

筑波台地浅層部の土壌物理性と地下水鉛直流動 —つくば市東における事例研究—

安原正也* 丸井敦尚* 田中 正** 石井武政*

YASUHARA, M., MARUI, A., TANAKA, T. and ISHII, T. (1990) Physical properties of soils and vertical groundwater movement in upper parts of the Tsukuba Upland —A case study at Higashi, Tsukuba City—. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 41(9), p. 507-516.

Abstract: Upper parts of the Tsukuba Upland was investigated at Higashi, Tsukuba City (Ibaraki Prefecture, Japan) for classification of both soil physical properties and vertical groundwater movement in it. Geology in the surveyed point consists of the Kanto Loam, the Joso Formation and the Kioroshi Formation in a descending order. Water table is observed in the 2.8-m thick Kanto Loam. The Joso Formation, about 5 m in thickness, is composed of the Joso Clay (1.7 m thick) and underlying sands.

Soil samples from various depths in the Kanto Loam and the Joso Formation were analyzed for saturated hydraulic conductivity, porosity and pore-size distribution. Four piezometers with different depths were installed and changes in the hydraulic head in response to a 69.5-mm rainfall were measured in 1988.

The results of the study are as follows:

(1) The Joso Clay shows a marked difference in soil physical properties to the overlying Kanto Loam and the underlying sands. An extremely low hydraulic conductivity of the Joso Clay, in an order of 10^{-7} cm/sec, should be noticed.

(2) On the basis of the Darcy's law, downward groundwater flux through the Joso Clay is estimated to be 27 mm a year, indicating that only 2% of an annual precipitation can penetrate the Joso Clay.

(3) Regarding the downward flux through the Joso Clay as an only source for recharge, groundwater in the 3-m thick sands under the Joso Clay is assumed to have a mean residence time of 30-50 years.

It was made clear that groundwater behavior in the upper parts of the Tsukuba Upland is controlled exclusively by physical properties of the Joso Clay.

1. はじめに

筑波台地の表層は関東ローム層によって厚く覆われており、ローム層下には従来常総粘土層と呼ばれてきた難透水性の地層を含む常総層が広く分布している(宇野沢ほか, 1988)。関東ローム層中の浅層自由地下水や常総層下位の砂礫帯水層中に賦存する深層被圧地下水の挙動に関しては、それぞれ多数の研究が行われてきた(たとえば、新藤, 1975; 市川ほか, 1976)。しかし、これらの多くは地下水の水平二次元方向の流動に関する研究であり、鉛直方向の地下水流動に関してはこれまであまり注意が払われてこなかった。台地における三次元的な地下水流動機構の解明には、降雨による深層地下水への涵養をは

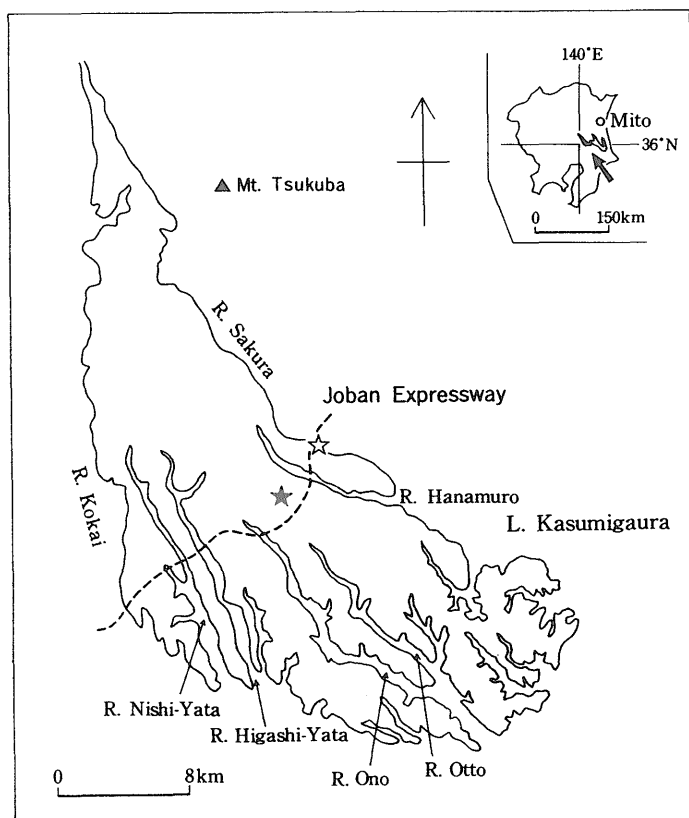
* 環境地質部 ** 筑波大学

じめとする鉛直地下水流動の研究が不可欠となろう。特に、筑波台地においては、難透水性の常総粘土層が広く存在するという点からも、まず台地浅層部における鉛直下方地下水流動機構の解明が必要であると考えられる。

そこで本研究では、茨城県つくば市東における調査を通じて、まず関東ローム層ならびに常総層中での地下水の流動を支配する土壌物理性の鉛直分布を明らかにする。続いてこれらの結果に基づき、筑波台地浅層部における地下水の鉛直流動機構に関する予察的考察を行った。

2. 筑波台地の概要

筑波台地は、桜川および小貝川に挟まれた比高10-40 m程度の洪積台地であり、台地上に源を発する花室川、乙戸川、小野川、東谷田川、西谷田川などの小河川に



第 1 図 筑波台地の概要と野外調査実施地点 ★: 東, ☆: 吉瀬
 Fig. 1 Outline of the Tsukuba Upland and locations of the study points.
 ★; Higashi, ☆; Kise

よって北西から南東方向に開析されている (第 1 図)。地質は上位から、新期関東ローム層、常総層 (従来の常総粘土層と竜ヶ崎 (砂礫) 層) そして木下層、上岩橋層、上泉層、藪層などの下総層群に属する地層からなる (宇野沢ほか, 1988)。木下層堆積後の淡水環境下で形成された陸成堆積物である常総層の層厚は 1.5-11.5 m であり、本層の最上部に、粘土あるいは凝灰質シルトからなる難透水性の地層、すなわち常総粘土層が分布する (宇野沢ほか, 1988)¹⁾。この常総粘土層は厚さ数 m 程度の関東ローム層によって不整合に覆われている。

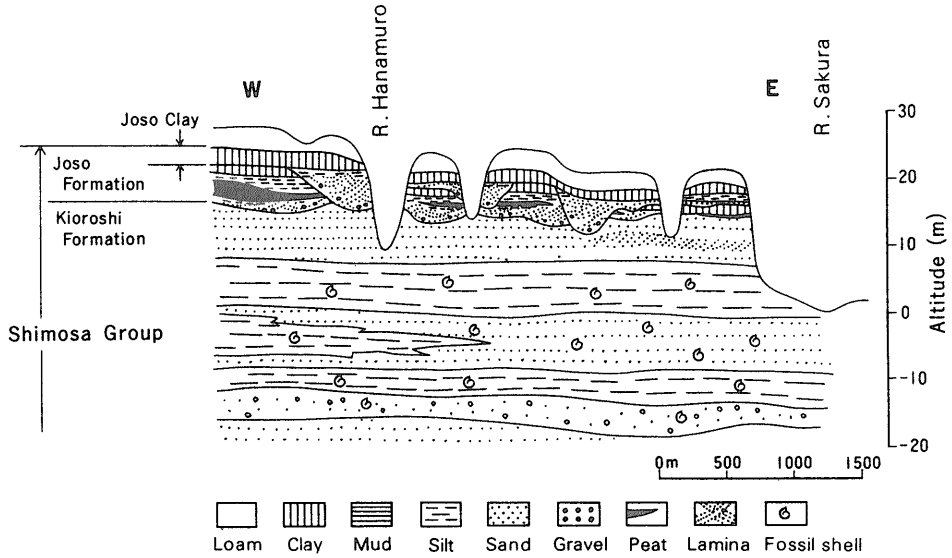
筑波台地における自由地下水面は、通常関東ローム層や常総粘土層中に位置する (市川ほか, 1976; 宇野沢ほか, 1988)。一方、最も上位の被圧帯水層は常総層の中・下部の砂ないし砂礫層 (従来の竜ヶ崎砂礫層) によって

形成されている。この下位には、深度 300 m 程度の深さまで数層の被圧帯水層が存在する (田口, 1981)。したがって筑波台地における降水による深層地下水への鉛直涵養は、まず関東ローム層を、続いて常総粘土層をはじめとする常総層を透過した浸透水によって行われることになる。

第 2 図に、菅野ほか (1976) による花室川中流域の東西方向の模式地質断面図を示す。桜川や花室川など台地を開析する河川は、常総層の下位の木下層あるいはそれ以下まで下刻している。これらの河川に挟まれて台地原面 (平坦面) が存在する。台地原面から河床深度までの比高 10-15 m 程度の各地層単位中の地下水、すなわち関東ローム層ならびに常総層中に賦存する地下水は、河川によってそれぞれ分断されているために、東西方向 (河道に直角方向) に位置する同様な地層単位中の地下水と交流することはないことがわかる。

また、河川と地下水面等高線との関係から判断すると、

1) 凝灰質シルトから構成されている場合もあるため、厳密には本層は“粘土層”と呼ばれるべきではない。しかし、本論文では従来通り便宜的に粘土層と称する。



第2図 花室川中流域の東西方向の模式地質断面図 (菅野ほか (1976) に一部加筆・修正)

Fig. 2 Schematic east-west cross section of the watershed in middle reach of the River Hanamuro (based on KANNO *et al.*, 1976).

筑波台地においては河川水は自由地下水によって涵養されており (市川ほか, 1976), さらに常総層や木下層からも台地を開析する下刻の進んだ河川に大量の地下水²⁾がもたらされることが報告されている (宇野沢ほか, 1988). すなわち, 筑波台地を開析する河川は, その下刻の程度に応じて, 複数の帯水層からもたらされる地下水によって一方的に涵養されているものと考えられる.

3. つくば市東における野外調査

関東ローム層と常総層の土壤物理性ならびにこれら台地浅層部の地層中の地下水の挙動を明らかにするために, 台地のほぼ中央に位置するつくば市東 (第1図★印) において野外調査を実施した. 本地点は花室川ならびに小野川に挟まれた台地表面上にあり, 乙戸川の源流部に相当する. また, 盛土などの人工的な改変を受けておらず, 台地原面が自然の状態で保存されている.

3.1 調査地点の地質

ハンドオーガーを用いたボーリングの結果得られた地質柱状図を第3図に示す. 調査地点の地質は上位から, 表土 (深度0-0.25m), 新期関東ローム層 (同0.25-2.8m), 粘土層 (同2.8-4.5m; 常総粘土層に対応)³⁾, 粘

2) これらの多くは被圧地下水であると考えられる.

3) 深度2.8-3.0m付近は関東ローム層と常総粘土層の漸移帯である. その色調が常総粘土層により近いことから, 本研究では一応下位の常総粘土層に含めておく.

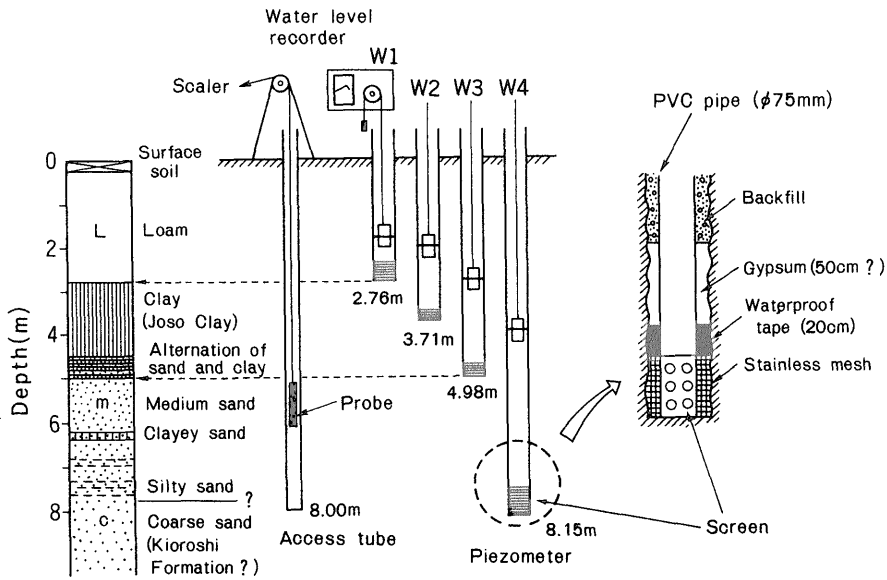
土・砂互層 (同4.5-5.0m), 砂層 (同5.0m以下) からなる. ボーリング時に得られた土壤試料 (土塊) の観察から, 新期関東ローム中には, BEVEN and GERMANN (1982) や成岡ほか (1988) などが水文学的重要性を指摘している連続した大間隙 (いわゆる土壤パイプ) がかなり認められた. これらは植物根や小動物の活動によって形成されたものと推定される⁴⁾. 一方, 乳灰色もしくは青灰色を呈する層厚170cmの常総粘土層は緻密でかなり固く, その内部には土壤パイプなどの肉眼で観察できる規模の土壤構造は存在しないことが確認された. 深度5.0m以下の砂層には, ところどころ粘土もしくはシルト混じりの部分が含まれるが, 本砂層は全体的には良好な帯水層であると考えられる.

本地点における深度7.8m付近から下位の砂層は, 極めて淘汰の良い粗砂から構成されている (第3図). したがって, この部分は木下層に属する砂層である可能性が大きい. この場合, 常総層の下限深度は地表面下7.8m前後となり, 常総層の層厚は深度2.8-7.8m付近までの約5mとなる.

3.2 土壤試料採取ならびに土壤物理性測定法

土壤物理性の測定にはコアサンプルが必要となる. そこで, 地表から深度7.5m付近まで約25-50cm間隔で関東ローム層および常総層 (常総粘土層ならびに砂層)

4) 関東ローム層中の土壤パイプのありかたの一例については, 成岡ほか (1988) の露頭写真を参照されたい.



第3図 東における地質柱状図と観測施設の概要
 Fig. 3 Columnar section and outline of field instrumentation at Higashi.

のサンプリングを行った。ハンドオーガーで所定の深度まで掘削後、オーガーロッドの先端に100 ccの採土円筒を取り付け、希望する深度のコアサンプルを採取した。採取時には土壤試料の圧縮・破壊を起こさない様、細心の注意を払った。

深度5 m以深の常総層中・下部の飽和した砂層では、採土円筒から試料の一部が流亡したため、完全なコアサンプリングはできなかった。そこで、地質構造が類似しているつくば市吉瀬の露頭(研究地点の北北東約4 km; 第1図☆印)において、常総粘土層の下端からの深度を基準にして3深度で砂層のコアサンプリングを実施した。沈降法を用いて決定した粒径加積曲線の形状および中央粒径が、常総粘土層の下端を基準とした両地点の対応する深度の砂試料において極めて似通っていたことから⁵⁾、吉瀬の露頭で得られたコアサンプルをもって研究地点における対応する各深度(層位)の砂層を代表させた。

採取したサンプルはすみやかに実験室に持ち帰り、真空デシケータ中にて-76 cmHgの減圧下で24時間の脱気飽和处理を行った。飽和重量測定後、JIS A 1218-61に基づいて、変水位法により透水試験を実施した(大起理化学工業製 DIK-400型を使用)。さらに、大起理化学工業製 DIK-300型吸引式土壤 pF 測定装置付属の試料支持部、

ならびにポーラスプレートを利用して組み立てた簡易土壤 pF 測定装置を使用して、土壤水が有するエネルギーレベル(pF: 土壤水が粒子に吸着している強さ)を測定した。なお、pF 1.8以上については、土壤 pF 測定用大型遠心分離機(佐久間製作所製)を使用して、遠心法によって測定を行った。最後に110°Cで24時間炉乾燥し、サンプルの飽和重量との差に基づいて間隙率を決定した。

3.3 地下水流動観測施設の概要

研究地点における地下水面は通常地表面下約1.5-2.0 m前後の関東ローム層中に存在する(安原ほか, 1988)。また、地質調査用のボーリングの際に得られた土壤試料から、地下水面以下の関東ローム層ならびに常総層は完全に飽和していることが確認された。そこで、各深度の地下水の圧力水頭の変化を観測するために、深度の異なる4本のピエゾメータを設置した(第3図)。それぞれの深さは、ピエゾメータ W1; 2.76 m, 同 W2; 3.71 m, 同 W3; 4.98 m, 同 W4; 8.15 mである。ピエゾメータ W1は関東ローム層と常総粘土層の境界に、またピエゾメータ W2, W3および W4はそれぞれ常総粘土層の中央、常総粘土層の直下および常総層最下部から木下層最上部にかけての砂層中に下端を有する。各ピエゾメータの末端には、それぞれ W1; 0.40 m, W2; 0.25 m, W3; 0.25 m, W4; 0.60 mの長さのスクリーンが設けられている。

5) 両地点での対応する深度の砂試料の中央粒径の間には、いずれも5%程度の差しか認められなかった。

これらのピエゾメータの水密性をより完全なものとするために、本研究では通常のバックフィルのほかに防水テープならびに石膏を使用した(第3図右図)。PVCパイプのスクリーンの上に長さ20cmにわたり強粘着性の防水テープ(ソニーK.K.製)を厚く巻き、掘削裸孔にねじ込んだ。続いて、市販の石膏を水でときパイプと掘削孔壁の間に流し込み固結させた(長さ約50cm)。最後に、粘性土を用いて突き固めを行いながら慎重にバックフィルを実施した。その後2ヶ月間放置し、土圧による水密性の増加を待った後、1987年春から観測を開始した。観測はまる1年間続けられ、各ピエゾメータ中の圧力水頭は1週間巻きの水位計により自記記録された。

ピエゾメータの隣に長さ8mのアルミニウム製アクセスチューブ(内径44mm, 外径50mm)を埋設し、日本ETL社製SX-20B型の中性子水分計を用いて各深度の土壌水分量を測定した(第3図)。測定は原則として月1回ならびに大雨の後とした。なお、水分量-カウント比のキャリブレーション曲線は、現場の各深度における計測値とその深度から得られた100ccコアサンプルの体積含水率に基づいて作成した。

4. 研究地点の土壌物理性

本地点の関東ローム層と常総層における飽和透水係数と間隙率の鉛直分布を第4図に、また第5図にpF測定結果に基づいて作成した間隙分布を示す。

4.1 飽和透水係数(第4図A)

各深度の飽和透水係数(水温15°Cにおける値に換算; 単位cm/sec)の常用対数値をプロットしてある。深度40cmの関東ロームの飽和透水係数が 2.18×10^{-4} cm/secと多少小さいことを除けば、深度160cm以浅の関東ロームはすべて 10^{-3} cm/secのオーダーの飽和透水係数を有する。また、深度160cm以浅では深さによる透水性の大きな違いは認められない。深度160cm以深では関東ロームの透水性は深さとともに徐々に減少し、深度260cmにおいて 3.65×10^{-5} cm/sec(プロット値-4.4)と 10^{-5} cm/secのオーダーの飽和透水係数を示す。これらの値は、板橋区成増の深度1.4-3.4mにおける新期関東ローム層の飽和透水係数 7×10^{-3} - 5×10^{-5} cm/sec(駒村, 1980)ともオーダー的に良く一致し、新期関東ロームのそれとしては標準的な値であろう。

関東ローム層との漸移帯(深度300cm; 脚注3)参照)における 1.60×10^{-5} cm/secの値に続いて、常総粘土層は、

深度320cm; 4.22×10^{-7} cm/sec

同 375cm; 3.76×10^{-7} cm/sec

同 450cm; 4.52×10^{-7} cm/sec

と、 10^{-7} cm/secオーダー(プロット値-6.4前後)の極めて小さい飽和透水係数を示す。また、常総粘土層中では深度による透水性の変化がほとんど無いことも注目される。FREEZE and CHERRY(1979, p.29)によると、これら 10^{-7} cm/secのオーダーの飽和透水係数は未風化の海成粘土(marine clay)もしくは水河性ティルの値に相当し、未固結の堆積物のそれとしては世界的にみても最も小さい部類に属するものである。

深度520cm, 690cmならびに740cmの常総層中・下部の砂は、 1.91×10^{-3} cm/sec, 2.65×10^{-3} cm/sec, 4.03×10^{-3} cm/secといずれも 10^{-3} cm/secのオーダーの飽和透水係数を有する。以上から、関東ローム層と常総粘土層との間には2-4オーダー、また常総層中・下部の砂層と常総粘土層との間には4オーダー程度の顕著な透水性の差が存在することが明らかとなった。

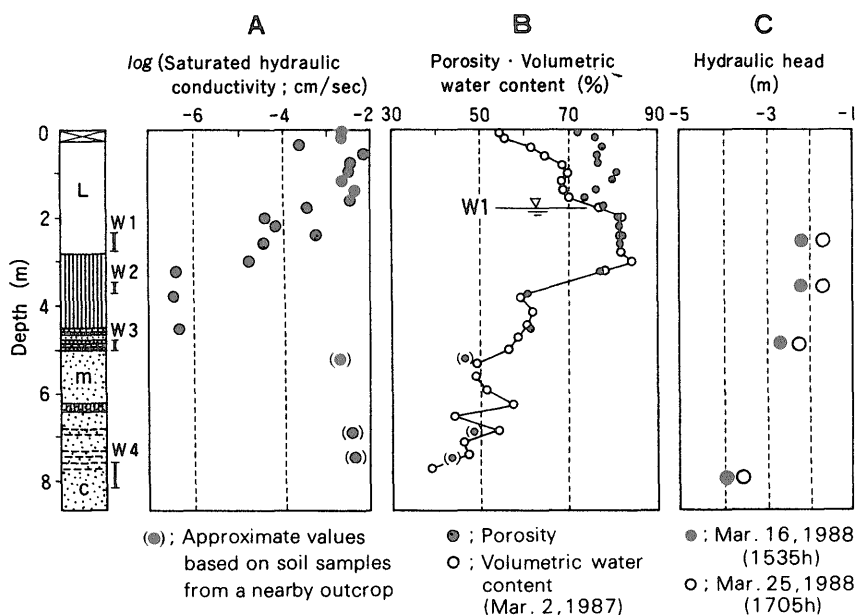
4.2 間隙率(第4図B)

関東ロームの間隙率(図中●印)は74%から83%の間にあり、深度2m以下で81%前後と多少大きくなる傾向がみられる。これらの間隙率は、駒村(1980)による板橋区成増の測定値75-80%、また安池・鈴木(1986)による川崎市宮前区における測定値76-79%などと比較しても、新期関東ロームの値としては平均的なものである。常総粘土は深度320cm, 375cm, 450cmでそれぞれ77%, 60%, 61%の間隙率を示す。深度320cmで関東ロームのそれと似た大きい間隙率を有するほかは、DAVIS(1969)によるシルト・粘土の平均的な間隙率と一致する。一方、常総層中・下部の砂の間隙率は3サンプルとも45-50%程度である。この様に、常総粘土層は透水性と同じく間隙率においても、上位の関東ローム層ならびに下部の砂層と顕著な差を呈する。

第4図Bには、中性子水分計を用いて測定した1987年3月2日の体積含水率の鉛直分布(図中○印)が同時に示されている。ピエゾメータW1で測定された深度1.8mの地下水面以下では土壌は飽和しているため、水分計による測定値はそのまま間隙率を表わす。常総層中・下部の砂層においては、深さとともに間隙率が徐々に減少することがわかる。ただし、砂層に粘土およびシルトが含まれる部分においては、55-58%と多少間隙率が大きくなる傾向が認められる。また、木下層に属すると考えられる深度7.8m付近の淘汰の良い粗砂の間隙率は39%と、常総層中の砂に比較して小さい値を示す。

4.3 間隙分布(第5図)

毛細管の半径 r と毛管上昇高 h との間には、



第 4 図 東における土壤物理性および水理水頭測定結果

飽和透水係数は水温 15°C で値に補正。水理水頭の基準面は地表。地質柱状図の凡例は第 3 図参照。

Fig. 4 Measurements of physical properties of soils and hydraulic head at Higashi.

Saturated hydraulic conductivities are at water temperature of 15°C. For hydraulic head, datum was chosen at ground surface. Refer to Fig. 3 for legends for columnar section.

$$h = 0.12/r \quad (1)$$

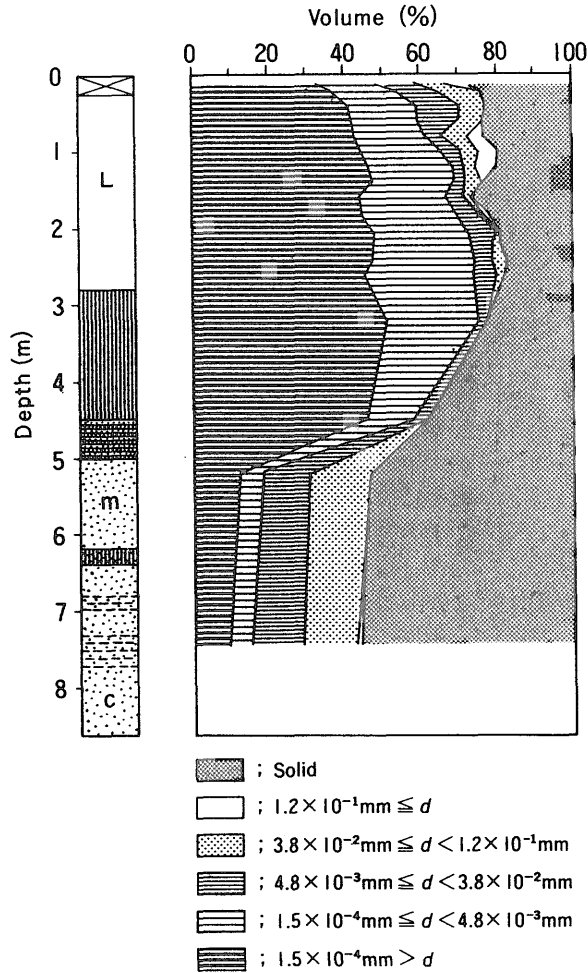
の関係式が成り立つ (樫根, 1980, p. 145)。土壤の毛管系が毛細管の束からできていると仮定し, h を圧力水頭 (土壤水の有するエネルギー) の絶対値とすると, pF 測定結果から本式を用いて間隙当量直径 $d (=2r)$ とそれに対応する間隙量を求めることができる。

第 5 図にはこの様にして求めた間隙分布が表わしてある。塚本 (1966) によると, pF 1.3 ($-20 \text{ cmH}_2\text{O}$) 以下および pF 1.3-1.8 ($-63 \text{ cmH}_2\text{O}$) の水を保持する間隙はそれぞれ大間隙, 非毛管間隙と呼ばれる。これらの大間隙, 非毛管間隙の間隙当量直径は (1) 式からそれぞれ $d \geq 1.2 \times 10^{-1} \text{ mm}$, $3.8 \times 10^{-2} \text{ mm} \leq d < 1.2 \times 10^{-1} \text{ mm}$ と算出される。大間隙, 非毛管間隙に含まれる水は重力水と呼ばれ, 重力によりすみやかに流動し得ることから, $3.8 \times 10^{-2} \text{ mm}$ 以上の間隙当量直径を有する間隙の多少は水文学的に非常に重要である。さらに, $4.8 \times 10^{-3} \text{ mm} \leq d < 3.8 \times 10^{-2} \text{ mm}$ の間隙中に保持される水 (pF 1.8-2.7 ($-501 \text{ cmH}_2\text{O}$) に相当) も毛管力により比較的移動しやすい (塚本, 1966)。したがって, 同様な意味からこの間

隙当量直径を有する間隙の多少は重要である。これに対して, 間隙当量直径が $4.8 \times 10^{-3} \text{ mm}$ 未満の間隙に含まれる pF が 2.7 より大きい水は, 土壤間隙あるいは土壤表面に強い力で保持されているため流動しにくい性質を持つ。

さて, 第 5 図から, 関東ローム層上・中部には体積百分率で 10% 前後の大間隙もしくは非毛管間隙が存在することがわかる。特に平常時の地下水面の上位に相当する深度 60-140 cm 付近に, 間隙当量直径が $1.2 \times 10^{-1} \text{ mm}$ 以上の大間隙が 5% 程度存在することが特徴的である。この大間隙ならびに非毛管間隙の占める割合は深度とともに減少し, 深度 160 cm 以下ではわずか数%となる。しかし, 間隙当量直径が $4.8 \times 10^{-3} \text{ mm}$ 以上の間隙まで含めると, 関東ローム層下部にも流動しやすい地下水を含む間隙が 10% 程度存在することがわかる。

一方, 常総粘土層中には間隙当量直径が $3.8 \times 10^{-2} \text{ mm}$ 以上の大間隙もしくは非毛管間隙が全く存在しないことが注目される。 $4.8 \times 10^{-3} \text{ mm} \leq d < 3.8 \times 10^{-2} \text{ mm}$ の間隙当量直径を持つ間隙も体積百分率でわずか 3% を占めるにすぎない。すなわち, 常総粘土層中に含まれる地下



第5図 東における土壌の間隙分布 地質柱状図の凡例は第3図参照.

Fig. 5 Distribution of soil pore at Higashi. Refer to Fig. 3 for legends for columnar section.

水の大部分は間隙当量直径が $4.8 \times 10^{-3} \text{mm}$ 未満の間隙に含まれており、極めて流動しにくいことを示している。関東ローム層と常総粘土層にみられるこのような間隙分布の差異は、関東ロームと常総粘土の粒径の相違もさることながら、内部における土壌構造の多少あるいは有無（第3.1章）に大きく影響されているものと考えられる。なお、間隙当量直径が $1.5 \times 10^{-4} \text{mm}$ 未満の間隙（pFが4.2より大きい水を保持する間隙に相当）は、関東ローム層と常総粘土層中に体積百分率で40-50%と、ほぼ同じ程度存在することも第5図から明らかである。

常総粘土層と対照的に、下位の砂層は15%もの大間隙ならびに非毛管間隙を有する。さらに間隙当量直径が

$4.8 \times 10^{-3} \text{mm}$ 以上の間隙まで加えると、流動しやすい地下水を含む間隙量は体積百分率で30%に達する。本層の間隙率は45-50%程度であることから、常総層中・下部の砂層では含まれる地下水の60-70%が流動しやすい性質を有するものと推定される。

5. 台地浅層部における地下水の鉛直流動

5.1 水理水頭測定結果

つくば市東における水理水頭の測定結果の一例を第4図Cに示す。水理水頭の基準面は地表面として、水理水頭値は各ピエゾメータのスクリーンの中央深度にプロットしてある。1988年3月16日（図中●印）と1988年3

月25日(同○印)は、それぞれ総降水量69.5mmの降雨の前と後の測定値である。なお、降水量データは、研究地点の西方約1kmにある運輸省高層気象台によった。

降雨の前後も、地表面下8m付近まで深度とともに水理水頭値が減少している。また、北方約1kmに位置する地質調査所の観測井(井底深度62m, ストレーナー深度45.1-56.5m)の年水位変化図(宇野沢ほか, 1988, 第42図)から読み取ると、同井における1980年から1984年までの3月下旬の水理水頭値は-17m前後である。この値は、研究地点の深度8.15mのピエゾメータで測定された-4m前後の水理水頭値(第4図C)と比べてかなり小さい。したがって、筑波台地中央に位置するつくば市東周辺では、少なくとも地表面下55m付近までは下向きの地下水流動が存在していることになる。このことから研究地点周辺は深層地下水の涵養域に相当するものと考えられる。

さて、1988年3月16日(第4図Cの●印)において、ピエゾメータW1とW3の水理水頭差0.48mおよび両者のスクリーンの中央深度の差2.30mに基づくと、この時点で常総粘土層を通過する地下水は0.21の動水勾配を有することがわかる。また、3月25日(同○印)の水理水頭差0.54mから、同日の動水勾配は0.23と求められる。この3月25日における動水勾配の値0.23は、69.5mmの降雨に対応して常総粘土層を通過する地下水が示した動水勾配の最大値である⁶⁾。3月16日から3月25日にかけての動水勾配の増加は、降雨によって鉛直下方に流動する地下水の流量が台地浅層部で増大したことを意味している。

5.2 常総粘土層を通過する地下水フラックス

上位の関東ローム層ならびに下位の常総層中・下部の砂層と著しい土壌物理性の相違を呈する常総粘土層が、筑波台地浅層部における地下水の鉛直流動に果たす役割を評価する。関東ローム層と常総粘土層の境界で2オーダー程度の透水性の低下が生じているため(第4.1章)、関東ローム層中に賦存する浅層自由地下水の一部しか常総粘土層を通過し得ないことになる。

常総粘土層を通過して下位の常総層中・下部の砂層にもたらされる地下水のフラックス(ダルシー流速) q は、次のダルシー式により推定できる。

$$q = K \cdot i \quad (2)$$

6) 観測期間中、一雨降水量が50mmを越える大雨がたびたびあったが、いずれの場合にも常総粘土層を通過する地下水が有した動水勾配の最大値は0.20-0.23程度であった。すなわち、第4図Cは研究地点における年間を代表する降雨に伴う水理水頭の鉛直分布を表わしていると言える。

ここで K は飽和透水係数、 i は動水勾配である。計算は1988年3月にもたらされた69.5mmの降雨に対応する水理水頭の鉛直分布(第4図C)に基づいて行う。動水勾配 i は、常総粘土層の上下に下端を有するピエゾメータW1およびW3の水理水頭の差から算出する。第5.1章で述べた様に、1988年3月16日と3月25日の地下水の動水勾配はそれぞれ0.21および0.23(最大値)である。また、飽和透水係数 K としては、常総粘土層中央の深度375cmで測定された値 3.76×10^{-7} cm/secを用いる。

以上の値に基づくと、(2)式から降雨前(3月16日)の地下水フラックス q は 2.8×10^{-3} mm/hourと求められる。そして、動水勾配0.23に対応して降雨終了後の3月25日にフラックスは 3.1×10^{-3} mm/hourのピークに達する。この値は単位面積あたり27mm/yearの深層への地下水涵養量に相当する。筑波台地における年平均降水量を1250mm程度(運輸省高層気象台でのデータから吉野ほか(1986)算出)とすると、年降水量のわずか2%程度しか常総粘土層を通過できないことがわかる。

常総粘土層を通過する地下水の平均間隙流速(実流速) v_a は次式より求められる。

$$v_a = q / n_e \quad (3)$$

ここで q は前出のダルシー流速、 n_e は有効間隙率である。常総粘土の有効間隙率、すなわち流動に関与している地下水が占める間隙の割合を、仮に間隙当量直径が 4.8×10^{-3} mm以上の間隙が占める3%(pF 2.7以下の水を保持する間隙の割合に相当;第4.3章)とした場合、ピーク時の実流速 v_a は(3)式より0.01cm/hour(91cm/year)と算出される。すなわち、研究地点の厚さ170cmの常総粘土層を地下水が通過するにはほぼ2年を要するものと考えられる。

5.3 常総層中・下部の砂層中の地下水の滞留時間

常総層中・下部の砂層の厚さはピエゾメータW3とW4の間の約3mである(第3図)。間隙率を45%とみなすと(第4図)、この砂層部分は単位面積当たり1350mmの地下水を含んでいる計算となる。また、間隙当量直径が 4.8×10^{-3} mm以上の間隙の割合を体積百分率で30%とすると(第4.3章)、常総層中・下部の砂層中には流動に寄与し得ると考えられるpF 2.7以下の地下水が900mm含まれていることになる。

第2章で述べた様に、筑波台地においては河川水による地下水の涵養はない。また、筑波台地は比高が10-40m程度の独立した台地であることを考慮すれば、少なくとも台地浅層部の地下水は台地の外からもたらされる地下水によって涵養されているとは考えにくい。さらに、

台地の広い範囲には研究地点と同様に常総粘土層が厚く堆積している (建設省筑波研究学園都市営繕建設本部, 1981)。したがって、筑波台地においては、常総粘土層を通過した降雨浸透水以外には常総層中・下部の砂層中の地下水への涵養源はないものとしてよからう。

研究地点において、常総粘土層を通過して常総層中・下部の砂層にもたらされる地下水涵養量は、3月25日のピーク時の値に基づく27 mm/yearである。常総層中・下部の砂層中の地下水流動が定常状態にあるとすると、砂層中の地下水の平均滞留時間はその中の地下水賦存量を涵養量で除することによって求められる⁷⁾。すなわち、含まれる地下水の全量を対象とした場合には50年、また間隙当量直径が 4.8×10^{-3} mm 以上の間隙中に保持されるpF 2.7以下の地下水のみを対象とすれば平均滞留時間は33年と算出される。

以上の様に、ダルシー式に基づく水理計算結果から、常総層中・下部の砂層中の地下水は相当長い滞留時間、言い換えればかなり古い年齢を有しているものと推定される。

6. ま と め

筑波台地浅層部における土壤物理性ならびに鉛直地下水流動機構の解明を目的として、つくば市東において野外調査を行った。その結果、以下の事実が明らかとなった。

(1) 常総粘土層は、上位の関東ローム層と下位の常総層中・下部の砂層と土壤物理性(飽和透水係数、間隙率、間隙分布)に明瞭な違いを呈する。特に常総粘土層の透水性が 10^{-7} cm/secと極めて悪いことと、pF 2.7以下の流動しやすい地下水を保持する間隙当量直径 4.8×10^{-3} mm 以上の間隙が体積百分率でわずか3%しか存在しないことが特徴的である。

(2) ダルシー式に基づくと、常総粘土層を通過して下位の砂層へもたらされる地下水涵養量は年間27 mm程度である。この値は年平均降水量の2%に過ぎない。

(3) 常総粘土層を通過する鉛直地下水流動を唯一の涵養源とすると、常総層中・下部の砂層中の地下水の平均滞留時間は30-50年程度と推定される。

以上の様に、筑波台地浅層部における地下水の挙動は、常総粘土層の存在により著しい制約を受けていることが明らかとなった。今後は、常総粘土層を通過して深層へもたらされる地下水涵養量の推定値の妥当性を、河川の

7) ここで、筑波台地全域において研究地点と同じ量の地下水涵養(27 mm/year)が生じており、また表層部の水理地質構造も研究地点と同じであると仮定する。

流量観測を通じて台地の水収支の面から検討したい。一方、洪積台地における地下水流動の研究には同位体トレーサーであるトリチウムが有効であることが指摘されている(榎根・李, 1983; 榎根・斐, 1985)。本研究でも、常総層中の地下水のトリチウム濃度を測定することにより、ダルシー式に基づいて得られた以上の水理計算結果の妥当性を評価する予定である。これらとともに、台地の全域で常総粘土層の分布ならびにその土壤物理性の調査を実施し、筑波台地浅層部における地下水の鉛直流動機構をより詳細に解明してゆきたい。

謝 辞 本研究を進めるにあたり、地質調査所環境地質部水文地質課長 黒田和男博士には終始御指導を頂いた。筑波大学地球科学系 鈴木裕一講師には有益な御助言を頂いた。また、常総学院高等学校 布施谷正人博士ならびに筑波大学大学院 安池慎治氏(現 電力中央研究所)には現地作業を援助して頂いた。運輸省高層気象台 伊藤真人氏には降水量データの閲覧に便宜を図って頂いた。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- BEVEN, K. and GERMANN, P. (1982) Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, vol. 18, p. 1311-1325.
- DAVIS, S. N. (1969) Porosity and permeability of natural materials. In DEWIEST, R. J. M. (ed.) *Flow through porous media*, Academic Press, New York and London, p. 53-89.
- FREEZE, R. A. and CHERRY, J. A. (1979) *Groundwater*. Prentice-Hall, New Jersey, 604 p.
- 市川正巳・高山茂美・田中 正・田口雄作・佐倉保夫 (1976) 水文循環に及ぼす都市化の影響—筑波研究学園都市およびその周辺地域の場合—。筑波の環境研究, no. 1, p. 10-21.
- 菅野三郎・鈴木淑夫・佐藤 正・藤井 隆・猪郷久義・青木直昭・本間久英・増田富士雄 (1976) 筑波研究学園都市付近の地質。筑波の環境研究, no. 1, p. 1-9.
- 榎根 勇 (1980) 水文学。大明堂, 272 p.
- ・李 宝慶 (1983) トリチウム濃度から推定した筑波研究学園都市の地下水の年齢。筑波の環境研究, no. 7 C, p. 124-127.
- ・斐 相根 (1985) 出島台地における地

- 下水の循環と滞留時間. 文部省「環境科学」特別研究 地域環境要因としての地下水研究班: 地域環境要因としての地下水研究報告(第2集) B262-R12-2, p. 23-36.
- 建設省筑波研究学園都市営繕建設本部(1981) 筑波研究学園都市地盤図. (財) 建築保全センター, 410 p.
- 駒村正治(1980) 関東ローム層の物理性. 成増露頭地質調査報告書(文化財シリーズ第32集), 板橋区教育委員会, p. 66-77.
- 成岡市・駒村正治・高須俊行(1988) 立川ロームにおける管状孔隙が地下水涵養に果たす役割. 土壌の物理性, no. 56, p. 2-14.
- 新藤静夫(1975) 常総台地の地下水. 東洋大学工学部研究報告, no. 11, p. 53-71.
- 田口雄作(1981) 筑波研究学園都市の深井戸における水位および水温の年変化について. 水温の研究, vol. 25-4, p. 14-23.
- 塚本良則(1966) 山地流域内に起る水文現象の解析. 東京農工大学農学部演習林報告, no. 6, p. 1-79.
- 宇野沢昭・磯部一洋・遠藤秀典・田口雄作・永井茂・石井武政・相原輝雄・岡重文(1988) 2万5千分の1筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図説明書. 特殊地質図(no. 23-2), 地質調査所, 139 p.
- 安原正也・丸井敦尚・田中正(1988) 筑波台地における鉛直下方地下水流動に及ぼす常総層上部の粘土層の影響. 日本水文科学会1988年度学術大会予稿集, 発表番号213.
- 安池慎治・鈴木裕一(1986) 関東ローム層の透水性とその異方性について. 日本地下水学会会誌, vol. 28, p. 163-171.
- 吉野文雄・田子秀徳・細谷信夫(1986) 科学博覧会場建設に伴う地下水環境の変化(その1) - 谷田部試験地の概要 -. 地下水と井戸とポンプ, vol. 28-11, p. 1-13.

(受付: 1990年4月10日; 受理: 1990年6月12日)