土壌中における水の流れ*

中 野 政 詩 塩 沢 昌

1. 土壌中の水の流れの表現

土壌中の水の流れは、土壌が水を通す通しやすさの度合を表す伝導率と土壌中に水を流すための駆動力となる土壌水のポテンシャル勾配との積によって量的に表すことができる。すなわち、水の流れを土壌の単位面積当たりで表わせば、次のように書ける。

$$q = -K \cdot \nabla \phi \quad \dots\dots\dots(1)$$

ここで、 q はフラックス、 K は伝導率、 ϕ は土壌水の全ポテンシャル、 ∇ は勾配を意味する記号である。

土壌による汚水の浄化現象では、土壌微生物による浄化の対象となる汚水が含む基質の供給速度あるいは酸素や浄化作用に伴って土壌中で発生するガスの移動速度が浄化機能を律すると考えられる。土壌中の水の流れの方からこれをみると、土壌微生物に対する基質の供給速度は、供給量の意味では水のフラックスによって表現できよう。基質の分解・反応速度という意味でいえば、土壌中の間隙内の水の平均流速でこれ考えることができる。この間隙内平均流速は q/θ で与えられる。ただし、 θ は単位体積の土壌が含む水の量すなわち体積含水率を表わす。従って、土壌の汚水浄化

機能あるいは汚水負荷水量は、このフラックスによって表現してよい。また、酸素や浄化作用に伴って発生するガスが、水に溶解し、水の流れによって土壌中を移動するものであれば、やはり水のフラックスあるいは間隙内平均流速でこれを評価することができよう。

また、酸素や浄化に伴う発生ガスの移動が土壌中の空気の間隙を拡散することで生じるような場合は、空気間隙量がこれを律することになる。空気間隙量は、全土壌間隙に対して空気が占める間隙の比として与えられる空気率で表わすが、土壌水のほうからみると土壌の水による不飽和の度合を表わす。そこで、空気間隙をもつ土壌中の水の流れは不飽和の流れといわれる。

土壌中の水の流れには、こうした不飽和の状態で流れる不飽和流と飽和した状態で流れる飽和流の2つの流れがあるが、自然界に見られる地表付近の水の流れはほとんどの場合この不飽和流である。飽和流は、それに対して土壌を充填した人工土槽内に特別な水理的条件が荷せられたときに見られることが多い。土壌中の水の流れにおける不飽和状態の変化は、土壌における水の貯留や損出を次式のように表わした水の保存式によって知ることができる。

$$(\partial\theta/\partial t) + \nabla q = 0 \quad \dots\dots\dots(2)$$

表1 いろいろな土壌の飽和透水係数の値

単位は kgsm^{-3} である。(キャンベルの著書¹⁾から著者が抜萃したもの)

土 性	シルト分	粘土分	飽和透水係数
砂	0.05	0.05	$1.4(0.7-7) \times 10^{-3}$
ローム質砂土	0.10	0.07	
砂質ローム	0.25	0.10	$0.7(0.4-2) \times 10^{-3}$
シルトローム	0.65	0.15	
ローム	0.40	0.18	$0.4(0.2-0.6) \times 10^{-3}$
砂質粘土ローム	0.13	0.27	
シルト質粘土ローム	0.55	0.34	
粘土ローム	0.35	0.34	$0.2(0.1-0.4) \times 10^{-3}$
シルト質粘土	0.47	0.47	$0.07(0.01-0.1) \times 10^{-3}$
粘土	0.20	0.60	$0.1(0.04-0.3) \times 10^{-3}$

Masashi Nakano

昭和36年 東京大学農学部農業工学科卒業

39年 同学部助手

48年 同助教授

61年 同教授

農学博士

Sho Shiozawa

昭和52年 東京大学農学部農業工学科卒業

54年 同大学農学系大学院修士課程修了

55年 山形大学農学部助手

61年 東京大学農学部助手
農学修士

* Water Flow through Soils, 昭和62年5月6日受理

ただし t は経過時間を表わす。従って、土壌による汚水の浄化能を土壌中の水の流れから考えようとする場合には、(1)式および(2)式を連結して、フラックスの増減や体積含水率の変化を解析することがまず求められる。この解析手法はすでに手法として定着している。その詳細はキャンベルの著書¹⁾にある。

2. 水のフラックスと土壌の物理性の関係

水のフラックスを支配する土壌の物理的特性は、直接的には、(1)式における伝導率 K によって表わされている。ただし、伝導率には土壌中を流れる水の動粘性係数の影響も含まれているので、汚水に粘性がみられるときはその影響も伝導率で表す。

伝導率に対する土壌の物理性の影響は、飽和流でも不飽和流でも水が流れる土壌間隙の微細形態により生じる。土壌間隙の微細形態とは、各個の間隙の大きさ、広がりや縮小などの性状、屈曲性、種々の大きさの間隙の集合状況すなわち間隙径組成のすべてを指す。しかし、これは、土壌を構成する土粒子の粒径組成や土粒子の充填状態を表わす乾燥密度と土壌構造が決定する。そこで、伝導率の土壌物理性依存関係を数式表示する際は、粒径組成と乾燥密度とを用いることが簡便にはよく行われる。土壌構造の取り込みは、その量的な指標化が難しいため一般化にはまだ至っていないが、いくつか試みは進みつつある²⁾。不飽和流では、この因子にさらに不飽和の度合いが加わって伝導率を変化させる。つまり、特定のある土壌についていえば、ある乾燥密度のもとで、飽和流に対して1つの定数が伝導率に与えられるが、不飽和流に対しては体積含水率の関数として伝導率は与えられ、体積含水率が小さくなると急激に小さくなるような変化をみせる。こうした伝導率の数式表現の1例はキャンベル¹⁾に詳しい。さて、この伝導率は、普通、飽和流に対しては飽和透水係数といわれ、不飽和流を扱う場合は不飽和透水係数と呼ばれる。概略の性向としては、飽和透水係数は、土粒子の粒径が大きい土壌ほど大きく、特定の土壌では乾燥密度が小さいほど大きい。不飽和透水係数は、いま述べたように体積含水率が大きいほど大きい。

さて、土壌中の水のフラックスは、(1)式からわかるように伝導率が大きいほど大きくなる。不飽和流では、体積含水率が大きい、すなわち土壌中の水が多い湿ったときの方が水の少ない乾いたときよりもフラックスが大きくなる。また概して、この伝導率の大小の方が、次節に述べる土壌水のポテンシャル勾配の大小よりも水のフラックスの大小を律する効果が大きい。さらには伝導率がフラックスと同じ次元で表わされているので、土壌の浄化機能あるいは汚水負荷量はこの伝導率

の大小によっておおそ見積ることができよう。逆に、伝導率を制御することによって土壌の汚水浄化機能を制御することも可能である。すなわち、土壌微生物の基質分解反応速度に応じて、粒径組成や乾燥密度および体積含水率の大小を設定することにより水のフラックスの大小を適切に定め、土壌微生物の生態を最適化し、土壌の浄化機能を最大に維持することが可能であろう。

図1 土壌の不飽和透水係数と体積含水率の関係（中野、塩沢、石田のデータ）

3. 水のフラックスとポテンシャル勾配

水のフラックスを支配するもう1つの要因は、(1)式によれば土壌水のポテンシャル勾配である。これが大きければフラックスは大きく、小さければ小さくなる。一般に、飽和流の場合、このポテンシャル勾配は、対象とする土壌体の境界に荷せられた水理学的な圧力条件によって発生する圧力ポテンシャルとこれを見る場所の位置によって定まる重力ポテンシャルとの和の勾配で与えられる。不飽和流の場合、これはマトリックポテンシャルと重力ポテンシャルとの和の勾配で与えられる。

マトリックポテンシャルは、土壌が不飽和状態になり、土壌中の空気が大気と連続して大気圧を示すとき、土壌間隙内に形成される水と空気の界面の作用、すなわち水の毛管現象によって発生し、負値をとるものである。土壌中に水が少なくなると、小さい間隙にのみ水が存在するようになり、マトリックポテンシャルは小さくなる。すなわち、マトリックポテンシャルは体積含水率とある一定の関係を示す。この関係曲線は水分特性曲線といわれ、土壌ごとに特有のものになる。すなわち、土壌の水分特性曲線もやはり土壌の間隙形態により定められる。この数式表現も土壌の粒径組成と乾燥密度、そして土壌構造を用いて可能である。こ

の1例はやはりキャンベル¹⁾にある。水分特性曲線は、2式を解く際に必要な土壌の水分容量を与え、伝導率さえ推定¹⁾し、流れの解析に不可欠な役割を果たす。ただし、これは、土壌が乾きつつある過程のものと湿りつつある過程のものとは異なるものとなり、ヒステリシスを持つといわれ、流れの解析に際しての使用にあたっては使い分けねばならない。

さて、不飽和流の場合、マトリックポテンシャル勾配は、対象とする土壌体の境界に荷せられた大気圧以下の負圧条件により定められることもあれば、境界に与えられる水のフラックス条件のもとで定められるときもある。自然界では、降雨状況や灌水の供給条件で与えられ、蒸発が生じる場合には土壌表面に接する大気の状態、例えば日射の強弱、気温の高低、湿度の大小、風の強弱などにより定められている。

水のフラックスの制御は、従って、前に述べたような伝導率制御に加えて、土壌体に荷する境界条件の制御によるポテンシャル勾配制御によっても可能である。つまり、浄化機能や汚水負荷量の最適化はこれによっても可能となろう。

図2 マトリックポテンシャルと体積含水率の関係。ただし、マトリックポテンシャルは負号を省略して書き、水柱の高さで表している。(中野、雨宮、石田のデータ)

4. 水の流れの形態

4.1 湛水下の水の流れ

土壌による汚水の浄化に際し、土壌中の水の流れは単純化して言えば3つの形態がある。1つは土壌表面に水を湛水して供給する場合によく表われるものである。このとき水は鉛直方向に降下浸透していくが、この水の流れは土壌間隙中に空気を微小な気泡状にとり

残しつつ流れるような飽和に近い流れになる。従って、フラックスも飽和フラックスにほぼ等しく、その土壌の最大フラックスに近いものになる。しかし、実際には、地表面の土壌が乱されてシルト分が地表に浮き出して薄層を作ったり、地表に湛水した汚水中の懸濁物質が地表に沈積したり土壌間隙中に残積するような篩作用があって、地表に間隙の小さい土壌層いわゆる目詰まり層を作り、水のフラックスを小さくする。この目詰まり層の下に連なる土壌中では、目詰まり層で規制されるフラックスに見合って、不飽和状態を作ることにより伝導率を低下させ、水の保存則を満たすように不飽和流が次第に発達する場合がみられることがある。全層にわたり飽和流が継続する場合には、土壌中に浸入した汚水の微生物による浄化に伴いガスが発生し、このガスが土壌間隙中に気泡となるとどまるとき、土壌中の水の流れの間隙の通水断面が小さくなり、通水間隙の数も減少し、水のフラックスは始めに大きくとも漸次小さくなるような流れになることがよくみられる。土壌の汚水処理能力の予想外の量的な通減の原因は、バイオフィームの形成による通水間隙径の縮小の外にこうした水の流れの発生にも求めることができる。

4.2 散水下の水の流れ

汚水の土壌への供給は散水によっても可能である。散水の強度が土壌表面の水の浸入能すなわち地表における水のフラックスより大きくなると、地表には水が湛水してしまうが、それより小さい場合は散水は直ちに土壌中に浸入する。このときの散水強度が地表におけるフラックスに等しく、それは土壌の量的な汚水処理能力を表わす。散水が始まると、土壌中では、散水強度に応じて水の保存則を満たしつつ、ある平衡のマトリックポテンシャル分布、すなわち体積含水率分布の形成を目指して非定常な不飽和流が生じ、水が降下浸透する。やがてある定まった水分状態を維持しつつ

図3 2成層の土壌に湛水したときの水の浸入速度の変化例(HanksとBowers³⁾のデータ)

流れる定常な不飽和流が安定して継続するようになる。

4.3 地下からの水の上昇流れ

汚水の土壌への供給は土壌の下部すなわち地下に直接与えることでできる。地下水帯のように平面状に与えられることもあれば、点状の湧き出しとして与えられるときもある。このとき、水の供給地点の下側に伝導率の大きい土壌があると、水はその地点から上向きに毛管上昇もするが、重力ポテンシャル勾配の作用が効いてそれ以上に素早く下側に大部分が降下浸透してしまう。下側に伝導率の小さい土壌たとえば粘土分を多く含み密に締まった土壌あるいは人工の不透水壁などがあれば、水はその上側に滞留し、一種の地下水帯を形成する。この水は主に上向きに毛管上昇する。上向きの水の流れは、地下水面上に数十 cm の厚さの負圧で飽和した流れをまず形成し、高く上昇するにしたがって次第に不飽和流れを形成する。このフラックスは、上向きに流れを駆動しようとするマトリックポテンシャル勾配の一部を重力ポテンシャル勾配が打ち消すように働くため、両者の効果が相加される降下浸透流のものよりも小さくなる。土壌による汚水浄化は、この手の水の流れを利用するほうが効果がある場合がある。それは、土壌微生物による汚水中の基質の分解・反応速度が小さいとき、フラックスの大きさをそれに等しい程度に小さくできて、しかも必ず不飽和状態を作ることができ、酸素の地表からの供給や土壌中で発生したガスの地表への逸散が容易に行われる空気間隙の確保が適切なものになることがあるからである。言うまでもないが、この不飽和流を駆動するのは、地表における土壌水の蒸発による消散によって発生するマトリックポテンシャルの低下である。

4.4 自然土壌中の水の流れ

自然界では、一般に土壌は粒径組成、乾燥密度、土壌構造の異なる土壌が層をなして堆積している。これは、粗粒質土壌と細粒質土壌の2積層を単位としてみれば、その繰り返しとしてみることができる。この単位系では、例えば粗粒質に十分な水が供給され細粒質に浸み込む場合、粗粒質は容易に飽和流を作るが、細粒質はしばらく不飽和の流れを作った後に飽和流を作る。逆に細粒質に十分な水が供給され粗粒質に浸入する場合には、細粒質は完全な飽和流にはなかなか至らず、粗粒質も不飽和の状態にすることが多い。しかし、

いずれの場合も細粒質での流れが系としての流れを特徴づける³⁾。自然の土壌中では、こうした流れの状況がさまざまな組み合わせで直列に連結した流れが発生し、その中の汚水浄化に適した単位系の流れを使って浄化がなされているものと想像される。

また、自然界の土壌には、亀裂、植物根跡、小動物の活動跡のような大孔隙がある。こうした大孔隙は地表に水が湛水供給された場合にのみ水の通路として働く。すなわち、大孔隙がある場合の湛水下では、大孔隙を通る水の流れが土壌中の水の流れとなる。大孔隙を流れている水が生地の土壌に浸入する流れもあるが、それは土壌全体の水の流れとしてはほとんど貢献しない。そのため、フラックスは大きく、負荷量が大きくできるが、汚水の浄化は期待しにくい流れといえる。反対に、大孔隙が地下水帯まで連絡している場合、この流れにより汚水浄化どころか、汚水による地下水汚染が急速に進むことが予想できる。散水による水供給下では、生地の土壌中への水の浸入が卓越し、大孔隙中の通水は概して目立たない。水の地下供給の場合も大孔隙による水の上昇流れは表れない⁴⁾。すなわち、大孔隙は、飽和流れの際に水の大通路となり、不飽和流では水の流れに何の寄与もしない。大孔隙を主に通過して土壌中を水が流れるとき、(1)式および(2)式はそのまま適用することはできない。ポテンシャルに水理学的な圧力ポテンシャルを用いるにしても、伝導率は通水に貢献している大孔隙の形態に対して定義されるものになり、大孔隙がその中に十分に含まれる程度の大きな土壌体について平均的に定義され、測定されたものを用いる必要がある。このような水の流れの量的な解析は今後の課題となっている。

文 献

- 1) ゲイロン S. キャンベル著、中野政詩・東山勇監訳 (1987) パソコンで学ぶ土の物理学、鹿島出版会。
- 2) McKeague J.A., Wang C. and Topp G.C. (1982) Estimating saturated hydraulic conductivity from soil morphology, *Soil Sci. Soc. Amr. J.* **46**, 1239-1244.
- 3) Hanks R.J. and Bowers S.A. (1962) Numerical solution of the moisture flow equation for infiltration into layered soils, **26**, 530-534.
- 4) Beven K. and Germann P. (1982) Macropores and water flow in soils, *Water Resour. Res.* **18**, 1311-1325.