

5 . 不飽和土壌内での水の流れ

A. 総論

不飽和流の土壌物理学はまだ歴史が浅い。しかし、実際の問題を考える上では重要。

B. 不飽和流と飽和流の比較

比較 何が同じで何が違うのか？

同じところ

フラックス = 係数 × 勾配 で表される点。 $\vec{q} = -K \nabla H$ は不変。

違うところ

圧力ポテンシャルの符号

飽和土壌中の圧力ポテンシャルは0以上だが、不飽和土壌中では圧力ポテンシャルは0より小さくなる。(大気圧を基準)

補足 「負の圧力ポテンシャル」を「マトリックポテンシャル」という。(3章)この本では「マトリック吸引圧」という言葉を使っているが、この言葉は現在ほとんど用いられていない。普通は「マトリックポテンシャル」あるいは「サクシオン(マトリックポテンシャルにマイナス1をかけたもの)」が使われる。

透水係数

不飽和土壌では、透水係数がマトリックポテンシャルの関数になっている。(飽和土壌中では一定)

透水係数は飽和から不飽和への移行に伴って、急激に低下する。

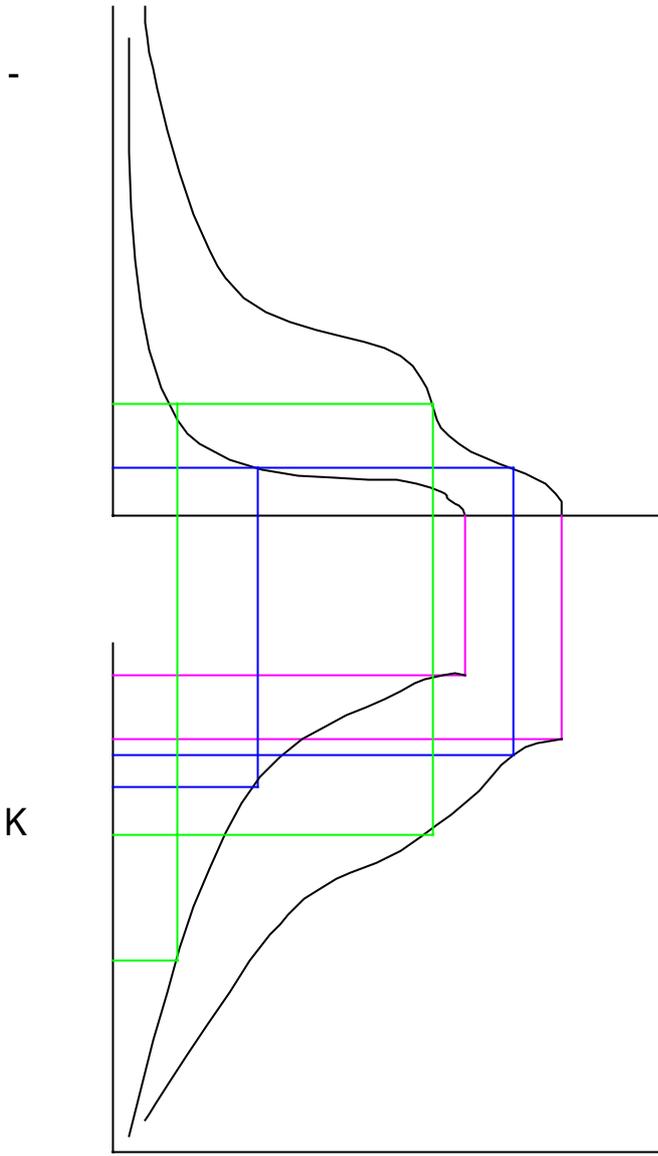
理由(この本では3つ)

1. 透水部分の割合が減少する。空気で満たされた大きな孔隙は小さな孔隙にある水を分断する。したがって屈曲度が増大する。
2. 排水は大きな孔隙から進む。小さな孔隙を流れる水の量は大きな孔隙と比べるとかなり少ない(ポアズイユの定理4章)。
3. 吸着されている水の粘性が変化する。

不飽和土壌でも粘土より砂の方が水は流れやすいか？ 答え 必ずしもそうでもない

理由

大きな孔隙を有する土壌では、サクシオンの増大に伴って孔隙から急激に水が失われる。その結果、含水率が大きく低下するため透水係数も急激に減少する。一方、小さな孔隙を持つ土壌ではサクシオンがかなり大きくなっても、大部分の孔隙は水で満たされ通水可能であるので、それほど急激な透水係数の低下は起こらない。そのため、マトリックポテンシャルが同じであれば、大きな孔隙を有する土壌よりも、透水係数が大きくなることもある。



C. 吸引圧ならびに水分含量と透水係数との関係～透水係数をどのようにとらえるか

図5.1

吸引圧を一定にしているため、流れは定常。

しかし土柱の軸方向のマトリックポテンシャル勾配は厳密には均一ではない。(図の5.2参照)
したがって「平均透水係数」しか評価できない。

図5.2

フラックスが一定なので、 K と θ の凹凸は逆になる。

そもそもこのような分布になる理由は？

図5.3

透水係数は直線の傾きで表される。平均吸引圧の関数になっている。

図5.4

前回のプリントの、2つの図を一つにまとめたもの。説明済み。

不飽和透水係数の予測

現在のところ、透水係数と吸引圧または水分含量との関係を一般化する方程式は見つかっていない。

いろいろな経験式が提案されている。

ガードナーの式
$$K(h) = \frac{a}{h^n + b}$$

キャンベルの式
$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^m$$

ファンゲニヒテンの式
$$K(h) = \frac{K_s \left\{ 1 - (ah)^{n-1} [1 + (ah)^n]^{-m} \right\}^2}{[1 + (ah)^n]^{m/2}}$$

べき指数が重要なパラメータ。べきの項が h や θ の低下に伴う K の減少を規定する。

の関数としての K

K と θ の関係にはヒステリシスが存在する。それに対して K と h の関係ではヒステリシスの影響がほとんどないと考えてよい。したがって後述のバッキンガム・ダルシー式には $K(\theta)$ を用いることが多い。

D. 不飽和流れの一般方程式

バッキンガム・ダルシー則

$$\vec{q} = -K(\theta) \nabla H \quad \text{この式は等方性を仮定している(？)。} \quad H = \text{マトリックポテンシャル} +$$

重力ポテンシャル

連続式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q}$$

代入すると $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla[K(\varphi)\nabla H]$ 式(5.5)

水分移動基礎方程式

軸とフラックスの方向を上向きに正にとれば、重力ポテンシャル = z だから

$$\vec{q} = -K(\varphi)\nabla(\varphi + z) = -K(\varphi)(\nabla\varphi + 1) \quad \text{で} \quad \text{あ} \quad \text{り} \quad 、$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla[K(\varphi)(\nabla\varphi + 1)] = \nabla[K(\varphi)\nabla\varphi] + \frac{\partial K}{\partial z} \quad \text{となる。} \quad \text{リチャーズ式ともいう。}$$

軸とフラックスの方向を下向きに正にとると、重力ポテンシャル = $-z$ だから

$$\vec{q} = -K(\varphi)\nabla(\varphi - z) = -K(\varphi)(\nabla\varphi - 1) \quad \text{であり、} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla[K(\varphi)\nabla\varphi] - \frac{\partial K}{\partial z} \quad \text{となる。}$$

ところで式(5.6)は符号がなぞ。

前に書いたように、 K は θ の関数としてとらえた方がよい。

E. 拡散係数

水分拡散係数 $D(\theta) = K(\theta)\frac{d\varphi}{d\theta}$ を導入すると、 $\vec{q} = -D(\theta)\nabla\theta$ となる。 $\frac{d\varphi}{d\theta}$ は比水分容量 $c(\theta)$ の逆数で、
土壌水分特性曲線の傾きである。

したがってリチャーズ式は $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla[D(\theta)\nabla(\theta)] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z}$ と書ける。式(5.18)

特に重力のない1次元の流れに対しては、ただ一つの従属変数を持つ次式が得られる。

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad \text{式(5.16)}$$

水分拡散係数が一定だとすると、式(5.16)はフィックの拡散第2方程式の形に書ける。 $\frac{\partial \theta}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2}$

式(5.17)

水分拡散係数と体積含水率との関係式 $D(\theta) = a \exp(b\theta)$ 式(5.19)

水分拡散係数を用いる場合の注意

土壌内での水の運動は拡散プロセスではなく質量流のプロセスである。「拡散係数」という言葉は式の上ででてきた単なる借り物。

拡散方程式に変換するための前提条件に注意。

水分拡散方程式を用いる利点

拡散係数の変動幅は透水係数よりも少ない(式を見れば当然)。

だけの式にでき、解析解が得られる。

の勾配を測ったり、とフラックスとの関係の方を調べたりする方がポテンシャルに注目するより容易である。

F. ボルツマン解

重力項がなくヒステリシスの影響を無視できる場合の解析解。

現在は数値解析で計算できてしまうので実用上はあまり重要ではなくなっている。

ボルツマンさんはとても偉かった、ということです。

G. 不飽和透水係数と拡散係数の測定

土壌物理環境測定法を参照

定常法

- 1 圧力制御法
- 2 流速制御法

非定常法

水分分布法

体積含水率分布が深さによって変化しないとき

地下水位が低いとき、地表面付近と地下水面付近をのぞくとマトリックポテンシャル勾配は無視できるほど小さくなる。このとき $\bar{q} = -K$ となる。

H. 水蒸気の動き

この本は土壌中のガス移動をほとんど扱っていない。この章の水蒸気移動がほとんど唯一の内容となっている（しかもたった3ページ）。しかし現在では土壌中のガス移動は土壌物理学の重要なテーマの一つになっているように思う。「土の物質移動学」などで補充した方がよいのではないか。

ガスの土中移動は拡散によるところが大きい。全圧勾配は通常無視できるほど小さい。したがって質量流は一般的にはほとんどない。

土壌中の水蒸気分圧は水分ポテンシャルと温度の関数である。

$$p_v = p_s \exp\left(\frac{\phi_w}{R_v T}\right), \phi_w \text{は水分ポテンシャル}(J/Kg), R_v \text{は} R/M(J/KgK) \quad \text{「環境地水学」参照}$$

しかし水分ポテンシャルの低下がよほど大きくないと、水蒸気分圧は低下しない。つまり一般に土壌中の水蒸気分圧は飽和水上気圧とほぼ等しい。

それに対し、温度によって水蒸気圧は大きく変化する。したがって水蒸気フラックスは温度勾配に起因すると考えられる。（暖かいところから冷たいところへ動く）

水蒸気フラックスの理論値は実測値より著しく小さい 液島モデル

I. 温度勾配に伴う水の輸送

温度勾配を考慮した基礎方程式

水の表面張力は温度の増加によって減少する。土壌水のマトリックポテンシャルは水の表面張力に負に比例する。したがって温度上昇はマトリックポテンシャルを増加させ、マトリックポテンシャルの低い低温部へ水を移動させる駆動力を生じさせる。（環境地水学74ページ）

したがってマトリックポテンシャルの全微分は次のように表される。

$$d\phi = \frac{\partial \phi}{\partial T} dT + \frac{\partial \phi}{\partial \theta} d\theta$$

$\bar{q} = -K(\theta)\nabla(\phi + z) = -K(\theta)(\nabla\phi + 1)$ に代入すると、

$$\bar{q} = -K(\theta)\frac{\partial \phi}{\partial T}\nabla T - K(\theta)\frac{\partial \phi}{\partial \theta}\nabla\theta - K(\theta) \text{となる。}$$

ここで、水分拡散係数 $D_a(\theta) = K(\theta)\frac{d\phi}{d\theta}$ と、温度拡散係数 $D_T(\theta) = K(\theta)\frac{d\phi}{dT}$ を導入すると、

$\bar{q} = -D_T(\theta)\nabla T - D_a(\theta)\nabla\theta - K(\theta)$ となる。これを連続式に代入すると、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla[D_m(\theta)\nabla T] + \nabla[D_a(\theta)\nabla \theta] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \text{ が得られる。}$$

この式は、液状水の移動しか考えていない。温度勾配下の水蒸気移動は、水蒸気圧勾配が水分ポテンシャルと温度の関数であり（さらに水分ポテンシャルは温度、含水率、および溶液濃度の関数）、水蒸気拡散係数は温度と圧力の関数であるため、書き下すと煩雑な式になってしまう。（5.27）式では水蒸気移動も考慮しているが、単純化した概念を表しているにすぎない。このあたりの議論は「環境地水学」第5章を参照してください。

土壌中の熱移動

土中熱フラックスは、温度勾配による熱伝導と物質移動による熱輸送の和である。物質移動による熱輸送には、液状水の輸送する顕熱、水蒸気が輸送する顕熱と潜熱とがある。

（5.28）式の導出は原著論文を見てください。

熱・物質同時移動

熱移動、水移動、溶解物質移動などは、そのなかの一つが生じれば連動して他の移動現象も起こる。

これ以上の内容は各自がんばって勉強してください。

J. 溶質の移動

土壌水は常に様々な可溶性物質を含む溶液であって、これらの可溶性物質は土壌水内を移動するとともに、土壌水とともに移動する。

土壌中の溶質の移動形態

移流

土壌水とともに移動するもの。

分散

分子拡散

溶質と水分子の熱運動によって生じる濃度勾配に応じた拡散。水のフラックスには依存しない。土壌水が静止していても生じる。

力学的分散

水移動の流速が局所的に不均一であるために生じる。間隙内の流速、土粒子や団粒の大きさ、あるいは間隙の形状や大きさに影響される。

移流分散方程式

$$\vec{q}_c = -\theta D_c \nabla C + C \vec{q}_w$$

$$D_c (\text{溶質の分散係数}) = D_{cm} (\text{分子拡散係数}) + D_{cp} (\text{力学的分散係数})$$

連続式 $\frac{\partial \theta C}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q}_c$ に代入すると

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = \nabla(\theta D_c \nabla C) - \nabla C \vec{q}_w \text{ となる。}$$

（5.31）から（5.35）式では $M = C, D$ を一定として前に出しているのに注意。

この教科書では湧き出し項を無視している。また分散長、ブレイクスルーカーブなどの話もほとんど出てこないの、他の本で補充する必要がありそうです。

その他

溶質の移動で実際上重要なのは溶脱過程である。灌漑農業では溶脱した塩類を含む土壌水を排水することが重要。排水不良地域では、遅かれ早かれ土壌の塩類化が起こってしまう。

K. 土壌通気

土壌通気の必要性

土壌通気過程は土壌の生産力を決定する最も重要な要因の一つである。

根が良好な成長を行うには、根圏で酸素欠乏と CO_2 過剰が生じないような強度で、土壌空気と大気との間でガス交換が必要である。

土壌通気のマカニズム

ガスは気相として移動することもあるし、あるいは水に溶けた状態で輸送されることもある。

一般に気相でのガスの拡散率は水相でのそれより大きいので、土壌通気は空気孔隙の容積割合によって大きく変化する。

土壌と大気との間のガス交換は、質量流によっても、また拡散によっても行われる。しかし主要なメカニズムは質量流よりは、むしろ拡散である。なぜなら土中気体の全圧勾配は、通常では無視するほど小さいからである。

土壌空気の組成

一般に土壌空気は大気と比べ、相対湿度と二酸化炭素濃度が高い。

通気が抑制されると酸素濃度が減少し、二酸化炭素濃度が著しく高まる可能性がある。

長い間通気が抑制されると、化学的還元が生じ、メタン、亜酸化窒素、硫化水素などのガスが発生することがある。

その他

土壌中のガス移動に関しては「土の物質移動学」第4章を参照してください。

L. 要約

非定常の流れの場合は、ダルシーの法則と質量保存の法則（連続式）を組み合わせねばならない。

圃場の根圏内で通常見られる水分含量とマトリックポテンシャルの範囲では、水の移動はほとんど液体の形で行われる。しかし、顕著な温度勾配があると、水蒸気移動、特に液体と蒸気との複合移動が重要になってくる。