値を有する故、大體に於て降水量多き程流出係数が大となる。月量の關係に於て

は之に反し流出係数は  $100\%$  以上或は以下的事があつて其變化は著しい。斯様に月流出係数に差異を生ずるのは、多雨の時は雨水の一部は地中に滲透し地下水を増し、少雨のときは滲透する以上に地下水が河川に流出し河川の流量を維持する爲である。

ロ) 季節と地下貯水量 本邦の積雪なき地方に於ては地下の貯水量の變化には一定の型がある。即ち冬期は貯水量の變化一般に少く、春期となつて漸次減少し一年間の最小に達し、梅雨に依つて激増して一年間の最大となり、夏季は天候に依り増減共に著しく、秋期より冬期迄漸次減少する。此の變化は季節に依る降水・蒸發・通發等の多少に依ること勿論であるが、尚一つ見逃せないのは溫度の影響である。冬期地下貯水量の變化が少いのは降水の少いのも原因ではあるが、尚地表附近が低溫のため地中の透水性が低下し、地下水の流出が減少する爲である。春になれば溫度上昇し地中の透水性を増すから、降雨少き場合でも河川の流量は増加し地下の貯水量は減少する。夏期の地下貯水量の變化の激しいのは、雨多く又蒸發多き以外に溫度高きため地中の透水性が大で、滲透・流出共に容易になる爲である。