

文 献

- 1) 山崎不二夫：
土壤の急降下毛管滲透の負圧について、農土研 15巻1号(1943)
- 2) 山崎不二夫：成層土壤降下浸透に関する研究、東京農専学術報告 第1号(1948)、研究の資料と記録 第6集(1958)
- 3) 富士岡義一：土壤の鉛直降下浸透における負圧発生機構1、農土研 21巻6号(1954)
- 4) 田町正督：土壤及び堤体内における浸透に関する理論的考察、九大農業工学研究資料第51号(1957)
- 5) Budakovskii A.I. : Vpityvanie Vody v Pochvu,
土壤中への水の浸透、(1955)(近いうちに訳本出版予定)
- 6) Childs and Collis-George : The permeability of porous materials, Proc. Roy. Soc. A 201, P392 - 405
- 7) Bodman - Colman : Moisture and energy conditions during downward entry of water into soils, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 8, 116 - 122; Moisture and energy conditions during downward entry of water into moist and layered soils, ibid., 9, 3 - 11.
- 8) Richard : Capillary conduction of liquids through porous media. Physics, 1, 318 - 333
- 9) R.D. Miller and F. Richard : Hydraulic gradients during infiltration in soils, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 16, No. 1 (1952)

地下水流動の水文学的計算

金子 良 (農技研)

降水の一部は地下水補給となり、地下水補給は地下水へ到達して地下水位を上昇させるが、また地下水位は上下流の地下水流動にも影響されるので、任意地域、任意期間について次式の関係が成立する。

$$P = (D_2 - D_1) + E + G + M \text{ ----- (1)}$$

$$G = H P a + (G_2 - G_1) \quad \text{----- (2)}$$

ここに P = 降水量、 D_1 = 上流からこの地域への地表水流入量、 D_2 = この地域から下流への地表水流出量、 E = 蒸発量、 G = 地下水補給量、 M = 土湿増加量、 H = この地域の平均地下水位変化、 $P a$ = 地下水位変化部分の平均容気率、 G_1 = 上流からこの地域への地下水流入量、 G_2 = この地域から下流への地下水流出量、 $P a$ は土層固有の値で土層各深さ毎にその空隙率と平常保水量（圃場容水量）との差を測定して求められる。 G_1 、 G_2 は実測困難であるが大体は次のように推定される。

$$Q = B \cdot D \cdot K \cdot h / l \quad \text{----- (3)}$$

ここに Q = 地下水流動量、 B = 流動巾、 D = 流動厚さ、 K = 平均透水性、 h/l = 地下水流動勾配

これより計算した Q とその流域面積 A より、流域平均地下水流動高 $G_2 = Q/A$ となる。なお、 $(G_2 - G_1)$ の値は地下水の浅い砂質地などで、無降雨時 $G = 0$ の場合、もつとも容易にかつほぼ正確に知ることができる。すなわち

$$H \cdot P_a + (G_2 - G_1) = 0 \quad \text{----- (4)}$$

$$\text{また降雨後の短期間については } G = H \cdot P a \quad \text{----- (5)}$$

(1)、(2)式よりある地域の地下水流動差額 $(G_2 - G_1)$ の計算値を求めるのは局部的の測定だけで可能であるかが、地下水流動量そのものすなわち G_2 の値を計算するには地下水流域全域につき、多数の観測値を必要とする。

地下水位変化、地下水流動に関しては次のような一般的特質がある。

1) 地下水位の基準面は海面、排水路水面、不透層の上面などであつて、基準面より地下水が高まるほど地下水流動が大であり、また原則として地下水勾配も大となる。故に地下水位の高いほど地下水流動量が多く、従つて基準面上に貯溜された地下水の減少は指数曲線的となる。すなわち

$$H = H_0 \cdot e^{-ct} \quad \text{----- (6)}$$

ここに H_0 = t が 0 のときの地下水位、 H = 時間 t の地下水位、 C = 常数

2) 地下水面は原則として地形の凹凸に影響され、また地下水の浸出する排水路から遠いほど高くなる。海岸砂丘では海面と排水路の中間で、地下水補給の強弱と平衡した地下水面が上下する。

3) 地下水補給が上下流で同一の場合、下流では上方からの地下水流動を受けるため、地下水位変化が河川の上、下流水位曲線のような関係となる。

4) 地下水位低下曲線が途中で折れたようになる場合は、水位低下に伴つて水脈がかれ地下水流動が急に小となつたからである。砂礫層地帯では地下水流動によつて降雨後早くかつ急な水位低下を生じるが、地下水流動の小さい粘質土地帯では地下水位低下が緩慢である。なお地下水流動を阻止するような局部的難透水性のところがあると、この上流は地下水位が高まり、その下流に対しては急傾斜で低下する。台地の局部的難透水層は宙水や地下水瀑布をつくる。

5) 地下水位変化は被圧地下水、準被圧地下水の場合、圧力の伝播によつて上流から下流へ早く影響する。地下水流動だけによる地下水位変化のおくれは、排水路や地下水の浸出する谷のない台地などで認めることができる。

6) 地温、水温の変化は段丘崖などに浸出するところで地下水へ影響するらしく、段丘縁辺で冬季に停滞したものが4、5月頃に動きを増すものごとく観察される。

7) 地下水位変化は地表水の影響を受け、特に水田地帯の用水導入、落水などに左右されるが、土層固有の性質によつて変化曲線の大勢は一定の形をとる。

8) 干満の差は自由地下水の場合、海岸から100 m以内でほとんどこの影響が消えるが、被圧地下水の場合は数kmも遠方へ現われることがある。干満の差より周期の長い変化、例えば気圧、風向、高波など数日間続く高低は海岸より200 mも入つた井戸にも認められた。河川水位の変化は水脈を通じて附近井戸へ早く伝播するのが通例である。

9) 地下水補給による地下水位変化の中は、容気率の小さい関東ロームなど ($P_a=0.1$ 内外) 乾季、雨季で5~1.0 mという大きな値となるが、容気率の小さい砂質土 ($P_a=0.3-0.4$) などではこの差が1~2 m程度である。ただし急な降雨によつて土壤空気が圧迫されると、地下水補給によらない急な地下水位上昇を見る。また土壤空気が水と置換しきれないで、気泡として封じこめられる場合も急な水位上昇が現われる。このような急上昇後には地下水流動によらないで急に水位が低下する。

被圧地下水では気圧変化の影響が明らかに認められることがある。例えば1 m.m (水銀柱) の気圧変化は地下水位ではほぼ1 cmに相当し、これが数時間おくれで現われたのを埼玉県寄居で観測した。

地下水の浅いところでは、蒸発の日変化に伴う地下水位の規則正しい微小変化が生じることもある。

次に各地で水文学的水収支計算より求めた地下水流動量の値を概説する。

1) 荒川北岸台地は埼玉県寄居町から東方へ広がる古扇状地で、面積8000 haに及

。ローム層下は厚い砂礫^{部にある}、局部的に青粘土層が挟まり、ここは地下水位が浅く水位変化も少い。台地基盤の第三紀層が古扇状地の末端に露出し、地下流動を阻止するため、ここで地下水面の不連続を生じ、部分的に2段の地下水面が認められる。

全域を7ブロックに分けた地下水流動量 G_2 の計算値は、各区ともあまり変化なく1.2～2.2 mm/dayであつた。地下水位極大期のずれは上下流8000 mの間において約2ヶ月であり、地下水勾配の大きいとき G_2 は大と計算された。

この台地流域の小河川は地下水が浸出して秋から翌年春までの間、2 mm/day余から0まで指数曲線的に地下水流出が継続した。

2) 相模野台地は南北30 km、東西8 kmに及び地下水位は上位部で20 m以上、下位部で5 m内外、地下水流動の厚さは10～20 mであつて、主として砂礫層中を流動する。台地各所の井戸につき $(G_2 - G_1)$ を計算したところ、1月当りで20～100 mmとなり、地下水位の高いほど $(G_2 - G_1)$ の値は大、宙水および上位段丘のすぐ下段などが月変化大、台地中央が月変化小という値を得た。なお(3)式において $\alpha = 0.1 \text{ cm/sec}$ 、

$h/l = 1/200$ 、 $D = 15 \text{ m}$ 、台地中央部という条件を入れて概算した G_2 は約2 mm/dayとなつた。

3) 平塚農研内砂質地では他地域に比して正確な水文学的計算ができた。地表流出はなく浅層自由地下水はすべてこの区域内の降水に涵養され水位変化の中は約1 mである。地下水分水界から排水路までの各測水管より求めた $(G_2 - G_1)$ の平均はほぼ G_2 の値を示すものとして、各月の値を計算すると、50～200 mm程度となる。この値の大きいのは砂質地のため地下水補給が大となるからである。

4) 新潟県築地村海岸砂丘附近一帯は砂丘巾約2000 mで、砂丘間低地には地下水面が現われ沼沢をなす。砂丘内の地下水面は地表の凹凸より単純な形で、海岸と内部の排水路の間に分水界をもち、内部が盛上つている。地下水位の最高は融雪期の3月下旬～4月中旬、最低は11月初旬で、水位変化1～2 mであつた。 G_2 の計算値は2.5～5.2 mm/dayで平塚農研内より降水量が多いため大となつている。

5) 大井川扇状地下流部1800 haを6ブロックに分けて、各ブロックにおける面積当り地下水湧出量を計算したところ、大井川の豊水期には40～80 mm/day、低水期でも10～20 mm/dayに及び莫大な水量が河床からこの地域へ湧出していた。

6) 香川県土器川扇状地の上位部900 haと下位部280 haにおいて干天連続時の $(G_2 - G_1)$ を計算したところ、水田浸透水の影響を受けて上位部では3.3 mm/day

下位部では 1.2 mm/day となつた。ここでは用水の反復利用がよく行われ浸透水の約40%に当る水量が下流へ自然に浸出し、また人工で地下水利用を行つている水量と合計すると、浸透水量に対して70%に達する。ただし再利用水には河床からの伏流水が含まれる。

7) 徳島県吉野川河谷を4ブロックに分け干天時の水収支計算を行つたところ、河床の性質により伏流水が著しく増減することを知つた。すなわち各ブロックにおいて流入、流出する地下水量を G_1 、 G_2 として、 $(G_2 - G_1)$ を計算したところ -2 mm/day から $+2 \text{ mm/day}$ 程度、最下流では $+18 \text{ mm/day}$ となつた。

8) 1943年~1945年にわたり北京市一帯の地下水位を調査し水文学的計算を行つたところ、永定河のゆるやかな扇状地下位部にある旧北京大学農学院では、 $(G_2 - G_1)$ が減水期 $2.0 \sim 2.5 \text{ mm/day}$ 、冬季増水期には 1.5 mm/day となつた。ここに冬季増水は前年雨季の水が西方山丘方面から石灰岩の水脈などを通り、山麓堆積層の下底へ押し出されたからと推察される。

また天津附近の自然堤防に沿う地帯で地下水位観測から得た結果では、雨季を除くと常に地下水が河床から沿岸へ向つて流動していた。このため1944年9月~1945年6月の $(G_2 - G_1)$ は -0.6 mm/day と計算された。

以上は次の文献を抄録したものである。

- 1) 金子良：砂丘地の地下水について、農土研、vol 14、No.1 (1942)
- 2) "：土壌水分の分布及び移動と地下水との関係、農土研、vol 16、No.3-4 (1949)
- 3) "：地表流出と地下水との関係、農土研、vol 17、No.2-3 (1950)
- 4) "：相模野台地における地下水位変化の解析、農土研、vol 21、No.5 (1951)
- 5) "：砂質地における地下水位変化の解析、農土研、vol 22、No.1 (1954)
- 6) "：砂レキ地における用水反復利用の計算、農土研、vol 26、No.5 (1958)
- 7) "：ローム台地の水(I)(II)、開拓研究、vol 12、No.1 (1949)；vol 12 No.4 (1950)
- 8) "：水文学的循環における土壌の効果、農研報告、F-9 (1956)
- 9) "：農業水文学、第1章~第5章、土木雑誌社 (1957)