

1. 概説

土のなかの水の流れは *Hydraulic Potential Gradient* に比例する、いわゆる Darcy の法則に従う場合が多いが、細粒土と粘性土のなかの水流は必ずしもそうでない。

$$v = -K \text{ grad } \psi \quad \dots\dots\dots (1)$$

こゝに、 v : Velocity, ψ : Hydraulic Potential, K : Permeability である。式(1)は Fancher, Lewis, Barnes 等が説明しているように Reynolds Number が 1 より小さいときによく成立する。しかし、このような流れでも、Permeability は時間の経過とともに変動して一定でない。その原因として考えられるものは次のようである。

- (1). 土粒子表面の付着水は偽結晶水 (Quasi-crystalline water) を形作り、その粘性は自由水のそれの数倍以上に達している。
- (2). 土の間ゲキ流体に伝わる圧力の分布は一定でなく、時間の経過とともに変動する。
- (3). 微細土粒子が水の動きによつて移動し、土の間ゲキを塞ぐ (Migration という)。
- (4). 水と共存する Entrapped air が圧力や温度の変化によつて水に溶けこんだり游離する。
- (5). コロイド分子が水を含んで膨脹する。
- (6). 土粒子が塩水など化学成分を含んだ水によつて化学変化を起し、Colloidal Properties を変える。
- (7). 土粒子間ゲキに微生物が発生する。

以下これら非ダルシー流の原因について考察を進める。

2. 粘性流と拡散流

土のなかの水流を数理的に取扱うのに、粘性流の考え方と拡散流の考え方がある。

(1). 粘性流: 粘性流の運動方程式は Navier-Stokes の式から求めることができ、たとえば半径 r の毛細管のなかの粘性流は Poiseuille's Law を用いて、

$$\bar{v} = \frac{r^2}{8\mu} \frac{dP}{dx} \quad \dots\dots\dots (2)$$

から求められる。こゝで粘性は管全体を通じて均一でないし、圧力の分布も一様でない。したがつてこの式をそのまま用いれば誤差を生じる。また粘性そのものも圧力と温度の変化によつて変動する。

粘性流を動かす力は 2 つ考えられ、1 つは重力ポテンシャルと圧力ポテンシャルの合成されたもので、この圧力ポテンシャルには毛管ポテンシャルを含ませて考える。もう 1 つは土粒子鉱物の表面の陽イオンと溶液との間に作用する吸着力であつて、これは流れを疎止しようとする力である。しかし流れを起そうとする力の方が一般に大きい。

(2). 拡散流: 土のなかの水流を取扱うのもう 1 つの考え方がある。それは拡散流である。この流れは、間ゲキ流体の自由分子エネルギーの勾配によつて起るもので、この自由エネルギーは溶液の濃度、蒸気圧、温度によつてきまり、その差によつて起る。拡散流は土粒子の吸着陽イオンが増し、したがつて水の粘性が増すと起りにくくなる。すなわち、土粒子表面では流れは起りにくい。

水の粘性は土粒子表面の陽イオンと他のイオンが結合して塩を作るために生じるもので、イオン濃度が大きいほど粘性が大きくなり、また陽イオンの量と種類によつて粘性が異なる。拡散 = 重層理論を用い

てその粘性を求めることができるが、それによると、粘土粒子表面のそれは、少くとも自由水の 1.5 ~ 2.0 倍である。また強い電場が作られているときは、水分子が双極子を作るから、そのために粘性を増すこともある。活性化自由エネルギー (Molar Free Energy of Activation) から求める粘性は Eyring の式から、

$$\mu = K \exp(\Delta F^*/RT) = K e^{\frac{\Delta F^*}{RT}} \dots\dots\dots (3)$$

である。ここに、 μ : 水の粘性、 R : ガス定数、 T : 絶対温度、 ΔF^* : 活性化自由エネルギー、 $K = \frac{\tilde{N}h}{\tau}$: $\tilde{N}$: アボガドロ数、 h : plank の定数、 $\tilde{V}$: 分子容である。また Kemper & Low の実験 (1961) によると、粘土鉱物の場合、その粒子間隔は約 30 Å で、その粘性は粒子に近い方から自由水のそれの 10, 1.5, 1.1, 1.0 倍である。

拡散流の考え方は Gardner (1921), Richards (1931), Childs (1936) 等の研究にはじまり、Childs and Collis-George (1950) がはじめて濃度拡散の理論を考え、これに Darcy の法則をあてはめて方程式を誘っている。さらに Klute (1952) がこれを確定的なものにして今日にいたっている。濃度拡散流というのは、浸透水の場合は、含水ポテンシャル勾配による流れで、このポテンシャルは含水比の一価関数であると仮定する。いま含水比を w とすると、拡散の式は、

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \nabla \cdot D \nabla w + \rho g \frac{\partial K}{\partial z} \dots\dots\dots (4)$$

である。ここに、 K : Hydraulic Conductivity, D : Diffusion Coefficient, ρ : 水の密度、 g : 重力の加速度、 z : 鉛直坐標で下向きを正にとる、である。この式の含水ポテンシャルは重力ポテンシャル (Positive Pressure) と毛管ポテンシャル (Negative Pressure) の和であると考える。

自由水の拡散定数は、

$$D = K' T \exp(\Delta F^*/RT) \dots\dots\dots (5)$$

であり、ここに、 K' : Boltzmann の定数と Plank の定数を含む定数である。これを粘性の式 (3) と比較すると、

$$D = K''/\mu \dots\dots\dots (6)$$

であり、 K'' : 定数、 μ : 粘性である。また吸着水のある多相の場合の D は、毛管ポテンシャル ψ を用いて表わすと、

$$D = D_{liq} + D_{vap} + D_{ads} \dots\dots\dots (7)$$

である。ここに D_{liq} : 液相としての拡散定数、 D_{vap} : 蒸気相としての拡散定数、 D_{ads} : 付着液相としての拡散定数である。そして、

$$D_{vap} = \frac{\rho_g}{\rho_w R T} \alpha (n-w) D_{atm} e^{\frac{\psi g}{RT}} \frac{\partial \psi}{\partial w} \dots\dots\dots (8)$$

である。ここに、 ρ_g : 飽和水蒸気の密度、 ρ_w : 液相としての水の密度、 g : 重力の加速度、 R : ガス定数、 T : 絶対温度、 α : 水蒸気のくねり度、 n : 透過体の間ギャ率、 D_{atm} : 水蒸気の空気中への拡散率、 ψ : 毛管ポテンシャル、 w : 含水比である。また付着水の拡散定数 (J. D. Babbitt, 1950) は、

$$D_{ads} = \frac{A \beta \pi \delta \delta' \alpha}{16 \eta} \frac{\partial \eta}{\partial w} \dots\dots\dots (9)$$

で表わされる。ここに、 A : 透過体の比表面積 (cm^2/cm^3)、 β : 表面くねり度、 δ : 吸着水分子の直径、 δ' : 分子層厚、 α : 分子平均速度、 η : 平均吸着密度、 w : 含水比である。

3. 非ダルシー流

細粒土の非ダルシー流については古くから次の人々によって研究されてきた。

F.H. King (1898), B.V. Derjaguin and N.A. Krylov (USSR 1944), D.T. Oakes (1960).

Engelhardt and Tunn は、粘土質砂について透水試験を行ない、透水速度の増加が動水勾配のそれより大きい事実をみとめ、また同じような実験事実を J.F. Lutz and W.D. Kemper がみとめている。前者では動水勾配の限界は 170 (水柱, cm), 後者では 900 で、この値以上で Darcy Flow になることをみとめた。このような現象が起るのは、Kemper の説明によると、流体が non-Newtonian liquid になるためであるとし、また Martin によると粒子の Migration のためであるとし、Low によると偽結晶水の形成によるとしている。S. Hansbo (1960) は非ダルシー流の原因は Migration であると述べ次の式を提唱している。

$$\left. \begin{aligned} v &= \lambda \cdot i^n & 0 < i < i_0 \\ v &= k (i - i_0) & i > i_0 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (10)$$

こゝに、 i_0 : 非ダルシー流の限界動水勾配、 i_0 : 図-1において、直線部分の延長と*i*軸との交点の坐標である。

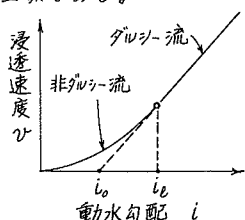


図-1

Miller and Low は、Threshold gradient が存在することを示し、この勾配以下では水は流れないことを確かめている。また D. Swartzendruber (1962) は、非ダルシー流の存在することを確認するとともに、浸透流速と動水勾配との間に次の関係が成立することを提唱している。

$$v = B [i - J(1 - e^{-Ci})] \dots\dots\dots (11)$$

こゝに、B, J, C は実験的に求められるパラメータである。

欧米の学者は、この非ダルシー流の原因についてはなお不確実な推論的な面があるとしているが、ソビエトの学者は、それは Threshold gradient によるものであると結論し粘土土の圧密に大きな影響をもつことを述べている (Florin 1951, Roza and Kotov 1958)。

H.W. Olsen (1965) は、この非ダルシー流は単に Threshold gradient によるものであるとは結論しておらず、彼の説明は次のようである。すなわち、Capillary tube のメニスカスの曲率は、Advancing meniscus と Receding meniscus とで相違しており、したがってメニスカスの曲率は気泡の両側で相違し、まだ湿っていない Advancing meniscus のガラス面と水の接触角は 0 であるが、Receding meniscus のそれは 0 でない。したがって彼の gradient は、この両方の水面の差だけから求めるのではなくて、それより次の値だけ小さいはずである。

$$\Delta P_B = \frac{2\sigma}{r} (\cos \theta_b - \cos \theta_a) \dots\dots\dots (12)$$

こゝに、 σ : 空気と水の間に働く表面張力、 r : 毛細管の半径、 θ_a , θ_b : それぞれ Advancing meniscus と Receding meniscus のガラス管壁との接触角である。この θ_a と θ_b の相違は Olsen によるとグリースその他不純物による汚染によるものである。Olsen は毛細管として $\phi = 1$ mm, のもの、試料としてカギリナイト粘土を用い、その厚さ 10~20 mm として実験し、電氣的にその Pressure gradient を測定したが、明らかに汚染による Threshold gradient (10~20 mm) の存在をみとめている。しかし、この事実だけでは、先の Miller and Low や Engelhardt and Tunn の実験事実を説明することができないこともみとめている。そして Migration がその原因の一つであろうともいつている。Olsen の実験によると

ダルシー法則から外れる度合は、porosityが大きくなるほど、また粘土の含有量が増すほど大きくなるからである。一般に土壤水と透過水の電解質濃度が違うから土粒子の綿毛化の程度が異なる。このことは時間の経過につれて透水量が変化すること、および非ダルシー現象の原因にもなることは明らかである。

バクテリアの発生については、Gupta and Swartzendruber (1962)の研究があるが、それによると、透水性にかなりの影響を与えることは事実で、塩水とかフオルムアルデヒドなどのようなバクテリアが発生しないAgentを使用した結果と比較検討している。次に以上述べた研究の実験的事実を示そう。

(1). R.J. Miller and P.F. Low の始動々水勾配に関する研究 (1963)

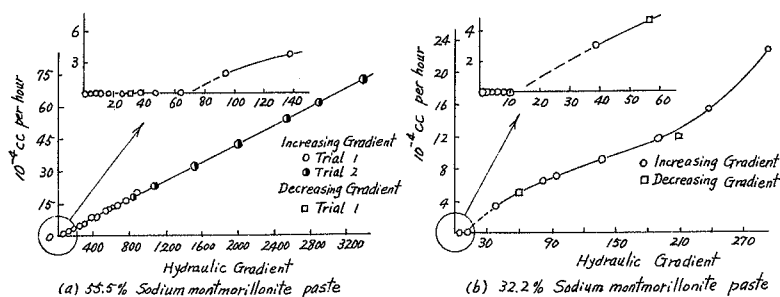


図 - 2

この実験は、試料の Container は長さ 2.5 cm、直径が 1 cm の円筒形で、これに乾燥した粘土試料を入れる。粘土は 55.5% の Sodium montmorillonite と、32.2% のものを用いた。これを容器に入水水を通して 8ヶ月放置して paste を作る。水の透過は細い水平管の中の気泡の移動によって測定する。このようにして得られた結果が上の図である。これによると Threshold gradient は (a) は 68, (b) の場合は 13 位である。なお Lithium clay 45.9% についても実験を行ない、このときは 65 を得ている。

(2). J.K. Mitchell, D.R. Hooper and R.G. Campanella (1965) の非ダルシー現象に関する研究

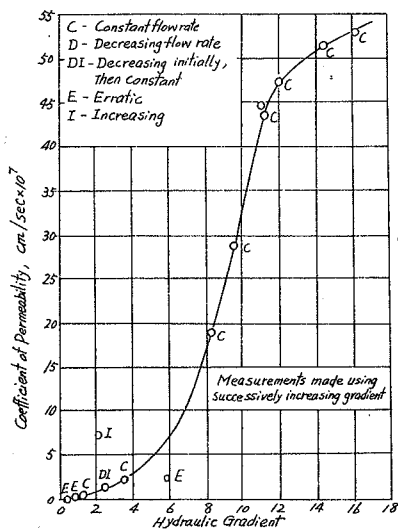


図-3

動水勾配と透水係数が比例しないことを確かめるために、Mitchell 等は、シルト質粘土を用い、乾燥密度 102.1 lb/ft³、含水比 13% で締固め、これに 150 psi の Back Pressure を与えて飽和させるようにした。そして動水勾配を 0~16 にして測定した。その結果は図-3に示すようである。この図からも動水勾配と透水係数は直線的に比例しないことがわかる。

(3). Mitchell, Hooper, Campanella の低動水勾配における透水実験

Mitchell, Hooper, Campanella は同じような試料を使って透水実験を行なったが、その結果によると、動水勾配が 6 までは Threshold gradient が存在することが明らかである。その部分を詳細に図示してみると図-5 のようで、

僅かではあるが水が流動していることがわかる。

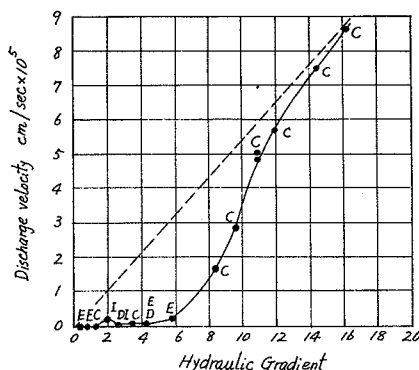
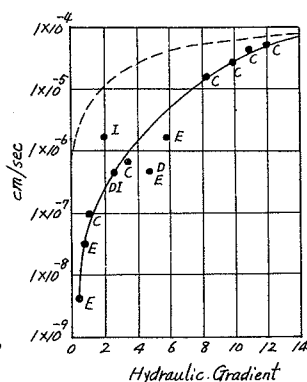


圖-4



4-5

次の図は Hydraulic gradient と Discharge velocity との関係を示したものであるが、Hydraulic gradient を次第に減少させていったとき、浸透速度が時間的に変化することがわかる。図-7 は著者が砂質ロームについて行なった実験結果であるが、これによると Hydraulic gradient を増加させるときも、減少させていくときもこの傾向がよくわかる。

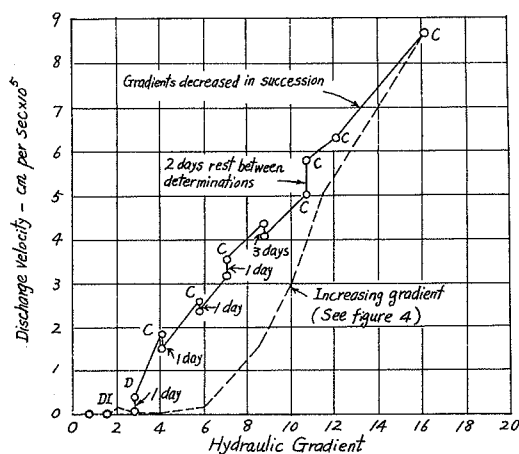


图-6

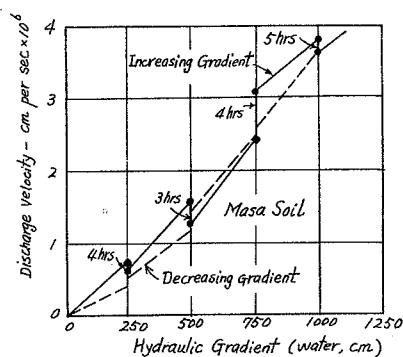


图-7

4. 空気の溶解と游離

不飽和土において、間ゲキ圧が増加するとその間ゲキにある空気の容積は2つの変化があらわれる。1つは圧力によって *Boyle's Law* に従う空気の容積が減少する。もう1つは *Henry's Law* に従って空気が水に溶解することである。密封された一定容積の不飽和土が外圧をうけて飽和度を増すとき、外からの水の流入がないから、これを100%にするために必要な間ゲキ水圧の増加量は次のようになる。

$$\Delta u_w = P_o \frac{(1-S_o)}{S_o H} \dots\dots\dots (13)$$

こゝに、 P : 最初の間デキ空気圧、 S_0 : 最初の飽和度、 H : 溶解に対するヘンリーの定数で、これは普通常温の場合、水の単位体積に対して 0.02 である。また一定容積の不飽和土が圧力の増加によ

って飽和度を増すとき、初め空気で占められていた部分に水が流入し密封されていないときを考えると、土の容積は不変であって、このときの飽和度がある値にするために必要な間ゲキ水圧の増加量、 Δu_v は、

$$\Delta u_v = p_o \left[\frac{1 - S_o(1-H)}{1 - S_p(1-H)} - 1 \right] \dots\dots\dots (14)$$

で示される。こゝに、 S_p : 間ゲキ水圧が Δu_v だけ増加したためにえられる飽和度である。

5. 非ダルシー流に対する工学的意味

non-Darcy Flow と *Threshold Gradient* が存在することは次のような研究課題を提示することになる。

- (1). 一般にみられる浸透現象の *Hydraulic gradient* は 1 を越えることはほとんどないといってよい。このような小さい *gradient* では、*Threshold gradient* の影響が大きくあらわれ、実際の浸透水量はかなり小さくなる。
- (2). 実験室などで行なう高い *Hydraulic gradient* では、粒子の *Migration* が行なわれ、透水に時間的影響が大きくなる。したがって透水係数は非常に不確定なものになる。このような不確定な透水係数を用いることは、浸透水量を *Overestimate* することになる。
- (3). *Terzaghi* の理論などを使って圧密を算定するとき、圧密が完了しないで残留することになる。