

II-1 水分恒数

三野 徹*

1. 研究の背景と整理の方針

シオレ点や液性限界などのように、農業上あるいは土工上で特別な意味を持つ土壌含水比を、水分恒数（水分定数）という¹⁾。本来、水分恒数は、シオレ点で代表されるような、植物の吸水性から土壌水を分類・分画する上での指標として、導入されたものであり、現在の水分恒数という用語も、おおむねこのような線に沿って用いられる場合が多い^{2,3,4)}。水分恒数そのものは古くから用いられている概念であり、最近の数10年間の研究にとくに目新しいものはないように思われる。しかしながら、わが国において、水分恒数の応用上での必要性が最近とくに強く意識され、それに付随して様々な研究が行われている。それは次のような理由によるものと考えられよう。

① 土地改良事業として畑地灌漑が組織的・系統的に実施されるようになり、その計画・設計基準を最急に整備する必要に迫られた。

② 列島改造という言葉に象徴されるように、産業基盤整備のための大規模な土工事が相ついで実施された。また圃場整備や大規模な開墾・干拓など、大量の土工を伴う農業土木事業が実施されるようになった。

そのために、土壌や土に対する知的認識を深めるためというよりはむしろ、工学的・技術的な観点から、土壌・土に対する関心が高まった。これが最近の水分恒数研究の基調にあったと言えよう。しかしながら、これら応用上の関心は、さらにその根底にある土壌水そのものへの関心を再び呼び起こすことになり、土壌水の存在状態を示す指標としての水分恒数に関する研究も行われるようになったと言えよう。

上述のとおり、もともと水分恒数は植物や農業との関連の下で研究が進められてきたが、土工上での土壌水の役割についての研究が進むにつれ、両者を共通の土壌水モデルにもとづいて説明づけようとする試みが当然生じてくる。とくに土壌水分と pF との関連でそれらを整理する中で、水分恒数の持つ物理的意味を明確にしようとする多くの試みが行われた。関東ローム研究グループによる一連の研究は、このような研究の流れを作る上で決定的な役割を果たした^{16,19)}。土壌水の状態を pF で統一的に把握し、共通の尺度の上で土壌水の力学的挙動、土壌水の運動、保水の状況などを整理しようとする試みは、大きな成功をもたらしたとともに、その後の土壌水研究の

流れに、重要な影響を残していったと言えよう¹¹⁻²⁴⁾。

水分恒数の研究は、このような土壌水研究の流れの中で大きな進歩を見た。個々別々に提案されていた各種水分恒数が、pF を尺度として統一的に整理され、相互の関連の下で理解されることとなって、研究上の一大画期を迎えたといえる。

以上のような研究展開を考慮し、最近の30年間の研究の動向の特徴を整理するために、ここではかならずしも一般的な水分恒数の定義とはいえないが、コンシステンシー、単分子層吸着量を含めた広義の水分恒数の定義¹⁾にもとづいて、主に『農業土木学会論文集』と『土壌の物理性』に掲載された研究成果を中心に、研究の流れを追って見る。

2. 農業上、土工上からの土壌の分類と水分恒数

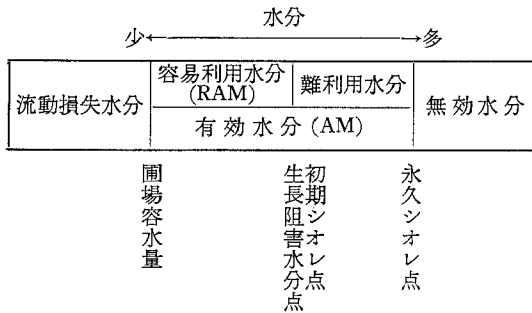
図-1 は、以上の研究の流れの下で整理された水分恒数の一覧図である。

これらの水分恒数は、土壌水の状態を分類する区分点になる。農業上あるいは植物の含水性から見た土壌水の分類と水分恒数の関連を図-2 に、土工上あるいは土の力学的特性から見た土壌の状態の分類と水分恒数のそれを図-3 に示す。土工上で問題となる土の力学的挙動から見た転移点を、水分恒数とすることについては多少の異論もあると思われる。しかし、前述したとおり水分恒数を広義に解釈して、農業上、土工上の土壌水分の区分を統一的に把握し、両者の相互関連をつけたことが、最近の土壌水分研究の最も大きな特徴であった^{1,16,17,42,44,50,52)}。

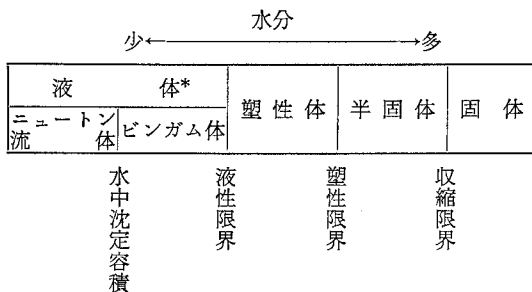
pF	農業上の水分恒数	土工上の水分恒数
-7	炉乾 (7.0)	
-6	単分子層吸着 (6.3)	
	風乾 (5.5)	
-5	吸湿係数 (4.5~6)	
-4	永久シオレ点 (4.2)	収縮限界 (4.0)
	初期シオレ点 (3.2~4.1)	
-3	水分当量 (3.0)	塑性限界 (3.0)
	生長阻害水分点 (2.5~3.5)	締固め最適含水比 (3.0)
-2	毛管連絡切断含水量 (=2.7)	
-1	圃場容水量(2.0~3.0) (最小容水量)	液性限界 (1.5)
-0	最大容水量 (0)	
-1		水中沈定容積(-1.0)

図-1 pF と各種水分恒数の対応

* 岡山大学農学部



図—2 農業上からの土壌水の分類と水分恒数



図—3 土の力学的特性の区分と水分恒数
(ビンガム体は液体ではないが、土の挙動の分類慣行に従った)

3. 畑地用水計画と水分恒数

(a) 畑灌有効水分と水分恒数

1960年代は、わが国の農業政策の重点が、それまでの水田偏重主義から、畑作振興へと移り変わる過渡期にあった。欧米に対して遅れをとっていたわが国の畑地灌漑の研究は、米国で完成した畑地灌漑の理論体系をもとに、わが国の自然立地環境や土地改良事業制度になじむように修正を施すことから出発した。中でもわが国のような湿潤地帯における作物の水分反応と、土壌水分の消費機構に関する研究に重点がおかれ、多くの研究成果が輩出した。今日のわが国の畑灌理論体系の基本的枠組は、この時期にほぼ作り上げられたといえよう。土壌水分恒数は、畑地灌漑事業の用水計画において、最も重要な計画諸元であったために、現在に至るまでにも、多くの研究が行われてきた^{5,9,10,20,48,49,54}。

植物による土壌水分の吸水特性として、ある特定の利用限界水分点が存在することは、広く知られている。これは永久シオレ点とよばれ、いろいろな植物についてほぼ pF 4.2 に対応する含水量となる。この永久シオレ点は、植物により利用される限界水分点を区分する水分恒数であるが、畑地灌漑上有効な水分、すなわち、植物生産に結びつく水分の限界点ではない。

植物の水分応答に関する議論は、諸外国において1950年代に盛んに行われた。その主要なものには次の三説が

ある。①永久シオレ点までは蒸散速度は減少せず、その点までの土壌水分は等しく有効であるとする説、②圃場容量から土壌水分の減少とともに蒸散速度は減少し、植物活性は徐々に低下するとする説、③両者の中間的なものとして、ある水分点までは植物に等しく有効であるが、それを越えて土壌が乾燥すると植物活性が低下するとする説である。これらの論争は決定的な結論が出ないままに終わっていた。

どのボタンをとるかによって畑地用水量は大きな影響を受け、灌漑施設の容量は大きく変化することになる。そのために灌漑工学上では、有効水分量の下限値をどのように設定するか、またその下限値を定める具体的な目標をどのようにとるかが最も重大な関心事となる⁴²。灌漑工学上では①、②の中間型である③の説がとられ、畑灌上の有効水分として容易利用水分がとられ、その区分点として生長阻害水分点を用いられる。

灌漑工学上のもう一つの重要な設計諸元として、有効水分の上限を区分する水分点が上げられる。これは重力に抗して土壌が保持できる最大の水分点と考えられ、圃場用水量 (FC) という水分恒数で表わされる。

畑地用水計画ではこの二つの水分恒数により、必要水量と、それを供給する灌漑組織が定まる。すなわち、この二つの恒数によって、スプリンクラーやパイプライン、ポンプを初め、さらに上位の送水施設の容量やダム規模が決まることになる。わが国の畑地の立地条件や社会環境に適した水分恒数の選択は、土地改良施設の計画設計技術の観点から、最も重要なポイントとなる⁴³のである。

(b) 研究の展開

わが国の気候、土壌、作物、営農や土地改良事業制度になじむ畑地灌漑理論の体系化へ向けての模索が1960年頃から始まる。椎名と竹中は畑地用水計画で最も基本となる諸元である総迅速有効水分量 (TRAM) を、わが国の畑地の立地環境に適したように決定する方法に関する研究を続けた。その中で畑地において正常な生産が期待できる範囲、容易利用水分量の下限値である初期シオレ点は、わが国ではかなり高水分 (pF 3.0~3.3) で生じること、また上限としては24時間含水量をとればよく、これは pF 1.6~1.8 に対応することを示した^{5,9}。

わが国の畑地土壌中では降雨が多いために比較的高水分の状態にあり、毛管調整作用が大きく働くために、土層間の水分移動が大きく、またその調整作用のために土層間の水分差は小さいことを明らかにした。このために、とくに下層の毛管連絡切断含水量が TRAM 決定に重要な役割を果たすことを指摘した^{5,9}。一方、この研究とは別に森田も、圃場における土壌水分変化の実測値の解析から、この毛管連絡切断含水量が水分分布の形成に

大きく影響することを指摘した⁷⁾。毛管連絡切断含水量の測定方法についてもいろいろ工夫が行われ、 pF 2.7~3.0に対応する水分点であることが明らかにされている⁴⁷⁾。

このように不飽和水分移動を考慮する必要があることと、畑作物の水分反応からかなり高含水側で初期シオレが見られること、有効土層が浅いことなど、わが国の畑地灌漑の特質が次第に明らかにされていった。

一方、富士岡らは陸稲の栽培試験を実施し、その収量の分析から、作物の正常生育の下限点として、遠心水分当量 (CME) を考えるのが妥当であることを示した¹⁰⁾。心遠水分当量は重力の1000倍の遠心力に抗して土壌が保持する水分量であり、土壌の保水特性と水分移動の特性を総合した水分恒数と考えられ、初期シオレ点と毛管連絡切断含水量の両特性をまとめて表現する水分恒数と考えられる。 pF で見ると、両者の中間の pF 3.0 付近に位置するといわれている。

遠心力と平衡状態にある土壌水分の pF 値については、いろいろの疑問や解釈が提出されている。かならずしも CME と pF と関連させることが妥当であるとは言えないが、経験的には pF 3.0 近傍に対応するとの多くの報告がある。測定も容易で、直観的に理解し易いこともあり、CME を容易利用水分の下限界とすることは、計画技術上で広く受け入れられるところとなっている。

1963年には関東ロームの水分研究グループによる組織的な研究成果が発表され、大きな反響を呼んだ。とくにこの研究グループによる研究の特徴は、広範囲にわたる組織的な調査と、土の力学的挙動、水分動態など、土のいろいろな物理的特性を総合的に取扱った点にあった¹¹⁾。中でも竹中らによる関東ローム中の自由水分と非自由水分の研究は、その成果を代表するものであろう^{14,15)}。骨格粒子の一部のように振舞い、植物が利用できない非自由水分と、流動し、植物が利用できる自由水分とを区分し、その区分点の水分恒数として収縮限界とシオレ点を上げ、 pF 4.0前後に対応することを示したことは、農業上の水分恒数と土工上のそれとが、一つの土壌水モデルで統一できることを示す重要な例となった。この pF 4.0 は色々の点で重要な意味を持つことが、その後、次々と明らかにされて行った。

一方、このような流れとは別に、金木らは PEG を用いて水分ストレスを調整した溶液の中でキュウリを栽培し、永久シオレ点、初期シオレ点、生長阻害水分点の pF を求め、それぞれ pF 4.3~4.5, pF 3.9~4.0, pF 3.4~3.7 に対応することを示した。この値は従来の土壌中で栽培して得られた値よりやや高い値となっている。これは土壌中で水分移動による pF 低下によるものと考え、水分恒数は土壌水の移動特性にも大きく影響を受け、それ

が従来の実験で水分恒数が一意的に定まらない大きな理由であると主張した。水分恒数はあくまでも水分移動のバランスの下で決まり、SPAC の概念の導入が必要であるとしている²⁰⁾。なお同時にこの研究では、従来の水分恒数研究のレビューを行っているので参照されたい。

石田らは、SPAC にもとづき、畑地における水分消費は、土壌中の水の動きだけでなく、土壌~植物体~大気の一つの連続システムとして考えてゆく必要のあることを示した。このような観点に立てば、水分恒数の持つ物理的内容について、もう一度根本的に検討を要するといえよう。

もともとここで示した水分恒数は、畑地灌漑計画諸元としての意味が強く、植物の水分反応を考慮した畑地灌漑理論については、やっと研究の緒についたばかりである^{37,53)}。それらの成果が具体的に畑地用水計画体系の中へ折込まれるのはかなり先のことと思われるが、さらに詳細な研究を進めてゆかねばならない重要な分野であるといえよう。

(c) 畑地灌漑理論の新しい体系へ向けての動きと水分恒数

その後、畑作農業をめぐる環境は大きく変化し、また畑地灌漑事業も広域化、大規模化してゆく中で、他種水利との間の水利用の競争が生じるようになってきた。これまでの安全側の計画思想は、水資源の逼迫の折から、社会的コンセンサスを得ることが次第に難しくなっており、新たに経済的用水量概念が浮上するなど、従来の理論体系を抜本的に見直さなければならない時期にさしかかっていると考えられる。

竹中らは、FC~CME の間では一定の割合で水分消費があるとするこれまでの理論の前提に修正の必要のあることを指摘した。また、毛管調整作用は下層から上層へ向う調整だけではなく、逆方向の調整もありうる。とくに FC 近くの比較的高含水状態では、下層への水分移動が存在することを明らかにした。現行の計画基準では土壌水分減少法により消費水量 (蒸発散量) を測定することになっているが、この方法では下層への水分移動を蒸発散量に含めてしまうことになり、過大な蒸発散量を推定することになると警告している⁴⁰⁾。

河野らは、畑作物の水分反応を、作物統計と気象統計との分析から明らかにし、作物によって有効水分範囲は大きく変化することを指摘している³⁸⁾。また、露地の果菜類やハウス内作物では、きわめて高水分状態に保つことが望ましいことも明らかにされている^{48,49,54)}。

これら畑地灌漑をめぐる研究の新しい動きは、再び水分恒数という形で整理され、具体的な灌漑計画の中に生かされてゆくものと考えられる。この新しい動きが水分恒数に成熟する過程において、わが国の気候立地や社会

環境に最もうまく適合した畑地灌漑理論の体系化が図られてゆくであろう。水分恒数は、このように基礎研究と具体的な技術を結ぶかけ橋となるものである。水分恒数は土壤水分の分画、分類と密接な関わりを持つきわめて基礎的な概念であることは勿論である。しかし、一方でそれは決して絶対的なものではなく、時代時代の背景の下で決まる、工学的、技術的性格を持つ相対概念であるという側面を有していることを、十分理解しなければならないであろう。

4. 土の力学的挙動と水分恒数

(a) 土の力学的挙動の転移点と pF

最近の30年間の土壤水分研究の大きな特徴の一つとして、土壤物理学と土質工学の研究上の接近をあげることができよう。とくに関東ローム研究グループによる研究がこの点に大きく貢献した。もともと土質工学は経験を重視するきわめて技術的志向の強い内容を持つ分野である。長い経験を経て定着したコンシステンシー限界は、その物理的内容はかならずしも明確ではないにもかかわらず、技術上では大きな意味を持っている。その物理的内容に総合的・組織的に接近を試み、大きな成果をあげたのは、上記研究グループが最初ではないかと思われる。

この研究の一つの特徴は、コンシステンシー限界を pF で整理した点にあり^{16,17,20,21}。それまでに行われていた土壤水の熱力学的研究、力学的転移点に関する研究を、特異な性質を持つ土壤である関東ロームに総合することによって、その特異性の解明に成功した。その成果はさらに土壤一般の力学的挙動へと普遍されて行くことになった。その結果、各種のコンシステンシー限界は土壤が変わっても特定の pF 値に対応すること、それは土壤水分の分類と密接な係わりを持ち、そのために水分恒数とみなせること、さらにその水分恒数は農業上の水分恒数とかなりよく対応していることが明らかにされて行った^{38,34,36}。また土壤をいろいろ処理した場合の物理性の変化するメカニズムが、この水分恒数の変化を通して明らかにされて行った。

このような一連の中で得られた最も重要な概念は、自由水分と非自由水分との区分であろう。流動する液態的な水分と、流動しない固態的な水分としてこれはイメージされ、その区分点が pF 4.0 前後に対応し、農業上の重要な水分恒数である永久シオレ点に対比できることが示された。農業上の水分恒数と土工上のコンシステンシー限界が同一の pF 座標軸の上に並べられ、同一の土壤水分モデルの下で統一して解釈できることを示す格好の例となった^{14,15}。

(b) 研究の展開

須藤と安富はベントナイトを試料として、粘土ベース

トのニュートン流動からビンガム体の流動を示す限界点が沈定容積に対応することを明らかにした^{6,8}。これは関東ロームの研究に引継がれ、さらに土壤の加工性の指標となるコンシステンシー限界の研究へと発展した。多田らは関東ロームの主要粘土鉱物であるアロフェンの水蒸気吸着面積が異常に大きいことに注目し、関東ロームの特異な挙動の原因がこのアロフェンの親水性にあることを示した¹²。水蒸気単分子層吸着は pF 6.3 に対応し、この単分子層吸着量は土粒子の親水性を表わす水分恒数と考えられる^{26,27,45}。竹中らはいくつかの力学挙動、保水特性を考慮して、関東ロームの自由水分と非自由水分の境界を pF 4.2 の水分点に置くことを提案した^{14,15}。関東ロームに見られるような乾燥による顕著な物理性の変化メカニズムは、土壤水の自由化、非自由化現象によりうまく説明づけられることを示した^{22,23}。

これとは別に長田は、土壤水の運動を透水性と通気性の比較から分析し、pF 3.0 の水分点が流動水と難流動水の区分点になることを示した¹³。また、伊藤も土壤水の誘電率の検討から、pF 3.0 前後で土壤水の物性が変化することを示唆した。先の自由水と非自由水の区分点、流動水と難流動水の区分点は、いずれも畑地灌漑上の土壤水分の区分点とよく対応している。

須藤と竹中は、以上を総合して、土壤構造との関連から土壤～水システムの状態をいくつかに分け、その区分点として沈定容積、液性限界、塑性限界、単分子層吸着量に対応するとした^{16,17}。

このように、関東ロームの研究を中心に、土壤の力学的転移点は特定の pF 値に対応し、その区分点は一種の水分恒数とみなせることが次第に明らかにされて行った。しかしながら、従来から提案されているコンシステンシー限界、たとえば液性限界が果たして物理的に意味を持つかについての疑問も提出されている。新しい液性限界の定義をそのための測定装置も考案された²⁸が、かならずしも実用までには至っていない。

このような関東ロームの研究成果は、火山灰土壤中の水分に関する理解を大きく深めたが⁴⁶、一般の土壤へも拡張されて行った。寺沢と上田は水田土壌群の研究から、その生成環境によって、CME や永久シオレ点、コンシステンシー限界などの水分恒数がほぼ決まると主張した^{24,25}。前田らは、有機物を多量に含む土壤は特異な物理性を持つことを示した³¹。相馬は北海道の火山性ロームの液性、塑性限界が pF 4.0 以上に乾燥させると、その乾燥の程度によって規則的に変化することを明らかにした¹⁴。小谷らは大山火山灰土を中心に³⁰、また、竹中、堤らは火山灰および非火山灰に由来する有機質土についても、関東ロームと同様の性質が見られること、また有機質含有量が10%を越えるか越えないかでその性質が異

ってくることを示している³⁸⁾。

以上のようにして、土の力学的挙動が変化するメカニズムが次第に明らかにされ、その変化点の水分量に対応する pF 値はほぼ一定になることが明らかになっていった。コンシステンシー限界を初めてとする様々な土の力学的転移点は水分恒数とみなしうる^{42,44,52)} ことが定着して行ったといえる。

今後、土質工学分野で、土中水の pF の理解とその応用研究の一層の進展が期待され、土壌物理学との接点部が益々拡大してゆくことと思われる⁴⁹⁾。

5. その他水分恒数に関する研究

単分子層吸着量は最も基本的な水分恒数として注目を集めてきている^{12,45)}。竹中らは単分子層吸着量の乾燥による変化を検討している¹⁵⁾。また藤原らは、クロボク土の水分吸着特性について、単分子層吸着エネルギーをもとに分析している²⁷⁾。また葛上は液性限界や塑性限界、締固め最適含水比などが単分子層吸着量の関数として表現できることを示した^{26,32)}。各種の含水量は、単分子層吸着量との比をとることによって、水膜厚さのような強度イメージを持つ無次元量に換算できるために、単分子層吸着量は、上述してきたような各種の水分恒数とはやや異った、基本的な意味を持つ水分恒数とみなすことができよう。

石田らは、三相状態の土壌熱伝導機構が圃場含水量近傍の pF 1.6~1.8 と、永久シオレ点近傍の pF 4.0 で大きく変化することを示した^{37,39,41)}。このように水分恒数は、土壌水の存在形態を分類する区分点に対応するために、保水性や力学的挙動のみならず、他の物理性一般についての含水量による変化点として、重要な意味を持つことがうかがえる。

6. おわりに

1960年頃から始まる列島改造ブーム、圃場整備事業や畑灌漑事業の急速な進展に伴って、土壌物理研究は大きな刺激を受け、新展開が見られた。本文では、土壌水分の研究動向を通して、このような背景下での土壌物理学と土質工学の接近を見るとともに、古くて新しい研究課題である水分恒数の研究の流れを概観した。もとより浅学の筆者が、筆者ととくに関わりの深い『農業土木学会論文集』と『土壌の物理性』に掲載された論文のみをもとに、独断と偏見をまじえて、敢て研究の流れを整理した。錯誤や脱落も多いかと思いますが、補足や御批判をいただければ幸に思います。

引用文献

〔単行本〕

1) 山崎不二夫編；土壌物理，89~84，養賢堂（1969）

- 2) 土壌物理性測定法委員会編；土壌物理性測定法，113~128，養賢堂（1975）
 - 3) 土壌物理研究会編；土壌の物理性と植物生育，17~19，養賢堂（1979）
 - 4) 農業土木学会；農業土木標準用語事典（改訂3版），190~191，農業土木学会（1983）
- 〔農土研別冊，農土論集〕
- 5) 椎名乾治，竹中 肇；畑地保留水の消費機構（I），農土研別冊，2，49~55（1961）
 - 6) 須藤清次，安富六郎；土壌ベーストの流動（I），農土研別冊，2，71~74（1961）
 - 7) 森田 浩；土壌水分の変動並びに分布（VII），農土研別冊，3，35~39（1962）
 - 8) 須藤清次，安富六郎；土壌ベーストの流動（II），農土研別冊，3，40~45（1962）
 - 9) 椎名乾治，竹中 肇；畑地保留水の消費機構（II），農土研別冊，4，24~30（1962）
 - 10) 富士岡義一，西出 勤；畑地用水量決定の合理化に関する研究（I），農土研別冊，5，10~16（1963）
 - 11) 山崎不二夫，八幡敏雄，須藤清次；関東ロームの物理的性質；農土研別冊，7，1~13（1963）
 - 12) 多田 敦，竹中 肇，相馬恒一，黒部 隆，端山好和；関東ロームの構成粒子特性，農土研別冊，7，14~21（1963）
 - 13) 長田 昇；土壌の通気性に関する実験的研究（III），農土研別冊，7，48~53（1963）
 - 14) 竹中 肇，田淵俊夫，田淵公子，多田 敦；関東ロームの自由水分，農土研別冊，7，61~67（1963）
 - 15) 竹中 肇；関東ロームの非自由水分，農土研別冊，7，68~75（1963）
 - 16) 須藤清次，竹中 肇，安富六郎；関東ロームの工学的特性（I），農土研別冊，7，92~98（1963）
 - 17) 須藤清次，安富六郎；関東ロームの工学的特性（II）農土研別冊，7，98~104（1963）
 - 18) 伊藤 実；土壌吸着水の物理的性質，農土研別冊，11，19~23（1965）
 - 19) 山崎不二夫，須藤清次；土の工学的挙動，農土論集，14，1~10（1965）
 - 20) 妹尾 学；土壌水エネルギー指数 pF による土壌構造の考察，農土論集，14，11~15（1965）
 - 21) 東山 勇，須藤清次；土の力学的転移点，農土論集，14，27~31（1965）
 - 22) 山崎不二夫，竹中 肇；風乾がアッタベルグ限界に及ぼす影響，農土論集，14，46~48（1965）
 - 23) 伊藤 実；液性限界を求める新しい測定法の提言と考察，農土論集，28，7~11（1969）
 - 24) 寺沢四郎，上田和夫；水田土壌群の物理・工学的特性に関する研究（III），農土論集，33，16~24（1970）

- 25) 寺沢四郎, 上田和夫; 水田土壌群の物理, 工学的特性に関する研究 (IV), 農土論集, 33, 25~32 (1970)
- 26) 葛上 久, 尾崎勲司, 中谷三男; 比表面積と液性限界の関係, 農土論集, 37, 61~67 (1971)
- 27) 藤原宏志, 馬場信幸; 南九州火山灰土壌における水分保持機構に関する研究, 農土論集, 48, 29~33 (1973)
- 28) 相馬尅之, 前田 隆; 火山灰ローム土の初期含水比が液性限界におよぼす影響, 農土論集, 49, 27~34 (1974)
- 29) 金木亮一, 富田正彦; 根毛表面の水分ポテンシャルと植物の応答について, 農土論集, 58, 26~32 (1975)
- 30) 小谷佳人, 河野 洋, 内田勝利; クロボクの有機物含有量と物理的性質, 農土論集, 60, 7~13 (1975)
- 31) 前田 隆, 相馬尅之, 佐々木清一; 腐植が土の物理性におよぼす影響, 農土論集, 61, 9~17 (1976)
- 32) 葛上 久, 中谷三男; 比表面と塑性限界および締め特性との関係, 農土論集, 67, 23~29 (1977)
- 33) 竹中 肇, 足立忠司, 堤 聡, 長田 昇, 河野 洋, 小谷佳人, 三輪晃一; 火山灰および非火山灰段丘滞積物に由来する有機質土の物理的性質, 農土論集, 71, 1~15 (1977)
- 34) 堤 聡, 足立忠司, 竹中 肇; 乾燥条件より見た有機質土の理工学的性質の変化, 農土論集, 71, 8~15 (1977)
- 35) 石田朋靖, 中野政詩; 土壌~植物~大気系における土壌水分消費の動態, 農土論集, 92, 26~34 (1981)
- 36) 前田 隆, 相馬尅之, 足立忠司, 竹中 肇, 堤 聡; クロボク土の物理性の特徴と問題点, 農土論集, 103, 1~12 (1983)
- 37) 石田智之, 三野 徹, 丸山利輔; 低含水領域における土壌の熱伝導: 農土論集, 103, 28~34 (1983)
- 38) 河野 広, 山田 盾; 畑作物の水分反応の実態, 農土論集, 109, 1~7 (1984)
- 39) 石田智之, 三野 徹, 丸山利輔; 高含水領域における土壌の熱伝導: 農土論集, 110, 67~74 (1984)
- 40) 竹中 肇, 駒村正治; 節水を考慮した1回の灌漑水量についての再検討, 農土論集, 111, 25~33 (1984)
- 41) 石田智之, 三野 徹, 星 仰, 丸山利輔; 粘土-有機物複合体の熱伝導, 農土論集, 111, 63~72 (1984)
- [土壌の物理性]
- 42) 安富六郎; 土壌のコンシステンシー, 土壌の物理性 11~12, 9~22 (1965)
- 43) 椎名乾治; 土壌水の2・3の恒数について, 土壌の物理性, 11~12, 83~90 (1965)
- 44) 竹中 肇; 土壌水のエネルギー概念 pF の工学的検討, 土壌の物理性, 14, 21~25 (1966)
- 45) 須藤清次; 土壌の比表面積と BET 法による測定, 土壌の物理性, 16, 39~42 (1967)
- 46) 岩田進午; 火山灰土壌の水分について, 土壌の物理性, 18, 18~21 (1968)
- 47) 椎名乾治, 野中仙三郎; 毛管連絡切断含水量について, 土壌の物理性, 24, 14~16 (1971)
- 48) 河森 武; 野菜栽培土壌の適性判定と土壌水分管理, 土壌の物理性, 26, 14~32 (1972)
- 49) 中島田 誠; 施設栽培における灌水点, 土壌の物理性, 26, 56 (1972)
- 50) 桑原 徹; 土中水と土の物理的・力学的性質, 土壌の物理性, 28, 23~27 (1973)
- 51) 前田 隆, 相馬尅之; 土のコンシステンシーに影響をおよぼす因子について, 土壌の物理性, 30, 15~22 (1974)
- 52) 東山 勇; Atterberg Limits の工学的意義, 土壌の物理性, 30, 23~28 (1974)
- 53) 相馬尅之; 初期含水比が土の液性, 塑性限界に及ぼす影響, 土壌の物理性, 38, 16~22 (1978)
- 54) 嶋田福也; 園芸作物における水分消費特性, 土壌の物理性, 45, 19~26 (1982)

II-2 土壌水分のヒステリシス現象

加藤英孝*

1. はじめに

土壌の水分含量と土壌水のポテンシャルとを関係づける pF-水分特性曲線は通常脱水過程に対して測定されることが多い。しかし吸水過程に対する pF-水分特性曲線は一般に脱水過程に対するそれとは一致せず、同一サクション下での水分含量は系の脱水・吸水履歴によって異なる。この水分含量の差異は、系が平衡に達していないことによるのではなく、脱水・吸水が十分にゆっくりに行われてもなお観察される。これが土壌の水分含量 (体積水分率 θ , あるいは含水比 w) とサクション Ψ (あるいはポテンシャル ϕ) との間にみられるヒステリシスである (図-1)。

同様のヒステリシスは不飽和透水係数 K と Ψ との間にも存在する (K と θ の間のヒステリシスは K - Ψ 間のそれに比べればずっと程度が小さく、無視できる程度のものであることも多い)。土壌中の水分移動は K - Ψ 間および Ψ - θ 間のヒステリシスのために、脱水・吸水前歴の

* 農業環境技術研究所

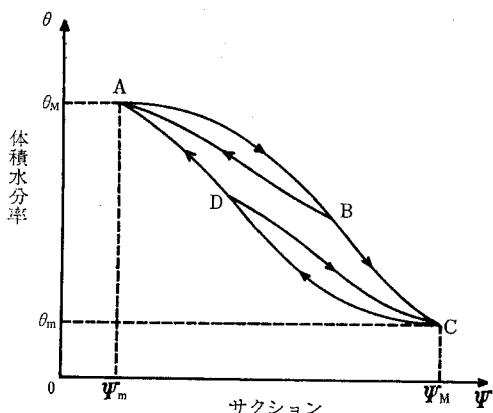


図-1 体積水分率 θ とサククション Ψ 間のヒステリシス。ABC は主脱水曲線、CDA は主吸水曲線。BA は一次吸水走査曲線、DC は一次脱水走査曲線をあらわす。

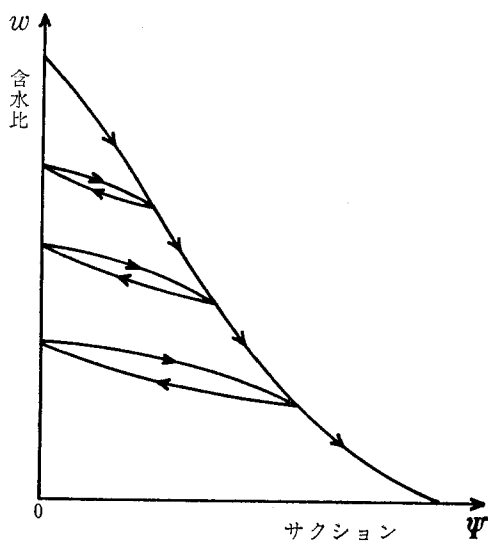


図-2 体積変化をともなう場合の含水比 w とサククション Ψ との間のヒステリシス的關係

影響を受ける。

低湿地土壌の乾燥過程などでみられる、保水性の変化あるいはそれに関連した工学的性質の変化も、脱水・吸水前歴の影響を受けるという点ではヒステリシス的である。が、この場合には脱水・吸水による土壌の体積変化が深く関係しており、 $w-\Psi$ 間で描かれる曲線群 (図-2) は閉じたヒステリシス・ループを示すとは限らない (この点でこれは厳密にはヒステリシスと呼ぶべきではないかも知れない)。

ここでは、土壌中の水分移動に対するヒステリシスの影響およびヒステリシスの生じる機構についてまず述べ

る。つぎに近年進んだ $\theta-\Psi$ 間のヒステリシスのモデル化理論について説明する。これらはいくつかの実測曲線から任意の走査曲線を予測しようとするものである。最後に体積変化をともなう場合のヒステリシス的現象について乾燥による土壌の物理性の変化と関連させて述べ、ヒステリシス的現象には三つのタイプが考えられることを強調することにした。

2. ヒステリシスと土壌中の水分移動

土壌中の水分移動現象はヒステリシスの影響を二通りの方法で受ける。一つは $\theta-\Psi$ 間のヒステリシスによるもので、これは水分移動停止後の平衡時の土層内水分分布を左右する。他の一つは不飽和透水係数 $K(\Psi)$ とサククション Ψ との間のヒステリシスによるもので、静水学的平衡に向って生じる水分移動の速度に影響を与える。平衡時を除けば土層内水分分布は水分移動速度の影響を受けるので、 $K(\Psi)-\Psi$ 間のヒステリシスの影響を被ることになる。とくに水分移動が平衡によって停止する前にその向きが逆転される場合には、 $K(\Psi)$ のヒステリシスは逆転時の土層内サククション分布に応じて土層内各地点のサククション履歴にも影響を与えるであろう。

図-3 は風乾土をつめたカラムに水が浸入・再分布する間にカラム内各地点の土壌がたどる $w-\Psi$ 曲線を示したものである。各地点の土壌がたどる曲線は吸水過程では単一の主吸水曲線であり、脱水過程では各地点が経験する最大水分含量でそれぞれ主吸水曲線から分岐する一次脱水走査曲線である^{1,2)}。この最大水分含量はカラ

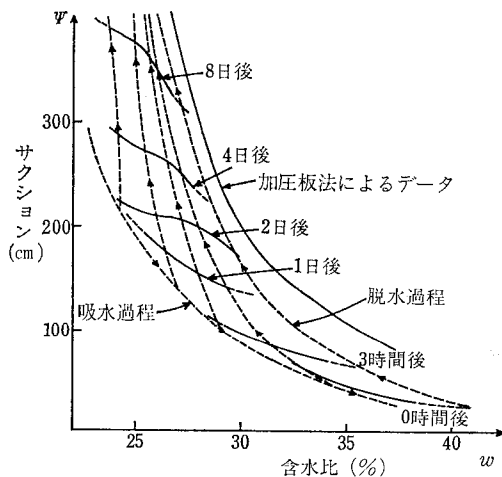


図-3 浸入・再分配過程での含水比-サククション曲線。カラム内の各地点の土壌は主吸水曲線およびいずれかの一次脱水走査曲線をたどる。実線は一定時間経過後のカラム内の異なる地点間を結んで得られる含水比-サククション曲線 (Staple¹⁾ による)。

ム上層ほど高いので、再分布時の脱水過程では同一サククション下の水分含量はカラム上層の土壌ほど高い。このため任意時にカラムの各地点間を結んで得られる $w-\Psi$ 曲線の勾配の大きさは、主吸水曲線・一次脱水走査曲線群のいずれのそれよりもずっと小さい¹⁾。このようなサククション勾配の減少が、ヒステリシスによって水分移動が抑制されるひとつの原因である。いくつかの初期条件の下で浸入・再分布実験を行った例²⁾、ヒステリシスのために地表面付近の水分量の減少および浸潤前線の進行が抑制されることを数値計算によって示した例³⁾がある。

3. ヒステリシスの生じる機構

土壌中の水分保持・水分移動現象でみられるヒステリシスは究極的には水分含量とサククションとの間に存在するヒステリシスによるものであると考えられる。このヒステリシスの生じる機構には次のようなものがある。

(a) インクビン効果

土壌中の空隙どうしの接合部の径がその空隙の最大径より小さい時には、空隙からの脱水時のサククションが吸水時のそれよりも大きいということがおこる。砂質土でのヒステリシスはこれによって説明される。

(b) 平行板間の毛管凝縮

向かいあった平行板間の空隙に脱水時に毛管力によって保持される水の量が、同一サククション下で吸湿時に水膜の形で保持される水の量より多いことがある。

(c) 接触角の変化

固相表面が疎水性物質などの不純物で汚れている時には、吸水時の接触角は脱水時のそれより大きくなる。このため水分含量が同じであれば脱水時の方がかかっているサククションは大きい ($\Psi = 2\sigma \cos \theta / r$, θ は水と固相表面の間の接触角, σ は水の表面張力)。接触角は土壌固相表面の親水性の程度と関連しており、疎水的なものほどその値は大きい。土壌中の有機物は多かれ少なかれ疎水性を示すことが確かめられており、いったん乾燥された土壌はしばしば水をはじき、容易に再湿潤されないことがある⁴⁾。

(d) 気泡の封入

完全に飽和した土壌を脱水したのちサククション 0 の下で再吸水させても、最初の水分含量はしばしば回復されない。この理由の一つは吸水時に空隙の一部に気泡が封入されることである。この現象は親水性のガラスビーズをつめた系でもみられる⁵⁾ が、疎水的な有機物を含む土壌ではさらに著しいであろう。Peck⁶⁾ は封入空気の安定性について考察し、球状の気泡は 3 bar 以上のサククションで安定、空隙に閉じ込められた非球状の気泡はつねに安定であろうと推定している。

(e) 土壌の体積変化

脱水による収縮と吸水による膨潤もまた土壌が同一サククション下でさまざまな量の水分を保持しうることの原因の一つである。粘土含量が多い場合には、空隙はともに水で飽和されているにも拘らず脱水過程と吸水過程とでは含水比が異なることがある。これは脱水・吸水過程の間に粘土粒子の塑性的再配列 (plastic readjustment) が生じ、結果として土壌の空隙体積が変化するためである⁷⁾。この場合には脱水・吸水前歴によって任意のサククション下では水分含量だけでなく、空隙径分布もまた異なる。この種の土壌では最終的な再現性あるヒステリシス・ループを得るためには土壌を収縮限界まで乾燥する必要がある⁸⁾。

4. ヒステリシス現象のモデル化

くり返し起こる土壌の吸水・脱水両過程とヒステリシスの存在のために、土壌中の各部分は、 $\theta-\Psi$ 平面上ではそれぞれ起点の異なる走査曲線上にあると考えなければならない。とはいえ、あらゆる可能な吸水・脱水条件を仮定して、それらに対応するすべての走査曲線を実験的に得るには多くの労力を要する。このため、土壌水分ヒステリシスをモデル化し、いくつかの実測された $\theta-\Psi$ 曲線からその他の走査曲線を予測する試みが生じてきた。モデル化にあたって設けられた仮定のうちの主要なものは独立領域理論 (independent domain theory)⁹⁾ および相似仮説理論 (similarity hypothesis)^{10,11)} である。ここでは従属領域理論 (dependent domain theory) にもふれる。

(a) 独立領域理論

これは Everett and Whitton¹²⁾ によるヒステリシスの独立領域理論が土壌水分ヒステリシスに適用されたものである。彼らによれば、ヒステリシスは一般には、系のなかに多数の独立な領域 (domain) が存在し、少なくともその一部は準安定性 (metastability) を示しうることに帰せられる。準安定性現象は領域内部のポテンシャル・エネルギーを内部の従属変数 (例えば領域内の水の体積 v) の関数としてみたときに、二つの極小点が同時に存在し、かつ二つの極小点間にポテンシャル障壁が存在するために、より浅い極小点が領域の状態を代表することがありうることによる。この準安定な状態は、外部の独立変数 (例えばサククション) の変化によってポテンシャル障壁が十分に小さくなった時に生じる領域内の状態の自発的かつ不可逆的な変化によって打破される。この変化が生じたあと、外部変数を逆向きに変化させたときに領域がたどる道すじは、再びポテンシャル障壁の存在のために、“行き”にたどった道すじとは異なる。準安定性現象はヒステリシスとは異なり、ふつう簡単には再現不可能であり、そこでの変化は不可逆的に生

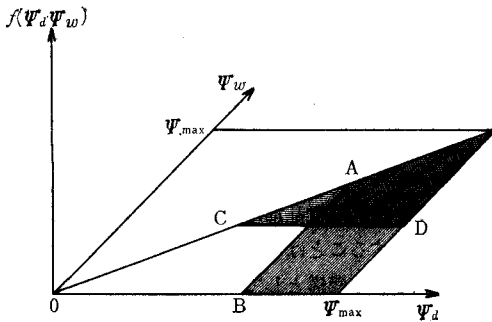


図-4 独立領域理論⁹⁾による脱水・吸水過程のモデル。脱水過程は線分A Bの右方への、吸水過程は線分C Dの下方への移動でそれぞれ表わされる。斜線部が水で満たされた間隙に相当する。

じ、走査曲線も存在しない。しかしこの準安定性を示す個々の領域をかき集めたものが系全体としてたどる道すじは安定でかつ再現可能であり、この系はヒステリシスを示す系となる。

Poulovassilis⁹⁾はこの独立領域理論を土壌水分ヒステリシスに適用し、次のような対応する仮定を設けた。①サクションが0から Ψ_{max} に上昇する時に系から脱水され、 Ψ_{max} から0に下降する時に吸水される水の全体積 V_t を小さな体積をもった要素に分割できる。②各要素は Ψ_d から $\Psi_d + \delta\Psi_d$ の間に空になり(脱水過程)、 Ψ_w から $\Psi_w - \delta\Psi_w$ の間に満たされる(吸水過程)。この要素の体積 $\delta V(\Psi_d, \Psi_w)$ は次式で表わされる：

$$\delta V(\Psi_d, \Psi_w) = f(\Psi_d, \Psi_w) \times \delta\Psi_d \times \delta\Psi_w$$

ここで $f(\Psi_d, \Psi_w)$ は上のサクション範囲でそれぞれ脱水・吸水される間隙水の分布を与える関数(図-4)。この体積 $\delta V(\Psi_d, \Psi_w)$ は実測された主脱水曲線・主吸水曲線および脱水・吸水いずれか一方の走査曲線群から求められる。得られた $\delta V(\Psi_d, \Psi_w)$ 一覧図を用いれば、いかなるサクション変化を受けた後の任意のサクション下の系の水分含量をも予測することができる。Poulovassilis⁹⁾は焼結したガラス・ビーズからなる系を用い、予測された一次走査曲線が実測されたそれとよく一致することを認めた。この方法は脱水・吸水過程の間に気泡が封入される系に対しても、サクション Ψ_d ごとに封入される気泡の体積を求めることによって適用できる⁵⁾。

(b) 相似仮説

これは主脱水曲線および主吸水曲線の2本の実測曲線だけから独立領域理論によって任意の走査曲線を予測できるよう、系内の間隙水分布、すなわち分布関数 $f(\phi_w, \phi_d)$ に関してたてられた仮説である。

1) Philip¹⁰⁾の相似仮説 吸水時のポテンシャル ϕ_w ($= -\Psi_w$)の、脱水時のポテンシャル ϕ_d に対する比の

分布は脱水時のポテンシャルに独立である、と仮定する。この仮定は次の式で表わされる：

$$f(\phi_w, \phi_d) = -g(\phi_d)h(\phi_w/\phi_d)/\phi_d$$

ここで $g(\phi_d)$ は主脱水曲線上の $\partial\theta/\partial\phi_d (= \int_{\phi_d}^0 f(\phi_w, \phi_d)d\phi_w)$ 。 $h(\phi_w/\phi_d)$ は正規化された分布関数で、主脱水曲線上の $\partial\theta/\partial\phi_w$ を表わす関数 $j(\phi_w)$ に関する次の式から求められる：

$$j(\phi_w) = \int_{\phi_{min}}^{\phi_w} f(\phi_w, \phi_d)d\phi_d = \int_{\phi_w}^{\phi_{min}} \frac{g(\phi_d)}{\phi_d} h\left(\frac{\phi_w}{\phi_d}\right) d\phi_d$$

この方法では正規化された分布関数 $h(\phi_w/\phi_d)$ を求めるのに複雑な数学的手続きを要するが、仮定自体の斬新さは評価されてよいと思う。

2) Mualem¹¹⁾の相似仮説 間隙水分布関数 $f(\phi_w, \phi_d)$ は2つの独立な分布関数 $h(\phi_w)$ と $l(\phi_d)$ の積で表わせると仮定する。これは脱水された間隙が再吸水する時のポテンシャルの分布は脱水時のポテンシャルによらないことを意味する。Mualem¹¹⁾は主脱水曲線および主吸水曲線から求められる2つの関数 $H(\phi) \equiv \int_{\phi_{min}}^{\phi} h(\phi)d\phi$ および $L(\phi) \equiv \int_{\phi_{min}}^{\phi} l(\phi)d\phi$ を導入し、任意の走査曲線上のポテンシャル ϕ の下での水分の含量がこれら2つの関数を用いて予測できることを示した。この方法では分布関数 $f(\phi_w, \phi_d)$ に関する一覧図を求めなくても目的の走査曲線が直接得られ、また分布関数 $f(\phi_w, \phi_d)$ は負の値をとることがない。

(c) 従属領域理論

土壌水分ヒステリシスへの独立領域理論の適用は任意の走査曲線の予測を可能にしたが、予測された走査曲線が実測曲線と一致しない例も報告されている¹³⁻¹⁵⁾。独立領域理論が適用されるには、主脱水曲線の勾配 $|d\theta/d\Psi_d|$ はどの脱水走査曲線の勾配よりも同一サクション下では大きくなければならないが、この条件は必ずしも常に満たされない。例えば、主脱水曲線上ではサクションがある程度の値(空気侵入値)に達するまで脱水が生じず、その後空気侵入とともに急速に脱水が進むのに対し、一次脱水走査曲線上ではサクションの増加とともに連続的に脱水が進む、などの現象がみられる¹³⁻¹⁵⁾。これは間隙の脱水・吸水挙動が間隙どうしのつながりがぐあいや、隣接する間隙が水で満たされているか否かに依存するからである(pore blocking effect)¹⁶⁾。従属領域理論はこのpore blockageを考慮に入れたヒステリシス・モデルであり、① pore blockageがある時の水分変化の、それがないとした時の水分変化に対する比 P_d を水分率 θ の関数として導入する^{17,18)}、あるいは、②分布関数 $f(\phi_w, \phi_d)$ 自体が系の脱水・吸水前歴に依存すると考える¹⁹⁾などの試みがなされている。従属領域理論では独立領域理

論よりも多くの実測曲線を必要とし、手続も複雑である。予測された曲線と実測曲線との一致度は向上するものの、予測することのメリット自体が疑問視される例^{17,18)}もある。

以上の方法とは全く別に、主脱水曲線・主吸水曲線から経験式へのあてはめによって吸水走査曲線を予測する試み²⁰⁾や、ヒステリシスをみかけの接触角のヒステリシスだけに帰して、主ヒステリシス・ループを予測しようとする試み²¹⁾もある。

5. ヒステリシスの現象と乾燥による物理性の変化

土壌は水分変化に応じて収縮・膨潤を行うが、土壌が経験したことのない程度の脱水を被る場合には脱水の間の収縮量が再吸水の間の膨潤量を上回ることがある。この場合には脱水の結果として間隙率の低下がもたらされたわけであり、これはコンパクションの一種とみなされる。このとき描かれる $w-\Psi$ 間のヒステリシス・カーブ群 (図-2) は間隙比-荷重曲線に類似した形状をとる。

Aylmore and Quirk⁸⁾ は二価のカチオンで飽和された粘土-水系の収縮・膨潤挙動を粘土ドメインの形成と間隙膨潤とによって説明している。それによれば、粘土-水系がゲル状態に近い状態から乾燥されると、粘土結晶はたがいに平行に配列して粘土ドメインを形成する。粘土ドメインの形成とそれにひき続くドメインどうしの再配列により、系の体積は連続的に減少する。再湿潤時には形成されたドメインは存在を保ち、ドメイン間隙体積の増加によって系全体の体積が増加し、再湿潤前の系の間隙体積に応じて一連のヒステリシス・ループが描かれる。

脱水に伴う体積変化によって閉じていないヒステリシス・カーブが描かれる場合には、結果として土壌の保水性自体が低下したと考えることができる。脱水乾燥によるこの保水性の低下は、ねり返しなどの機械的攪乱を受けた後にもその効果が残るか否かの点から二通りの場合に分けられよう。水中沈定容積や液性限界は乾燥の影響を受ける土壌の物理的性質であるが、これらは土壌がある pF にまで乾燥されるまでは乾燥の影響を受けず、それ以上に乾燥すると連続的にその値が減少する^{22,23)}。非火山灰沖積土壌でこれらの変化が現われ始めるのは pF 4.2~4.5 まで土壌が乾燥された時であった²³⁾。これらの物理性の値は土壌-水系が指定された物理的挙動を示す時の系内の間隙体積に関連づけられる。したがって、この結果は間隙体積あるいは粒子配列に対する乾燥の効果が、乾燥程度が pF 4.2~4.5 を越えるか否かによって異なることを示している。

乾燥程度が pF 4.2 を越えないときには、乾燥の効果

は収縮による粒子配列の幾何学的変化以上のものではなく、ねり返しなどの適当な機械的攪乱によって乾燥程度の異なる試料を同一の構造状態にもちこむことが可能であると考えられる。これに対し土壌が pF 4.2~4.5 以上に乾燥された時には幾何学的な粒子配列状態だけでなく、そのエネルギー状態も変わると考えられる。この場合にはもはや機械的攪乱だけによって形成された粒子集合体を再分離することはできない。このような安定な集合体が形成される機構としては、粘土ドメインの形成、鉄・アルミニウム水酸化物の寄与^{24,25)}、あるいは疎水性をもつ有機物の寄与²⁶⁾があげられよう。しかしこれらの効果が乾燥のどの段階でどのように現われるかは十分に明らかではない。

乾燥を受けた後、攪乱されずに測定される土壌の保水性 ($w-\Psi$ 関係) は乾燥が pF 4.2 以下であっても低下する²⁶⁾。これは前述のように土壌の体積変化のためである。もし練り返した後に $w-\Psi$ 関係を求めれば、pF 4.2~4.5 以上にまで乾燥された時のみ乾燥の効果が現われるであろう。

6. おわりに

土壌水分に関するヒステリシスの現象は、①脱水・吸水が土壌の体積変化を伴うかどうか、②体積変化を伴うときにはその際の粒子配列状態の変化が機械的攪乱を受けた後も残存する ('不可逆的') かどうか、によって3つのタイプに分けられよう。独立領域理論をはじめとするヒステリシスのモデル化理論は、すべて吸水・脱水に伴う多孔質体内間隙の体積変化はないという仮定にもとづいており、その検証も主として体積変化のない、あるいは無視できる多孔質体を用いて行われている。再現性あるヒステリシス・ループが最も顕著に描かれるのは、この仮定が妥当な砂質土など粒径の粗い土壌である。一方、土壌の乾燥自体が問題となるのは低温な粘土主体の土壌であり、そこでは体積変化の影響を十分に考慮する必要があると思われる。

謝 辞

本文を書くにあたって適切な助言をいただいた農土試岩田進午室長、農環研前田乾一室長および久保田徹室長に深謝いたします。

引用文献

- 1) Staple, W.J.: Hysteresis effects in soil moisture movement. *Can. J. Soil Sci.*, **42**, 247-253 (1962).
- 2) Vachaud, G., and J.L. Thony: Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Resour.*

- Res., 7, 111—127 (1971).
- 3) 筑紫二郎：土壤水分ヒステリシスを伴う不飽和浸透流の数値計算法について，農土論集，87，24—30 (1980).
- 4) 仲谷紀男：有機物が関与する土壤の水分特性について，農技研報告，B 32，1—74 (1981).
- 5) Poulouvassilis, A.: The effect of the entrapped air on the hysteresis curves of a porous body and its hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, 109, 154—162 (1970).
- 6) Peck, A.J.: Entrapment, stability, and persistence of air bubbles in soil water. *Aust. J. Soil Res.*, 7, 79—90 (1969).
- 7) Holmes, J.W.: Water sorption and swelling of clay blocks. *J. Soil Sci.*, 6, 200—208 (1955).
- 8) Aylmore, L.A.G., and J.P. Quirk: Swelling of clay-water system. *Nature*, 183, 1752—1753 (1959).
- 9) Poulouvassilis, A.: Hysteresis of pore water, an application of the concept of independent domains. *Soil. Sci.*, 93, 405—412 (1962).
- 10) Philip, J.R.: Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials. *J. Geophys. Res.*, 69, 1553—1562 (1964).
- 11) Mualem, Y.: Modified approach to capillary hysteresis based on a similarity hypothesis. *Water Resour. Res.*, 9, 1324—1331 (1973).
- 12) Everett, D.H., and W.I. Whitton: A general approach to hysteresis. *Trans. Faraday Soc.*, 48, 749—757 (1952).
- 13) Topp, G.C., and E.E. Miller: Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass-beads media. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 30, 156—162 (1966).
- 14) Topp, G.C.: Soil-water hysteresis measured in a sandy loam and compared with the hysteretic domain model. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 33, 645—651 (1969).
- 15) Topp, G.C.: Soil water hysteresis in silt loam and clay loam soils. *Water Resour. Res.*, 7, 914—920 (1971).
- 16) Talsma, T.: Hysteresis in two sands and the independent domain model. *Water Resour. Res.*, 6, 964—970 (1970).
- 17) Topp, G.C.: Soil-water hysteresis: the domain theory extended to pore interaction conditions. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35, 219—225 (1971).
- 18) Mualem, Y. and E.E. Miller: A hysteresis model based on an explicit domain-dependence function. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 43, 1067—1073 (1979).
- 19) Poulouvassilis, A., and W.W. El-Ghamry: The dependent domain theory applied to scanning curves of any order in hysteretic soil water relations. *Soil Sci.*, 126, 1—8 (1978).
- 20) Gillham, R.W., A. Klute, and D.F. Heermann: Hydraulic properties of a porous medium: measurement and empirical representation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40, 203—207 (1976).
- 21) Laroussi, Ch., and L.W. De Backer: Relations between geometrical properties of glass beads media and their main $\Psi(\theta)$ hysteresis loops. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 646—650 (1979).
- 22) 相馬尅之・前田 隆：火山性ローム土の初期含水比が液性限界におよぼす影響，農土論集，49，27—33 (1974).
- 23) Katou, H., N. Nakaya, and K. Maeda: Changes in sediment volume, liquid limit, and plastic limit of alluvial soils on drying. *Soil Sci. Plant Nutr.*, 投稿中.
- 24) Blackmore, A.V.: Aggregation of clay by the products of iron (III) hydrolysis. *Aust. J. Soil Res.* 11, 75—82 (1973).
- 25) 久保田徹：火山灰土壌の界面化学的研究。農技研報告，B 28，1—74 (1976).
- 26) 佐藤晃一：粘質土壌の乾燥前歴と収縮ならびにスレーキング特性について，農土論集，28，12—16 (1969)

II—3 土壌面蒸発

佐久間 敏 雄*

1. はじめに

土壌面蒸発についての研究は、1)畑地かんがいにおける水利用効率の向上、2)土壌の塩類化の防止という乾燥地、半乾燥地農業に普遍的な課題を推進力として発展してきた。1)は可能蒸発散量 (PE) に対して降水量 (P) が少ないか、それらの季節的配分がアンバランスな地域において、営農上最も重要な問題である。これは、地下水からの水補給が期待できない条件下で、土壌面からの蒸発による水の損失をいかに防止するかという問題であ

* 北海道大学農学部

り、基礎研究の観点からは、裸地表面からの蒸発による土壌の乾燥機構をどうとらえるかの問題である。2)は塩類濃度の高い地下水が地表面近くにある場合に最も深刻な問題になり、比較的高水分な条件下で水と水溶性塩類の移動と集積がどのように起こり、これが土壌面からの水損失とどう関連しているかの問題である。この意味で、2)は基本的には塩類移動の問題であり、土壌面蒸発の観点からはやや特殊な問題といえる。本稿では、前者を中心にこれまでの研究の流れを概観し、今後の問題点について考察することにする。

2. 境界領域の問題としての土壌面蒸発

(a) 土壌面蒸発に關与する諸条件

土壌面蒸発は、接地気層と土壌の境界面における熱エネルギーと物質（水蒸気）の交換過程で起る現象である。したがって、1)土壌面への熱エネルギーの供給、2)土壌面と接地気層の境界層における水蒸気輸送、3)土壌内部から表層への水の輸送が土壌面蒸発を律速する主要因である。これらに關する諸条件は 図-1 のように整理できる。

なお、本文中で用いた記号は 図-1、および 表-1 とりまとめて示した。

(b) 土壌面蒸発研究の立場と問題点

土壌面蒸発に關与する諸条件（図-1）は、2つのグループに大別できる。すなわち、前項の1)と2)の大部分にあたる放射および接地気層の条件と2)の一部と3)の大部分を含む土壌条件である。前者には、気温、湿度、風速、放射状態のように、ある空間的広がり

しか測定できない要素が含まれており、逆に後者には、個々の点の特性値としてしか測定できない要素が多く含まれている。この対象の空間的広がり

の違いが、土壌面蒸発の研究に2極分化の傾向をもたらした。すなわち、微気象的研究と土壌物理的研究とである。前者は確度の高い観測のためにより広い均一な面が必要であり、個々の点についての情報はほとんど得られない。逆に後者には、カラムを用いた室内実験、ライシメータ実験あるいは圃場実験など、さまざまな形態が含まれるが、いずれも一次元的で、多数の点について迅速な測定ができず、広い面の平均値を求めることは実際上不可能である。

両者ともに、それぞれの手法に本来的な欠陥を内包しながら、境界領域の問題である土壌面蒸発と取組んできたわけである。前者は、熱収支や接地気層の物理に関する理論の発達を背景にして、精緻な物理的モデルを進展させ、後者は等温一次元定常流に關する土壌水の拡散方程式を出発点として、温度勾配下における熱エネルギーと水の同時輸送に關する理論を展開し、土壌中の水の移動を土壌面に外挿することによって土壌面からの蒸発速度を推定しようと試みた。

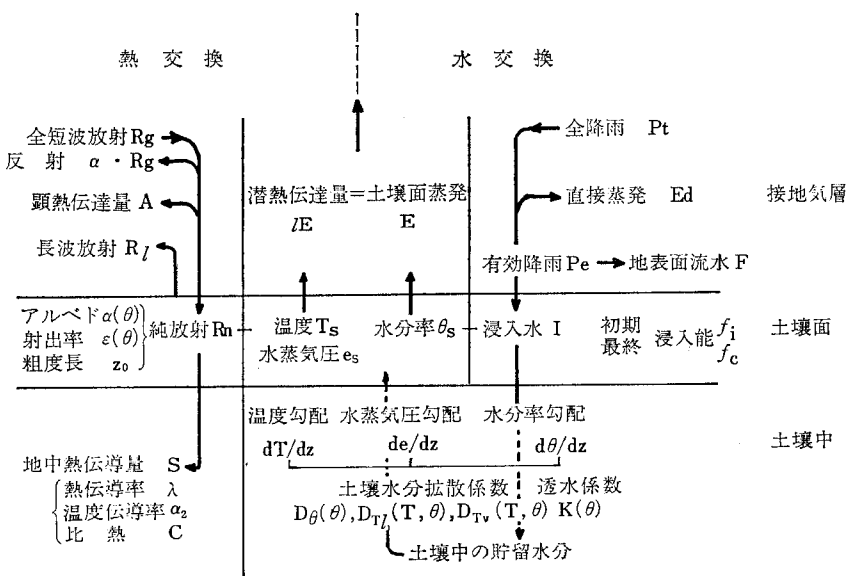


図-1 土壌面蒸発に影響を与える諸条件とそれらの相互関係

場合が多く、精度の高い実験事実はあまり蓄積されなかった。近年、高感度の純放射計や赤外線放射温度計の実用化とこれらを応用した非接触測定技術の発達によって土壌面の物理的状態の研究が活発化しつつある。これについてはのちにもう一度とりあげる。

3. 土壌カラムの乾燥過程と蒸発速度

(a) 乾燥過程

側面を断熱した粉・粒体カラムをPE一定の気層中に静置して、その乾燥過程を追跡した結果を模式的に示したものが図-2である。

図から明らかなように、粉・粒体カラムの乾燥過程は、蒸発速度Eの推移からみて3つの段階に分けて考えることができる(図中I~III)。乾燥の初期の段階では、蒸発面からの水分損失は下層からの水分補給によって完全に償なわれ、E=一定で蒸発面はカラムの表面にある。すなわち、恒率乾燥段階である。しかし、乾燥が進むにつれて粉体層内のKあるいはD₀が急激に減少し、やがて下層からの水補給が蒸発の制限因子になる状態が生じ、その後、Eは時間の経過につれて減少する(減率乾燥段階、図中II~III)ようになる。更に乾燥が進むと、カラム表面に風乾状態になった層ができ、蒸発面は粉体層内部に移っていく。この状態になると、Eは風乾層内の水蒸気拡散速度に律速されるようになり、絶対値、時間による変化率ともに小さくなる。桐柴ら²⁾はこの状態を減率乾燥第2段(III)と呼んで、Eが急減する同第1段(II)と区別している。これは、vapor diffusion controled stage, profile controled stage²⁾にそれぞれ相当する。I段階とII段階の間にはEが不連続に変化する点があり、試料に特有な限界水分率がこれに対応

しているが、II~III段階間にはEの不連続な変化は認められず、蒸発面が層内に移行するにつれて、徐々にIII段階に移っていくものと考えられる。

(b) 土壌面蒸発への拡散モデルの適用

Gardner³⁾, Gardner and Hillel⁴⁾は、いわゆる拡散モデルによって、土壌面蒸発を記述しようと試みた。Gardner³⁾は十分長い粉体カラムを大きなPE条件下に置いた場合(等温)について拡散方程式の解析解を求め、積算蒸発量ΣEを次式のように示した。

$$\Sigma E = 2(\theta_i - \theta_f) \sqrt{\bar{D}t/\pi} \dots\dots\dots(1)$$

ただし、 \bar{D} は注目した期間についてのD₀が荷重平均、 θ の添字iは初期、fは終期を示す。したがって、 $\bar{D} = \text{一定とみなせる短期間については、} 2(\theta_i - \theta_f) \sqrt{\bar{D}/\pi} = C$ (=一定)であり、 $\Sigma E = C\sqrt{t}$ で表わすことができる。この結果は、その後、大型ライシメータを用いた実験⁵⁾や砂マルチを施した土壌カラムによる実験⁶⁾などによっても支持された。Gardnerの研究の意義は、複雑多岐にわたる因子を捨象して、簡易で汎用性の高い関係を示したことにある。

4. 温度勾配下の土壌面蒸発

(a) 温度勾配下の土壌水の移動

輻射熱を直接受ける裸地の土壌面では、R_nの日変化に応じて温度・熱状態が激しく変動し、PEもそれにつれて大幅に変化している。したがって、野外圃場のEは熱収支、温度・水蒸気圧の日変化・経日変化ともなって周期的に変動している。一般の土壌面蒸発には、等温とかPE一定とかいう条件は充足されていない。それにもかかわらず、これらを前提にした(1)式が現象をかなりよく説明するのはなぜであろうか。この疑問について考えるまえに、温度勾配下の水分移動についての知見を要約しておこう。

一般に、土柱の一端を暖めると、1)その部分の水蒸気圧が上昇し、2)水分吸引圧は低下する。このため、 θ が均一になるように調整した土壌カラムを密封して、その両端に温度差を与えてしばらくおくと、温端の水分率が減少し、冷端のそれは増加する。土粒子に吸着されないイオンをトレーサーにした実験の結果によれば、この過程に水蒸気流(温→冷)と液態水流(冷→温または湿→乾)による水の循環運動が関与していることは明らかである。大気に対して開いた普通の土壌面蒸発では、温端の高い水蒸気圧は旺盛な蒸発をもたらす、土壌面温度の上昇を抑制する方向に作用するが、乾燥のII~III段階のように蒸発面が土層内に移ると、表面温度が急上昇する反面、蒸発面における水蒸気圧勾配が小さくなり、低温側に向う水蒸気流も活発になってくるであろう。すなわち、土壌面蒸発は抑制される。これは、加熱だけによ

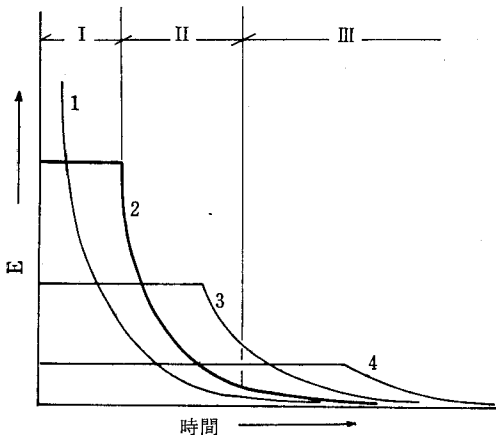


図-2 土壌面蒸発速度 E の経時変化に関する模式図
 図中：ローマ数字は乾燥段階をアラビア数字はPEの大きさの順位を示す

て粉体層の乾燥を進めようとするれば、乾燥の後期になるほどエネルギー効率が低下することを示している。このため、温度勾配下の蒸発および液態水と水蒸気の移動の相互関係については、いろいろな分野で研究され、水蒸気流の重要性が確かめられた⁹⁾。

これらの実験的研究とともに熱エネルギーと水の同時輸送に関する理論的な解析が進み、温度勾配下の液態水流・水蒸気流を考慮して、温度の日変化にともなう土層内の水移動を記述する数式モデルも検討された。Rose⁹⁾は de Vries らの理論的考察に基づいて、水分率勾配による液態水流 *A*、温度勾配による液態水流 *B*、水蒸気圧勾配による水蒸気流 *C*、重力による液態水流 *D* の和を注目した期間 $t_1 \sim t_2$ 、深さ $z_1 \sim z_2$ の水分率変化に等しいと置いて、土層の水収支を次のように示した。

$$A+B+C+D=E=\int_{t_1}^{t_2} \int_{z_1}^{z_2} (\partial\theta/\partial t) dz \cdot dt \dots\dots\dots(2)$$

ただし、 $A = \langle D_\theta \cdot \nabla \theta \rangle_{z_2} - \langle D_\theta \cdot \nabla \theta \rangle_{z_1} \Big|_{t_1}^{t_2}$ 、 $B = \langle D_{Tl} \cdot \nabla T \rangle_{z_2} - \langle D_{Tl} \cdot \nabla T \rangle_{z_1} \Big|_{t_1}^{t_2}$ 、 $C = \langle D_{Tv} \cdot \nabla e \rangle_{z_2} - \langle D_{Tv} \cdot \nabla e \rangle_{z_1} \Big|_{t_1}^{t_2}$ 、 $D = \langle K \rangle_{z_2} - \langle K \rangle_{z_1} \Big|_{t_1}^{t_2}$ であり、 $\langle \rangle_z$ は深さ z における各項の時間 $t_1 \sim t_2$ の平均値を、 ∇ は z 方向の勾配を示し、 D_θ 、 D_{Tl} 、 D_{Tv} はそれぞれ水分率勾配による液態水、温度勾配による液態水、水蒸気圧勾配による水蒸気の拡散係数を示す。図-3 に Rose⁹⁾ の結果の一部を示す。この図から明らかなように、乾燥した表層土壌では *A* 項とそれに対向する *C* 項が水分移動の主成分であり、*B*、*D* 項の寄与は比較的小さい。なお、液態水・水蒸気移動がいずれも(2)式のように拡散方程式の型式で表わされるものとすれば、その合計である *E* にも同様の関係が成立することが期待され、したがって $E \propto \sqrt{t}$ の関係は保存されるであろう。

(b) 土壌面蒸発とヒステリシス

Rose の結果は、温度勾配とその日変化が激しい条件下では、水蒸気移動が表層土壌の水分バランスに大きな影響を与えることを指適したものとして、土壌面蒸発を考慮するうえで重要な成果であるが、実測が必ずしも容易

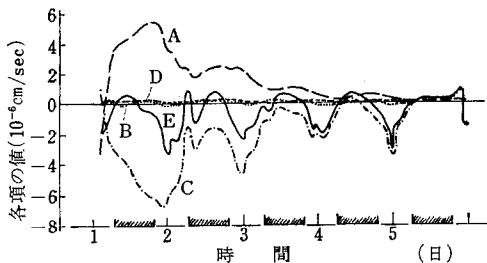


図-3 Rose⁹⁾ の(2)式による水収支項の推定結果 (1~3cm層)。斜線は夜間

ではないパラメータが多く含まれているために広く応用されるにはいたらなかった。また、Rose の(2)式のモデルでは、各パラメータのヒステリシスも考慮されていない。

一般論として、水分特性のヒステリシスは、乾燥して吸水過程にある表層土壌と湿潤な次層土壌(表層土壌に水分を供給する、すなわち脱水過程にある)のポテンシャル差を小さくする方向に作用するから、その影響が著しい場合には土壌面蒸発は多少とも抑制されるであろう。Hillel¹⁰⁾ は数値実験によってこの仮説の検証を試み、ヒステリシスがある場合には、それが無いと仮定した場合に比べて、土壌面蒸発が30~35%抑制されているが、実物実験による研究はきわめて不十分である。

5. 土壌面の熱収支と土壌面蒸発

(a) 熱収支モデル

Rose の数式モデルについての考察およびヒステリシスに関する検討の内容から明らかなように、土壌中の水分移動を解析することによって土壌面蒸発の問題にアプローチするのはなかなか困難な仕事であり、 θ の測定精度だけを考えても高い精度の推定はできそうにもない。このため、平均的な蒸発散速度や消費水量などを推定する目的には、微気象の方法が広く用いられてきた。

土壌面の純放射 R_n は IE 、 A および S として消費される。すなわち、

$$R_n + IE + A + S = 0 \dots\dots\dots(3)$$

である。実測あるいは熱収支気候学的方法によって各項への熱エネルギーの配分を知って、 E を求めることが広くおこなわれている。

表-1 は(3)式に基づく van Bavel and Hillel¹¹⁾ の数式モデルを整理したものである。これは、いわゆる組合せ法¹²⁾の改良版であり、 α や ε の経時変化を考慮して土壌面蒸発をより精度よく記述しようとしたものである。このモデルによる数値実験結果の一部を図-4 に示す。

これらの結果に関する van Bavel and Hillel¹¹⁾、Hillel¹²⁾ の見解は次のように要約できる。1) 乾燥の初期の段階から、土壌面の α 、 ε 、表層土壌の λ 、 C が変化し、 R_n 、 S が減少する、2) このように、表面の物理的状态が変化しやすい条件下では、 E は乾燥開始当初から漸減の傾向を示し、厳密な意味での恒率乾燥段階は存在しない、3) α 、 ε 、 λ 、 C などの変化を考慮しない通常の組合せ法¹²⁾による E の推定値はごく大まかな近似値と理解すべきであるが、長時間の平均値としては利用できる。

(b) 表面状態の変化と土壌面蒸発

Van Bavel and Hillel¹¹⁾ の結果は、表面(蒸発面)の

表-1 van Bavel and Hillel⁽¹⁾ の数式モデル

基本数式	各項・パラメータの意味および単位
エネルギー保存則 $R_n + IE + A + S = 0$	各項 W/m ²
純放射 $R_n = (1 - \alpha)R_g + R_c + \epsilon\sigma(T_s + 273.16)$	l = 水の蒸発の潜熱 R_g = 全短波放射 W/m ² α = アルベド $\theta_1 > 0.25$ のとき $\alpha = 0.1$ $\theta_1 < 0.1$ のとき $\alpha = 0.25$ $0.1 < \theta_1 < 0.25$ のとき $\alpha = 0.1 + (0.25 - \theta_1)$
長波放射 $R_i = \sigma(T_s + 273.16)^4 \cdot (0.605 + 0.048\sqrt{1370 \cdot H_a})$	ϵ = 射出率 = $0.9 + 0.18\theta_1$ σ = ステファン・ボルツマン常数
顕熱伝達量 $A = (T_a - T_s) \cdot C_a / R_a$	H_a = 空気絶対湿度 kg/m ³ T_s = 土壌面温度 °C T_a = 気温 °C C_a = 空気の定容比熱 J/m ³
潜熱伝達量 $IE = l \cdot (H_s - H_a) / R_c$	E = 蒸発量 m H_a = 空気の湿度 kg/m ³ H_s = 土壌面の湿度 kg/m ³ $= H_0 \exp[P_1 / (46.97(T_s + 273.16))]$
又は $E = (H_s - H_a) / R_c$	$R_c = R_a \cdot S_i$ sce/m $R_a = [\ln(2/z_0)]^2 / (0.16 \cdot W_{s_a})$ z_0 = 表面の粗度長 m W_{s_a} = 風速 m/sec (高度 2 m)
地中熱伝達量 $S = 2(T_1 - T_s)\lambda_1 / D_1$	$S_i = 1 / (1 - 10 \cdot R_i)$ R_i = リチャードソン数 $= 9.81(2 - z_0)(T_a - T_s) / [(T_a + 273.16) \cdot W_{s_a}^2]$ $H_0 = T_s$ における飽和水蒸気圧 $P_1 = W_1$ における圧力ポテンシャル T_1 = 表層土壌の温度 °C λ_1 = 表層土壌の熱伝導率 D_1 = 注目する層の厚さ = 0.01 m

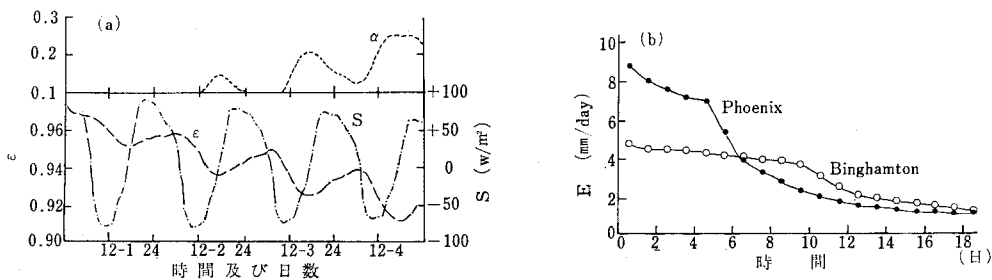


図-4 Van Bavel and Hillel⁽¹⁾ による数値実験の結果
(a) S, α および ϵ の変化 (Lubbock, Texas; 6月)
(b) E の経日変化 (Binghamton, N. Y.; Phenix, Arizona)

物理的状态を的確に把握することが土壌面蒸発を考えるうえで重要なことを示した点で評価できる。しかし、乾燥にもなる表面状態の変化を実測した結果はきわめて少ない。

近年、赤外線放射温度の精度が向上したことによって、表面状態のうち最も重要な性質である T_s を比較的容易に実測できるようになり、この実測値を用いた既存モデルの再検討や新しいモデルの探索が盛になりつつあ

る。Ben-Asher ら¹³⁾の研究はその1例である。これは湿潤土、乾土および乾燥過程にある土壌面の T_s を同時測定して、それらの差から E を推定しようとするものである。この試みは、現段階では、必ずしも成功しているとはいえないが、これまでの手法の欠点を補う新しいアプローチとして期待できる。

T_s 以外の表面の性質に関する情報は Van Bavel and Hillel¹¹⁾ の当時とあまり変わっていない。 α , ε , λ , C などと水分率、土色、三相組成、粒径組成、腐植含有率などとの関係に関する実験事実を蓄積する必要がある。また、 T_s を含むこれらの性質は、野外圃場において、大きな空間的変動を示す。(2)(b) で指摘したスケールギャップを解消するためには、表面状態とそれに関する諸性質の空間的変動の実態や法則性を明らかにする研究が必要である。

6. むすび

以上、本稿では、土壌面蒸発に関する研究の2つの流れを概観し、その間の距離をちぢめるためには土壌面(蒸発面)の物理的状态に関する研究が重要なことを指摘した。このことは、一般論としては、古くから認められてきたところであり、耕耘やうね立ての仕方、鎮圧や各確マルチの方法などに広く応用されてきた。しかし、これらの経験技術を裏付ける基礎研究はきわめて不十分である。今後、土壌面の状態に関する研究が、不均一性の問題も含めて進展することを期待したい。

引用文献

- 1) 桐柴良三ほか：粒体および粉体材量層の減率乾燥第2段の機構，化学工業，28，458—467 (1964)。
- 2) Hillel, D.: Application of soil physics., 109—149, Academic Press (1980)。
- 3) Gardner, W.R.: Solution of the flow equation for the drying of soils and other porous media, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 23, 183—187 (1959)。
- 4) Gardner, W.R., and Hillel, D.: The relation of external evaporative conditions to the drying of soils., *J. Geophys. Res.*, 67, 4319—4325 (1962)。
- 5) Black, T.A., Gardner, W.R., and Thurtell, G.W.: The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil., *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, 655—660 (1969)。
- 6) 飯塚文男・佐久間敏雄・岡島秀夫：土壌面蒸発による水分損失，土肥誌，53，442—448 (1982)。
- 7) 飯塚文男・佐久間敏雄・岡島秀夫：畑土壌における

水分と無機塩類の挙動(第4報) 温度勾配下の水分と塩の移動，土肥誌，50，133—137 (1979)。

- 8) 佐久間敏雄・飯塚文男・岡島秀夫：層別水・塩収支による液態水流と水蒸気流の分別定量，土肥誌，53，471—476 (1982)。
- 9) Rose, C.W.: Water transport in soil with a daily temperature wave., I. II., *Aust. J. Soil Res.*, 6, 31—57 (1968)。
- 10) Hillel, D.: On the role of soil moisture hysteresis in the suppression of evaporation from bare soil., *Soil Sci.*, 122, 309—314 (1976)。
- 11) Van Bavel C.H.M. and Hillel, D.: Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of content, flow of water and heat, *J. Agric. Meteor.*, 17, 453—476 (1976)。
- 12) Van Bavel C.H.M.: Potential evaporation: the combination concept and its experimental verification., *Water Resour. Res.*, 2, 455—467 (1966)。
- 13) Ben-Asher, J., Matthies, A.D., and Warrick, W.: Assessment of evaporation from bare soil by infrared thermometry, *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 47, 185—191 (1983)。

II—4 浸潤方程式

宮崎 毅*

1. 浸潤とは何か

浸潤(infiltration)とは、地表面から土壌中への水の浸入現象である。乾いた砂をバラバラにならぬようガラス板上に薄く広げ、スポイトで水を数滴端の方から与えると、水は速やかに砂中に吸収される。この時の水の動きを拡大してみると、水はけっしてなめらかに流れはせず、砂中の間隙で、ある時は押し寄せる水を表面張力によってせき止め、見かけ上静止状態となり、次の瞬間平衡が破れて突然隣接する間隙へ浸入する。ぬれの前線の水膜は常にその曲率を変化させ、その水膜自身が圧力の高い水膜面から低い水膜面へと背後の水とは無関係に高速で複雑に移動する。水膜面上には、砂中の微細な粒子や有機物片等が浮遊し、浸潤が進むにつれてそれらの集積が増す。

このように、浸潤中の水は激しい動きをしながら、目を一歩遠ざけると全体としてじわじわ砂中にしみ込んで行くように見える。浸潤方程式とは、水分子の個々の動

* 四国農業試験場(現 農業土木試験場)

きや間隙内の運動を表現するのではなく、目を一步遠ざけた所から見た水の平均的な動きを定式化し、数式で量的表現を与えたものである。なお、浸潤現象に影響を及ぼす諸要因を列挙すれば次のようである。

- 1) 境界条件；たん水浸潤か非たん水浸潤か。地下水面が存在するかしないか。
- 2) 初期条件；土壌の初期含水率，水分分布。
- 3) 土壌の種類・性質；土性，土壌の収縮性，膨潤性，分散性。
- 4) 土壌状態；土壌の均一性，成層性。表面クラストの存否，キ裂や粗大孔隙の存否。
- 5) 水の状態；純水か，水以外の物質を含むか。溶存気体，温度。
- 6) 環境条件；浸潤の場合は外気圧に対して開放されているか閉鎖されているか。地形は平坦地か傾斜地か。動植物等生態系の関与。

これらの要因は独立に，または関連し合って組み合わせられ，実際の浸潤現象が生ずる。浸潤方程式は，これらの要因を可能な限り単純化させたものから導かれるが，現在の浸潤方程式の研究は，このほとんどの要因を視野に入れて進められている。

2. 浸入強度

浸入強度 i (infiltration rate) は，地表面を通過して土壌中に浸入する水のフラックスで定義される。浸潤方程式の歴史的な展開や最近の研究動向を一瞥するには， i の時間的変化を示す図-1が便利である。降雨強度を r ，浸入能 (infiltration capacity) を f ，表層土壌の飽和透水係数を K_s で表わせば，浸入強度曲線は次の場合に分けられる。

曲線 A: $K_s < f < r$ の場合で，地表たん水または地表流出が発生する。この時 $i=f$ である。

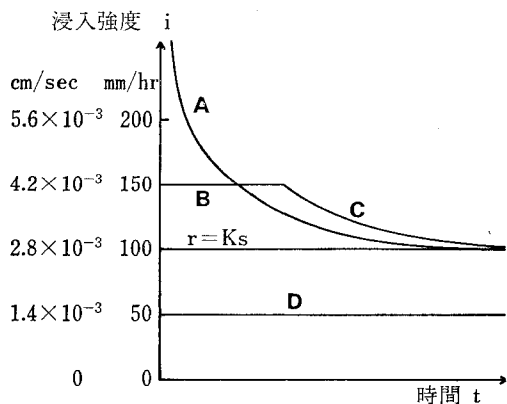


図-1 降雨強度が異なる場合の浸入強度曲線。土壌の飽和透水係数が 2.8×10^{-3} cm/aec である場合の例。

直線 B: $K_s < r < f$ の場合で， $i=r$ となる。この期間，降雨は全て浸潤し，地表面の含水率は徐々に増加し，やがて飽和に達すると曲線 C に移行する。

曲線 C: $K_s < f < r$ の場合で， $i=f$ となる。過剰な降雨はたん水または地表流出を発生させる。なお，直線 B と曲線 C の交点が曲線 A 上に無いことは，浸潤中の水分分布の違いを考慮することによって定性的に理解される。すなわち，直線 B と曲線 C の交点における水分分布は，地表面で飽和に達しているが地表面下では不飽和であり，重力以外に圧力水頭勾配が浸入フラックスを促進する。一方同一時刻の曲線 A における水分分布は，地表面から浸潤前線付近に至るまではほぼ飽和しており，浸入フラックスに対する圧力水頭勾配の寄与は相対的に小さいと考えられる。この結果直線 B と曲線 C の交点は曲線 A より上に現われるが，Rubin¹⁾ は不飽和水分移動方程式の数値解法に基いてこのことを証明した。

直線 D: $r < K_s$ の場合で，常に $i=r$ である。この期間，地表面の含水率は徐々に増加し，やがてある一定値に近づくが，この増加は浸潤のごく初期に終了する²⁾。

歴史的に見れば，浸潤方程式の研究は Green and Ampt³⁾ による曲線 A の予測から始められた。Philip⁴⁾ は，拡散型水分移動方程式の解析解から曲線 A の予測式をたてた。一方，Rubin⁵⁾ は，自然現象の中では浸潤は A タイプよりむしろ B, C タイプの方が多くとして，後者の解析に着手した。ブダゴフスキー⁶⁾ は曲線 A を水頭浸潤，直線 D を自由浸潤と称し，事実上 Green and Ampt の式を後者に拡大して適用した。これらの中で曲線 A の研究は最も豊富であり，経験式が数種あるだけでなく，土壌の初期条件や表面状態等の影響が詳しく調べられている。また，直線 B や曲線 C の研究は Mein and Larson⁷⁾ が Green and Ampt の式を復活させて以降，この10年間に集中的に行われている。ところが直線 D の研究は極めて乏しい。しかし，第1図の様な $K_s = 3 \times 10^{-3}$ cm/sec の飽和透水係数を有する土を例にすれば，約 100 mm/hr 以下の降雨は全て直線 D の範ちゅうであることを考慮しただけでも，直線 D が自然界では極めて多いという事がわかる。

3. 浸潤方程式の種類

浸潤方程式とは，一般的に第1図の曲線 A を表わす式のことをさす。それらのうちで代表的なものを Hillel⁸⁾ の表現法で統一的に並べれば以下のとおりである。Green and Ampt 式 (以下 G-A 式と書く)

$$i = i_c + \frac{b}{I} \quad \dots\dots(1)$$

Philip 式

$$i = i_0 + \frac{S}{2} t^{-1/2} \quad \dots\dots(2)$$

Kostiakov 式

$$i = Bt^{-n} \quad \dots\dots(3)$$

Horton 式

$$i = i_0 + (i_0 - i_c) e^{-kt} \quad \dots\dots(4)$$

Holtan 式

$$i = i_0 + a(M - I)^n \quad \dots\dots(5)$$

ここで、 i_0 は長時間経過後の定常的な浸入強度、 I は積算浸入量、 i_0 は初期浸入能、 t は時間を表わし、 b, S, B, n, k, a, M は各々土壌の種類や状態に関わる定数である。(1)、(2)式は理論的根拠に基づいて導出された式、(3)(4)(5)は経験式である。これらについて、現在の評価は次の様である。

理論的研究では、式の係数が物理的に定義され、流れの明確なモデルと結びつけられている(1)と(2)式が評価対象とされる。この2式については、

1. 均一な土壌では(2)式、成層土壌では(1)式を用いるとよい。
2. モデルの幾何的な明快さや応用範囲の広さにおいては、(2)式より(1)式が勝る。
3. (1)式では i が陰に含まれており、(2)式では i は陽に与えられるので、計算手順では(2)式が便利である。
4. (1)式と(2)式を同一の均一土壌に適用した場合の積算浸入量の相対差は、最大15%程度であり⁹⁾、浸潤初期や長時間経過後にはその差は極めて小さい。

一方、浸潤方程式の実用性では

1. パラメータの数が3個 ((4)式)、4個 ((5)式)であるより、2個 ((1)(2)(3)式)の方が便利である。
2. 測定値を曲線にあてはめるには、パラメータ数が多い(4)式、(5)式があてはめの程度が良好である¹⁰⁾。
3. 実用性では(3)式が最も勝れ、便利である。パラメータの B と n には、土性、初期含水量、土壌空気、土壌密度の影響を全て含ませる事も容認される¹¹⁾。

以上の他にも、パラメータを3つ以上持つ浸潤方程式がいくつか提案されてきたが、なお研究の主流は G-A 式と Philip 式を基礎としたものに置かれている。特に G-A 式は近年ますます復活しているの、これに焦点をあてて次項に述べ、また多用されている割に難解で応用範囲の狭い Philip 式の持っている物理的意味を続けて述べる。

4. Green and Ampt 理論の復活

G-A 式は、その発表が1911年でかなり古く、浸潤現象を単純なピストン流モデルで近似したため、原型のままでは現代にまで通用するとは考えられない。それにも関わらず、今日なおこれが根強い“人気”を持ち続けて

いるのは、次の事情による。すなわち第1に、G-A 式は他の浸潤方程式と比較して、浸入強度の予測能力が何ら劣らないこと、第2に、浸潤モデルが単純明快で捉え易いため、応用分野において観迎されていることが挙げられる。しかし、G-A 式が物理的吟味に耐え、過去の遺物とされなくなったのは、Bouwer の限界圧力水頭 (critical pressure head)¹²⁾概念が提起された事に負っている。

G-A 式(1)を書き直せば

$$i = K \frac{H_0 - H_f + L_f}{L_f} \quad \dots\dots(6)$$

ここに、 H_0 は地表面たん水深、 H_s は浸潤前線に働く負の圧力水頭、 L_f は地表面から浸潤前線までの距離を各々表わす。浸潤領域において増加した体積含水率を $\Delta\theta$ と記せば

$$i = \frac{dI}{dt} = \Delta\theta \frac{dL_f}{dt} \quad \dots\dots(7)$$

であるから、(6)、(7)式を積分すれば

$$I = Kt + \alpha \ln\left(1 + \frac{I}{\alpha}\right) \quad \dots\dots(8)$$

となる。ただし $\alpha = \Delta\theta(H_0 - H_f)$ である。(6)式や(8)式で、 H_f の物理的定義が不明であったことが、G-A 式の理論的価値を著しく低めていた。

一方、Bouwer¹²⁾ は、図-2 に示したゆるい斜面内の地下水面上の横方向不飽和流量を次のように推定した。地下水面勾配を i 、地下水面上の水分分布を平衡水分分布に等しいと仮定し、圧力水頭 H を $H = -z$ とする。微小部分 d_s におけるフラックス dQ は

$$dQ = iKdz = -iKdH \quad \dots\dots(9)$$

従って

$$Q = -i \int_0^{H_w} KdH \quad \dots\dots(10)$$

となる。 H_w は地表面における圧力水頭である。この Q に等しい流量の飽和流を地下水面上に仮想し、その飽和流の厚さを z_0 とすれば、飽和透水係数 K_0 を用いて

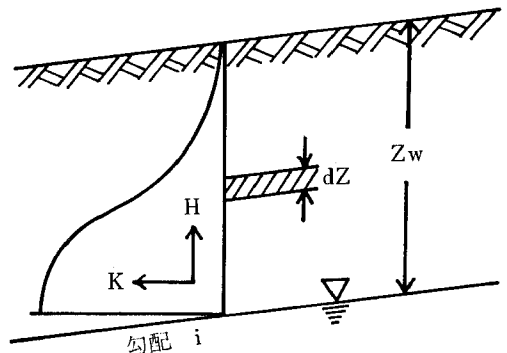


図-2 ゆるい勾配の地下水面上の横方向不飽和流モデル (Bouwer¹²⁾ による

$$iK_0z_c = -i \int_0^{H_w} K dH \quad \dots\dots(11)$$

となる。\$z_c\$ に負号をつけたものを限界圧力水頭 \$H_c\$ と呼ば、

$$H_c = -z_c = \int_0^{H_w} \frac{K}{K_0} dH \quad \dots\dots(12)$$

を得る。Bouwer はこの \$H_c\$ を不飽和水分移動のいろいろな場面へ活用することを試み、浸潤現象においても G-A 式と結びつけて \$H_f = H_c\$ とし、しかも(12)式の \$K\$ を測定するのは技術的困難を伴うという理由から、土壌の空気侵入値 (air entry value) \$H_a\$ を測定して

$$H_f = H_c = 0.5 H_a \quad \dots\dots(13)$$

と仮定すれば十分実用に耐えると考えた¹²⁾。

Bouwer に続いて Mein and Larson⁷⁾ も \$H_f\$ の物理的意味づけを試み、(6)式において

$$H_f = \int_{\Delta k_r}^1 H dk_r \quad \dots\dots(14)$$

なる定義をアブリオリに導入した。ただし、\$k_r = K/K_0\$ である。(12)式と(14)式は、図-3 に示した様に、\$H_w \to \infty\$、\$\Delta k_r \to 0\$ とすれば互いに等しい。しかし、積分を実行する場合は、(12)式では \$k_r\$ が無視できる程小さくなる圧力水頭までを範囲とし、その値はそれ程大きくする必要が無い。一方(14)式では、\$k_r = 0\$ に対する \$H\$ の値は大きすぎるので、\$k_r = \Delta k_r\$ 程度から上を積分範囲にする必要がある。両者はこれらの打ち切り誤差を持つことになる。Mein らの場合、\$\Delta k_r = 0.01\$ を採用した⁷⁾。

\$H_f\$ に関する(12)、(13)、(14)式は、実測データによってかなり満足な予測能力を持つことが実証されたが、その物理的内容はまだ説得力に欠けている。(12)式を浸潤に結びつけた Bouwer の発想には、論理を自由に飛躍させる

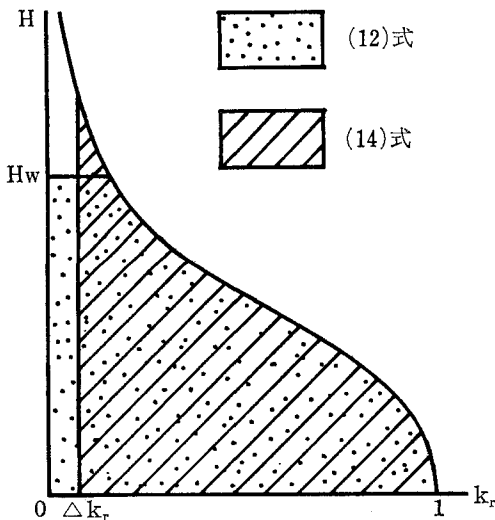


図-3 Bouwer の限界圧力水頭((12)式)と Mein らの浸潤前線圧力水頭((14)式)との相違。

ロマンさえ感じさせる。こうした状況に満足しなかった後続研究者らは更に検討を続けたが、中でも最も明快なのは Neuman¹⁴⁾ の説明である。彼は、ダルシー式

$$q = -K \left(\frac{\partial H}{\partial z} - 1 \right) \quad \dots\dots(15)$$

を次の様に積分した。地表面における圧力水頭を \$H_p\$、浸潤前の初期状態の圧力水頭を \$H_i\$ とすれば、

$$q \int_0^{L_f} dz = - \int_{H_p}^{H_i} K dH + \int_0^{L_f} K dz \quad \dots\dots(16)$$

地表面におけるフラックス \$q\$ は \$i\$ に等しいから、

$$i = q = \frac{K_0}{L_f} \left\{ H_p + \int_0^{L_f} \frac{K}{K_0} dz - \int_0^{H_i} \frac{K}{K_0} dH \right\} \quad \dots\dots(17)$$

G-A モデルにより、\$z=0 \to L_f\$ において \$K=K_0\$ であるから

$$i = K_0 \frac{H_p - \int_0^{H_i} \frac{K}{K_0} dH + L_f}{L_f} \quad \dots\dots(18)$$

となる。(18)式を(6)式と比較すると

$$H_f = \int_0^{H_i} \frac{K}{K_0} dH \quad \dots\dots(19)$$

を得る。(19)式は(12)式や(14)式と同様の形をしているが、ダルシー則から明快に導かれたこと、積分の上限値が正確に定義できたことにおいて G-A 式の物理的意義を鮮明にしたと言える。

G-A 式が復活したもう一つの理由は、これを不均一土壌 (深さ方向に物理性が変化する土壌) に適用して成果を上げたことである。

Childs and Bybordii¹⁵⁾ は、深さ方向に透水係数が減少していく不連続な成層土層における G-A 式の適用を次の様に行った。土層を 1, 2, …… n に分け、各々の厚さと透水係数を \$L_r, K_r\$ (\$r=1, 2, \dots, n\$) とする。浸潤前線が第 \$n\$ 層内にあるときの浸入強度 \$i\$ は、2つの式

$$i = \bar{K} \frac{H_0 - H_j + L}{L} \quad \dots\dots(20)$$

$$i = K_n \frac{H_j - H_f + l - L}{l - L} \quad \dots\dots(21)$$

で表わされる。ここで、\$H_j\$ は第 \$n-1\$ 層と第 \$n\$ 層の接触面における未知の圧力水頭、\$L\$ は地表面からその接触面までの深さ、\$l\$ は地表面から浸潤前線までの距離を表わす。\$K_r\$ は第 \$n\$ 層の透水係数、\$\bar{K}\$ は平均透水係数で、

$$\bar{K} = \frac{\sum_{r=1}^{n-1} L_r}{\sum_{r=1}^{n-1} \frac{L_r}{K_r}} \quad \dots\dots(22)$$

で与えられる。(20)式、(21)式から \$H_j\$ を消去し、\$A_r = K_r\$、\$B_r = K_r (H_0 - H_f)\$ と置き換えれば、

$$l + \frac{B_n}{A_n} = \frac{i}{A_n} \left\{ l + \sum_{r=1}^{n-1} L_r \left(\frac{A_n}{A_r} - 1 \right) \right\} \quad \dots\dots(23)$$

を得る。(23)式を積分すれば、(8)式に対応する積算浸入量の式が、成層土の場合について得られる。これらの式の子測能力が十分高いことを、彼らは実験で示した。

また、田淵¹⁶⁾は下層が粗粒から成る成層土中の浸潤現象に G-A 式を適用し、下層中における部分流の発生を克明に説明した。

G-A 式の不均一土壌への適用性が認められて以降、地表面にクラストを有する土壌への同式の適用にも成功し¹⁷⁾、近年においては H_f の定義の明確化に伴ってますますその有用性が強調されている¹⁸⁾。

従って、G-A 式の復活は既に既成事実と認めて良いであろう。

5. Philip 理論における浸潤モデル

Philip の浸潤方程式の最大の貢献は、単純な 2 個のパラメータの式(2)を導出したことである。しかし、(2)式は Philip の解析解そのものではなく、解析解を基礎とした経験式であると認めなければならない⁹⁾。その限りにおいて(2)式は他の方程式より優れた評価を与えられる場合も多いが、解析解そのものの物理的性格の検討が、G-A 式の物理的吟味に比較して乏しい様に思われる。そこで、1957年の Philip の浸潤モデルに立ち帰ってみよう。

図-4 は、同一密度の風乾充てん土壌コラムを用いた浸潤実験データである¹⁹⁾。浸潤は順に降下(距離 x_1)、水平(距離 x_2)、上昇(距離 x_3)の 3 方向であり、水の浸入面は -5 cm の負圧に保たれた給水器に接続されている。Philip の浸潤モデルはこれについて次の事を主張する。

①ボルツマン変換 $x_i(\theta) = \phi t^{1/2}$ は各方向共通に成立する。ただし $i=1, 2, 3$, ϕ は体積含水率 θ のみの関数である。

②重力の影響の第 1 近似として

$$x_1 - x_2 = x_2 - x_3 = \epsilon_0, \quad (>0) \quad \dots\dots(24)$$

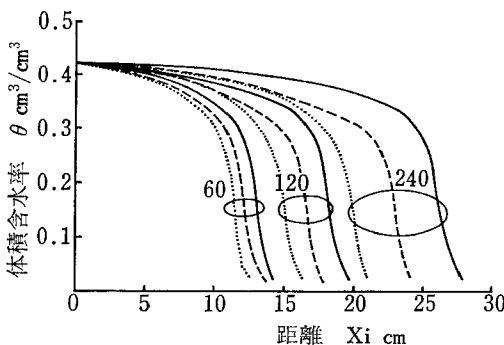


図-4 降下(実線), 水平(破線), 上昇(点線)の各浸潤経過時間(分)を表わす。土壌は砂質ロームの風乾土。(Miyazaki ら¹⁹⁾による)

と置く。 ϵ_0 は誤差を表わし

$$\epsilon_0 = \chi t, \quad \chi = \chi(\theta)$$

と置き換える。すなわち、重力の影響により、第 3 図の各水分分布の相対差は時間に正比例して拡大する。 χ は θ のみの関数である。

③②のモデルには誤差が含まれている。そこで、

$$x_1 - x_2 = \chi t + \epsilon_1 \quad \dots\dots(25)$$

$$x_2 - x_3 = \chi t - \epsilon_1 \quad \dots\dots(26)$$

と置けば、 $\epsilon_1 (>0)$ が②のモデルに関する誤差である。

$$\epsilon_1 = \Psi t^{3/2}, \quad \Psi = \Psi(\theta)$$

と置けばモデルの誤差が $t^{3/2}$ に比例して補正される。

④以下同様にくり返せば

$$x_1 = \phi t^{1/2} + \chi t + \Psi t^{3/2} + \dots\dots(27)$$

$$x_3 = \phi t^{1/2} - \chi t + \Psi t^{3/2} - \dots\dots(28)$$

という有名な Philip の解に達する。

なお、誤差項 ϵ_i が t のべき乗で次々に置き換えられるのは、各段階で修正された偏微分方程式の次元解析に基いている。

(27)式を θ で積分し、続いて t で微分すれば浸入強度の式

$$i = \frac{d}{dt} \int_{\theta_i}^{\theta_0} x_1 d\theta = \frac{t^{-1/2}}{2} \int_{\theta_i}^{\theta_0} \phi d\theta + \int_{\theta_i}^{\theta_0} \chi d\theta + \frac{3}{2} t^{1/2} \int_{\theta_i}^{\theta_0} \Psi d\theta + \dots\dots(29)$$

が得られ、右辺第 3 項以下を切捨てれば、(2)式と比較して

$$i_c = \int_{\theta_i}^{\theta_0} \chi d\theta, \quad S = \int_{\theta_i}^{\theta_0} \phi d\theta \quad \dots\dots(30)$$

が得られる。ここで積分領域は浸潤前の初期体積含水率 θ_1 から飽和体積含水率 θ_0 までである。

ところで、浸潤の経験則は(2)式について、

$$i_c = K_s \quad \dots\dots(31)$$

であることを示している。一方、Philip の浸潤モデルからは

$$K_s = K_i + \int_{\theta_i}^{\theta_0} \chi d\theta + \frac{1}{2} \frac{d\chi}{d\phi} \Big|_{\theta_0} \int_{\theta_0}^{\theta_0} \phi d\theta \quad \dots\dots(32)$$

が導かれる¹⁹⁾。従って、(30), (32)より

$$i_c = K_s - K_i - \frac{1}{2} \frac{d\chi}{d\phi} \Big|_{\theta_0} \int_{\theta_0}^{\theta_0} \phi d\theta \quad \dots\dots(33)$$

であり、(31)は成立しない。ここで、 K_i は初期体積含水率における不飽和透水係数である。

以上の理由により、経験則(31)と Philip の解析解の結果である(33)とが矛盾するので、浸潤方程式(2)は経験則として用いるのか、理論式として扱うのかを常に区別しなければならない。Swartzendruber and Youngs⁹⁾ は、(2)式を(31)が成立する経験式と定義づけて(1)式と数値比較を行い、両者の相違は許容範囲内にあり、総合的に見て

Philip の(2)式の方が有用性が高いと判定した。

Philip の浸潤モデルは、Green-Ampt モデルのような明確な物理モデルには結びつかず、不均一土壌への適用も困難であるが、解析的であるという理由によって多様な数学的取扱いが可能である。(2)式のパラメーター、 ϕ はその積分値が拡散係数 D と結びつけられ、 χ の積分値が(2)式の積分範囲を任意の θ までとすることによって不飽和透水係数 K と結びつけられる事実がその例である。近年は、擬似解析法 (Quasi-analytical technique) と称した方法が Philip 自身の手によって開発され²⁰⁾、旧来の手法が改良されている。

6. 最近の成果と今後の課題

第1図で示した様に、浸潤方程式の研究はたん水浸潤を表わす曲線 A から、降雨浸潤を表わす曲線 B, C の方へ次第に移って来た。その過程で土壌の境界条件と初期条件のいろいろな場合が解かれた。特に最近の研究動向を見ると、次の様な特徴が伺える。

①降雨浸潤におけるたん水開始時間 t_p (曲線 B と C の交点) の予測理論が急速に発達した²⁾。

②土壌中の空気の挙動を考慮に入れた実験、解析、理論が研究されている²¹⁾。

③初期条件において水分分布を有する時の浸潤が擬似解析法によって解かれている²²⁾。

④膨潤性粘土への浸潤現象の研究が始められている²³⁾。

⑤浸入強度の圃場内における不均一性の法則が追求されている²⁴⁾。

⑥非線形偏微分方程式を線形化する Kirchhoff 変換の方法が、Bouwer の限界圧力水頭概念¹²⁾ や Raats²⁵⁾ のマトリックフラックス・ポテンシャル等の別名を与えられて、水分移動方程式の解析解の追究に使用されている²⁶⁾。

以上の特徴は、Hillel (1980)⁸⁾ が挙げた浸潤現象の5つの課題、即ち①浸潤中の空気移動、②膨潤性粘土への浸潤、③キ裂の役割、④圃場の不均一性、⑤物質を含む水の浸潤、とほぼ一致している。従って、浸潤方程式の研究は、単純な条件下での基礎理論の段階から、より複雑な自然界の現象そのものを再構成する理論へと近づく過程にあると言える。

ただし、第1図に戻って見れば明らかな様に、曲線 D の研究、即ち飽和透水係数以下の降雨強度における浸潤現象の追究はほとんど未着手である。我が国の様に強度の弱い降雨が一年中降り注ぎ、かつ土壌は豊かな緑資源のもとで有機物を多量に含み、地表面の飽和透水係数の高い自然条件下にあっては、第1図の D に関する情報がかつ必要であろう。

引用文献

- 1) Rubin, J.: Numerical analysis of ponded rainfall infiltration, In: Water in the unsaturated zone, Vol. 1, Proc. Symp. IASH-UNESCO, 440—451 (1966)
- 2) Kutilek, M.: Constant-rainfall infiltration, Journal of Hydrology, 45, 289—303 (1980).
- 3) Green, W.H., and G.A. Ampt: Studies on soil physics, 1, The flow of air and water through soils, J. Agr. Sci., 4(1), 1—24 (1911).
- 4) Philip, J.R.: The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations, Soil Sci., 84, 257—264 (1957).
- 5) Rubin, J., and R. Steinhardt: Soil water relations during rain infiltration: I. Theory, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 27, 246—251 (1963).
- 6) アー・イー・ブダゴフスキー: 土壌中への水の浸潤, 研究の資料と記録, 第9集, 東大農学部土地改良研究室 (1955).
- 7) Mein, R.G. and, C.L. Larson: Modeling infiltration during a steady rain, Water Resour. Res., 9 (2), 384—394 (1973).
- 8) Hillel, D.: Applications of soil physics, 11—13, Academic Press (1980).
- 9) Swartzendruber, D., and E.G. Youngs: A comparison of physically-based infiltration equations, Soil Sci., 117(3), 165—167 (1974).
- 10) Skaggs, R.W., L.E. Huggins, E.J. Monke and G.R. Foster: Experimental evaluation of infiltration equations, Transactions of the ASAE, 12(6), 822—828 (1969).
- 11) 加納利博: 浸入現象に関する実験的研究, 農土論集 63, 8—14 (1976)。
- 12) Bouwer, H.: Unsaturated flow in ground-water hydraulics, J. Hydraul. Div. Amer. Soc. Civil Eng., 90(HY 5), 121—144 (1964).
- 13) Bouwer, H.: Infiltration of water into non-uniform soil, J. Irrig. Drain. Div. Amer. Soc. Civil Eng., 95 (IR 4), 451—462 (1969).
- 14) Neuman, S.P.: Wetting front pressure head in the infiltration model of Green and Ampt, Water Resour. Res., 12(3), 564—566 (1976).
- 15) Childs, E.C., and M. Bybord: The vertical movement of water in stratified porous material. 1. Infiltration, Water Resour. Res., 5(2), 446—459 (1969).
- 16) 田淵俊雄: 浸潤とそれに続く浸透 (II), 農土研別冊 2号, 27—36 (1961)

- 17) Hillel, D., and W.R. Gardner: Transient infiltration into crust-topped profiles, *Soil Sci.* **109**(2), 69—76 (1970).
- 18) Ahuja, L.R.: Modeling Infiltration into crusted soils by the Green-Ampt Approach, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **47**, 412—418 (1983).
- 19) Miyazaki, T., D.R. Nielsen, and J.L. MacIntyre: Early stage infiltration of water into horizontal and vertical soil columns, *Hilgardia* **52**, 1—24 (1984).
- 20) Philip, J.R., and J.H. Knight: On solving the unsaturated flow equation: 3. New quasi-analytical technique, *Soil Sci.* **117**(1), 1—13, (1974).
- 21) Touma, J. and G. Vachaud: Air and water flow in a sealed, ponded vertical soil column: Experiment and model, *Soil Sci.*, **137**(3), 181—187 (1984).
- 22) Boulier, J.F., J. Touma, and M. Vauclin: Flux-concentration relation-based solution of constant-flux infiltration equation: I. Infiltration into non uniform initial moisture profiles, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **48**, 245—251 (1984).
- 23) 中野政詩, 雨宮 悠, 藤井克己, 石田朋靖, 石井祐二: 不飽和粘土の浸潤と膨潤, *農土論集*, **100**, 8—16 (1982).
- 24) Vieira, S.A., D.R. Nielsen, and J.W. Biggar: Spatial variability of field-measured infiltration rate, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **45**, 1040—1048 (1981).
- 25) Raats, P.A.C.: Steady infiltration from line sources and furrows, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **34**(5), 709—714 (1970).
- 26) 清沢秀樹: マトリックス・フラックス・ポテンシャルを用いた土壌水分移動の解析について, *農土誌*, **50**(4), 40—41 (1982).

II—5 物質移動

波多野 隆 介*

1. はじめに

土壌中の物質移動 (特に土壌溶液に溶存するイオンの移動) に関与する要因には分散・拡散・吸着・粒団内拡散・粗孔隙の非定常流・粒団内外の物質交換・生物的固定等多くの現象が考えられる。初期の研究の多くは土壌を均質な多孔質体であるとしてカラムクロマトグラフ理論を適用するものであり¹⁾, 次第に複雑な孔隙分布による

浸透水流速分布の不均一性によって生じる分散と分子拡散をまとめた水理学的分散理論 (hydrodynamic dispersion theory) が主体となっていくが²⁾, これらの理論はいずれも物質移動の解析にかかせないものとなっている。

本稿では現在主流である水理学的分散を適用する手法を紹介しながら今後の問題点についても考えてみたい。

2. 分散理論

土壌を均質な多孔質体と仮定すれば水の移動に伴う物質の移動は次の拡散移流方程式で示される。

$$\partial\theta \cdot C/\partial t = \theta \cdot D \partial^2 C/\partial z^2 - \theta \cdot v \partial C/\partial z \quad \dots\dots(1)$$

C : 濃度 (meq/cm³), D : みかけの分散係数 (cm²/sec), v : 孔隙流速 (ダルシー流速 (q)/水分率 (θ)) (cm/sec), z : 深さ (cm), t : 時間 (sec)

Lapidus and Amundson³⁾によれば(1)式は次の境界条件で(2)式のように解ける。

$$\left. \begin{array}{lll} C=C_0 & z=0 & t>0 \\ C=0 & z>0 & t=0 \\ C=0 & z \rightarrow \infty & t \geq 0 \end{array} \right\}$$

$$C/C_0 = 1/2 \left[\operatorname{erfc} \left\{ \frac{z-v \cdot t}{\sqrt{4 \cdot D \cdot t}} \right\} + \exp(v \cdot z/D) \operatorname{erfc} \left\{ \frac{z+v \cdot t}{\sqrt{4 \cdot D \cdot t}} \right\} \right] \quad \dots\dots(2)$$

C_0 : 注入液濃度, erfc : 補誤差関数 ($1-\operatorname{erf}$) であり, $\operatorname{erf}(x) = 2/\sqrt{\pi} \int_0^x \exp(-x^2) dx$ である。

(2)式の z にカラム長 (L) を代入すればカラム下端からの流出液濃度変化を近似的に記述できる。

(2)式のモデルは Rose and Passioura⁴⁾によって L , v , D との関係で詳しく調査されている。すなわち(2)式は $v \cdot L/D = B$ の値によって, 比濃度 (C/C_0) と孔隙単位流量 ($bV = v \cdot t/L$) の関係が図—1のように変化し, 対数—正規確紙上の関係は図—2のようになる。すなわち経験的に(3)式が成り立つ。

$$\operatorname{inverf}(2 \cdot C/C_0 - 1) = \alpha \cdot \ln(v \cdot t/L) + \beta \quad \dots\dots(3)$$

$\operatorname{inverf}(y)$: $\operatorname{erf}(x)$ の逆関数

そして(3)式中の傾き α と B の間に次の関係を見いだしたのである。すなわち

$$\log(B) = a \cdot (\log \alpha)^3 + b \cdot (\log \alpha)^2 + d \cdot (\log \alpha) + e \quad \dots\dots(4)$$

$a = 0.1139$, $b = -0.3504$, $d = 2.3623$, $e = 0.4732$ である。この経験式は表—1のように十分な精度をもっている。この関係を用いることにより実験値から B が決まり, $B = v \cdot L/D$ から v と L がわかれば D を求めることができる。

一方流速が変化し特に非定常流を含む場合には分散係

* 北海道大学農学部

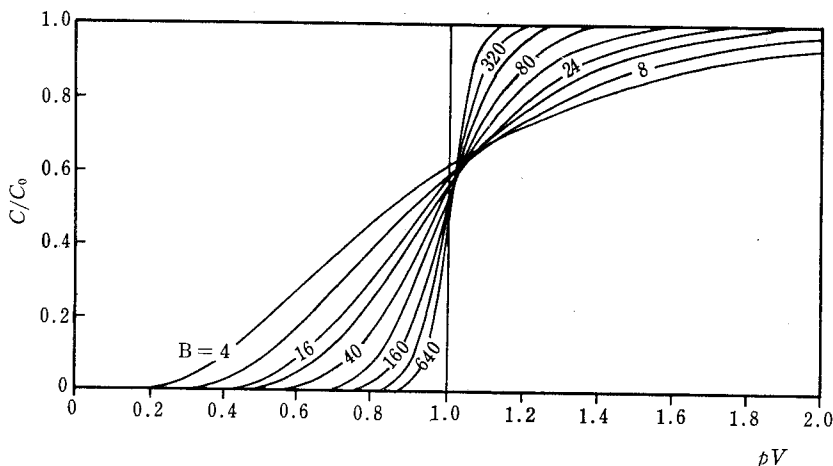


図-1 $B(=v \cdot L/D)$ による流出曲線の変化⁴⁾
 C/C_0 : 比濃度, pV : 孔隙単位流量

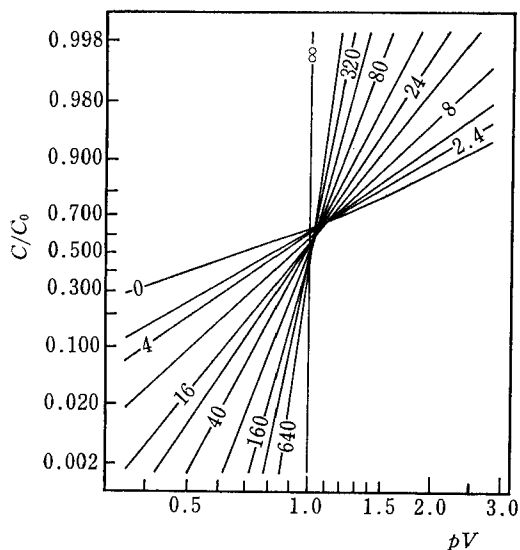


図-2 B による対数正規確率プロットの変化⁴⁾

表-1 (4)式の相関係数および(4)式による B の予想値⁴⁾

B	α	r	B_c
640	12.6900	1.000000	640.14
320	8.9732	1.000000	319.67
160	6.3612	1.000000	160.05
80	4.5248	0.999999	80.06
40	3.2363	0.999998	40.00
32	2.9074	0.999999	31.93
24	2.5429	0.999995	24.03
16	2.1061	0.999997	16.01
8	1.5641	0.999989	
4	1.2022	0.999932	
3.2	1.1162	0.999925	
2.4	1.0187	0.999749	

B : $B=v \cdot L/D$
 α : 対数-正規確率関係の傾き
 r : (4)式相関係数
 B_c : (4)式による B の計算値

数の決定は非常に難しい。これを Bresler⁵⁾ は以下のよう
 に処理しているが比較的良い結果を得ているようである。

$$D_p(\theta) = D_0 \cdot a \cdot \exp(b \cdot \theta) \quad \dots\dots(5)$$

$$D_h(v) = \lambda \cdot |v| \quad \dots\dots(6)$$

$$D = (D_p(\theta) + D_h(v)) / \theta \quad \dots\dots(7)$$

$D_p(\theta)$: 土壌中のイオン拡散係数, D_0 : 自由水中の拡散係数, a, b : 定数 (Olsen and Kemper によれば $b=10$ の時 $a=0.001 \sim 0.005$), $D_h(v)$: 流速分布に依存する分散係数, λ : 孔隙形態に依存する経験定数 (cm) (Bresler は 0.28~0.55 まで与えて計算しているが大局には影響していない) である。

3. イオン吸着の影響

孔隙の壁面には陰・陽電荷をもつ吸着基があり移動するイオンに影響する。このことは図-3の模式図のように吸着基の影響のない流出曲線 (a) に対して、イオン吸着の影響は流出曲線を右側 (b) に、反発は左側 (c) にずらすように働く。この場合流出曲線の左側の面積 (A) は

$$A = \int_0^{\infty} (1 - C/C_0) dpV \quad \dots\dots(8)$$

で表わされるから、吸着量 (S : meq/cm³) および反発量 (Q : meq/cm³) はそれぞれ

$$S = (A_b - A_a) \cdot \theta \cdot C_0 \quad \dots\dots(9)$$

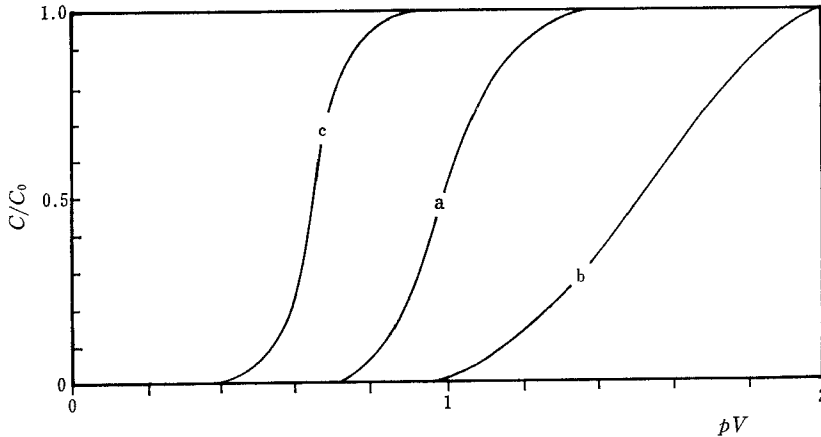


図-3 流出におよぼす土粒子吸着基の影響 (模式図)

a: 吸着基の影響のない流出曲線

b: イオン吸着の影響 c: イオン反発の影響

$$Q = (A_a - A_c) \cdot \theta \cdot C_0 \quad \dots\dots(10)$$

で求められる。なお(a)の流出曲線は $pV=1 \cdot C/C_0=0.5$ を通る対称S字曲線で近似できるから、 $A_a \rightarrow 1$ とできる。

普通土壌は陰荷電を多く含むのでカチオンが吸着される(リン酸や硫酸が特異吸着されるのは周知のとおりである)。

吸着交換を組み込んだモデルは(1)式に吸着相の濃度変化項を与えた(11)式のように示される。

$$\partial \theta \cdot C / \partial t + \partial S / \partial t = \theta \cdot D \partial^2 C / \partial z^2 - \theta \cdot v \partial C / \partial z \quad \dots\dots(11)$$

(11)式中のS頂の取りあつかいは外液濃度(C)との関係でLinear型(12式)、Freundlich型(13式)からExchange isotherm型(14式)⁹⁾のようなものまで考えられている。

$$S = \rho \cdot K \cdot C + S_0 \quad \dots\dots(12)$$

$$S = \rho \cdot K \cdot C^N + S_0 \quad \dots\dots(13)$$

$$S = S_{MAX} \cdot c / c_0 \cdot \exp[\ln K_1 + K_2 \cdot (1 - 2 \cdot c / c_0)] \quad \dots\dots(14)$$

K, S_0, N, K_1, K_2 : 定数, S_{MAX} : 全カチオン吸着量 (meq/cm³), ρ : 容積重 (g/cm³)

(14)式は2成分系に適用されるが⁹⁾, Miwa⁷⁾はKerr型の交換平衡式を3成分にまで拡大してカラム中の移動解析に適用している。

4. イオン反発の影響

一方イオン反発は主にアニオンの移動速度を早める効果をもつ。Bresler⁸⁾によればアニオン排除を考慮した拡散方程式は

$$\partial \theta \cdot C / \partial t - \partial Q(C, \theta) / \partial t = D(v, \theta) \partial^2 C / \partial z^2 - \theta \cdot v \partial C / \partial z \quad \dots\dots(15)$$

で示される。Q項はC, θ の関係で(16)式のように示している。すなわち、

$$Q(C, \theta) = \Gamma \cdot [b(\theta), C] \cdot A_{ex} \cdot \rho = \theta_{ex}(\theta, C) \cdot C \quad \dots\dots(16)$$

ここで Γ は単位土粒子表面あたりのアニオン排除量 (meq/cm²) であり, $b(\theta)$: 薄膜水の厚さ (cm), $b(\theta) = \sqrt{3 \cdot \eta \cdot K(\theta) / \alpha \cdot \gamma \cdot (L/L_e)^2 \cdot \theta \cdot \rho \cdot g}$, η : 動粘性係数 (cp), $K(\theta)$: 透水係数 (cm/sec), $\alpha \cdot \gamma \cdot (L/L_e)^2$: 固相-液相間の相互作用を示す係数であり, L/L_e は曲路率を示す。)とCの関数として示される。この解法の詳細は佐久間⁹⁾によって明らかにされている。 A_{ex} : 土粒子の比表面積 (cm²/g), θ_{ex} : アニオンフリーの容積水分率 (cm³/cm³)。

さらにアニオン反発によって孔隙の中心にアニオンが濃縮されるようになった場合の浸透圧効果 (osmotic efficiency) による水の移動 ($\theta \cdot v$) についても考慮している。

Breslerは先述した分散係数((5), (6), (7)式)を用いて(15)式を差分近似法によってプログラミングし、浸潤条件下のCl⁻の挙動を的確に表現している。

佐久間¹⁰⁾は同様の考え方を蒸発過程のNO₃⁻の挙動に適用したが⁹⁾, アニオン排除によって液体水とアニオンの移動速度が5~25%ずれる可能性があるとしている。しかし極めて水分率の低い蒸発層でこの理論がうまく適用できているかどうかは問題があるとしている。

5. 粒団の影響

(1)式が適用できればイオン吸着・反発さらに生物的現象¹¹⁾の項を組み込み垂直一次元の物質移動を理解することができる。ここで問題になるのは(1)式の適用条件である。自然土壌には大小さまざまな粒団があり孔隙状態に不均一性をもたらす原因となっている。(1)式ではこれを分散係数(D)に含めて考えているのである。Passioura¹²⁾は粒団内の細孔隙と粒団間粗孔隙を分けて考え((17)式), 条件によってはこれを1つにまとめて(1)式として示すことができるとしている。

表一2 (1)式の適用条件
粒団の大きさに対して最低必要なカラム長

2a cm	L cm
0.2	0.672
1.0	16.8
2.0	67.2
4.0	268.8
6.0	604.8

a: 粒団の半径
L: カラムの長さ, $L=0.3 \cdot a^2 \cdot \theta \cdot v / D_A \cdot \theta_A$ による。
ただし $\theta=0.5$, $\theta_A=0.5 \cdot \theta$, $\theta \cdot v=2.8 \times 10^{-4}$,
 $D_A=5 \times 10^{-6}$ を仮定

$$\frac{\partial \theta_A \cdot C_A}{\partial t} + \frac{\partial \theta_M \cdot C_M}{\partial t} = \theta_M \cdot D_M \frac{\partial^2 C_M}{\partial z^2} - \theta_M \cdot v_M \frac{\partial C_M}{\partial z} \quad \dots(17)$$

添字 A および M はそれぞれ粒団内、粒団間を意味する。
(17)式中左辺を1つにまとめるには粗孔隙流速 (v_M) に対して粒団内への拡散が十分に速くて律速条件にならないことが必要である。この条件に Taylor の細管における分散条件 (18式) を適用する。これが成り立つ時(17)式は(1)式で表わされる。

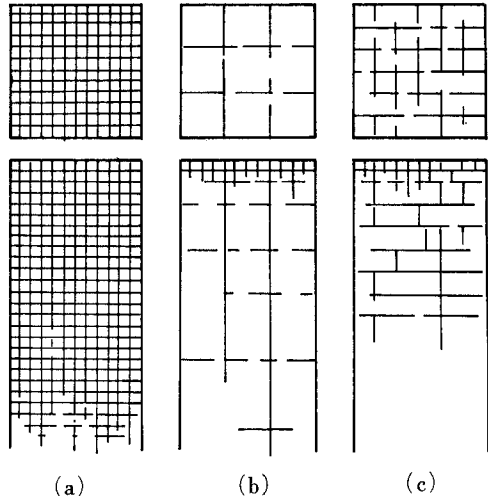
$$D_A \cdot L / (a^2 \cdot v) > 0.3 \cdot \theta / \theta_A \quad \dots(18)$$

D_A : 粒団内拡散係数 (10^{-6} cm²/sec のオーダーを与える)
 a : 粒団の平均半径 (cm)。

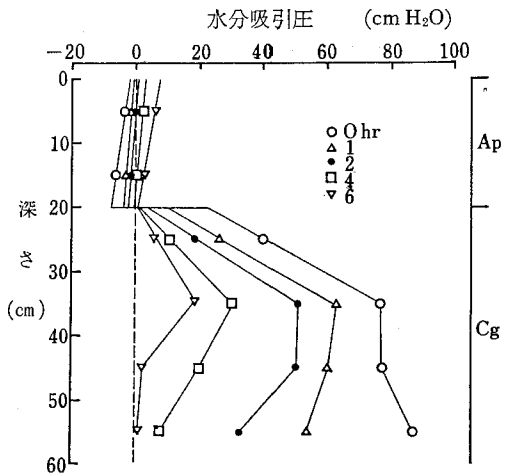
仮に $\theta=0.5$ cm³/cm³, $\theta_A=0.5 \cdot \theta$ cm³/cm³, ダルシー流速 2.8×10^{-4} cm/sec の条件でカラム実験を行うとして $D_A=5 \times 10^{-6}$ cm²/sec を与えると、粒団の大きさに対して最低与えなければならないカラムの長さは表一2のようになる。流速が遅くなればカラムは短くなるが、この条件では 2 cm の平均粒団でさえ 70 cm の分散域が必要である。したがって自然土壌の粒団間粗孔隙量は是非求めなければならない物理量となる。

6. 圃場における水みちの状態

粒団間粗孔隙が水みちとして働くことは現地におけるトレーサー試験によって調査された例がいくつかある¹³⁻¹⁵。佐久間ら¹⁴らはその結果を 図一4 のような模型にまとめている。それによれば大塊・柱状構造の粒団間粗孔隙が物質移動の不均一性を引き起こすいわゆる by-pass 効果の要因となる。 図一5 は吸引圧の変化からみた by-pass 効果の例である¹⁷。大柱状構造をもつ C 層の粒団間粗孔隙によって浸潤前線はみだされ、下層程早い吸引圧低下をおこす。これを 図一6 のような模型で考える¹⁵。粒団内細孔隙を通る水 (q) と粒団間粗孔隙に流入する水 (q_c) に分けると、 q_c は移動過程で粒団内に水平に吸収 (q_a) される。この3者の関係を数値モデル化することによって by-pass 効果の様子が理解でき



図一4 溶脱様式の類型模型 (模式図)¹⁴
(a): 粒・小直角塊状構造
(b): 大塊・柱状構造
(c): 板状構造



図一5 3 cm かん水後の土壌水分吸引圧の時間変化¹⁷⁾ (土別疑似グライ土)

る^{16,17)}。このように粒団を粗孔隙に対しての source-sink と考える必要がある。

7. source-sink 効果の解析例

図一7 は種々の粒団をカラムにつめた NO₃⁻ の溶出パターンである¹⁸。これが Passioura の(18)式を満たしているのなら対数一正規確率紙上で(3)式の関係が成り立つが、佐久間らによればうまく適用できると考えられるのは 図一7 a) のタイプであり、b)・c)・d) についてはさまざまな流出の複合タイプと考えるのが妥当であるとしている。

このように流出をいくつかに分けるところみのほか、

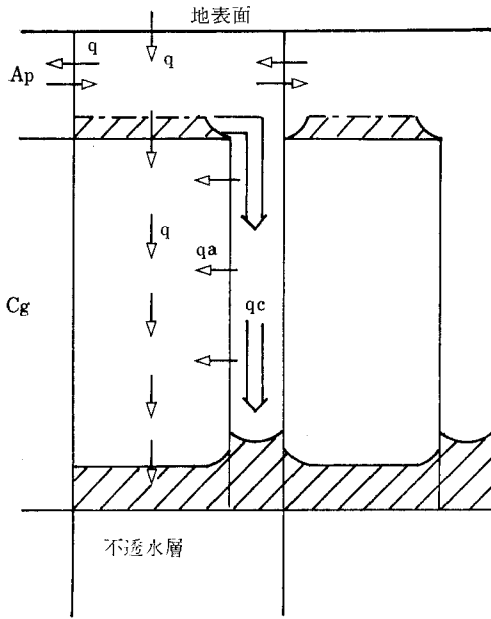


図-6 粗孔隙を含む土壌における水の挙動模式図¹⁵⁾
 q : ダルシー流, q_c : 粗孔隙流, q_a : 粒団内吸収流 斜線部は停滞水を示す。

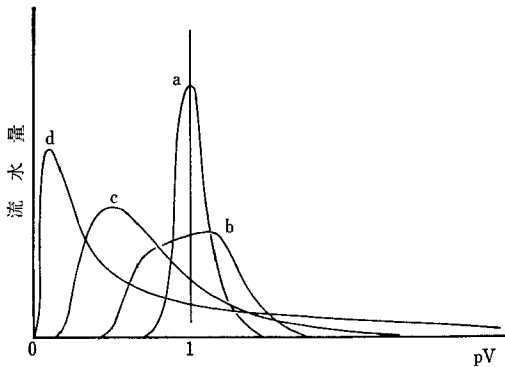


図-7 流出曲線の類型¹⁸⁾
 a: 第1群 対数正規分布(拡散モデル型),
 b: 第3群 2要素複合分布, c: 第2群 対数-正規分布? (みかけ上対数-正規分布になるが, 単純に拡散モデルを適用できるかどうかは不明), d: 第2群 多要素複合分布

現在では(7)式中左辺第1項を粒団内間の拡散移動として記述するモデルが提唱されている。すなわち

$$\partial \theta_A \cdot C_A / \partial t = k \cdot (C_M - C_A) \quad \dots\dots (9)$$

k : 拡散移動係数 (sec^{-1}), である。

Gaudet ら¹⁹⁾ は不飽和砂カラムを用い流速を数段階に変化させて得た Cl^- の流出曲線を(7)・(9)式のモデルによって解析を試みている。その結果不飽和状態で流速を遅くすると水分率が低下するためイオンの停滞部分 (θ_A) の割合が増え, 均質と思われた砂でさえ source-sink 傾

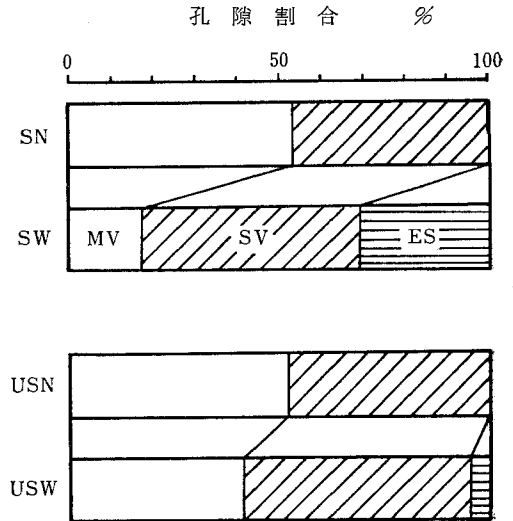


図-8 流出曲線の解析による孔隙割合²⁰⁾
 SN: 全孔隙飽和 0.2 N-KNO₃ → KCl
 SW: 全孔隙飽和 H₂O → KCl
 USN: 粗孔隙不飽和 0.2 N-KNO₃ → KCl
 USW: 粗孔隙不飽和 H₂O → KCl
 MV: 可動部孔隙, SV: 不動部孔隙, ES: 不動部アニオン排除孔隙

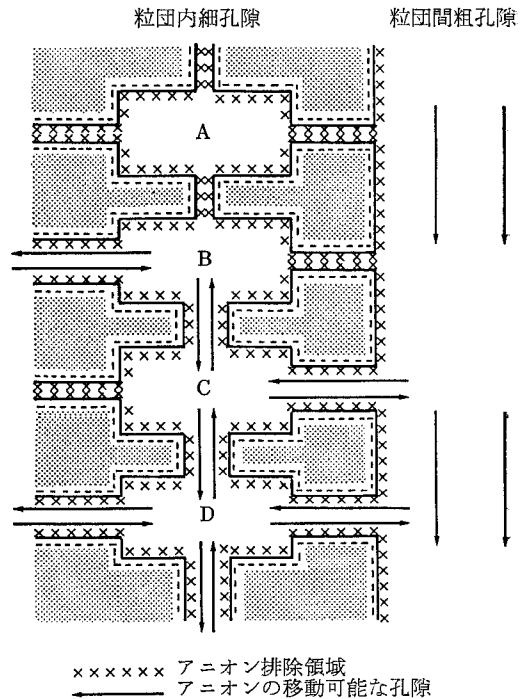


図-9 塩ろ過効果の模式図²⁰⁾
 A: 塩ろ過効果によって閉塞された孔隙
 B: 拡散によって塩の出入のある dead-end-pore
 C: 拡散・分散によって出入のある dead-end-pore
 D: 拡散・分散によって自由に入出できる孔隙

域の働きが顕著になる可能性のあることを指適している。

一方粗大亀裂を含む不攪乱重粘性土壌カラムの Cl^- の流出では急速な立ち上がりと著しい tailing を示し、(1) 式では表現できないことは 図-7(d) と同様である。この結果を Hatano ら²⁰⁾ は(17)、(19)式の考え方で図解法により検討している。粒団内外の孔隙の役割は水分状態と初期の飽和溶液濃度によって変化し(図-8)、この変化は粒団内細孔隙におけるアニオン排除に起因しているらしいとしている。すなわち 図-9 のようにさまざまな径がつながりあっている細孔隙では、狭い径に電気二重層の重なりができて塩ろ過状態(salt sieving)となるためにそれに連続した孔隙が dead-end-pore 化してしまうという考え方である。このように考えると重粘土の粒団内の細孔隙の多くが物質移動に関与できずにいると思われ、イオンの移動の片寄り水よりさらに大きくなる可能性がある。

8. あとがき

小規模なカラムでさえ施与物質の移動を予想するにはむづかしい問題が多いが、大まかには粒団内間の孔隙の役割りを分けて考えることで対応の道は開けつつある。しかし実際農業上重要な圃場レベルになると土層配列、地表面の起伏凹凸、栽植状況を含む面的な広がりにも対応する必要があり問題は複雑になる。この問題を考慮した研究は緒についたばかりで水の挙動をとりあつかったものが最近発表された程度である²¹⁾。今後水みちの状態等の現地土壌固有の物理性とあわせて検討していかなければならない。

引用文献

- 1) Glueckauf, E.: Theory of chromatography. Part VI, Precision measurements of adsorption and exchange isotherms from column-elution data, *J. Chem. Soc.*, 1949—4, 3280—3285 (1949).
- 2) Nielsen, D.R. and J.W. Biggar: Miscible displacement: III. Theoretical considerations, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26, 216—221 (1961).
- 3) Lapidus, L. and N.R. Amundson: Mathematics of adsorption in beds: VI. The effects of longitudinal diffusion in ion exchange and chromatographic columns, *J. Phys. Chem.*, 56, 984—988 (1952).
- 4) Rose, D.A. and J.B. Passioura: The analysis of experiments on hydrodynamic dispersion, *Soil Sci.*, 111, 252—257 (1971).
- 5) Bresler, E.: Simultaneous transport of solute and water under transient unsaturated flow conditions, *Water Resour. Res.*, 9, 975—986 (1973).
- 6) Lai, Sung-Ho and J.J. Jurinak: Numerical approximation of cation exchange in miscible displacement through soil columns, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 35, 894—899 (1971).
- 7) Miwa, E.: Simulation of behavior of fertilizer materials in soil: I. Model of tri-component exchange chromatographic transport, *Soil Sci. Plant Nutr.*, 26, 175—184 (1980).
- 8) Bresler, E.: Anion exclusion and coupling effects in nonsteady transport through unsaturated soils: I. Theory, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 37, 663—669 (1973).
- 9) 佐久間敏雄: Poisson-Boltzman 式の数値解によるアニオン排除量の検討, *土肥誌*, 53, 333—336 (1982)
- 10) 佐久間敏雄・飯塚文男・岡島秀夫: 層別水・塩収支による液態水流と水蒸気流の分別定量, *土肥誌*, 53, 471—476 (1982).
- 11) Rolston, D.E. and M.A. Marino: Simultaneous transport of nitrate and gaseous denitrification products in soil, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 40, 860—865 (1976).
- 12) Passioura, J.B.: Hydrodynamic dispersion in aggregated media: I. Theory, *Soil Sci.*, 111, 339—344 (1971).
- 13) Bouma, J. and Dekker, C.W.: A case study on infiltration into dry clay soil: I. Morphological observations, *Geoderma*, 20, 27—40 (1978).
- 14) 佐久間敏雄・老松博行・飯塚文男・岡島秀夫: 乱さない土層中における物質移動の不均一性, *土肥誌*, 50, 10—16 (1979).
- 15) 波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫: メチレンブルートレーサー法による水みちの分布状態, *土肥誌*, 54, 490—498 (1983).
- 16) 波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫: シミュレーションモデルによる亀裂内水分流の解析. 1)理論, *土肥誌*; 55, 344—350 (1984).
- 17) 波多野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫: シミュレーションモデルによる亀裂内水分流の解析. 2)数値例, *土肥誌*, 55, 351—356 (1984).
- 18) 佐久間敏雄・老松博行・飯塚文男・岡島秀夫: 粗大粒団を含むカラムからの NO_3^- の流出, *土肥誌*, 50, 17—24 (1979).
- 19) Gaudet, J.P., H. Jegat, G. Vachaud and P.J. Wierenga: Solute transfer, with exchange between mobile and stagnant water, through unsaturated sand, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41, 665—671 (1977).

- 20) Hatano, R., T. Sakuma and H. Okajima: The source-sink effect of clayey soil peds on solute transport, *Soil Sci. Plant Nutr.* 投稿中.
- 21) Russo, D.: A geostatistical approach to the trickle irrigation design in heterogenous soil: I. Theory, *Water Resour. Res.*, **19**, 632—642 (1983).

II—6 熱移動と温度

粕 刈 辰 昭*

土壌における熱移動および温度はいくつかの点で重要である。すなわち、熱移動および温度が土壌の物理環境を構成する主要な要素であること、熱移動と物質移動とが結合していること、熱的性質以外の他の物理的性質が温度依存性をもっていることなどである。

熱移動は、土壌物理ではこれまで比較的注目されてこなかった分野である。わが国においてはとくに少ないが、欧米においても、水の研究などに比し明らかに少ない。これにはいくつかの理由が考えられるが、一つは農業が比較的温暖な地帯で行なわれ、温度や熱が制限要因ではないこと、またこれと表裏の関係になるが、温度が水に比し制御することが困難なことなどである。

しかし、最近になり徐々にではあるが、この分野への関心が増大しつつある。これは、土壌中における物質とエネルギーの状態とを明らかにするためには、熱移動と温度とを抜きにしては考えられないからである。

ここでは、熱移動と温度とに関連する、比熱、熱伝導率、熱拡散率、熱流量等について最近における研究の動向を紹介する。

1. 比熱 (Specific heat)

土壌の比熱についてはほとんど報告がない。比熱の測定¹⁾は容易ではないが、注目されない理由は、大部分の土壌固相の比熱が 0.2 (cal/g·°C) 附近であり、熱移動の評価に必要な体積熱容量 (Volumetric heat capacity) への土壌固相の寄与が水に比して小さいこと、他の熱的性質の測定精度との関係で土壌の比熱への精度上の必要性が小さいことなどがあげられよう。

2. 熱伝導率 (Thermal conductivity)

熱伝導率の測定法については、国際的には非定常プローブ法が定着しており、わが国においてもこの方法による測定が広く用いられるようになってきている。この測定

法の改良が、粕刈²⁾および Mitsuno³⁾らによってなされている。前者は精密測定に、後者は迅速測定に特長がある。プローブ法の測定上の問題点として、プローブと試料との接触が検討されている⁴⁾。

熱伝導率におよぼす土壌の因子としては、三相分布、土粒子の熱伝導率、構造、温度などがある。これらのうち温度以外の因子を取り入れて熱伝導率のモデル化を de Vries が 1963 年に行った⁵⁾。これ以後とくに欧米ではこのモデルが広く用いられてきている。de Vries モデルは次式で表わされる。

$$\lambda = \frac{\sum_{i=0}^n k_i x_i \lambda_i}{\sum_{i=0}^n k_i x_i} \quad \dots\dots(1)$$

$$k_i = \frac{1}{3} \sum_{a,b,c} \left[1 + \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_0} - 1 \right) g_a \right]^{-1} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 λ_0 は流体の熱伝導率、 λ は土壌の熱伝導率、 k_i 、 x_i 、 λ_i はそれぞれ組成の i の係数、体積率、熱伝導率である。 g は粒子の幾何学的形状をあらわすパラメータで、 $g_a + g_b + g_c = 1.0$ であり、この g は実際には実測値に合うよう補正される。

このモデルは、いわゆる並列モデルの一種である。すなわち、熱が土壌を構成する各組成 (固相粒子、水、空気) の中を並列に流れることを前提とし、各流れがその成分 (i) の係数 (k_i) と体積率 (x_i) とで重みづけられている。このモデルと実測値との対比は多数報告され、場合により計算値にさらに 1.25~1.8 の値を乗じて補正されている。

二相系の粉体の熱伝導モデルとしては、直列・並列モデルがよく用いられる。これは、熱が固体と流体との直列部分と、流体および固体のみにより伝えられる部分の二つから構成されているとするもので、次式で表わされる。

$$\lambda = \frac{a}{\lambda_s} \frac{1-d}{1-d} + b\lambda_s + c\lambda_f \quad \dots\dots(3)$$

ここで、 λ 、 λ_s 、 λ_f は各々、二相系、固体、流体の熱伝導率、 d は固体と流体との直列流における固体の寄与率、 a 、 b 、 c は各流れの比率で、 $a+b+c=1.0$ である。また、 V_s (固相率) = $ad+b$ である。実際には b 無視される程度に小さい。このモデルは、Kunii-Smith⁶⁾ や Woodside-Messmer⁷⁾ により採用されたものである。粕刈はこのモデルを土壌の三相系に拡張して用い、またこのモデルにより固相の平均的熱伝導率を求める方法を提案した⁸⁾。三野らも直列・並列モデルを採用し、水分の存在形態との関連でモデルの検討を行った⁹⁾。

熱伝導率におよぼす因子として、温度¹⁰⁾や団粒の大き

* 農業環境技術研究所

さ¹¹⁾なども検討されている。

以上のように、熱伝導率については、測定法がほぼ定着し比較的精度の高いデータが得られるようになってきたため、データの解析とそのモデル化が進んできたと言えよう。この方向は今後もひき続き行なわれるであろう。

3. 熱拡散率 (Thermal diffusivity)

熱拡散率は、〔熱伝導率(λ)/体積熱容量(C_v)〕であり、温度の解析には不可欠の量である。 λ と $c\rho$ とから計算により求める方法の外に、温度変化から直接求める方法が検討されている¹²⁾。従来から行なわれている温度振幅の変化や位相のズレから求める方法は、測定精度が低く、数値法 (Numerical method) や調和解析法 (Harmonic method) では、よい精度で得られている。

4. 熱流量 (Heat flux)

圃場の熱収支に必要なものは、熱流量である。これに関する報告は年々増加しつつある。全体としては、測定法の検討段階にあると言える。

土壌の熱流量 (q) は、次式で定義される。

$$q = -\lambda_0 \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad \dots(4)$$

ここで、 λ_0 は土壌表面における熱伝導率である。実際には、 λ_0 は求められないので、

$$q = \int_0^z C_v \frac{\lambda T}{\lambda z} dz - \lambda z \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_z \quad \dots(5)$$

に変形される。さらに、近似として、

$$q \doteq \sum C_v \cdot \frac{\Delta T}{\Delta z} \Delta z - \lambda z \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_z \quad \dots(6)$$

で表わされる。また z を大きくすると、 $\partial T/\partial z=0$ となる深さ (約 50 cm) が存在するので、(6)式はさらに

$$\doteq \sum C_v \cdot \frac{\Delta T}{\Delta z} \Delta z \quad \dots(7)$$

で求められる。検討されている測定法は、上記の式のいずれかに基づいて行なわれている。

(7)式は熱量法 (Calorimetric method) または温度積分法 (Temperature integral method) と呼ばれ、信頼性の高い方法の一つとされ、測定法の基準値として用いられることもある¹³⁾。この方法の欠点としては、下層になるに従い、温度変化が小さくなるが、変化の小さな層が厚いためこれに対応する熱容量は大きく、温度測定誤差が熱流量の大きな誤差となることになる。

熱流量を直接測定するためのセンサーとして、熱流板 (Heat flux plate, Heat flux transducer) があり、市販されている。この原理は、(5)式に基づくもので、一定の熱伝導率をもつ板の上下の温度差を測定することにより熱流量を求める方法である。(5)式から明らかなように、

第一項による誤差をできるだけ小さくするためには、土壌表面近くに熱流板を設置する必要がある。しかし、表面に近づけると、水分移動をさまたげ、誤差を生じる。熱流板の熱伝導率を大きくした方が精度が向上するという報告もあり¹⁴⁾、熱流板そのものも今後改良が進むであろう。

(6)式に基づき、温度積分法と熱流板法とを組合せる方法 (Combination method) も検討されている。すなわち、比較的深く熱流板を埋設し、それより上部を温度積分法で、下部を熱流板法で熱流量を決定する方法である。

この他、温度勾配法 (Temperature gradient method) は、温度勾配と熱伝導率とから熱流量を求める方法であり、圃場における熱伝導率の測定精度に主として依存する。熱流板と同じく、組合せ法の下層の熱流量をこの温度勾配法で求める方法も検討されている¹⁵⁾。また、この方法の一種である零位法 (Null alignment method) も提案されている¹⁶⁾。これは、地温の日変化の大きい朝または夕方に比較的浅い層で温度勾配がゼロになる位置を見だし、それ以下の一定深さの熱伝導率を、逆算する方法である。

各方法とも一長一短があり、まだ熱流量測定法としては確定していないのが実状である。今後も測定法の検討は継続されていくであろう。この熱流量測定を一つの軸として、熱伝導率をはじめとする土壌の熱的性質の評価、土壌表面における熱移動と水移動の相互作用などの検討が進むと考えられる。

5. 温度 (Temperature)

温度は熱移動と結びついた状態量であり、最も正確に測定できる物理量の一つである。測定法に関する報告はほとんどなく、得られた結果をどのように解析するのが問題となっている。たとえば、CSMP¹⁷⁾ (Continuous System Modeling Program)、や数値解による温度分布のシミュレーション¹⁸⁾、クラックのある場合の温度分布の解析や¹⁹⁾、ポリエチレンフィルムマルチ下の温度分布の解析²⁰⁾ などがある。また、広域の温度分布から土壌分類に用いる試みも行なわれている^{21,22)}。これらの方向はコンピュータ制御による計測が容易になったこともあり、今後さらに進んでいくであろう。また同時に、温度の推定に必要な熱的性質への精度的な要請も大きくなると思われる。

引用文献

- 1) Kasubuchi, T.: Twin isothermal calorimeter method for the determination of specific heat of soil, *Soil Sci. Plant Nutr.*, **21**, 73—77 (1975).

- 2) Kasubuchi, T.: Twin transient-state cylindrical-probe method for the determination of the thermal conductivity of soil, *Soil Sci.*, **124**, 255—258 (1977).
- 3) Mitsuno, T., T. Miura, T. Ishida, and T. Maruyama: Instantaneous insertion method for simple determination of soil heat conductivity, *Trans. JSIDRE*, **103**, 21—27 (1983).
- 4) Nagpal, N., and L. Boersma: Air entrapment as a possible source of error in the use of a cylindrical heat probe, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37**, 828—832 (1973).
- 5) de Vries, D.A.: Thermal properties of soil, *Physics of Plant Environment*, Van Wijk (ed.), North-Holland Pub. Co., pp.210—235 (1963).
- 6) Kunii, D., and J.M. Smith: Heat transfer characteristics of porous rocks, *A. I. ch. E. Jour.*, **6**, 71—78 (1960).
- 7) Woodside, W., and J.H. Messmer: Thermal conductivity of porous media, I. Unconsolidated sands, *J. Appl. Phys.*, **32**, 1688—1699 (1961).
- 8) 粕淵辰昭: 土壌の熱伝導に関する研究, 農技研報告 **B 33**, 1—54 (1982).
- 9) 三野 徹・石田智之・丸山利輔: 三相系土壌の熱伝導モデルと熱伝導率の計算による推定, 農土論集, **103**, 35—43 (1983).
- 10) Sepaskham, A.R., and L. Boersma: Thermal conductivity of soils as a function of temperature and water content, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **43**, 439—444 (1979).
- 11) Hadas, A.: Heat transfer in dry aggregated soil: Heat conduction, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **40**, 1055—1059 (1977).
- 12) Horton, R., P.J. Wierenga, and D.R. Nielsen: Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **47**, 25—32 (1983).
- 13) Horton, R. and P.J. Wierenga: Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **47**, 14—20 (1983).
- 14) Fuchs, M. and A. Hadas: Analysis of the performance of an improved soil heat flux transducer, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37**, 173—175 (1973).
- 15) Kimball, B.A., R.D. Jackson, F.S. Nakayama, S.B. Idso, and R.J. Reginato: Soil-heat flux determination: Temperature gradient method with computed thermal conductivities, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **40**, 25—28 (1976).
- 16) Kimball, B.A. and R.D. Jackson: Soil heat flux determination: A null-alignment method, *Agric. Meteorol.*, **15**, 1—9 (1975).
- 17) Wierenga, P.J., and C.T. de Wit: Simulation of heat transfer in soil, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **34**, 845—848 (1970).
- 18) Hanks, R.J., D.D. Austin, and W.T. Ondrechen: Soil temperature estimation by a numerical method, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **35**, 665—667 (1971).
- 19) Selim, H.M., and Don Kirkam: Soil temperature and water-content changes during drying as influenced by cracks: A laboratory experiment, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **34**, 565—569 (1970).
- 20) Mahrer, Y., and Y. Katan: Spatial soil temperature regime under transparent polyethylene mulch: Numerical and experimental studies, *Soil Sci.*, **131**, 82—87 (1981).
- 21) Jensen, M.E.: Soil temperature-elevation relationships in Southern Idaho and Western Wyoming wildlands, *Soil Sci.*, **137**, 47—51 (1983).
- 22) Meikle, R.W., T.R. Treadway, and J.L. Morel: A mathematical method for estimating soil temperature in France, *Soil Sci.*, **133**, 58—60 (1982).

II—7 シミュレーション

藤 繩 克 之*

1. はじめに

英語の「Simulate」を直訳すると「模擬する」と言う意味になる。例えば浸透流を電気的な流れにおきかえる模擬はアナログ・シミュレーションと呼ばれ、また計算機を用いて数値的モデルにおきかえたものはデジタル・シミュレーションと呼ばれている。しかし電子計算機の発達した今日ではシミュレーションといえば後者を意味するようになっており、ここでも数値実験（狭義には数値解析）をシミュレーションと呼ぶことにする。そこで物理法則や化学法則などによって導かれた微分方程式で記述できる自然現象がシミュレーションの対象となるため、まず微分方程式の分類について簡単にふれておく。

* 農業土木試験場

実用上最も重要な2階偏微分方程式の一般形は

$$a \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + b \frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial y} + c \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + d \frac{\partial \phi}{\partial x} + e \frac{\partial \phi}{\partial y} + f \phi + g = 0 \quad \dots(1)$$

で与えられる。パラメータ $a \sim g$ が独立変数 x, y だけを含ま関数で与えられる場合(1)式は線形であるといひ、 $\phi, \frac{\partial \phi}{\partial x}, \frac{\partial \phi}{\partial y}$ を含む場合は準線形、さらに高次の導関数を含む場合は非線形であるという。例えば飽和浸透流において透水係数が一樣な場合、あるいは空間的に変化する場合に方程式は線形であるが、不飽和浸透流などのように透水係数や水分拡散係数が土壌水分などの従属変数の関数として与えられる場合は方程式は準線形となる。このように方程式が準線形あるいは非線形の場合、あるいは境界条件や初期条件が複雑な場合、微分方程式を解析的に解くことはほとんど不可能となり、数値解析が大いにその威力を発揮することになる。

さて土壌中における浸透や熱伝導などの方程式では一般に $d=e=0$ でかつ $b^2-4ac \leq 0$ となるが、2次元定常方程式では $b^2-4ac < 0$ となり方程式は楕円形であるといわれる。また1次元非定常方程式は $b^2-4ac=0$ となり放物形であるといわれ、波動方程式などのように $d=e=0$ で $b^2-4ac > 0$ となる方程式は双曲形であるといわれる。

さて土壌物理学で使われる数値解法には、代表的なものに差分法や有限要素法などが、またやや特殊なものとしては特性曲線型差分法や特性曲線型有限要素法などがある。領域を矩形格子や直方体で分割し、各節点で圧力水頭や水分量などの従属変数をテイラー展開して数値的に解析する差分法は浸透流解析などの土壌物理の分野で広く活用されている。一方任意の形状の要素で領域を分割できる有限要素法は、領域内の属性が不均質な場合、境界の形状が複雑な場合、あるいは従属変数が局所的に変化するような場合に融通性に富んでおり、近年土壌物理学を含めた境界領域に急速に普及してきている。また特性曲線型差分法や特性曲線型有限要素法は物質移動や熱移動の解析に高い精度が得られる方法で、分散や拡散項を差分法や有限要素法で、移流項を特性曲線法で解くことにより数値分散や解の振動などの数値誤差を解消できる点に特徴がある。

シミュレーションが適用できる土壌物理研究は多種多様であるが、ここでは主に浸透流、物質移動といくつかの連結現象を中心にレビューを行う。なお以下における式中の記号の説明は本節末尾の記号リストに一括して整理してある。

2. 浸透流解析におけるシミュレーション

土壌中の水分移動はダルシーの法則と連続式により導かれる微分方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial z} + K \right) \quad \dots(2)$$

により記述できる。なお不飽和帯において K は θ あるいは ϕ の関数となる。さて(2)式は2つの従属変数 ϕ と θ を含むため、解析に当っては極めて不便である。そこで Rubin と Steinhardt¹⁾ は1963年に差分法による数値解法を導入し、(2)式を従属変数 θ で統一した Klute の拡散方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right\} \quad \dots(3)$$

を数値的に解くことにより、不飽和帯における土壌水分変化を計算した。この手法により、境界条件

$$-D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} = R - K(\theta) \quad \dots(4)$$

を用いることによって、地表面に飽和透水係数より小さな降雨強度の雨がある場合の土壌水分の変化を計算することが可能となった。なおここで用いられた数値解法はクラック・ニコルソン型の差分法で、 $D(\theta)$ と $K(\theta)$ の実験式から前の時間ステップの値を使って外挿でパラメータを推定し、土壌水分変化を求めようとするものである。この数値解法の妥当性は初期土壌水分が一樣な一次元鉛直土壌カラムに一定の降雨強度の雨を与えた場合の土壌水分変化を実験により調べ、数値解法と比較することにより検討されている²⁾。それによると降雨強度が小さい場合は実験値と計算値は比較的よく一致するのに対して、降雨強度が大きくなると数値解の精度が悪くなるのが判明した。この原因の一つは(2)式の拡散型方程式の適用そのものにある。つまり求めようとする従属変数を圧力水頭 ϕ から体積含水率 θ に統一し(3)式を導びいた過程において

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \quad \dots(5)$$

なる変換を行っている。従って体積含水率と圧力水頭との関係からわかるように、体積含水率が飽和状態に近づくにつれて $\partial \phi / \partial \theta$ は急激に大きくなり、飽和状態では無限大となってしまう。このように Klute の拡散方程式の大きな弱点は飽和帯における水分移動が扱えず、飽和領域の水の移動と不飽和領域の水の移動を分離して考えねばならないという点にある。

土壌中の浸透流解析は(2)式の従属変数を ϕ に統一した Richards のポテンシャル方程式

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ K(\varphi) \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K(\varphi) \frac{\partial \varphi}{\partial z} + K(\varphi) \right\} \\ = C_\theta(\varphi) \frac{\partial \varphi}{\partial t} \quad \dots\dots(6)$$

を用いることにより飛躍的な発展をとげる。

ここに

$$C_\theta(\varphi) = \frac{\partial \theta}{\partial \varphi} \quad \dots\dots(7)$$

で、飽和帯では零となる。この方程式の最大の特長は飽和浸透流と不飽和浸透流が統一的に扱える点にある。Rubin⁹⁾ はポテンシャル方程式をもとに、2次元の飽和・不飽和浸透流を ADI 法 (Alternating Direction Implicit Method) で解くことに成功した。Rubin 論文の特徴は始めて飽和・不飽和浸透流を統一的に扱えることを示しただけでなく、計算時間の制約の為当時困難であった2次元の浸透流解析が ADI 法の導入により可能となったところにある。なお ADI 法とは Peaceman と Rachford により提案された差分法で、 x 方向と z 方向の変数の時間きざみを 1/2 時間ステップづつずらして交互に解くことにより、計算時間を短縮しようとするものである。

1971年に Freeze⁴⁾ は水と地層の圧縮性を考慮した Jacob-Cooper の飽和流方程式と Richards の不飽和流方程式を結合した3次元の非定常偏微分方程式

$$\nabla \cdot \left\{ \frac{\rho^2 g h}{\mu} \nabla(\varphi+z) \right\} = \left\{ S_a \rho(\alpha+n\beta) + \rho C_\theta \right\} \frac{\partial \varphi}{\partial t} \quad \dots\dots(8)$$

を LSOR 法 (Line Successive Over-Relaxation Method) で解く方法を示し、ここに不飽和帯から被圧縮性帯水層までを含んだ水の移動が統一的に扱える飽和・不飽和浸透理論が完成した。この Freeze の論文は井戸の揚水理論が中心だった地下水学に大きな影響を与え、後の地盤沈下シミュレーションの基礎となった広域地下水流動解析や自由水面を持つ堤体内の浸透流解析へとさらに発展していくことになる。特に堤体内における従来の浸透流解析は自由水面を未知境界として飽和領域のみを対象とするものであったが、飽和・不飽和浸透流の統一的解釈により煩雑な自由水面の計算が不要となった。また従来の飽和浸透流解析において流線であるとされていた自由水面が実は流線ではなく、一部の流線が地下水面を横切って不飽和帯を通過しているということが飽和・不飽和浸透流の数値解析からも裏づけられた^{5,6)}。一方 Neuman⁷⁾ は準線形偏微分方程式で記述される飽和・不飽和浸透流が Galerkin 法に基づく有限要素法で解析できることを示し、以後のフィルダムの飽和・不飽和浸透流解析などの工学的問題に対してシミュレーション手法は益々その実用性を高めていった^{8,9)}。

土壌中の浸透流解析において飽和・不飽和流の統一が一つのメイン・テーマとすれば、土壌水分とサクシジョンとの間のヒステリシス現象の定量化はもう一つのメイン・テーマであろう。土壌水の再分布過程においては吸水過程と脱水過程が同時に現れるが、1967年に Rubin¹⁰⁾ は Klute の拡散方程式をもとにヒステリシスの影響を考慮した土壌水の再分布を Rubin and Steinhardt¹¹⁾ と同様の数値解法により求めた結果、ヒステリシスがあると排水速度が遅くなり、またヒステリシスを無視した場合と比べて著るしく異なった水分分布曲線が得られることを示した。

Rubin¹⁰⁾ は実験結果より土壌水分とサクシジョンとの関係を脱水主曲線、吸水主曲線、及び1次脱水走査曲線として与える経験式を用いているのに対し、Ibrahim と Brutsaert¹¹⁾ は仮想土壌水分-サクシジョン曲線から飽和度を指標とする独立領域理論を用いて土壌水分ヒステリシスを離散的に表現している。これらの方法はいずれもヒステリシス・ループの実験式を求めたり、あるいは独立領域の分布関数を実験結果より決定するという時間と労力を要する作業が必要とされるが、1973年に Mualem¹²⁾ は相似仮説を用いることにより脱水主曲線と吸水主曲線のみから任意の次数の走査曲線が解析的に計算できる画期的な独立領域理論を発表した。

Mualem の理論は後の土壌中の浸透流解析に大きな影響を与えた。1977年に赤井等¹³⁾ はガラキーン型有限要素法による飽和・不飽和浸透流解析に Mualem の独立領域理論を適用し、土壌水分ヒステリシスが境界水位の上昇に伴う2次元土層中の自由水面の変化に与える影響を調べた。一方筑紫¹⁴⁾ は陰差分の予測子-修正子法により Mualem の独立領域理論を用いて、間断かんがいなど脱水・吸水過程が繰り返し現れる場合の土壌中の水分移動の数値解法を示し、鉛直一次元土壌カラム中の土壌水の再分布を計算している。このように飽和・不飽和帯の浸透流が統一され、さらにヒステリシス効果の解析が可能になったことにより、浸透流解析はほぼ完成の域に到達したと考えられ、今後物質移動や熱移動などの連結現象の解析への応用が期待される。

3. 物質移動解析におけるシミュレーション

一次元土壌カラムにおける物質移動は土壌中における化学反応が液相・固相間のイオン交換反応として表わされる場合、質量保存の法則により偏微分方程式

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D_m \frac{\partial c}{\partial z} \right) - v \frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\rho_b}{n} \frac{\partial s}{\partial t} \quad \dots\dots(9)$$

で記述される。ここに左辺第1項は溶質の拡散や分散による移動を、第2項は溶液の流動に伴う溶質の移動を、また右辺第1項、第2項はそれぞれ液相及び固相におけ

る単位時間当りの溶質の変化量を示している。

さて土壤中におけるイオン交換吸着反応などの化学的作用は土性やイオンの種類、溶液の pH、温度などにより大きな影響を受けるため条件に応じて様々な吸着等温式が提案されているが、大別すると化学反応が瞬時に完了するかどうかで

$$s = F(c, s) \quad \dots\dots(10)$$

で与えられる平衡吸着等温式と

$$\frac{\partial s}{\partial t} = G(c, s) \quad \dots\dots(11)$$

で与えられる非平衡吸着等温式に分類できる。

平衡式としてよく用いられる Freundlich の吸着等温式は

$$s = k_1 c^{k_2} \quad \dots\dots(12)$$

で与えられ、時に $k_2=1$ として解析的に解かれる場合も少なくない。このように(10)式が

$$s = f(c) \quad \dots\dots(13)$$

として与えられる場合は

$$\frac{\partial s}{\partial t} = \frac{df}{dc} \frac{\partial c}{\partial t} = f'(c) \frac{\partial c}{\partial t} \quad \dots\dots(14)$$

であるから、(9)式より準線形方程式

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D_m \frac{\partial c}{\partial z} \right) - v \frac{\partial c}{\partial z} = \left\{ 1 + \frac{f'(c) \rho_b}{n} \right\} \frac{\partial c}{\partial t} \quad \dots\dots(15)$$

が導かれる。1971年、Lai と Jurinak¹⁵⁾ は吸着等温式として修正 Kielland 関数

$$s = \frac{s_f c}{c + k_1 (c_f - c) \exp\{k_2 (c_f - 2c)\}} \quad \dots\dots(16)$$

を用いて土壤中の $M_g \rightarrow C_a$ 交換反応を差分陽解法により解析し、

$$s = k_1 c + k_2 \quad \dots\dots(17)$$

の線形吸着等温式を用いた場合よりよく実験結果と一致することを示す¹⁵⁾とともに、さらにシミュレーションにより(16)式の係数がこの非線形吸着等温式に従う土壤中の物質移動に与える影響を調べ、 $C_a \rightarrow N_a$ 交換反応に対しても(16)式に従う物質移動の数値解が実験値とよく一致することを示した¹⁵⁾。

一方化学反応の速度に対して移流や分散による溶質の移動速度が十分大きな場合、もはや液相・固相間において化学平衡を期待することはできない。このような場合には(11)式に示される非平衡式を使う必要がある。1971年に Lindstrom 等¹⁷⁾ は吸着等温式が線形平衡式

$$s = k_1 c \quad \dots\dots(18)$$

線形非平衡式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = k_1 (k_2 c - s) \quad \dots\dots(19)$$

及び(18)、(19)式の一般式である非線形非平衡式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = k_1 \exp(k_2 s) \{k_3 c \exp(-2k_2 s) - s\} \quad \dots\dots(20)$$

で与えられる物質移動方程式を差分陽解法で解析し、吸着等温式が物質移動に及ぼす影響を調べた。

一方 Gupta と Greenkorn¹⁸⁾ は粘土鉱物への磷の吸着を表わす式として双一次非平衡吸着等温式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = k_1 \left\{ c (k_2 - s) - \frac{1}{k_3} s \right\} \quad \dots\dots(21)$$

を用い、陰解法や陽解法より時間項の近似度が高いクラック・ニコルソン法に基づく2ステップからなる中央差分法による解法を示した。

また Tagamets と Sternberg¹⁹⁾ は Langmuir 型非平衡吸着等温式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = k_1 \left(c - \frac{c}{k_2 - k_3 c} \right) \quad \dots\dots(22)$$

を用いて2ステップからなる予測子-修正子差分法を提案し、粒状炭素体中のフェノールの吸着実験結果と計算結果とを比較した結果、大きな k_1 に対しては両者はよく一致することを示した。

1973年、Rubin と James²⁰⁾ は多成分系のイオン交換反応や沈澱・溶解反応、あるいは複合体形成反応などの多様な化学反応を伴う物質移動が解析できる極めて注目すべきシミュレーション手法を示している。その理論は、簡単のため2成分系を例にとると、支配方程式を次の連立偏微分方程式

$$\frac{\partial c_i}{\partial t} + \frac{\partial \bar{c}_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_m \frac{\partial c_i}{\partial z} \right) - v \frac{\partial c_i}{\partial z} \quad i=1, 2 \quad \dots\dots(23)$$

として与え、さらに i イオンの液相濃度 c_i と固相濃度 \bar{c}_i 、およびイオン選択係数 K_2^1 と土壤のイオン交換容量 \bar{c}_T との間に次の関係式

$$K_2^1 = (\bar{c}_1/c_1)^{p_2} (c_2/\bar{c}_2)^{p_1} \quad \dots\dots(24)$$

$$\bar{c}_1 + \bar{c}_2 = \bar{c}_T \quad \dots\dots(25)$$

を導入することにより様々な化学反応を伴う物質移動を定式化し、次に非線形パラメータの処理に予測子-修正子法を用いたガラーキン型有限要素法を適用して支配方程式を数値的に解くものである。

また Miwa²¹⁾ は移流と分散による物理過程とイオン交換による化学過程が交互に繰り返されるモデルを用いて、Ca, K, NH_4 からなる3成分イオン系土壌カラム交換クロマトグラムのシミュレーションを行い、実験結果との比較を行っている。

(9)式から右辺第2項を除いた、いわゆる移流分散方程式は土壤中の物質移動のみならず、流動している河川水・湖沼水・海水あるいは大気中における物質や熱の移動の解析にも広く用いられている。この移流分散方程式は分散項が移流項に対して卓越すると放物型に、逆の場合

は双曲形になるため、通常の数値解法においては十分小さな時間きざみや距離きざみをとらないと数値分散や解の振動による誤差を生じるといふ実にやっかいな性質があり、数値解法の実用上大きな障害となっている。このため様々な分野で移流分散方程式に適した数値解法の開発が続けられている。このような解法には風上差分法²²⁾、風上有限要素法²³⁾、変形有限要素法²⁴⁾、移動座標型有限要素法²⁵⁾、特性曲線型差分法²⁶⁾、特性曲線型有限要素法²⁷⁾などがあり数値解法の収束性、安定性、実用性が大いに向上しているが、紙面の都合もあり詳細は割愛する。

4. 連結 (Coupling) 問題におけるシミュレーション

3. で述べた物質移動の解析はいずれも飽和土壌を対象とし、一様な浸透流速を前提としたものである。しかし農耕地などでは物質移動は浸透、再分布、蒸発などの水の移動と不可分の関係にある。1973年、Bresler²⁸⁾は不飽和帯における化学反応を伴わない保存系物質の移動を(2)式に基づく不飽和浸透流解析と連結させて解析する第3次近似差分法を示し、浸透・再分布・蒸発に伴う塩の移動を数値解より求め、結果の一部について実験値とも対比をしている。しかし全体的には不飽和帯における分散などの物理的作用や吸着などの化学的作用に関する研究は極めて少ない。土壌水分ヒステリシスを含む浸透流解析が実用化の段階に達した今、これらの成果をふまえた不飽和帯の物質移動研究の進展が望まれる。

一方土壌中における熱移動と浸透流との関係は、移流により大きな影響を受ける点で物質移動と浸透流との関係と基本的な類似性を持っているが、たとえば寒冷地などで地表付近の土壌水が凍結し、温かい深部から冷い浅部へ向って水と熱が同時に移動するような場合には、水は温度によって状態変化し、さらに不飽和透水係数や熱伝導率あるいは熱容量が土壌中の水の含有率のみならず水の含有率によっても左右されるため現象は極めて複雑になる。従ってこのような水と熱の移動を解析的に扱うことはほとんど不可能に近い。そこで Harlan²⁹⁾ は差分法を用い、また Guymon と Luthin³⁰⁾ は変形型有限要素法を用いることにより、浸透流の基礎方程式

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial z} + K \right) = -\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\rho_i}{\rho} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad \dots\dots(28)$$

を、熱移動の基礎方程式

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) - C_w \rho \frac{\partial v T}{\partial z} = C_m \frac{\partial T}{\partial t} - L_m \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \quad \dots\dots(27)$$

と連立させて、凍結・融解過程を含む土壌中の水と熱の

移動を数値的に解析する手法を示した。しかし(28)、(27)式を解くためには $K=K(\theta, \theta_i)$, $\lambda=\lambda(\theta, \theta_i)$, $C_m=C_m(\theta, \theta_i)$ などの補助方程式や $\theta_i=\theta_i(Q, T)$ などの状態方程式が必要であるが、これらの関係に対しては十分な説明がなされていない。また土壌水の凍結に伴う土壌構造の変形も浸透流に大きな影響を与えるが、より多様性のあるシミュレーション・モデルの開発と同時に、土壌-水-氷系の物理法則の解明が今後期待される。

5. おわりに

以上土壌物理研究において様々なシミュレーション手法が果たす役割について説明してきたが、シミュレーション手法が必ずしも万能でないことも述べておかねば不公平であろう。まず数値解法が解析解法と大きく異なる点は、数値解法が解析解法では手の届かない非線形問題や複雑な領域特性を持つような問題に対して比較的容易に適用できる反面、解析解法では考える必要がほとんどなかった数値誤差にたえず注意を払わねばならないことであろう。つまりシミュレーション結果の信頼性は数値誤差いかんによっていえる。近年コンピュータの急速な発展によって数値解法が飛躍的な進歩をとげている反面、ややもすると解析解法が軽視されているようなきらいがあるが、実験結果より解析解を用いてパラメータの特性を調べたり、あるいは数値解の収束性や安定性をチェックしたりする場合にも解析解が重要な役割を果たしていることも忘れてはいけない。

さて土壌物理学においてシミュレーションは研究対象ではなく、研究手段である。このような意味でシミュレーションというテーマは今回のレビューのカテゴリーとしては他の項目とは異質である。ここでは主に浸透流、物質移動、熱移動解析を対象としたシミュレーション手法についてレビューを行ったが、ここで取り上げなかったものの中には植物根への水分吸収を考慮した土壌水の移動や土壌構造の変形を考慮した浸透流のシミュレーションなどがある。すでにお気づきのようにこれらの項目はすべて他のレビューの主要テーマとなっている。従って重複している点多々あると思われるが、シミュレーションという観点に立って別の角度から整理させていただいた。最後に、研究対象が非常に広範囲に及んでいるため、目のとどかなかった文献も少なくないものと思われるが、土壌物理研究の中でシミュレーションの果たしている役割をご理解いただければ幸である。

引用文献

- 1) Rubin, J. and R. Steinhardt : Soil water relations during rain infiltration ; I. Theory, Proc. Soil Sci. Soc. Am., Vol. 27, pp. 246—251 (1963).

- 2) Rubin, J., R. Steinhardt, and P. Reiniger : Soil water relations during rain infiltration ; II. Moisture content profiles during rains of low intensities, Proc. Soil Sci. Soc. Am., Vol. 28, pp. 1—5 (1964).
- 3) Rubin, J.: Theoretical analysis of two-dimensional, transient flow of water in unsaturated and partly unsaturated soils, Proc. Soil Sci. Soc. Am., Vol. 32, pp. 607—615 (1968).
- 4) Freeze, R.A.: Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin, Water Resour. Res., 7(2), pp. 347—366 (1971).
- 5) Freeze, R.A.: Influence of the unsaturated flow domain on seepage through earth dams, Water Resour. Res., 7(4), pp. 929—941 (1971).
- 6) Yoshida, S. and D. Fukuzawa : Influence of the unsaturated capillary flow on total steady flow through banks and saturated-unsaturated flow net, Trans. JSIDRE, No. 109, pp. 27—36 (1984).
- 7) Neuman, S.P.: Saturated-Unsaturated seepage by finite elements, J. Hydraul. Div. Am. Civil Eng., 99, pp. 2233—2250 (1973).
- 8) 長谷川高士・森井俊広 : 飽和—不飽和浸透流解析法とその適用上の問題点について—フィルダムの飽和—不飽和浸透特性 (I)—, 農業土木学会論文集, 第105号, pp. 69—75 (1983).
- 9) 長谷川高士, 森井俊広 : フィルダムの定常および非定常浸透特性—フィルダムの飽和—不飽和浸透特性 (ii)—, 農業土木学会論文集, 第107号, pp. 1—8 (1983).
- 10) Rubin, J.: Numerical method for analyzing hysteresis-affected, post-infiltration redistribution of soil moisture, Proc. Soil Sci. Soc. Am., Vol. 31, pp. 13—20 (1967).
- 11) Ibrahim, H.A. and W. Brutsaert : Intermittent infiltration into soils with hysteresis, J. Hydraul. Div. Am. Civil Eng., 94, pp. 113—137 (1968).
- 12) Mualem, Y.: Modified approach to capillary hysteresis based on a similarity hypothesis, Water Resour. Res., 9(5), pp. 1324—1331 (1973).
- 13) 赤井浩一・大西有三・西垣 誠 : 有限要素法による飽和—不飽和浸透流の解析, 土木学会論文報告集, 第264号, pp. 87—96 (1977).
- 14) 筑紫二郎 : 土壌水分ヒステリシスを伴う不飽和浸透流の数値計算法について, 農業土木学会論文集, 第87号, pp. 24—30 (1980).
- 15) Lai, S-H, and J.J. Jurinak : Numerical approximation of cation exchange in miscible displacement through soil columns, Proc. Soil Sci. Soc. Am., Vol. 35, pp. 894—899 (1971).
- 16) Lia, S-H. and J.J. Jurinak : Cation adsorption in one-dimensional flow through soils ; A numerical solution, Water Resour. Res., 8(1), pp. 99—107 (1972)
- 17) Lindstrom, F.T., L. Boersma, and D. Stockard : A theory on the mass transport of previously distributed chemicals in a water saturated sorbing medium ; Isothermal cases, Soil Sci., 112(5), pp. 291—300 (1971).
- 18) Gupta, S.P. and R.A. Greenkorn : Dispersion during flow in porous media with bilinear adsorption, Water Resour. Res., 9(5), pp. 1357—1368 (1973).
- 19) Tagamets, T. and Y.M. Sternberg : A predictor-corrector method for solving the convection-dispersion equation for adsorption in porous media, Water Resour. Res., 10(5), pp. 1003—1011 (1974).
- 20) Rubin, J. and R.V. James : Dispersion-affected transport of reacting solutes in saturated porous media ; Galerkin method applied to equilibrium-controlled exchange in unidirectional steady water flow, Water Resour. Res., 9(5), pp. 1332—1356 (1973).
- 21) Miwa, E.: Simulation of behavior of fertilizer materials in soil ; I. Model of tri-component exchange chromatographic transport, Soil Sci. Plant Nutr., 26(2), pp. 175—184 (1980).
- 22) 村上 健 : 非定常拡散方程式の数値計算方法 (その2), 土木学会衛生工学研究討論会講演集, pp. 77—80 (1974).
- 23) Heinrich, J.C., P.S. Huyakorn, O.C. Zienkiewicz, and A.R. Mitchell : An “upwind” finite element scheme for two-dimensional convective transport equation, Int. J. Num. Meth. Eng., 11, pp. 131—143 (1977).
- 24) Varoglu, E. and W.D.L. Finn : Finite elements incorporating characteristics for one-dimensional diffusion-convection equation, J. Comp. Phys., 34, pp. 371—389 (1980).
- 25) Jensen, O.K. and B.A. Finlayson : Solution to the convection-diffusion equation using a moving coordinate system, in Finite Elements in Water Resources (C.A. Brebbia et al. Eds.), Pentech Press, London, pp. 4.21—4.32 (1978).
- 26) Gardner, A.O., D.W. Peaceman, and A.L. Pozzi,

- Jr.: Numerical calculation of multidimensional miscible displacement by the method of characteristics, Soc. Petrol. Eng., J., 4, pp. 26—36 (1964).
- 27) Fujinawa, K.: A "characteristic" finite element method for dispersion-convection equation, J. Japanese Assoc. Groundwater Hydrology, 25, pp. 93—108 (1983).
- 28) Bresler, E.: Simultaneous transport of solutes and water under transient unsaturated flow conditions, Water Resour. Res., 9(4), 975—986 (1973).
- 29) Harlan, R.L.: Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil, Water Resour. Res., 9(5), pp. 1314—1323 (1973).
- 30) Guymon, G.L. and J.N. Luthin: A coupled heat and moisture transport model for arctic soils, Water Resour. Res., 10(5), pp. 995—1001 (1974).

記号

- t: 時間
 x: 水平方向座標軸
 z: 鉛直上向き座標軸
 K: 透水係数
 θ : 体積含水率
 φ : 圧力水頭
 D: 水分拡散係数
 R: 降水量
 ρ : 水の密度
 g: 重力加速度
 μ : 水の粘性係数
 k: 透過係数
 S_a: 飽和度
 α : 地層の圧縮率
 n: 間隙率
 β : 水の圧縮率
 D_m: 分散係数
 c: 質量濃度
 v: 浸透流速
 ρ_b : 多孔質体の仮比重
 s: 乾燥多孔質体単位重量当りの吸着量
 c_l: i イオンの液相濃度
 c_s: i イオンの固相濃度
 P_i: i イオンのイオン価
 K_d¹: イオンの選択係数
 c_T: 多孔質体のイオン交換容量
 ρ_i : 氷の密度

- θ_i : 氷の含水率
 λ : 熱伝導率
 C_w: 水の比熱
 C_m: 体積熱容量
 L_m: 氷の融解潜熱
 k₁, k₂, k₃, s_r, c_r: 定数
 T: 温度

II—8 凍 結 ・ 凍 土

福 田 正 己*

1. はじめに

凍土と凍上現象の研究の進展をたどると、大きく3期に区分される。まず1920年代からはじまった凍上現象の本格的な研究が、第2次世界大戦でのさまざまな実践をへて発展した年代、これを研究の第一期とする。戦後研究面でも次第に着きを取りもどして、戦前・戦中の実践的応用的な研究側面から基礎的な研究が重視されはじめた。また第1回(1963年)、第2回(1973年)の国際永久凍土会議が開催されて、研究成果が国際的な共通の場で発表され討論された。これを第二期としよう。第一期の成果を集約し理論化する試みがなされた時期である。1970年代から、凍土中の水(不凍水)の存在が実験で検証され、その化学ポテンシャル上の規定や凍結時の水分移動といった新しいテーマが生まれてきた。こうした実験による裏付けのある事実と、その理論化が相互に関連しながら、新たな研究の展開がみられている。これを第三期とする。年代わけをするなら、第一期(1920~1945年)、第二期(1945~1969年)、第三期(1970~)となろう。こうした研究進展のエポックをたどりながら、今後の研究の進む方向をさぐってみる。

2. 第一研究期(1920~1945年)

土が凍結する際に、水分移動が土中に生じて、凍土の体積の増加とその結果として凍上の生ずることは古くから知られていた。このような野外の観測事実をふまえて、凍上機構にせまる室内実験が2人の先駆的研究者によってなされた。北欧の Beskow¹⁾ とアメリカの Taber²⁾ である。1930年代に凍上実験を行ない、研究成果としてとりまとめた。両者の論文報告に、第一期の研究成果が集約されているとあってよい。そこで両者の共通の結論を紹介する。

(a) 土質と凍上性

* 北海道大学低温科学研究所

凍上を生じた凍土の断面を観察すると、厚さ数 mm～数 cm の氷の層（アイスレンズ）が形成されている。地下水位から水は吸い上げられて凍結線（frost line）に達する。これは凍結線付近の土粒子には水を吸い上げる力があるからで、この能力は土質によって異なる。砂では小さく粘土では大きい。砂質土の凍土中には氷レンズが観察されないことで裏付けられる。

(b) 0°C 以下でも凍結しない土壌水

粘土中の水は、0°C 以下でも凍結しないことが観察された。土壌水の溶存塩類によるのではなく、土粒子表面上の吸着水膜の存在に起因している。Beskow は土粒子の大きさで、凍結温度降下の度合を示す経験式を得ている。すでに不凍水の存在量を定量的に測定した結果を持つ現在の知識から見れば、この経験式は不完全である。しかし、この時期に凍土中の不凍水の存在と、それが土粒子への吸着によることを予見していた。

(c) 凍上過程での水分移動

地下水位から凍結線へ水が吸い上げられるが、その移動形式は砂と粘土では異なる。砂では毛管力によって上昇するが、粘土では土粒子表面の水膜を通じて移動する。このため透水係数では砂は大きく粘土は小さい。

(d) 凍結速度と凍上量の関係

凍結線が土中をゆっくりと進行すると、凍上量は大きくなる。この点については、のちに議論となったが、かならずしもそうではないことが明らかになっている。

(e) 拘束力と凍上量

地表での荷重が大きいと、凍上量は小さくなる。その理由は、拘束力のために土粒子の吸着水膜がうすくなり、透水係数が小さくなるからである。この指摘は我々の知識から見ると誤りである。この点は後に詳しく述べる。

以上の研究の要約の多くの部分は、現在我々の持つ知識と比較すると、妥当なものと言える。これらの研究は、道路の凍上対策というきわめて実践的な目的から出発している。研究成果はやがて土の凍上性の判定基準として集約された。一定の条件下で凍上実験を行うと、シルト質土が最も凍上しやすいことが判明した。そこで前述の結論を念頭において、なぜシルト質土が凍上性の著しいかを示したのが、Casagrande³⁾ である。彼の成果を模式図に示したのが図-1 である。ここで凍上有効力 (Heave Efficiency) は、不凍水膜が厚い程凍結面へ水を吸い上げることができると考えて規定してある。粘性土が最も吸い上げる能力が大きい。粒径が大きくなるにつれて、不凍水量は減少し、その結果として凍上有効力も小さくなる。ところが凍上量は一定時間内に、どれだけ水が輸送されたかの総量に依存する。粘性土は透水係数が小さいために、吸い上げる能力は大きくても、輸送総

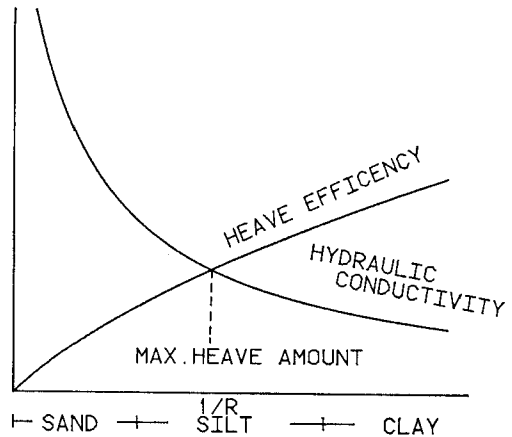


図-1 Casagrande の凍上性判定の模式図

量は限界がある。砂質土では透水係数は大きいものの、凍上有効力は小さい。シルトの場合はその中間にあるため、凍上量も最も大きくなりうる。これが Casagrande の判定法と知られた凍上性と土質の関係の結論である。

戦時中の至急な北方地方の開発、とくに道路・鉄道・空港滑走路の建設のために、土の粒径だけで凍上性が判定できるこの判定法は広く用いられた。日本でも旧満州鉄道を中心に活発な研究が行なわれた。

3. 第二研究期 (1945～1969 年)

戦後の混乱期をすぎて、凍土・凍上の研究は次の段階へ進んだ。Casagrande の判定法があまりにも実用性のみ偏ったことへの反省から出発したと云える。第一期の終りに、のちに土壌水の物理性研究に大きな影響を与える研究が Edlefsen and Anderson⁴⁾ によってまとめられた。土壌水を熱力学的にとらえるという着想である。こうした考え方や概念に基づいて、凍結線（面）での水の吸い上げる力（吸水ポンプ能）を説明するため、毛管力に原因を求める考えが Everett⁵⁾ によって提示された。この毛管力理論は第二期の他の研究者へ影響を与えた。そこで内容を次に紹介する。

図-2 の模式図（左側）が毛管力理論の条件を表わしている。上方の氷は空隙内の氷とする。下方は未凍土側の空隙水で、地下水位から供給されている。両者の間には土粒子間の空隙（毛管）がある。毛管の入口に向って氷が半径 r の曲率を持って入りこんでいると、次式（ラプラスの式）が成り立つ。

$$P_i - P_w = 2\sigma_{iw}/r \quad \dots\dots(1)$$

P_i : 氷の圧力, P_w : 水の圧力, σ_{iw} : 氷/水界面の表面エネルギー。

毛管の入口を拡大すると図の右側のようにになっている。毛管に入りこんでいる氷ほど化学ポテンシャルは大

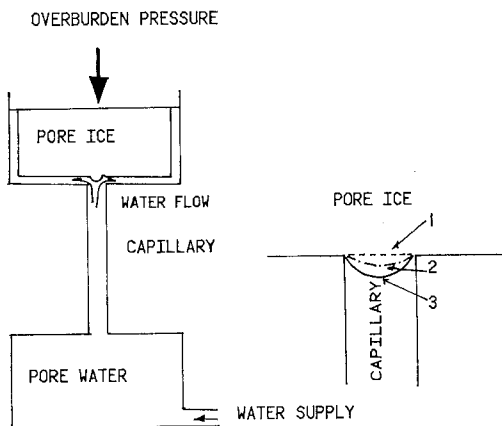


図-2 凍上の毛管力理論 (Everett (1961) による)

きい。したがって、

$$\mu_{\text{capice}} > \mu_{\text{poreice}} > \mu_{\text{bulkice}}$$

氷/水系全体の温度を下げる、図右の界面は2→3と変化しようとする。しかし、氷側の圧力 P_i によって曲率 r を変化させないような作用を氷は受ける。すると、空隙内氷と共存する水との化学ポテンシャル差が生じて、毛管を通じて水が流入する。この水の流入は氷に作用する外圧 (Overburden Pressure) に抗して、氷を押し上げる。これが凍上力の起源であるとした。

この毛管力理論の最大の欠点は、発生する凍上力の推定値が小さすぎる点にある。10 kgf/cm² の凍上力 (圧) を説明するには、 $\sigma_{lw} = 30 \text{ erg}$ とすると間隙は $3 \times 10^{-7} \text{ cm}$ となり、実際の土の構造からは考えにくい。第一期の定性的な凍上機構を、土粒子の大きさや間隙に原因を求める点で進展があったと云えよう。毛管力を実際に測定しようとする実験⁹⁾ も行なわれたが、Everett の予測とはやはり一致しなかった。

4. 第三研究期 (1970年～)

毛管力理論の検討から、実験による検証への必要性という反省が生まれ、1960年代後半より凍上の実験的研究が盛んに行われた。その結果凍上研究にとって画期的とも云える実験事実が得られた。それは凍土中の不凍水とその移動が凍上現象に寄与することである。0°C 以下でも、土壌水が凍結しないことは、Beskow らも気づいていた。Everett の毛管力理論でも化学ポテンシャルの低下を考慮していた。しかし、いずれも 0.1~0.01°C の凍結点降下と予測していた。Anderson⁷⁾ らはさまざまな測定法 (NMR による方法、カロリメーターによる方法、誘電率による方法など) の結果から、粘土 (たとえば Wyoming-Na bentonite) では -2°C で含水比 0.9 (g water/g clay)、-4°C で 0.4、そして -20°C でも

0.1 は不凍水であることを明らかにした。

0°C 以下でも凍結しない理由としては、土粒子への水の吸着によるとする考え方が多い。土粒子周辺の吸着物にある水の化学ポテンシャルが低下することで、0°C 以下まで凍結点は降下する。実際の凍土では、温度勾配下にあるので、各点の温度に応じた不凍水の化学ポテンシャルの勾配が生ずることになる。凍土系全体から熱をうばうと、不凍水の化学ポテンシャル勾配に沿って水が流れることになる。すでに形成された凍土層内にも水の流れが生ずることは、第二研究期までには予測もされていなかった。Hoekstra⁸⁾ は実験で、凍土中の水流を確認し、次のような考察を行なった。凍土中の水流が液体流と水蒸気流の形をとるとする。水蒸気フラックス J_{vap} は次の式で推定される。

$$J_{vap} = -D(d\rho_0/dT) \cdot dT/dx \quad \dots\dots(2)$$

ρ_0 は氷の飽和水蒸気密度、 $d\rho_0/dT = 0.3 \times 10^{-6} \text{ g/cm}^3 \cdot \text{C}^\circ$ (0~-10°C)、 D は拡散係数 (0.25 cm²/sec)、そして dT/dx を 1°C/cm とすると $J_{vap} = 0.8 \times 10^{-7} \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$ となり実験で得られたフラックスの 1/100 以下となる。したがって水蒸気フラックスの寄与はないとする。不凍水の流れを化学ポテンシャル勾配による液体フラックス (J_w) として求める。

$$J_w = -L_p d\mu/dx \quad \dots\dots(3)$$

L_p は Hoekstra による現象上の係数 (g²/cal·sec) である。凍土中に共存する水の存在 (量) は、不凍水の化学ポテンシャルには何んの影響を与えないと仮定する。

$$J_w = -L_p \cdot dF/dT \cdot dT/dx \quad \dots\dots(4)$$

dF/dT は不凍水の化学ポテンシャルの温度依存性である。0~-5°C では 1.2 cal/g°C と推定されている。実験から推定して $L_p = 7.5 \times 10^{-6} \text{ g}^2/\text{cal} \cdot \text{sec}$ として代入すると 1°C/cm の温度勾配下では $9 \times 10^{-6} \text{ g/cm} \cdot \text{sec}$ となる。これは 8 mm/day の凍上速度となって、実験結果に一致した。

以上の Hoekstra の予見は、その後の実験によって確認されてきた⁹⁻¹¹⁾。とくに 2 線源ガンマー線水分計によって、凍結過程の土中の水分分布が非破壊で連続的に測定可能となったことで検証された。その一例を図-3に示す。10 cm 長さのシルト試料を上方から凍結させた際の、水分分布の経時変化を表わしている。表面から 2 cm では、温度分布測定から 14 時間以後は凍土層に含まれている。それにもかかわらず含水比は増加し続けている。54 時間後での凍結前面 (0°C 線) は 4~5 cm 深にあるので、凍土中の水分移動によってさらに 2 cm 深さでの含水比増加が生じたことがわかる。

では凍土中の不凍水の存在と凍土中の水流をどのようにして統一的に理論づけることができるか、その 1 つの方向性をまず Harlan¹²⁾ が示し、Kay¹³⁾ が熱力学的な考

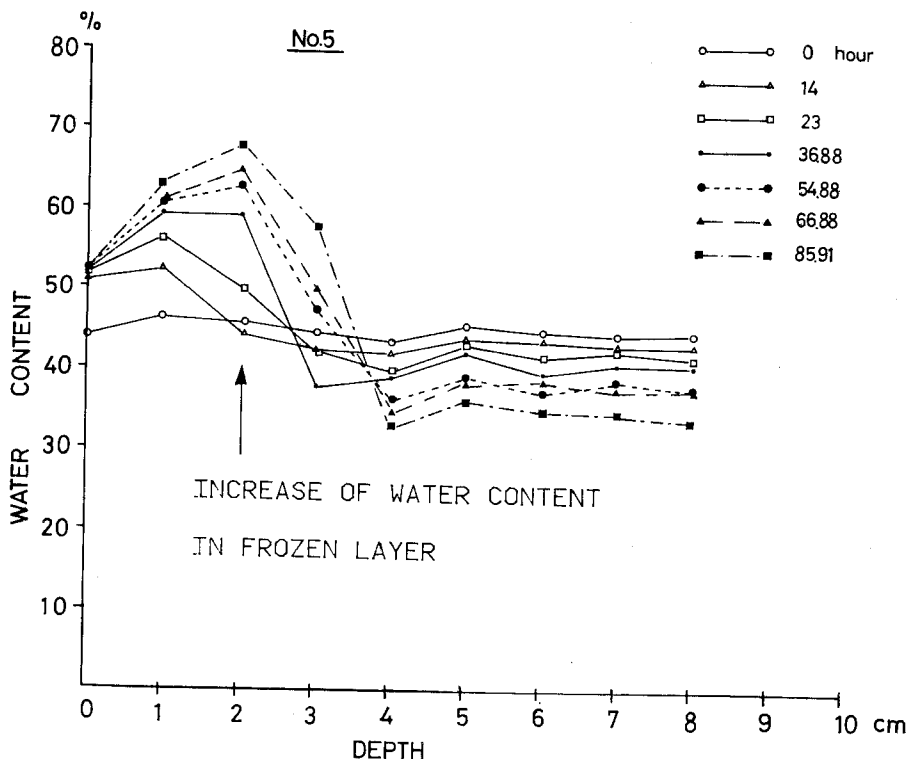


図-3 凍上中の水分の移動
2線源ガンマー線による測定例 (Fukuda (1980) による)

察を行なった。

5. 新しい凍上機構論

(a) 水と熱の結合した流れモデル

凍土中の水流を考える際に、凍土内の不凍水の化学ポテンシャル勾配下での流れを次の条件で規定する。共存する氷は不凍水の化学ポテンシャルには何んの影響を与えない。つまり空隙の空気と同じとする。すると、水流はたとえ氷が空隙に存在しても、不飽和流とみなすことができる。そこで未凍結層から凍土層までをつなげて、不飽和水流の連続の式を成り立てる。同様に熱流についても取り扱う。この2つの連続の式を適切な条件で結合すると、いずれも非線形ながら偏微分方程式として解くことができる。以上の考え方と解析法が Harlan の提案したモデルであった。

対流項を無視した熱の流れの連続式は、一次元流とすれば以下の通りである。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) = C \rho_i \frac{\partial T}{\partial t} - L \rho_s \frac{\partial \theta_s}{\partial t} \quad \dots\dots(5)$$

λ : 土の熱伝導率 (W/cm \cdot °C)

T : 温度 (°C)

x : 位置座標 (cm)

t : 時間 (sec)

ρ_i, ρ_s : 水, 氷の密度 (g/cm 3)

c : 土の比熱 (J/cm 3 ·°C)

L : 水の凍結潜熱 (J/g)

θ_s : 体積含水率 (cm 3 /cm 3)

水の流れの連続式も垂直方向の一次元流とみなせば、次の式となる。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left\{ K(x, T, \phi) \frac{\partial \phi}{\partial x} \right\} = \frac{\partial \theta_u}{\partial t} + \frac{\rho_s}{\rho_i} \frac{\partial \theta_s}{\partial t} \quad \dots\dots(6)$$

K : 土の透水係数 (cm/sec)

ϕ : 土壌水の全ポテンシャル (cm H $_2$ O)

ψ : 土壌水のマトリックスポテンシャル (cm H $_2$ O)

θ_u : 体積含水率 (cm 3 /cm 3)

(6)式を(5)式に代入すると、

$$C \rho \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + L \rho_i \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) - L \rho_i \frac{\partial \theta_u}{\partial t} \quad \dots\dots(7)$$

凍土中の不凍水分量は温度の関数として与えられるので、

$$\frac{\partial \theta_u}{\partial t} = \frac{\partial \theta_u}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \quad \dots\dots(8)$$

これを(7)式に代入すれば、(9)式が得られる。

$$\left(C_i \rho_i + L \rho_i \frac{\partial \theta_w}{\partial T} \right) \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + L \rho_i \left(K \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) \quad \dots\dots(9)$$

これで2つの式を1つの連続の式としてまとめられた。さらに共存する氷は大気圧に等しいと仮定できるので(不凍水とは何んの影響を及ぼさないとしたから), Clausius-Clapeyron の式から,

$$P_w = \frac{RT}{V_w} \ln \frac{P_{si}}{P_{sw}} \quad \dots\dots(10)$$

P_{si} , P_{sw} : 氷と過冷却水の水蒸気圧

R : ガス定数

T : 絶対温度

V_w : 水の比容積

この式では, 凍土内の不凍水の圧力(力学的にみた化学ポテンシャル)が, 温度の関数となっている。つまり温度勾配下では, 水は高温側から低温側へ流れる。

(b) 今後の研究の展望

(a)の新しい凍上機構にもいくつかの弱点がある。まず凍土内が氷飽和したときの状態, つまり空隙を完全に氷が充てんしたアイスレンズの析出した場合が取り扱えない。凍上に際して, 地表にある荷重に抗して地表を押し上げる力は当然氷にも作用する。すると, 氷の圧力は大気圧に等しい($dpi=0$)の仮定が成立しなくなる。Takagi¹⁴⁾は土粒子に吸着された水の圧力の異方性から説明づけた。氷に接する土粒子表面の水は, 垂直方向には正圧(Heave force: 凍上圧)であり, 土粒子表面に平行な方向では負圧(Suction force)とする。すると液体中の圧力の不均一から, むしろ Solid-like stress の状態にあるとした。また Konrad¹⁵⁾らは, 凍土中の水の流れと氷の析出条件を考えて, 空隙内氷(pore ice)の不凍水の流れが集積するアイスレンズの成立する温度場を区別し, 両者の中間を凍結フリンジ(Frozen fringe)と名づけた。

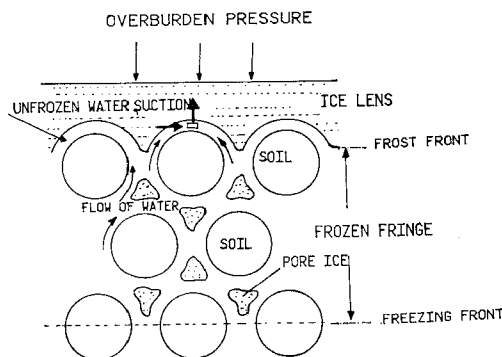


図-4 荷重下の凍上過程の微視的モデル

以上の考え方を模式的に図-4に示す。土粒子とアイスレンズが直接に接触する点(図中の□印)では, 不凍水は荷重に抗する上向きの圧力(凍上圧)と, 下からの水を吸い上げる水平方向の負圧(Suction)を持っている。高温側の下層では, 0°Cないしその近くで, まず空隙内の氷が析出する。その最も高温側の等温線は freezing front (凍結前面)である。こことアイスレンズまでの間を凍結フリンジとする。こうした凍結面での氷形成と凍上力の発生の微視的モデルを統一的に取り扱うことが可能な理論は未だ確立していない。

では, どう研究を進めればそれが可能となるか, 最後に今後の研究課題を挙げる。

- ① 不凍水の存在量をより定量的に測定する。たとえば NMR 法や TDR 法によって。
- ② 飽和でしかも荷重条件下での凍土内の不凍水の化学ポテンシャルをどのように規定するか。
- ③ 発生する凍上力を考慮した水と熱の連続式を成立させ, 結合させるにはどうすればよいか。
- ④ モデル実験による検証, とくに飽和している粘土〜シルトの凍上過程での水分移動を非破壊で連続的に測定する実験。

土の凍結と凍上現象は, 様々な条件と要因そして複雑な構成相によって, 出現の状態が異なってくる。そのため, 統一的な理論化は困難である。今後は今まで以上に, 学際的な研究体制による実験と理論の両面での研究が必要とされよう。

文 献

- 1) Beskow, G.: Soil Freezing and Frost Heaving with Special Application to Roads and Railroads (Translation by J.O. Osterberg, Northwestern Univ.), (1947).
- 2) Taber, S.: The mechanics of frost heaving, Journal of Geology, 38, 303—317 (1930).
- 3) Casagrande, A.: Discussion on frost heaving, Highway Research Board, 11, 168—172 (1932).
- 4) Edlefsen, N.E., and Anderson, A.B.C.: Thermodynamics of Soil Moisture, Hilgardia, 15, 31—298 (1943).
- 5) Everett, D.H.: The thermodynamics of frost damage to porous solids, Trans. Faraday Soc., 57, 1541—1551 (1961).
- 6) Blachere, J.R. and Young, J.E.: Failure of capillary theory of frost damage as applied to ceramics, Jour. American Ceramic Soc., 57, 212—216 (1974).
- 7) Anderson, D.A. and Morgenstern, N.R.: Physics, Chemistry and Mechanics of frozen ground: A

- Review, Proceedings of 2nd Permafrost Conference, 257—288 (1973).
- 8) Hoekstra, P.: Water movement and freezing pressures. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 33, 512—518 (1969).
- 9) Jame, Y.W. and Norum, D.I.: Heat and mass transfer in freezing unsaturated soil, Proceeding of Edmonton Conference on Soil-Water Problems in Cold Regions, AGU, 46—62 (1976).
- 10) Loch, J.P.G. and Kay, B.D.: Water redistribution in partially frozen, saturated silt under several temperature gradients and overburden loads, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 42, 400—406 (1978).
- 11) Fukuda, M., Orhun, A and Luthin, J.N.: Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soil during freezing, Cold Regions Sci. Tech., 3, 223—232 (1980).
- 12) Harlan, R.L.: Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil, Water Resources Research, 9, 1314—1323 (1973).
- 13) Kay, B.D. and Groenevelt, P.H.: On the interaction of water and heat transport in frozen and unfrozen soil, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 38, 395—404 (1974).
- 14) Takagi, S.: The adsorption force theory of frost heaving, Cold Regions Science and Technology, 3, 57—81 (1980).
- 15) Konrad, J.M. and Morgenstern, N.R.: The segregation potential of a freezing soil, Canadian Geotechnical Journal, 18, 482—491 (1981).

II—9 土 壤 空 気

阿 江 教 治*

水田再編対策事業が実施されて以来、水田転換畑に畑作物や飼料作物を栽培するについての技術的問題点が検討されてきた。また、過去の転換畑研究に関する文献収集も合わせて行われているが、その中心的課題は、依然として排水土壌管理対策といってよい。すなわち、過剰水分環境下において作物根圏に酸素を送りこみ、炭酸ガスとの交換をいかに容易に行わせるかということにつきる。

著者は、転換畑で大豆栽培とかかわってきたが、大豆

根系の酸素要求量がソルガムやトウモロコシとは大きく異なっていることから、土壌の物理的諸性質が土壌空気組成に影響を与えるだけでなく、作物根や作物根圏微生物が、土壌空気組成にも影響を与えることを観察した。

そこで、土壌空気や土壌の通気性と作物の生育の相互作物について、著者のこれまでの研究結果を報告する。あわせて、非火山灰性土壌における転換畑大豆栽培の経験から、土壌空気に関して今後の重要な問題と感じた事例について内外の文献を通して論じていきたい。

1. クラスト形成と発芽

近畿中国地域における大豆の播種適期は6月中旬から7月上旬にかけての梅雨期にあたる。大豆の播種直後、強度の降雨があった場合、発芽途中で腐敗することによる出芽不良があり、この現象は非火山灰性の粘土の多い土壌や造成したマサ土地帯でしばしば見られる。土壌表面にクラストが形成され、その機械的な強さが出芽をさまたげるものと考えられているが、クラストが形成されると、その緻密な表面構造のため、多湿条件下では通気性が低下し、クラスト下層の土壌は急速に還元的になることも予想される¹⁾。

一方では、クラストが形成されても、土壌表面には無数の亀裂が生じ、そこから風²⁾による空気の流れによってクラスト下層の土壌はそれほど還元化しないという議論もある。

この問題に対して、Callebautら^{3,4)}らは、沸化作用に対し高い感受性をもつ粘土質土壌を用いて、クラストの形成がテンサイの出芽に及ぼす影響を試験した。

14 cm × 14 cm の容器に土壌を充填し、i) 無処理区、ii) 雨滴の衝撃に対し土壌表面を保護する目的でポリアクリルアミドを散布した区、iii) 酸素供給剤として過酸化カルシウム (CaO₂) を施用した区を設けた。この容器にテンサイを播種し、4, 7, 11日後に 42 mm/h の強度で10分間人工降雨を行い、表層 1 cm の深さで酸素拡散係数 (O.D.R.) を測定した。その結果は 図—1 のとおりである。Stolzy and Letey⁵⁾ は、O.D.R. が $20 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ 以下では根の伸長が阻害されること、そして良好な出芽には $40 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ 以上が望ましいことを報告している。無処理区の O.D.R. は $20 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ 以下に低下し、ポリアクリルアミド処理区や CaO₂ 処理区では $40 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ 以上の値で経過した。なお、CaO₂ 処理区では無処理区と同様に2回目の人工降雨の際に土壌表面にクラストの形成を認めたが、CaO₂ から酸素が放出し、ポリアクリルアミド処理区と同程度の高い O.D.R. 値を示した。3つの実験区におけ

* 中国農業試験場

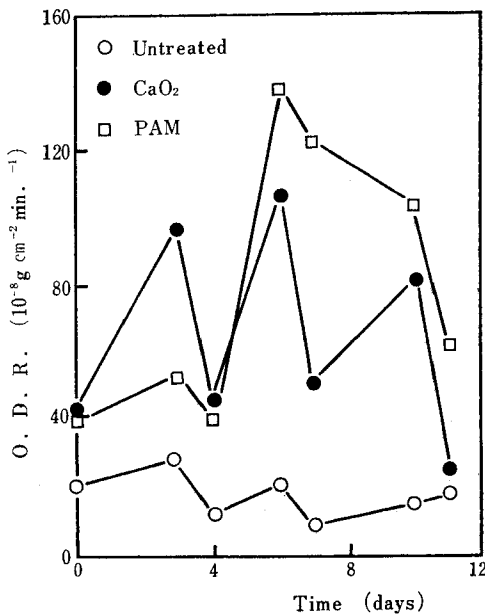


図-1 O. D. R. versus time in a clay soil treated with PAM (polyacrylamide) or CaO₂ (Callebaut et al : 1982)⁴⁾

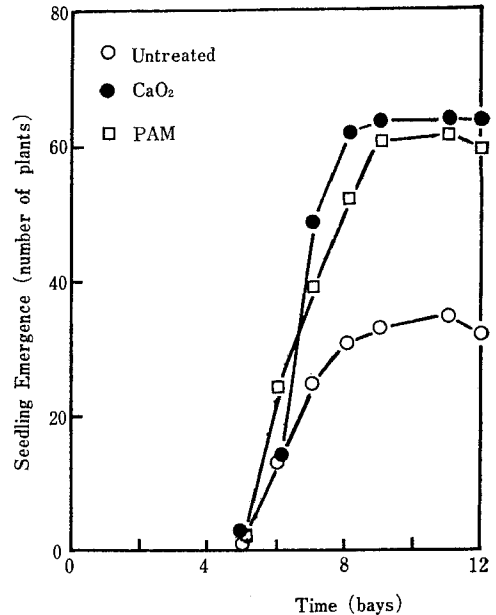


図-2 Sugarbeet seedling emergence versus time in a clay soil treated with PAM or CaO₂ (Callebaut et al : 1982)⁴⁾

るテンサイの出芽率の様子をみると(図-2)、無処理区でもっとも劣った。無処理区の土壌表面を取り去り発芽状態を確認したところ、発芽した種子のうち57%はクラストを打ち破るのに失敗したという。この事実は、比較的低い O. D. R. で種子が発芽するには十分であるが、クラストを破るには不十分であり、出芽および発芽時における作物種子の酸素要求特性が異なることを示唆している³⁾。

Glinski ら⁹⁾によれば、作物の発芽や出芽と O. D. R. との関係についての研究は Erickson and VanDoren⁹⁾によって、はじめてテンサイやジャガイモ、インゲンなどにうまく適用され、その後 Wengel⁹⁾はトウモロコシの出芽条件に対し、O. D. R. は良い指標となることを確認している。しかし、Kaack and Kristensen⁹⁾が小麦を使って行った実験では、O. D. R. よりも土壌空気中の酸素濃度と出芽率との間に高い相関が得られたことを報告している。また、Hughes ら¹⁰⁾は、牧草種子(ギョウギンパおよびシナダレスズメガヤ(weeping lovegrass))の出芽では、土壌硬度との間に若干の相関を認めたが、O. D. R. を出芽の指標とすることに難点のあることを報告している。また、Hughes ら¹⁰⁾は、これら牧草種子の出芽に要する O. D. R. はかなり低く、 $9.7 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$ 以下にあることも確認している。

発芽に及ぼす酸素および炭酸ガス濃度の影響を検討した実験は、以前から報告されており¹¹⁾、発芽阻害濃度が作物によって種々に異なることが知られている。また、

最近では、Glinski and Stepniewski¹²⁾らは、レス(loess)土壌で出芽実験を行い、O. D. R. は出芽の良好な指標となり、作物の種類により出芽の限界値は $7 \sim 70 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ($4 \sim 40 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$) の範囲に広く及んでいると述べている。すなわち、O. D. R. や酸素濃度と出芽の関係については供試材料である作物の特性を考慮する必要があるが感じられる。

2. 各種土壌間における土壌通気性の比較

黒ボク土壌の物理性が他の鈹質土壌を比較して良好であると一般的に言われているが、どうであろうか。通気性を示す土壌空気組成の測定が一連の研究によって行われているが¹³⁻¹⁵⁾、すべて非火山灰性土壌で行われたものばかりである。

阿江・仁紫¹⁶⁾および Ae¹⁷⁾は地下水位の高い条件(20 cm)で転換畑大豆を栽培したところ、6種類の水田土壌のうち黒ボク土壌で大豆子実収量をもっとも劣った。その原因として、大豆根系の酸素消費量が大きい事とともに、黒ボク土壌の O. D. R. が低く、大豆の登熟後期には土壌中の Mn⁺⁺ 含量が他の5種類の非火山灰性土壌より多く、土壌が還元化したことによるものと思われた(表-1)。地下水位を 40 cm に設定した土壌空気中の酸素濃度を測定したところ、黒ボク土を除く5種類の土壌(灰色低地土(灰色系および灰褐色系)、黄色土、グライ土、強グライ土)では降雨後1日を経過すると降雨前の酸素濃度の状態に回復した。一方、黒ボク土の酸素濃度

表一 類型別水田土壌における転換初年目*の土壌物理性と大豆の収量 (阿江・仁紫: 1983)¹⁶⁾

土 壤	仮比重	固相率 (%)	粗 孔 隙 pF<1.5 (%)	8月30日			10月3日	大豆収量調査	
				気相率 (%)	透水係数 (ml/cm ² ·s)	O.D.R. (10 ⁻⁸ /cm ² ·min)	Mn ⁺⁺ (mg/100g)	子実量 (g/m ²)	窒素吸収量 (g/m ²)
強グライ土	1.19	46.0	9.3	18.1	5.11×10 ⁻⁸	10.95	0.79	423	35.6
グライ土	1.20	46.5	7.3	6.5	3.28×10 ⁻⁵	10.52	0.65	397	39.1
灰色低地土 (灰色系)	1.27	48.4	11.3	17.4	2.99×10 ⁻⁸	15.61	0.70	418	30.8
灰色低地土 (灰褐色系)	1.18	45.0	8.6	14.2	3.40×10 ⁻⁸	11.45	0.72	407	42.7
黄色土	1.19	45.9	5.7	12.8	5.40×10 ⁻⁴	17.13	0.91	478	44.2
黒ボク土	0.67	28.4	4.9	6.8	2.91×10 ⁻⁴	4.34	1.82	363	32.4
大豆子実収量との相関 (r=)	0.664	0.646	0.103	0.494	0.126	0.888*	—	1.000	0.567

* 地下水位 20 cm で大豆を栽培

表二 前日の降雨が黒ボク土および黄色土の酸素濃度(%)*に及ぼす影響 (阿江: 未発表)

調 査 日	前日の 降水量 (mm)	黒 ボ ク 土				黄 色 土			
		10	15	20	30 cm	10	15	20	30 cm
9月1日	0	20.3	20.2	19.7	19.3	20.5	20.5	20.4	20.2
9月8日	7.5	19.4	19.5	18.8	17.9	20.3	20.3	20.2	20.0
9月9日	4.0	18.4	18.7	17.5	16.5	20.2	20.1	19.9	19.5

* 地下水位は 40 cm に設定し、深さ 10, 15, 20, 30 cm から採気管にて土壌空気採取

は降雨による影響が1日では回復しなかった(表二)。土壌空気中の酸素濃度が18~20%の時、土壌水分張力がpF 1.25 以下になるとトウモロコシの生育が低下することを, Grable and Siemer¹⁸⁾ は報告している。大豆根系の酸素要求量はトウモロコシよりもはるかに大きいことから考えても(後述), 表一に示したように黒ボク土での大豆根系では、根粒の窒素固定や呼吸の阻害が生じたものと考えられる。

白石¹⁹⁾は転換畑に飼料作物を栽培し、土壌の空気組成との関連で検討したが、土壌の種類と作物の生育を考える上での問題点を以下の通りに整理している。

i) 作土の空気率が同じ程度に低い土壌でも、土壌ガス組成が異なれば作物の生育が異なる—これは土壌の持つ孔隙の幾何学的性状の違いによる。

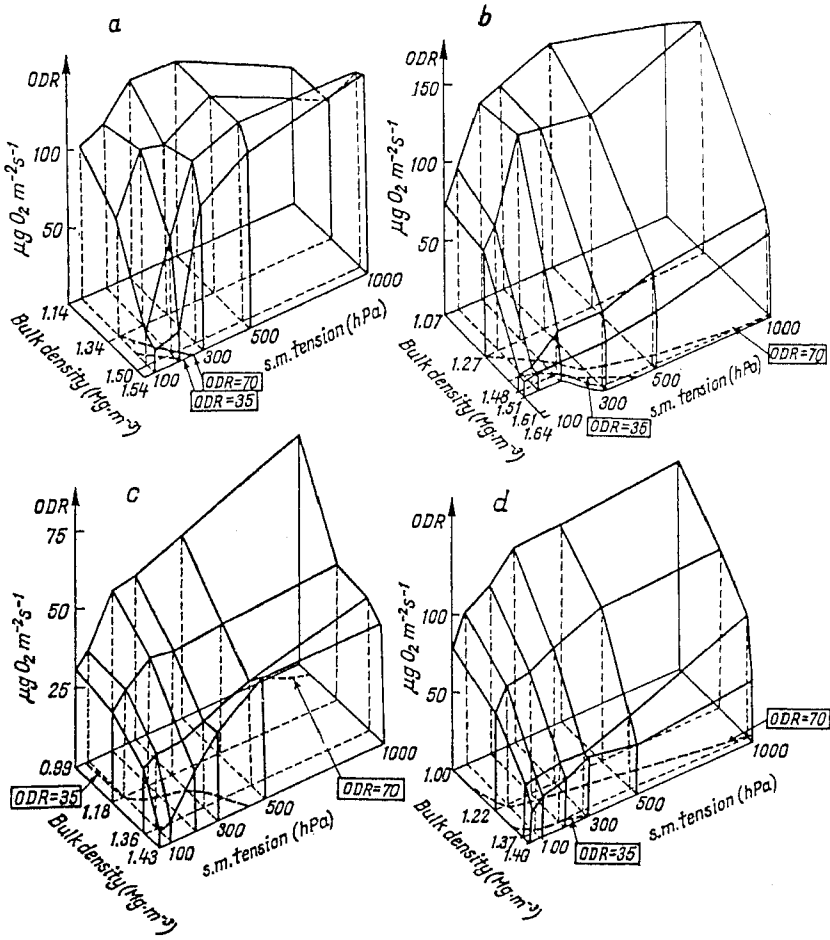
ii) 作物の生理障害が現われる土壌空気の限界濃度, に実験者の個人差があること—作物根表面の水膜の厚さによる。

先に述べたように黒ボク土での通気性が劣るのは、水膜の問題と共に土壌を構成する微小粒団が均一な性質をもちそのため非火山灰土壌で見られる亀裂が生じにくいことに帰因しているものと思われる。亀裂の発生と通気性については今後の検討事項であろう。

作物の生育培地として各種土壌の通気性の特徴を把握することは容易でない。通気性の判定法として、容気量, 通気係数, 土壌空気の組成, O.D.R., 酸化還元電位のほか, ガス拡散係数などがあるが, これらは土壌水分や仮比重によって変化する値である。また, これら測定値の相互の読みかえが困難であり, そのためいっそう各種土壌の特徴を比較検討することがむづかしい。

Stepniewski²⁰⁻²²⁾ は、土壌の締め固めや水分がO.D.R. や酸素拡散係数, 土壌硬度に及ぼす影響を、ポーランドの代表的(レス(黄土)土壌, チェルノーゼム(black earth), レンジナおよび重粘質沖積土壌)を使用し、作物生育の許容限界から各種土壌の特徴を把握しようとした。

図一3には、仮比重と水分張力がO.D.R. に与える影響を三次元的に示してある。そこには、35~70 μg·m⁻²·s⁻¹ (20~40×10⁻⁸ g·cm⁻²·min⁻¹)で作物に障害が発生すると認められているO.D.R. 値の生育限界の範囲が表示されている。このO.D.R. 値によって作物の生育に障害が出るとみなされる仮比重と水分張力によって囲まれる限界範囲は、レス土壌では比較的せまいが、レンジナ土壌では広いことが特徴として明きらかった。また、各土壌のO.D.R. と仮比重および気相率との相関をみる



図—3 ODR dependence on bulk density and moisture tension of soil; a-brown soil formed from loess, b-black earth formed from loam, c-very heavy alluvial soil, d-chernozem rendzina. (Stepniewski : 1980)²⁰⁾

表—3 Equations of multiple curvilinear regression fitting best the dependence of ODR ($\mu\text{gO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) on soil bulk density d ($\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$) and air content E ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) and curvilinear correlation coefficients R (Stepniewski : 1980)²⁰⁾

Dependent variables	Soil	Equation	R	100R ²
d, E	brown loess soil	$\log \text{ODR} = 2.76 + 6.30 \log d + 2.22 \log E$	0.868	75.4
	black earth	$\text{ODR} = -73.3 + 37.3d^2 + 391dE$	0.827	68.4
	rendzina	$\log \text{ODR} = 1.87 + 0.33 \log E$	0.809	65.5
	alluvial soil	$\log \text{ODR} = 2.17 - 1.66 \log d + 0.22 \log E$	0.835	69.8

と、レンジナは気相率 ($E, m^3 \cdot m^{-3}$) のみに依存し、一方、他の3種類の土壌では、気相率と仮比重 ($d, Mg \cdot m^{-3}$) との間に高い重相関のあることが認められた。すなわち、レンジナを除く3つの土壌では、締め固めによる影響を強く受けることが理解できる(表-3)。

Stepniewski²¹⁾ は、O.D.R. の場合と同様に、仮比重と水分張力が土壌の拡散係数 (D/D_0) に及ぼす影響を三次元座標に表示し、植物が生育阻害を起こす拡散係数の限界値 ($D/D_0=0.005$ および $D/D_0=0.02$) により囲まれる土壌条件を明らかにした。また拡散係数については $D/D_0=0.1 b^3 E$ (b : 土壌の構造を示す変数, E : 気相率) という式で近似でき、 $D/D_0=0.005$ に対応する E は次の値となった。レス土壌: 0.14—0.22, 沖積土壌: 0.01—0.02, レンジナ: 0.05—0.17, チェルノーゼム: 0.04—0.09で、レス土壌はもっとも高い値となり、酸素不足による生育障害の起こりやすい土壌条件になりやすいものと思われる。この事は、O.D.R. の低下による作物生育の阻害される土壌条件(仮比重と水分張力)の範囲がもっとも狭い(図-3 参照)のはレス土壌であることと矛盾する印象を与える。Stepniewski²⁰⁾ は、巨視的には、O.D.R. と D/D_0 との間には比較的高い相関関係が認め

られるが、 $D/D_0=0.005$ 以下の付近では O.D.R. 値は大きく散乱し、 D/D_0 との相関は間接的かつ複雑になることを観察している(図-4)。

仮比重が高く、かつ水分張力の低い条件下において、作物の生育限界を示すのにもっとも適した指標を如何に決めるべきか。この事は、白石¹⁹⁾が整理した ii) 項目とも関係しており、多くの転換畑の研究成果の相互比較を困難にしている原因となっている。

Stepniewski²²⁾ は最後に、仮比重と水分張力が土壌硬度に及ぼす影響についても、三次元座標で描き、pF 1.0 から pF 3.0 までの水分環境下では、O.D.R. や D/D_0 の結果から考えて、レス土壌における作物の生育を阻害する主な要因は土壌硬土であり、その限界の仮比重は1.35付近にあると結論づけている。

作物の生育培地として、各種土壌の特徴を明らかにしようとした Stepniewski²⁰⁻²²⁾ の研究は、土壌管理についての有益な示唆を与えてくれるものと思われる。しかし作物生育が障害をうける限界値(O.D.R., D/D_0 および土壌硬度)については、作物根系の生理や生態学的な観点から見なおす必要もあろう。

3. 土壌空気組成を変化させるその他の要因 (土壌呼吸)

作物に酸素を供給する場としての土壌の性質について述べてきたが、土壌ガスを利用する側から土壌空気組成を変化させる要因について言及したい。

Bond²³⁾ は各種作物を作付した土壌表面からの炭酸ガス発生について次の様な値を観察している(クローバー: 0.558, ライ麦: 0.285, セラセラ: 0.305, およびカラシ: 0.218 $g \cdot CO_2 \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$)。この結果は、作物の種類によって根系の呼吸量が異なることを示している。阿江・仁紫¹⁶⁾も大豆と飼料作物の根系の酸素要求量についての比較を行い(表-4)、大豆根粒の酸素要求量が著しく高いことを報告している。

作物根や作物根圏に生息する微生物による呼吸が土壌の空気組成にどのような影響を与えるのか。Gupta²⁴⁾らは、土壌空気中の炭酸ガス濃度は土壌水分と直線回帰で示される相関関係が成立することを示す一方、土壌呼吸量は作物根のバイオマスとも比例することを確認している。したがって土壌水分環境が類似している場合、土壌空気組成は作物根系の呼吸量を反映することになる。水田と隣接する転換畑に大豆およびソルガムを栽培した圃場の根域近付(地下8cm および15cm)の土壌酸素濃度の測定結果を(図-5)に示す。大豆根域の酸素濃度はソルガムと比較して降雨後著しく低下することが観察され、作物根系の呼吸特性が土壌空気組成に変化をもたらすことが明らかである。

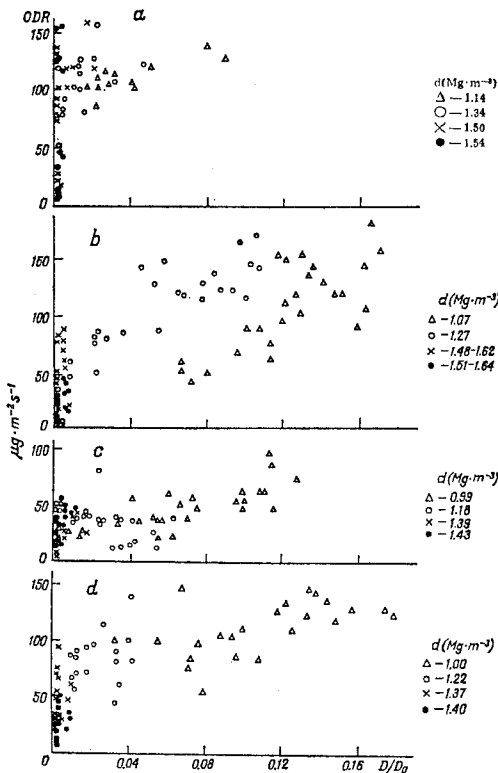
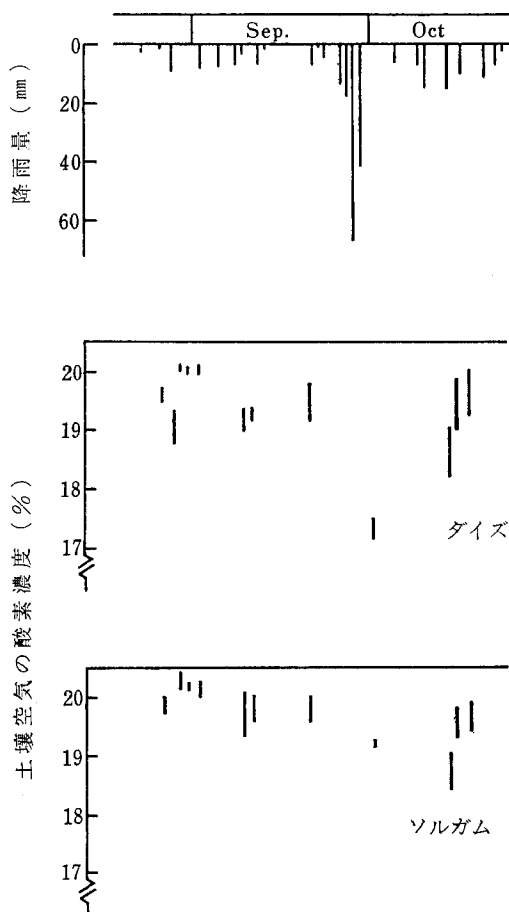


図-4 O. D. R. dependence on D/D_0 of soil (土壌a, b, c, d については図-3を参照) (Stepniewski : 1980)²⁰⁾

表—4 転換畑作物の地下部酸素消費量* (阿江・仁柴: 1983)¹⁶⁾

作物	20~30°Cにおける酸素消費量		
	根系 g あたり ($\mu\text{O}_2/\text{g}\cdot\text{min}$)	全根系あたり ($\mu\text{O}_2/\text{ポット}\cdot\text{min}$)	地上部 g あたり ($\mu\text{O}_2/\text{g}\cdot\text{min}$)
ダイズ 根	2—4.3	94—250	1.6—4.2
ダイズ 根粒	10—30		
トウモロコシ	0.8—1.8	97—216	0.5—1.2
ソルガム	1.4—2.4	93—156	0.8—1.5
ハトムギ	1.6—2.8	35—62	0.6—1.1

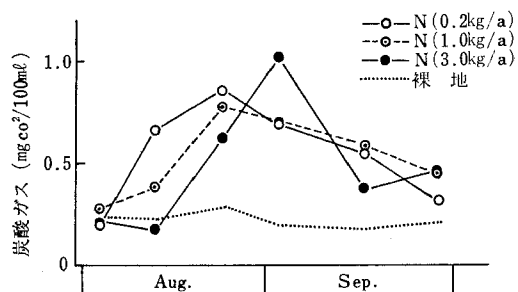
*新鮮重あたり、ポットで1ヵ月栽培した



図—5 ダイズおよびソルガムの作付が土壌中の酸素ガス濃度に及ぼす影響、地下 8—14 cm の部位 (阿江: 未発表)

施肥や土壌管理が作物根系の生理作用に影響を与えることは周知の事実であるが、土壌空気組成にも影響を及ぼすものであろうか。

大豆根粒の着生は土壌中の無機態窒素によって抑制されることが知られている。基肥窒素として、0.2, 1.0, kg/a を硫酸で施用し、ポット栽培条件下における土壌

図—6 基肥窒素の多少がダイズの根系付近の炭酸ガス濃度に及ぼす影響、窒素として硫酸を施用 (阿江・仁柴: 1983)¹⁶⁾

中の炭酸ガス濃度を測定した (図—6)。基肥窒素が少ない場合と比較して、窒素多施区の炭酸ガス濃度は生育初期には低い、生育が進み土壌中の無機態窒素が減少するにつれ根粒の着生量は増大し、それに伴って窒素多施区の炭酸ガス濃度は増大した。表—4 に示したように、大豆根粒と根の酸素要求特性の違いから、土壌空気の炭酸ガスを測定することにより、根粒の着生状況を推察することも可能と思われる。

作物の根圏を考えると、また根圏微生物によるガス代謝を無視することはできない。土壌呼吸のうち作物根系や根圏微生物の占める割合については、根系による酸素消費量の52—62%が根面微生物によるものであると水耕実験の結果から推察している²⁵⁾。また、Baber and Martin²⁶⁾ は非殺菌根の炭酸ガス放出量は殺菌した根によるものの2倍にも達することを報告している。

植物にとって土壌中の無機栄養の存在状態は植物の生理的情况をも支配し、細胞内の低分子物質の含量や細胞壁の透過性にも影響を与える。その結果、根の分泌物の質的・量的変化をもたらされるが、この分泌物は根面および根圏微生物生存のためのエネルギー源となる。すなわち、植物の栄養状態が根圏・根面微生物の活性をも左右することになる。

Tollender and Rheinbaden²⁷⁾ は春小麦にカリウムの供給量を減じたとき根系の呼吸量が増大することを認め

表—5 Respiration rates and bacterial population of roots as affected by K supply and aeration of the nutrient solution (Trolldenier and Rheinbaden: 1981)²⁵⁾

	Aerated		Not aerated	
	+K	-K ¹	+K	-K ¹
Respiration ²				
LSD at 5% : 40. 1	246	318	365	405
Number of bacteria ³ × 10 ⁶	332	2608	1154	2992
Shoot DM				
LSD at 5% : 0. 24	2. 61	1. 91	2. 34	1. 79

1. Plants grown for 8 days without K
2. $\mu\text{l O}_2$ consumption $\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{g}^{-1}$ root fresh weight
3. g^{-1} root fresh weight

ている。同様の現象は鉄欠乏でも観察されており、表面殺菌した根のみの呼吸量はむしろ低下し、そして根面微生物数が増加した。すなわち、カリウム欠乏により根から還元糖をはじめとする低分子物質が分泌し、それが根面微生物の増加とその呼吸量を増加させたものと考えられる(表—5)。これらの事から、土壌呼吸に関して土壌の養分状態—作物根系—土壌微生物の相互作用の一端が解き明かされたものと考えられる。

土壌空気に関する研究については、わが国では土壌の物理性の解明のための一側面として、主に研究の力点が置かれていたように思われる。クラスト形成が出芽に及ぼす影響(1)やあるいは作物生育に対する種々な土壌の物理的特性を比較検討(2)するには、まず作物根系の生理特性とともにその多様性を認識することが必要であろうと著者は考えている。すなわち、根系の発育阻害や呼吸阻害を引き起こす限界(酸素濃度や O.D.R. など)を知ること、各種土壌の物理的測定値に質的な意義をもたらせてくれる。作物の限界値によって土壌の特徴を明らかにした Stepniewski の一連の研究²⁰⁻²²⁾ は、今後大いに参考になるものと思われる(なお、1984年夏に Glinski, J and Stepniewski, W. による著者 "Soil Aeration and its Rols for Plant" が CRC press より刊行される予定であるが、著者はまだ見ていない)。

土壌呼吸(3)において、土壌空気組成の測定が土壌の物理的診断の他に作物根系の生理的な状態も診断できることを紹介した。最近、土壌病害の立場から抑止(型)土壌*の研究が進められている。ダイコン萎黄病の抑止土壌である黒ボク土で栽培したダイコン根圏の炭酸ガス発生量は発病促進土壌である赤土より多いことを駒田²⁸⁾は確認している。黒ボク土で病原菌の生存を不良にする機構については未解明であるが、土壌ガス代謝を研究することによって明らかになるものと思われる。今後の研究に期待したい。

注 * 作物などを長期間連作しても土壌病害の発生が

ないか、または非常に少ない土壌が経験的に知られている。この現象を抑止(型)土壌 (suppressive soli) と呼ばれている。抑止土壌の抑止性がすべての病害に及ぶものではなく、特定の病原菌名を付して、例えば Fusarium usppressive sail と表記される。これに対し発病の多い土壌は促進土壌 (conductive soil) と言われている。

謝 辞

本報告をまとめるにあたり御助言をいただいた中国農業試験場箱石 正室長に感謝いたします。

引用文献

- 1) Russel, E.W.: Soil condition and plant growth, 10th edition, Longman, 409—410 (1973).
- 2) Farrell, D.A., Greacen, E.L. and Gurr, C.G.: Vapor transfer in soil due to air turbulence, Soil Sci., **102**, 305—313 (1966).
- 3) Callebaut, F., Gabriels, D. and De Boodt, M.: Time responses of sugar beet germination, oxygen diffusion and redox potential to crust formation, polyacrylamide stabilization and peroxide fertilization, Geoderma, **25**, 275—283 (1981).
- 4) Callebaut, F., Magunda, M.K., Gabriels, D. and De Boodt, M.: Oxygen diffusion and redox potential as influenced by crust formation in a clay soil, The 9th Conference of the International Soil Tillage Research Organization, ISTRO, Yugoslavia, 423—428 (1982).
- 5) Stolzy, L.H. and Letey, J.: III, Correlation of plant response to soil oxygen diffusion rates, Hilgardia, **35**, 567—576 (1964).
- 6) Glinski, J., Dobrzanski, B., Labuda, S. and Stepniewski, W.: Soil oxygen conditions for the emergence of tomato seedlings in the soil, Polish J. Soil Sci., **11**, 81—88 (1978).
- 7) Erickson, A.E. and VanDoren, D.M.: The relation of plant growth and yield to soil oxygen availability, Seventh Int. Soils Congress III. 428—434 (1960).
- 8) Wengel, R.W.: Emergence of corn in relation to soil oxygen diffusion rates, Agron. J., **58**, 69—72 (1966).
- 9) Kaack, K. and Kristensen, K.J.: Emergence and seedling growth related to oxygen content and oxygen diffusion rate in different soils, Agron. J. **59**, 541—544 (1967).
- 10) Hughes, T.D., Stone, J.F., Hiffine, W.W. and

- Gingrich, J.R.: Effect of soil bulk density and soil water pressure on emergence of grass seedlings, *Agron. J.*, **58**, 549—553 (1966).
- 11) 堀 裕・杉山直義: 蔬菜類種子の発芽に及ぼす酸素及び炭酸ガス濃度の影響, *園芸学会雑誌*, **22**, 72—80 (1953).
- 12) Glinski, J. and Stepniewski, W.: Model investigations of the effect of soil oxygenation on the emergence of cereal plants, *Folia Societatis Scientiarum Lublinensis*, **23**, 45—51 (1981).
- 13) 森 哲郎・小川和夫: 土壌空気と作物生育, *土壌の物理性*, **19**, 13—19 (1969).
- 14) 梅林正直: 施設栽培における土壌空気について, *土壌の物理性*, **26**, 38—46 (1972).
- 15) 小川和夫・森 哲郎・安田 環: 土壌の物理的要因と作物の生育に関する研究 (第3報) 土壌空気の組成について, *東近農試研報*, **19**, 81—97 (1970).
- 16) 阿江教治・仁紫宏保: ダイズ根系の酸素要求特性および水田転換畑における意義, *土肥誌*, **54**, 453—459 (1983).
- 17) Ae, N.: Oxygen demand characteristics of soybean relevant to crop diversification in paddy fields, *JARQ*, **18**, 20—26 (1984).
- 18) Grable and Siemer, E.G.: Effects of bulk density, aggregate size, and soil water suction on oxygen diffusion, redox potentials, and elongation of corn roots, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **32**, 180—186 (1968).
- 19) 白石勝恵: 水田土壌の物理性が飼料作物の生育・収量におよぼす影響, 第4報 作土の構造と地下水位の高低が土壌の通気性と青刈ソルガムの生育におよぼす影響, *九州農試報*, **19**, 113—132 (1976).
- 20) Stepniewski, W.: Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction I. ODR, *Polish J. Soil Sci.*, **13**, 3—13 (1980).
- 21) Stepniewski, W.: Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction II. Oxygen diffusion coefficient, *Polish J. Soil Sci.*, **14**, 3—13 (1981).
- 22) Stepniewski, W.: Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction III. Soil strength, water retention, *Polish J. Soil Sci.*, **14**, 15—24 (1981).
- 23) Bond, G.: Symbiosis of leguminous plants and nodule bacteria I. Observations on respiration and on the extent of utilization of host carbohydrates by the nodule bacteria, *Ann. Botany, N.S.*, **5**, 313—337 (1941).
- 24) Gupta, S.R. and Singh, J.S.: Soil respiration in a tropical grassland, *Soil Biol. Biochem.*, **13**, 261—268 (1981).
- 25) Trolldenier, G. and Rheinbaden, W.V.: Root respiration and bacterial population of roots I. Effect of nitrogen source, potassium nutrition and aeration of roots, *Z. Pflanzenernaehr. Bodenk.*, **144**, 366—377 (1981).
- 26) Barber, D.A., and Martin, J.K.: The release of organic substances by cereal roots into soil, *New Phytol.*, **76**, 69—80 (1976).
- 27) Trolldenier, G. and Rheinbaden, V.W.: Root respiration and bacterial population of roots II. Effect of nutrient deficiency, *Z. Pflanzenernaehr. Bodenk.*, **144**, 378—384 (1981).
- 28) 駒田 且: 土壌病害に対する発病抑止土壌とその利用, *研究ジャーナル*, **6**, 11—15 (1983).

II—10 土壌と大気間のガス交換

陽 捷 行*

1. はじめに

土壌空気の成分は大気の成分とは大いに異なる。それは土壌中の物質が変化する過程で、多くのガス成分が絶えず生成あるいは消失されているためである。ガスの生成・消失は植物根による作用、土壌微生物による作用および物理・化学作用などによっておこる。そこでは主に O_2 が消費され CO_2 が生成されているが、他にも H_2 , CH_4 , N_2 , N_2O , NO , NO_2 , NH_3 , 揮発性アミン, H_2S , CH_3SH , CS_2 , $(CH_3)_2S$, $(CH_3)_2S_2$, COS などが生成され、大気系へ一部放出されている。

一方、これに対して、土壌は大気中のガス成分を吸収するという機能ももちあわせている。土壌がガス成分を吸収する能力をもつという事実は、近代土壌学の創始者のひとりである Raman¹⁾ の書にすでに記載されている。しかし、土壌のもつこの特性は近年の環境科学の中で見落されてきたきらいがある。人間活動の質的かつ量的な変化にともなって増加した大気ガス成分、例えば SO_2 , H_2S , CH_3SH , NO , NO_2 , CO などは逆に土壌に吸収されている。

* 農業環境技術研究所

この土壌系から大気系、大気系から土壌系へのガスの移動には拡散または mass flow が関与している。

これらの現象が農業や環境におよぼす影響としては、資源の消費、作物へのガス障害、大気汚染浄化機能、地球規模での環境保全などがあげられる。さらに自然界での物質循環、土壌生成過程にも関与している。

ここでは土壌から放出されるガス成分のうち、上記の問題に関係の深い窒素と硫黄を中心にして、その発生のメカニズムと環境への影響などについての知見と、大気有害ガス成分の土壌への吸収機構についての知見を述べる。

2. 大気系への放出

1) 窒素ガス成分

(a) 発生のメカニズム

窒素ガスの発生メカニズムを研究した報告は古くから数多くあるが、最近 Freney ら²⁾によって編集された総説にはみごとにこの点が明確にされている。

既往の研究とこの総説を整理すると、土壌から発生する窒素の生成メカニズムは表-1 のようになる。これらのガスの大気濃度もあわせて表-1 に示した。脱窒とは NO₃⁻ または NO₂⁻ から N₂O または N₂ の生化学的還元と定義され、一連の酵素反応から成り立つ。硝酸化成(以下硝化とする)過程での N₂O 発生は最近明らかにされた知見である³⁻⁵⁾。これは NH₄⁺ が NH₂OH、NO₂⁻ および NO₃⁻ に硝化される過程で N₂O が生成され、主として *Nitrosomonas* 属の細菌が関与するといわれているが、発生過程はまだ完全に解明されてはいない。アンモニア揮散はアルカリ性の土壌でおこる²⁾。最近 pH の高い水田での NH₃ 揮散が問題になっている。化学的脱窒とは、土壌中の亜硝酸が集積したときにおこる窒素ガスの生成のことである²⁾。これは土壌の微生物活性を停止させた場合にもおこるのが特徴で、N₂、N₂O、NO および NO₂ が生成される。CH₃ONO の生成もあるといわれている⁶⁾。

(b) 環境への影響

NO、NO₂、NH₃などは古くから酸性雨やエアロゾルの原因物質などとして知られている。尿素肥料の利用が高まり、廃棄物の土壌への施用量が増大している近年、これらのガスの放出量も増加していると考えられる。

地表から 20~25 km の高さに分布するオゾン層は太陽から来る紫外線のうち 320 nm より短い部分を吸収して、地表の生物を保護する役割を果たしている。ところが地球表面から発生する N₂O によって、このオゾン層が破壊されていることが最近明らかになってきた⁷⁾。N₂O の一部は O(1D) との反応により NO にかわり、この NO がオゾンと反応してオゾンを分解するというのである。また N₂O は波長 7.8 μm の赤外領域に強い吸収帯をもち、CO₂ と同様に地表面から輻射される赤外線の一部を吸収するため、地表面の熱収支のバランスにも影響を与える(温室効果)といわれる⁸⁾。

ところで、食糧増産のために大量に用いられる施肥窒素が、この N₂O の発生源のひとつであることがわかってきた⁹⁾。今のままの状態がつけば、21世紀には0.1~20%の範囲でオゾンが消失するであろうと推定する研究者もあらわれている¹⁰⁾。

(c) 土壌からの放出量

好気のおよび嫌気的条件下のいずれでも NO は生成する。大気に放出された NO は NO₂ に酸化される。放出量は pH、有機物、温度、水分、土壌型と肥料の形態などに依存している²⁾。普通畑での 0.06~0.73 × 10⁻¹¹ kg · N · m⁻² · S⁻¹、牧草畑での 0.1~5.0 × 10⁻¹¹ kg · N · m⁻² · S⁻¹ の測定例などがある²⁾。土壌から大気に放出されたこれらのガスは土壌や植物により再び吸収されることもあるといわれる。

N₂O の放出量を測定した例は最近かなり報告されるようになった。好気条件下でのそれらのデータをまとめると、施肥窒素の約 0.05~1.5% が N₂O として土壌から大気に放出される²⁾。水田のような嫌気条件下の土壌での測定例は少ない。水田に尿素を施用した場合、0.001~0.05% の窒素が N₂O として放出した¹¹⁾。リン酸アンモニウムを施肥した場合、火山灰土壌、沖積土壌でそれ

表-1 土壌から発生する含窒素ガスの生成メカニズムとそれらのガスの大気濃度 (ppb)

各種ガスの生成メカニズム	NO ₂	NO	N ₂ O	N ₂	NH ₃
生物的過程 { 脱窒	-	+	+	+	-
{ 硝化	-	-	+	-	-
非生物的過程 { 化学的脱窒	+	+	+	+	-
{ アンモニア揮散	-	-	-	-	+
大気濃度 { 都会	20-500		305	78%*	1-20
{ 田園	1-10		300±4	78%*	1-5

* N₂については%表示

表—2 土壌から発生する揮発性硫黄成分とその主な起源 (Minami, K. 1982)

含硫黄成分	H ₂ S	COS	CH ₃ SH	(CH ₃) ₂ S	CS ₂	(CH ₃) ₂ S ₂
硫 酸 塩	+	—	—	—	—	—
チ オ 硫 酸 塩	—	—	—	—	+	—
メ チ オ ニ ン	—	—	+	+	—	+
シ ス チ ン	+	+	—	—	+	—
シ ス テ ィ ン	+	+	—	—	+	—
チオシアン酸塩	—	+	—	—	—	—

ぞれ 0.33, 0.55% が放出された¹²⁾。

尿素を施肥した場合の NH₃ 揮散の測定例は多い。施肥方法により NH₃ 揮散量は著しく影響をうける。草地土壌で26~80%の揮散例がある²⁾。アルカリ土壌の水田で50%以上の揮散例もある²⁾。

(d) 発生抑制技術

これらのガスの土壌中での発生量を抑制するためには、施肥管理技術の改善、緩効性肥料、硝化・脱窒抑制剤の開発などが考えられる。しかし、これらの問題に取りくんだ研究は少ない。Bremner ら³⁾は nitrapyrin を用いて、陽ら⁵⁾は AM (2-amino-4-chloro-6-methylpyrimidine) を用いて硝化作用を抑制することによって、N₂O の発生も抑制されることを明らかにしている。硝化、脱窒および化学的脱窒の過程で生成される窒素ガスを制御する技術については、今後の研究に期待するところが大きい。

2) 揮発性硫黄成分

(a) 発生メカニズム

土壌で生成され、大気に放出される各種の揮発性硫黄成分と、生成に関与する土壌中の含硫黄成分との関係を表—2 に示した¹³⁾。これはたん水した嫌気条件下の土壌からの生成例である。硫酸根からの H₂S を除けば好気条件下の畑土壌でも同様なガスが発生するが、量的にははるかに少ない。同様な関係をアメリカのアイオワ土壌をつかって示した例がある¹⁴⁾。土壌に有機物資材を添加すると、発生量は増加し、ガスの種類は添加有機物で異なる^{15,16)}。

(b) 環境への影響

大気に放出された揮発性の硫黄成分はどのようなのであろうか。H₂S, CS₂, CH₃SH, CH₃SCH₃, CH₃SSCH₃ は対流圏で酸化され SO₂ に変わり、大気中の水に溶存し、硫酸根となって酸性雨として地上に降りそそぐといわれる¹⁷⁾。また、CS₂ の一部は COS に変わる。COS は化学的に安定しているので対流圏から成層圏に移動する。これも成層圏で様々な反応をおこした後、酸性雨となって地上に降りそそぐことになる¹⁷⁾。

(c) 土壌からの放出量

土壌からの含硫黄ガスのフラックスの測定例はきわめて少ない。Adams ら¹⁸⁾は表—2 の6種のガスのフラックスを6種の土壌別について測定した。それによれば、全硫黄のフラックスは 0.002~152.4 g·S·m⁻²·yr⁻¹ の範囲にあった。その他の測定例については Aneja ら¹⁹⁾がまとめた報告がある。わが国の土壌は、硫酸根肥料が投与されたり、硫黄を含む海水の飛沫を受けることが多いため、硫黄含量が高い。これらの硫黄の一部がどのような変化を受けて大気に放出されるのか、また放出されているとしたらどのようにしてそれを抑制するのかなどは今後検討を要する問題であろう。

3) その他の成分

ガス状の炭化水素化合物は嫌気条件下の土壌の有機物の転移の指標として注目されている。それらは作物の生育に影響すると同時に、大気有害ガス成分にもなる。Van Cleemput ら²⁰⁾は24種の土壌をたん水して、25°C で90日間インキュベーションした結果、CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₈ の発生を認めた。発生量もこの順で多いことを明らかにした。Goodlass ら²¹⁾は嫌気条件下の土壌で CH₄, C₂H₆, C₂H₄, C₃H₈, C₃H₆, C₄H₁₀ の発生を認めている。しかし、これらの炭化水素系のガスの発生メカニズムや発生量についての研究は十分に進んでいるとはいいがたく、今後、研究の発展が期待される。

なお、ここで、用いた文献2)は引用の頻度が多いため、著者、ページ数など省略した。

3. 土壌系への吸収

1) 窒素ガス成分

大気中には N₂ を除けば、主として4種の窒素ガス、N₂O, NH₃, NO₂, NO が存在する。まず NO₂ について述べる。

NO₂ が土壌に吸収されることは Aldrich ら²²⁾ によって明らかにされた。Nelson ら²³⁾は、土壌への亜硝酸投与により生ずるガス生成の研究から、酸性土壌で NO₂ の発生を認めなかったが、これは NO₂ が土壌に吸収されるためであることを明らかにした。Abeles ら²⁴⁾は大気汚染物の最終的ゆえが土壌にあることに着目して、

NO₂の土壌への吸収現象を明らかにした。Pratherら²⁵⁾はNO₂の土壌による吸着能、吸着速度の測定を行なった。その結果、空気が乾燥しているとNO₂の土壌による吸着能はNO₂濃度に依存すること、空気が湿っていると、NO₂は乾燥空気より吸着能が10倍高く、NO₂の濃度に影響しないことがわかった。Ferenbaughら²⁶⁾はNO₂の吸着能は、乾土>風乾土>圃場水分土の順になることを明らかにした。NO₂は吸着したあとNO₂⁻、NO₃⁻になるが、吸着メカニズムに微生物は関与しないようである²⁷⁾。

Mortland²⁸⁾は、遷移元素でモンモリロナイト、ノントロナイトの交換基を飽和すると、NOガスがこれらの粘土鉱物に吸着されることを赤外吸収を用いて証明した。NO吸収における有機物の役割は知られていないが大きいであろう。Ganzら²⁹⁾は、泥炭1mに0.35%のNOを通過させると、ほとんどすべてのNが除かれると報告している。Pratherら³⁰⁾の研究から石灰質土壌によるNOの吸着速度、吸着能、温度の影響が明らかになった。吸着能は土壌の表面積、NO濃度に比例し、温度が上昇すると減少する傾向にあった。NO吸着後は土壌のpHは低下し、土壌中のNO₃⁻、NH₄⁺が増加した。

アンモニアは大気中でNH₃ガスとしてよりむしろ水滴に捕集され、NH₄⁺として存在するから、ガス状のNH₃として直接土壌に吸着されることは少ないであろう、なお土壌とアンモニアガスの吸着についてはAshworth³¹⁾が理論的解説を行なっている。

N₂Oは非常に安定したガスで、大気での平均滞留時間は10年以上¹⁷⁾であるから、一般的には土壌による吸収はないと考えられる。しかし、Freneyら³²⁾は畑土壌で、陽ら³³⁾は畑および水田土壌でN₂Oが吸収される現象をみつけた。水田での吸収は田面水でのN₂Oの溶解度、還元状態などと関係していると考えられるが、吸収のメカニズムについては今後の研究に期待したい。

2) 含硫黄ガス成分

土壌がSO₂、H₂S、CH₃SHを吸着し、大気中の硫黄成分を浄化することはSmithら³³⁾によって報告された。その後Bremnerら³⁴⁾は8種の含流ガス、SO₂、H₂S、CH₃SH、(CH₃)₂S、(CH₃)₂S₂、CS₂、COS、SF₆について、畑土壌への吸着能のちがいを調べた。その結果、土壌の水分条件および微生物の有無で吸着能にちがいがあることが明らかになった。陽ら¹⁶⁾はたん水状態の水田土壌での含硫ガス成分の土壌吸収能を明らかにした。吸収能の順位はH₂S>CH₃SH>(CH₃)₂S>(CH₃)₂S₂>CS₂>COSであった。

大気汚染物質の代表的成分であるSO₂の土壌吸着については多くの報告がある。吸着に関与する要因として、土壌のpH、粘土鉱物組成、微生物フローラ、土壌の

水分含量、有機物含量などがあげられているが、吸着にもっとも強く影響する要因は土壌水分であろう^{35,36)}。

3) その他の成分

Jaffe³⁷⁾は土壌または土壌のある成分がCOの吸収に関与することを明らかにした。つづいてInmanら³⁸⁾はCO吸収に土壌微生物が関与していること、吸収量は有機物含量が高い程、またpHが低い程大きいことを明らかにした。その後、Inmanら³⁹⁾はCO吸着に関与するfungiを見つけた。さらにIngersollら⁴⁰⁾は野外での測定を行ない、圃場、自然植生土壌などでのCOの吸収速度のちがいを求めた。

オゾンが土壌に吸着され大気から除かれること^{41,42)}、炭化水素化合物(C₁~C₆)が土壌に吸収されること⁴³⁾なども明らかになってきた。その他の大気汚染物質の土壌による吸収に関しては、少し古い文献だが、Bohn⁴⁴⁾の総説が参考になる。

以上、大気ガスの土壌への吸収現象とそのメカニズムについて若干ふれた。これらのことから土壌は大気有害ガス成分の浄化機能として、すぐれた役割を果たしていることがわかる。しかし、その定量的把握や吸収のメカニズムについてはまだ未解明な部分が多い。

4. おわりに

無生命の空間である宇宙空間を生命圏に変えているのは今のところ地球環境だけである。その地球環境の主役をつとめているのは大気と水と土壌であろう。土壌と水が人間活動により影響を受け始めて久しいが、これらは地球規模で見れば、どちらかといえば点的汚染としてとらえられてきた。近年、人間活動の質的・量的な変化にともなって大気環境までも少しずつ悪化しつつあることが指摘され始めた。それは、すでに書いたように地球表面からのN₂Oの発生量の増大にともなう成層圏のオゾン層の減少や、硫黄ガスなどによる酸性雨の増大、エアロゾルの増大にともなう気候の変化などにあらわれている。

このような背景のもとで、大気環境と土壌環境との関係をとらえてみたのがこのレビューである。地球がひとつの生命体であるとすれば、土壌ガスと大気ガスの交換は雄大な地球の呼吸ともとらえられよう。地球の健全な呼吸がどのようなものであるのか、健全な呼吸を維持するためには土壌をどのように管理したらいいのか、今後われわれに残された課題は多い。

さらに、その課題を解明するためには土壌を単なる無機物としてとらえるのではなく、生物地球化学の一分野として積極的に位置づけていく必要がある。土壌学にはまだ解決していかなければならない課題が多く残されている。

引 用 文 献

- 1) Ramann, E.: *Bodenkunde*, 2 Auf., 293—297 Verlag von Julius Springer, Berlin (1905).
- 2) Gaseous Loss of Nitrogen from Plant-Soil Systems, ed. J.R. Freney and J.R. Simpson, Martinus Nijhoff/Dr. W. Junk Publishers, The Hague (1983).
- 3) Denitrification, Nitrification, and Atmospheric Nitrous Oxide, ed. C.C. Delwiche, A. Wiley-Interscience Publisher, John Wiley and Sons, New York, Chap. 8, 151—190 (1981).
- 4) Bremner, J.M. and A.M. Blackmer: Nitrous oxide, Emission from soils during nitrification of fertilizer nitrogen, *Science*, **199**, 295—296 (1978).
- 5) 陽 捷行・大西 将・福土定雄: 土壌中の硝酸化成の過程で発生する N_2O , *土肥誌*, **54**, 277—280 (1983)
- 6) Stevenson, F.J. and R.J. Swady: Nitrosation of soil organic matter: 1. Nature of gases evolved during nitrous acid treatment of lignins and humic substances, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **28**, 773—778 (1964).
- 7) Baum, R.M.: Stratospheric science undergoing change, *Chem. Eng.*, Sept. **13**, 21—34 (1982).
- 8) Wang, W.C., Y.L. Yung, A.A. Lacis, T. Mo, J.E. Hansen: Greenhouse effects due to man-made perturbation of trace gases, *Science*, **194**, 685—690 (1976).
- 9) Council for Agricultural Science and Technology: Effect of increased nitrogen fixation on stratospheric ozone. in *CAST Pep.*, No. 53, 1—33, Iowa State Univ., Ames, Iowa (1976).
- 10) Knowles, R.: Denitrification, In *Soil Biochemistry*, 5, ed. E.A. Paul and J.N. Ladd, 323—369, Marcel Dekker, New York (1981).
- 11) Smith, C.J., M. Brandon and W.H. Patrick, Jr.: Nitrous oxide emission following urea-N fertilization of wetland rice, *Soil Sci. Plant Nutr.*, **28**, 161—172 (1982).
- 12) 農水省農技研化学部土壌第2科, 昭和57年度研究成績, 67—101 (1983).
- 13) Minami, K.: Volatilization of sulfur from paddy soils, *Japan Agr. Res. Quart.*, **15**, 167—171 (1982).
- 14) Bremner, J.M.: Role of organic matter in volatilization of sulphur and nitrogen from soils, In *Soil organic matter studies*, II. 229—240 IAEA Vienna (1977).
- 15) Banwart, W.L. and J.M. Bremner: Evolution of volatile sulfur compounds from soils treated with sulfur-containing organic materials, *Soil Biol. Biochem.*, **8**, 439—443 (1976).
- 16) 陽 捷行・岡山清司・福土定雄: 有機物添加土壌から発生する含硫ガス成分, *土肥誌*, **52**, 375—380 (1981).
- 17) Chameides, W.L. and D.D. Davis: Chemistry in the troposphere, *Chem. Eng.*, Oct. **4**, 38—52 (1982)
- 18) Adams, D.F., S.O. Farwell, M.R. Pack and W.L. Bamesberger: Preliminary measurements of biogenic sulfur-containing gas emissions from soils, *J. Air Poll. Cont. Assoc.* **29**, 380—383 (1979).
- 19) Aneja, V.P., A.P. Aneja and D.F. Adams: Biogenic sulfur compounds and the global sulfur cycle, *J. Air Poll. Cont. Assoc.*, **32**, 803—807 (1982).
- 20) Van Cleemput, O., A.S. El-Sebaay and L. Baert: Production of gaseous hydrocarbons in soil, in *Physicochemical behavior of atmospheric pollutant* ed. Versino, B and Otr, H. 349—355 (1982).
- 21) Goodlass, G. and Smith, K.A.: Effects of organic amendments on evolution of ethylene and other hydrocarbons from soil, *Soil Biol. Biochem.*, **10**, 201—205 (1978).
- 22) Aldrich, D.G. and J.R. Buchanan: Laboratory studies of reactions between injected liquid nitrogen dioxide and various soils, with special reference to its possible use as a fertilizer, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **19**, 42—47 (1955).
- 23) Nelson, D.W. and J.M. Bremner: Gaseous products of nitrite decomposition in soils, *Soil Biol. Biochem.*, **2**, 203—215 (1970).
- 24) Abeles, F.B., L.E. Craker, L.E. Forrence, and G.R. Leather: Fate of air pollutants: Removal of ethylene, sulfur dioxide, and nitrogen dioxide by soil, *Science*, **173**, 914—916 (1971).
- 25) Prather, R.J., S. Miyamoto, and H.L. Bohn: Sorption of nitrogen dioxide by calcareous soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **37**, 860—863 (1973).
- 26) Ferenbaugh, R.W., W.S. Gaud, and J.S. States: Pollutant sorption by desert soils, *Bull. Env. Contam. Toxicol.*, **22**, 681—687 (1979).
- 27) Ghiorse, W.C. and M. Alexander: Effect of microorganisms on the sorption and fate of sulfur dioxide and nitrogen dioxide in soil, *J. Env. Qual.*, **5**, 227—230 (1976).
- 28) Mortland, M.M.: Nitric oxide adsorption by clay minerals, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **29**, 514—519

- (1965).
- 29) Ganz, S.N.: Removal of nitrogen oxides, sulfur dioxide, and sulfuric acid vapor and spray from waste gases by alkaline peat sorbents under industrial conditions, *Chem. Astra.*, **69**, 12755 n (1968).
- 30) Prather, R.J., S. Miyamoto, and H.L. Bohn: Nitric oxide sorption by calcareous soils: 1. Capacity, rate, and sorption products in air dry soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **37**, 877—879 (1973).
- 31) Ashworth, J.: Reactions of ammonia with soil: 1. Adsorption isotherms and calorimetric heats of adsorption of ammonia gas on homo-ionic soil, *J. Soil Sci.*, **24**, 104—116 (1973).
- 32) Freney, J.R., O.T. Denmead, and J.R. Simpson: Soil as a source or sink for atmospheric nitrous oxide, *Nature*, **273**, 530—532 (1978).
- 33) Smith, K.A., J.M. Bremner, and M.A. Tabatabai: Sorption of gaseous atmospheric pollutants by soils, *Soil Sci.*, **116**, 313—319 (1973).
- 34) Bremner, J.M. and W.L. Banwart: Sorption of sulfur gases by soils, *Soil Biol. Biochem.*, **8**, 79—83 (1976).
- 35) Payrissat, M. and S. Beilke: Laboratory measurements of the uptake of sulphur dioxide by different European soils, *Atmos. Environ.*, **9**, 211—217 (1975).
- 36) Minami, K., Oshima, and S. Fukushi: Laboratory measurements of the sorption velocity of sulfur dioxide by soils and soil constituents, *Soil Sci. Plant Nutr.*, **26**, 405—413 (1980).
- 37) Jaffe, L.S.: Ambient carbon monoxide and its fate in the atmosphere, *J. Air Poll. Cont. Ass.*, **18**, 534—538 (1968).
- 38) Inman, R.E., R.B. Ingersoll, and E.A. Levy, Soil: A natural sink for carbon monoxide, *Science*, **172**, 1229—1231 (1971).
- 39) Inman, R.E. and R.B. Ingersoll: Uptake of carbon monoxide by soil fungi, *J. Air Poll. Contr. Ass.*, **21**, 646—647 (1971).
- 40) Ingersoll, R.B., R.E. Inman, and W.R. Fisher: Soil's potential as a sink for atmospheric carbon monoxide, *Tellus*, **26**, 151—159 (1974).
- 41) Turner, N.C., P.E. Waggoner, and S. Riche: Removal of ozone from the atmosphere by soil and vegetation, *Nature*, **250**, 486—489 (1974).

- 42) Turner, N.C., S. Rich, and P.E. Waggoner: Removal of ozone by soil, *J. Environ. Qual.*, **2**, 259—264 (1973).
- 43) Bohn, H.L., G.K. Prosocki, and J.G. Eckhardt: Hydrocarbon adsorption by soils as the stationary phase of gas-soil chromatography, *J. Environ. Qual.*, **9**, 563—565 (1980).
- 44) Bohn, H.L.: Soil absorption of air pollutants, *J. Environ. Qual.*, **1**, 372—377 (1972).

II—11 土と根の境界が根の吸水に及ぼす影響

長谷川 周 一*

1. はじめに

土中から根に向う水の流れは、三つの異なった領域を通過して根に達する。すなわち、まず、土中のマトリックポテンシャル勾配の影響を受ける領域 (pararhizal)、ついで根の吸引力の影響を強く受ける領域 (rhizosphere)、そして最後に土と根の境界面 (interface) である。Pararhizal と rhizosphere の間の明確な線引きは出来ないが、後者はせいぜい根から数 mm の範囲と考えて良い。Rhizosphere は、元来、根の近くの微生物作用が盛んな領域を意味し、根圏と訳されている。根圏は、一方では、根群と同様の意味に解釈されることもあるので注意する必要がある。

本小論では、根圏と土と根の境界面における根の吸水に関連する諸現象について、既往の知見を紹介するとともに、これらの諸現象を解明するにあたっての問題点を述べる。

“土と根の境界”は我々にとって比較的なじみの薄い領域であるが、海外では、今までにいくつかのまとまった総説も出されている。境界および根の内部の水移動については、Cowan と Milthorpe (1968)¹⁾、Newman (1974)²⁾、Tinker (1976)³⁾、Taylor と Klepper (1978)⁴⁾等を参照されたい。また、Russel 著 (1977) の *Plant root systems* (田中訳、作物の根系と土壌)⁵⁾ および、Harley と Russel 編 (1979) の *The soil-root interface*⁶⁾には、水移動を含む土と根の境界面における諸現象が紹介されている。

* 農業土木試験場

2. 根圏の流動抵抗

(a) 問題の提起 根の吸水により根圏の水分が減少すると、土の不飽和透水係数は急激に低下し、根圏の水移動に対する抵抗（流動抵抗）が増大する。1950年代前半にいたるまで、根の吸水速度を低下させる原因としては、もっぱら根圏の透水性の低下のみが考えられ、根から葉にいたる植物体中の流動抵抗は無視されて来た。しかし、1950年代の後半になると、-15 bar までの低水分領域を含む土の不飽和透水係数の測定法が開発され、根圏の流動抵抗を定量的に評価出来るようになった。加えて、植物体の流動抵抗の値も明らかにされてきた結果、従来の考え方がむしろ否定されるに至った。すなわち、通常の土中水分領域では、根圏の流動抵抗は植物体のそれに比較して小さいという見解が支配的となり、現在に至っている。しかしながら、両者の流動抵抗の大小については、依然として議論の余地があり、ポット栽培のような均一で浅い根系とは場で見られる不均一で深い根系とでは、根圏と植物体の流動抵抗の評価に異なる見解もみられる。また、後述の土と根の境界面の流動抵抗は、現状では、根圏または植物体の一部とみなされて処理されることが多い。各流動抵抗の大きさとその領域を明確にすることが非常に重要である。

(b) 根圏の大きさ 根圏の範囲について、前項で根の表面からせいぜい数 mm であると述べたが、一般に、その大きさは(1)式によって計算されることが多い。

$$b = (\pi L_v)^{-1/2} \quad \dots\dots(1)$$

ここで、 L_v は根の密度で、 1 cm^3 の土中の根の長さ (cm) であり、 b は隣り合う根までの距離の 1/2 の値に相当する。土中水は、この b 点を境としてそれぞれの根に向かって移動すると考えられるので、 b の値を根圏の大きさと見なす訳である。根の密度が $1.0, 5.0, 10.0 \text{ cm/cm}^3$ の場合、 b の値はそれぞれ、 $5.6, 2.5, 1.8 \text{ mm}$ である。根の密度は、イネのように分げつする植物や多年生の牧草では、表層土で 10 cm/cm^3 を超える場合があるが、ダイズやトウモロコシでは 5 cm/cm^3 以下のことが多い。

(c) 根圏の流動抵抗 根圏や植物体の流動抵抗は、電気のオームの法則と類似の形を有する van den Honert の式により与えられる。

$$E = \frac{\phi_s - \phi_r}{R_s} = \frac{\phi_l - \phi_r}{R_p} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 E は蒸散量、 ϕ_s, ϕ_r, ϕ_l はそれぞれ根圏、根、葉の水ポテンシャル (根圏ではマトリックポテンシャル、植物体では浸透および圧力ポテンシャルが主要であるが、ここではこれらを一括して水ポテンシャルと呼ぶ)、 R_s, R_p は根圏および植物体の流動抵抗である。

根圏の流動抵抗を(2)式から直接計算するためには、根圏と根の水ポテンシャルの値を知ることが必要であるが、一般に、これらの実測は困難である。そこで、Newman (1969)⁷⁾ は single root model を用いて、根圏の透水係数と R_s を関連づけた。Single root model は、個々の根に向って土中水が放射状に移動するとの仮定のもとで、土中水の移動にダルシー式を適用して解いたモデルで、定常状態では(3)式によって与えられる (Gardner, 1960)⁸⁾。

$$\phi_s - \phi_r = \Delta\phi = \frac{q}{2\pi k} \ln \frac{b}{a} \quad \dots\dots(3)$$

ここで、 $\Delta\phi$ は根圏と根の水ポテンシャル差、 q は単位長さの根が単位時間に吸水する量 (吸水率)、 k は根圏の透水係数、 a は根の半径、 b は(1)式で与えられる値である。実際の根の吸水は定常状態で行われていないが、定常状態と仮定しても結果に大きな影響はないと言われていている (Passioura と Cowan 1968)⁹⁾。蒸散量は、根の吸水率と単位地表面積当りの根の長さ L_A の積として次式で与えられる。

$$E = qL_A \quad \dots\dots(4)$$

以上の(2)、(3)、(4)式を用い、Newman は R_s を次式で表わした。

$$R_s = \frac{1}{2\pi k L_A} \ln \frac{b}{a} \quad \dots\dots(5)$$

彼は、このようにして計算された R_s の値と既往のデータの R_p の値の比較を試みた。その結果、土の透水係数が 10^{-11} cm/s のオーダー (土中水のポテンシャルで -10 ~ -15 bar に相当する) になると、 R_s は R_p と比較して無視し得なくなるという結論を得た。この結論は、根圏が非常に乾燥している時以外は、土、植物系の水移動を規定するのは植物の流動抵抗であることを意味している。Newman の考え方は、その後多くの研究者によっても支持されている。筆者ら (未発表)¹⁰⁾ も、根の吸水率と土の透水係数の値から、土の透水係数が 10^{-11} cm/s のオーダーになると根の吸水が阻害されることを認めた。農地の透水性や排水性を論じる場合には、透水係数が 10^{-6} cm/s 以下を難透水性と言う。この値と、根の吸水に阻害となる根圏の透水性には、数オーダーの差があることは注目に値する。この事実はまた、不飽和透水係数が大きい湿潤状態を除くと、マトリックポテンシャル勾配 (一般に、この勾配は、後述の根の近傍のポテンシャル勾配ほど大きくならない) により根群域に流入する流束は、根群域内において根に直接吸収される流束に比べはるかに少ないことを意味する。

次に、根の吸水率を仮定するとともに、(3)式を用いて、根圏内における土の透水係数の大きさと水ポテンシャル差との間の関係を計算してみよう。(3)式では、 $\Delta\phi$

を根圏と根の水ポテンシャル差として与え、根や根圏内の部位については触れなかったが、より厳密には、 4ϕ は根に接する土の水ポテンシャルと中点 b の水ポテンシャルの差である。(3)式に代入する q, a, b の値としては、 $0.01 \text{ cm}^3/\text{cm}/\text{day}$, 0.015 cm (根の直径は 0.3 mm), 0.6 cm ((1)式より, $L_0=0.88 \text{ cm}/\text{cm}^3$ に相当) を、土の透水係数としては 1×10^{-9} と $1 \times 10^{-11} \text{ cm/s}$ を用いた。これらの透水係数の値は、土中水のマトリックポテンシャルではほぼ $-1.0, -10.0 \text{ bar}$ に相当する (Molz, 1975)¹¹⁾。計算の結果、透水係数が $1 \times 10^{-9} \text{ cm/s}$ の場合には、根の表面と b 点間 (約 6 mm) のポテンシャル差は $60 \text{ cm}(\text{H}_2\text{O})$ と小さく、根圏の水ポテンシャルを一定の値と考えて差支えない。しかし、透水係数が 10^{-11} cm/s となると、約 6 mm の間のポテンシャル差が $6,000 \text{ cm}(\text{H}_2\text{O})$ となる。つまり、根の表面の土の水ポテンシャルが -10 bar のとき、そこから 6 mm 離れた位置の水ポテンシャルは -4 bar となっていることになる。したがって、根圏内の透水係数や水ポテンシャルを一定とみなすことは出来ない。 R_s が R_p と比較して無視出来ないときの根圏内の水分状態は、このように大きなポテンシャル勾配が発達するときでもある。

以上のように、根圏抵抗を van den Honert 式と single root model によって評価して来たが、この場合、根の吸水率と土の透水係数の値が特に重要である。また、根や植物体の流動抵抗についても、測定法を含めて検討の余地が残されている (長谷川, 1983)¹²⁾。根圏内の水移動は、その対象領域が極めて狭いため、モデルによる評価が主体となっている。三次元的に発達した根圏内の水ポテンシャルの実測は困難であるが、Dunham と Nye (1973)¹³⁾の研究のように、平面状に分布させた根を対象に、根の近傍の水分を測定することにより、実験的に根圏抵抗を考察することも可能であろう。

3. 土と根の境界面と流動抵抗

(a) 問題の提起 水耕栽培の根の周囲は水のみで覆われている。一方、土中の水分は不均一に分布しているだけでなく、根は比較的大きな間隙にしか侵入出来ない。これらの間隙内の水は土の乾燥とともに容易に消失する。したがって、土中の根はその一部分しか水と接触していない。加えて、根と水の接触面積は土中水の減少に伴って変化する。このような土中根の特徴は、根の吸水にどのような影響を与えるであろうか。また、根群内の土中水分が不均一に分布しているとき、土と根の境界面の水ポテンシャルをどのように考えたら良いのであろうか。さらに、土は水分の減少に伴って収縮するし、根も水分欠乏によって収縮する可能性を持つ。収縮に伴う土と根とのすき間 (vapor gap) は根の吸水にどのよう

な影響を及ぼすのであろうか。以上の諸問題は、まだ不明の部分が多いが、これらは今後解決されねばならぬ重要な課題でもあるので、あえてそれらの現状に立ち入って討議を進めようと思う。

(b) 土と根の接触状況とモデル化 軟かい土では、根は土中に自ら連続した孔隙を作りながら発達していく。一方、構造の発達した堅い土や気相率の小さい粘土質土では、根系は構造間隙、脆弱面、乾燥亀裂等に発達していることが、土壤断面調査においてしばしば観察される。後者の場合、根と土の接触は部分的であり、明らかに、軟かい土中に伸長した根のそれと異なっている。しかし、根の侵入形態と吸水に関する研究はほとんどみられない。

根の表面には根毛やゼラチン状の物質 (ムシゲル) が存在し、土粒子との接触を保証していることが明らかにされている。しかし、根毛やムシゲル、また、土側の境界としての粘土質土のキュータン (固相の表面に生成される粘土、有機物等の被膜) 等が根の吸水にとって有効な役割を果しているのか、阻害要因となっているのかは、未だ十分に解明されていない (Tinker, 1976³⁾, Greenland, 1979⁴⁾)。

土と根の接触は以上のように複雑であり、根の吸水に関するモデル化は単純な場合についてのみ提起されている。Cowan と Milthorpe は土中の根の水伝導度を $\rho\theta$ で表現した。ここで、 ρ は根の表面がすべて水で覆われている状態の伝導度であり、 θ は土の体積含水率である。したがって、このモデルは、根と土中水の接触面積が土中水分量に比例するとの仮定にもとづいていることとなる。一方、伝導度の逆数は流動抵抗を表わしているので、このモデルは、根と土中水の接触に起因する境界抵抗が土中水分と逆比例の関係にあるとの仮定にもとづいているとも見なせる。Herkelrath ら (1977)¹⁵⁾ は、上記モデルを van den Honert の式に代入したところ、実測値との良い一致がみられたと述べている。また、長谷川 (1981)¹⁶⁾も陸稲の水分吸収に Cowan らと類似のモデルを導入し、実測値を解析している。このように、Cowan らのモデルは、実際の吸水現象を説明するのにかなり有効であると見なせる。しかし、前項で触れた R_s が R_p と比べて無視出来なくなる水分領域では、根圏内の水分は一定でなく、かつ、土と根の実際の接触状態もあまり明確でないので、極めて単純化されたこのモデルを、このような系に適用することはかなり困難であろう。

(c) 土と根の境界の水ポテンシャル差についての考察 植生下の土層は、一般に、下層土より表層が速やかに乾燥する。一方、少量の降雨や灌水があれば、表層が下層より湿潤になる。このような状態においては、垂直方向に分布している根は、湿った土と乾いた土に同時に

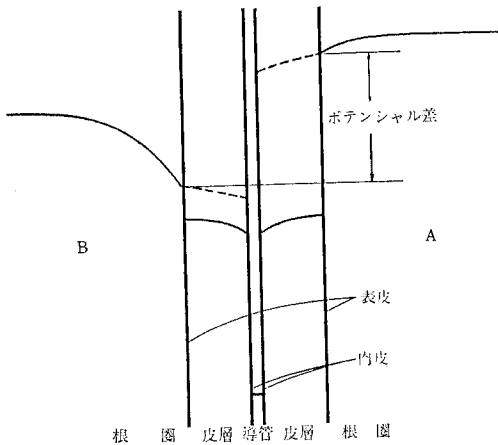


図-1 根圏から導管までの水ポテンシャルの変化。皮層内の実線は水みちが互いに連続している場合、破線は水みちが互いに独立している場合を表す。

接しており、その両者から水を吸収する。このような場合、根の吸水率はどの部位で大きく、また、それぞれの部位における土と根およびその境界の水ポテンシャル分布はどのようにになっているかを推定するため、次の思考実験を試みてみよう。

図1は極端な例で、一本の根の片側には湿った土(A)が、反対側には乾いた土(B)が接している場合である。ここで、土の乾湿は、土の透水性の大小におきかえて差支えない。Aに接する根の表面とBに接する根の表面の間には、図に示されているように、ポテンシャル差がみられる。根の表皮から導管までの水の流れの経路には諸説があるが、図では、内皮のカスパー線に大きな流動抵抗が存在するという説を採用している。そのため、皮層における水ポテンシャルの低下量は考察する二例の場合とも小さくなっている(皮層内の実線および破線)。導管では、AおよびBから吸収された水が一緒になるため、その水ポテンシャルの値は確実に同一となる。では、図のポテンシャル差がどの部位で消失するか考えてみよう。

まず、皮層内の水みちが互いに連続しており、皮層内での水移動が容易に行われると仮定しよう。この条件下では、表皮および皮層の水ポテンシャル勾配は、図中の実線で示すように、導管の左右で同一の値となる。したがって、この場合、Aと根の境界面でポテンシャル差が消失すると考えざるを得ない。一方、皮層内のポテンシャル勾配が等しいということは、そこを流れる流束、つまり、AおよびBからの吸水率が等しいことを意味する。この事実、境界面に van den Honert の式を適用すると、透水性の大きい土の方が小さい土に比べ、境界面での抵抗が大きくなるという一般には受け入れ難い結

論をもたらす。

次に、皮層内の水みちが互いに独立であって、皮層内の水ポテンシャルは平均化された値とならず、図の破線のようにになると仮定しよう。このとき、AおよびBからの吸水率が同一であるとすると、van den Honert の式から、根の内部でのポテンシャル差の大きいAの側の根の流動抵抗が大きくなる。これは、土が乾燥するにつれ、根の流動抵抗が増大するという通説に反する。したがって、Aからの吸水率はBからのそれよりも必ず大きくなくてはならない。

以上の結果をまとめると、①、皮層内の水みちが互いに独立であると考えない限り、従来の知見を統一的に説明することが出来ない。②、そのとき、透水性の大きい土からの吸水率は、常に透水性の小さい土からのそれより大きく、水ポテンシャル差は根の内部(内皮の部分)で消失する。このように、境界面の水移動と根の内部の水移動メカニズムとは密接な関係がある。上記の結論はまだ仮設の段階であって、今後、更に検討する必要があることは言うまでもない。ここで強調しておきたかったことは、根による土中水の吸収を水ポテンシャルを用いてモデル化する際に、土と根の境界面をモデルと実測値を合致させるための安易なし寄せ場所としてはならないということである。

(d) 土と根の間のすき間の形成 今までは、根と土粒子の接触状態の変化については触れて来なかった。しかし、粘土分を多く含む土では、脱水による収縮が認められる。一方、根についても、水分ストレスにより収縮を起すという報告や根の直径が日中に減少するという日変化の観察結果もある(ColeとAlston, 1974¹⁷⁾, Huckら, 1970¹⁸⁾)。したがって、土中水が減少したり、植物が水分ストレス状態におかれると、土と根の間にすき間の出来る可能性がある。土と根の分離に関連して、二通りの考え方があり。一つは、土粒子と根の境界面にすき間が出来るとい説であり、他は、根の周囲の土粒子はムンゲルや根毛により根に引きつけられているため、根からいくぶん離れた所にすき間が出来るとい説である。これらの説のいずれが正しいのかは未だわかっていない。いずれにしても、このようなすき間の存在は、それが例えば数ミクロンの大きさであっても、水や養分の移動を大きく阻害すると言われている(Greenland, 1979)¹⁴⁾。このようなすき間の存在も、境界抵抗の一つを構成すると考えられる。Weatherley (1979)¹⁹⁾は、土中水分が減少するときに発生するこの境界抵抗の重要性を強調している。Cowanら(1968)¹⁾は、すき間を通る蒸気態の水移動速度を計算しているが、Newman (1974)²⁾によると、その流束は根毛による吸水と同程度である。なお、Newmanは、根毛による吸水の役割は、

根の表皮からの直接吸水と比較してずっと小さいという見解を展開している。

根の直径の日変化によるすき間の形成について、否定的な見解も存在する。それは、もし根の内皮に流動抵抗が卓越する部位があるとすれば、皮層の水ポテンシャルの値は周囲の土のそれとほぼ等しく、かつ土中水分の急激な変化は生じないため、根の収縮は期待出来ないという説 (Passioura, 1982)²⁰⁾である。根の吸水率の低下が、すき間の発生によるとする室内試験結果 (Faiz, 1973)²¹⁾もみられるが、圃場等の一般の生育環境下でのすき間の役割りについては、まだ明らかでない。収縮によりすき間が形成される場合には、灌水による接触の復元も考慮する必要がある。以上のように、すき間の問題の解明も今後に残された大きな課題である。

4. おわりに

根の吸水と土と根の境界に関する研究は、根圏を除くと、ほとんどが将来に残されていると言って過言ではない。また、ここでは触れなかったが、土、植物体中の水移動に用いられるダルシーの式や van den Honert の式等の適用限界についても検討される必要がある。この分野の今後の研究の発展にとっては、根を対象とする他分野の知識の集約と協力が不可欠である。

引用文献

- 1) Cowan, I.R. and F.L. Milthorpe: Plant factors influencing the water status of plant tissues. *in* Water deficits and plant growth. Ed. by Kozlowski, T.T., Vol. 1, 137—193, Academic Press (1968).
- 2) Newman, E.I.: Root and soil water relations. *in* The plant root and its environment. Ed. by Carson, E.W., 363—440, Univ. Press of Virginia (1974).
- 3) Tinker, P.B.: Transport of water to plant root in Soil. Phil. Trans. R. Soc. Lond. B., 273, 445—461 (1976).
- 4) Taylor, H.M. and B. Klepper: The role of rooting characteristics in the supply of water to plants. *Adv. Agronomy*, 30, 99—128 (1978).
- 5) Russel, R.S.: Plant root systems: Their function and interaction with the soil, McGraw-Hill (1977). (田中典幸訳, 作物の根系と土壌, 農文協 1981).
- 6) Harley, J.L. and R.S. Russel Ed.: The soil-root interface. Academic Press. (1979).
- 7) Newman, E.I.: Resistance to water flow in soil and plant I. Soil resistance in relation to amount of root: theoretical estimates. *J. Appl. Ecol.*, 6, 1—12 (1969).
- 8) Gardner, W.R.: Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil Science*, 89, 63—73 (1960).
- 9) Passioura, J.B. and I.R. Cowan: On solving the non-linear diffusion equation for the radial flow of water to roots. *Agri. Meteorol.*, 5, 129—134 (1968).
- 10) Hasegawa, S. and Sato, T. (未発表).
- 11) Molz, F.J.: Potential distributions in the soil-root system. *Agron. J.*, 67, 726—729 (1975).
- 12) 長谷川周一: 植物の水分吸収のメカニズム [1]—流動抵抗の評価を中心に—。農園, 58, 1100—1104 (1983).
- 13) Dunham, R.J. and P.H. Nye: The influence of water control on the uptake of ions by roots. I. Soil water content gradients near a plane of onion roots. *J. Appl. Ecol.*, 10, 585—598 (1973).
- 14) Greenland, D.J.: The physics and chemistry of the soil-root interface: Some comments, *in* The soil root interface, 83—98 (1979).
- 15) Herkelrath, W.N., E.E. Miller and W.R. Gardner: Water uptake by plants: II. The root contact model. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41, 1039—1043 (1977).
- 16) 長谷川周一: 陸稲の土壌水分吸収モデル。土壌の物理性, 44, 14—22 (1981).
- 17) Cole, P.J. and A.M. Alston: Effect of transient dehydration on absorption of chloride by wheat roots. *Plant Soil*, 40, 243—247 (1974).
- 18) Huck, M.G., B. Klepper and H.M. Taylor: Diurnal variations in root diameter. *Plant Physiol.*, 45, 529—530 (1970).
- 19) Weatherley, P.E.: The hydraulic resistance of the soil-root interface—A cause of water stress in plants. *in* The soil-root interface., 275—286 (1979).
- 20) Passioura, J.B.: The role of root system characteristics in the drought resistance of crop plants. *in* Drought resistance in crops with emphasis on rice, 71—82. IRRI (1982).
- 21) Faiz, S.M.A.: Soil-root water relations. PhD Thesis. University of Aberdeen (1973) (Weatherley, P.E.: Water relations of the root system. *in* The development and function of root. Ed. by J.G. Torrey, and D.T. Clarkson, 397—413, Academic Press, (1975) より引用).

II-12 土のレオロジー的挙動と構造

軽 部 重太郎*

1. はじめに

土の構造がレオロジー的挙動との関連で意識的に追求されるようになったのは1960年頃からである。この頃、火山灰土について、「構造を帰納的に研究する段階は終り、アロフェンの性質から演繹して研究が進められなければならないだろう」(1960)¹⁾とする指摘があり、同時に土の構造をその形態からだけでなく、物質や相互作用の問題としてとらえていくことの必要性が述べられた。また1962年には、「土の高次構造がどのように組織化されているかということ……これは土壌の性質を論ずるとき不可欠に必要なことである」として、分散系の構造と分散凝集のメカニズムの基本的な考え方が解説された²⁾。

そのような指摘に添って、土壌構造の研究にコロイド科学的な見方とレオロジー的方法が取り入れられ、土の構造と挙動との関係が論じられた^{3,4)}。レオロジー的方法はその後の研究でも引き続き発展させられ、土のレオロジーモデルとそれに対応する構造モデル(バーガースモデルとゲルを骨格とした蜂巢構造)が提示された⁵⁾。また、土のコンシステンシー状態がpFを指標にして整理され、アッターベルグ限界などが力学的転移点として説明された⁶⁾。

1960年代にはまた、関東ロームの水分系に関する総合研究⁷⁾や、それに続く関東ロームの工学的性に関する共同研究⁸⁾を中心として、火山灰土を始めとする土の構造と力学的挙動の関係が多面的に論じられた。そこでは、軟化・硬化の機構が構造の変化とpFの変化によって説明され⁹⁾、透過性と間隙構造の関係や突固めと透水性の特徴的な関係^{10,11)}も明らかにされた。これらの研究の中で、土の力学的挙動を理解するモデルとしての土の構造の機能的概念が明確にされた¹²⁾。

1970年代以降は、それまでに述べられた現象や指摘された問題点の物理化学的な内容を深める方向で研究が進められてきた。土の構造については、かつて一次粒子、二次粒子、団粒と分類されたものが、その大きさと構造単位(fabric unit)内外の粒子配列に着目して検討されている¹³⁾。火山灰土の力学的挙動と構造の特異性の内容も次第に明らかにされつつあり、より徹視的、物性的な立場から土の挙動に関心が向けられている¹⁴⁾。なお、土

の様々な挙動がpF概念によって統一的に説明されてきたが、その適用には限界があり、粒子間の相互作用からもとらえていく必要のあることが指摘されている^{15,16)}。

土の挙動を定量的に取扱うには、レオロジー的方法が用いられる。それは具体的には粘性、塑性、チキソトロピーなどの測定によるが、その現象を土の構造と対応させることによって、構造に関する知見が豊かにされてきた。ここでは、土のレオロジー的挙動を手がかりとして土の構造のモデル化を目指す立場から、それに関連する最近の研究の動きについて述べる。

2. 火山灰土の挙動と構造

火山灰土は構造がよく発達し、物理・工学的に多くの特徴的な性質を示すので、構造や挙動を研究する材料として非常にすぐれている。そして、それから得られた成果は、一般の粘性土に対しても適用できることが少なくない。

(a) 火山灰土 アッターベルグ限界が乾燥によって低下する過程が詳細に追跡され、初期含水比がある限界以下になると液性限界が低下し始まることが明らかになった。塑性限界もそれより少し低い含水比から低下し始まることがわかり、それぞれ限界初期含水比、第2限界初期含水比と呼ばれた¹⁷⁾。そして、このような変化は粒子が粗粒化した結果であると説明された。液性限界はまた、比表面積や腐植含有率によって変化することが確かめられた¹⁸⁾。これらをもとに、黒ボク土の物理性の特徴と測定上の問題および改良点がまとめられた¹⁹⁾。

黒ボク土の構造単位としての団粒も検討され、団粒の強度や耐水性は乾燥処理によって低下すること、また収縮や間隙率、強度から見て、4mmを越える大きな団粒はそれ以下のものと質的に異なることが報告された。そして、それをもとにして黒ボク土の構造が「腐植粘土複合体を基礎とする、軟質の多孔性粒子から成る段階的構造物体」と説明された²⁰⁾。さらに、この内容を深める方向で、自然構造をもつ黒ボク土の変形挙動²¹⁾や強度特性²²⁾が調べられた。

突固め試験による乾燥密度と振動充填による乾燥密度の差が「突固め効果」と定義され、これを指標にして突固め特性が調べられた²³⁾。それによれば、突固めた黒ボク土の透水係数は「突固め効果」に対応して低下した²⁴⁾。このような現象は具体的な構造の変化としてとらえられる必要があり、突固めによる団粒の変形・破碎の過程を光学顕微鏡で調べた研究もある²⁵⁾。最近では走査電子顕微鏡の普及によって、このような微細団粒レベルの観察がし易くなった。

* 茨城大学農学部

なお、「黒ボク土」という呼称には、土壌分類での呼称と、土を材料として扱う立場で用いられている呼称（有機質を多く含んだ軽しょうな土に対して用いられ「クロボク土」と記されている）とが一致しない場合があり¹⁹⁾、使用上混乱しやすいという問題がある。また「非火山灰性黒ボク土」という呼称も、最近の研究の成果^{26,27,28)}を踏まえて再考されるべきであろう。

(b) アロフェンとその分散系 火山灰土のコンシステンシーが風乾によって不可逆的に変化する原因が、粒子の不可逆的な凝集によるものであることが粒径組成の変化として確かめられた²⁹⁾。この変化は pF 4.0 前後から 5.5 までの乾燥で進行し、一度凝集したものを破壊すると再び乾燥させても安定な凝集体は形成されない。また、アロフェン表面の性質として表面荷電密度が非常に小さいことの重要性が指摘され、アロフェンの水は AIOH によって配位結合あるいは水素結合的に強く拘束された第 1 層と、その上に単に凝縮している第 2 層以上の水からなると推定された。そして、それらの考察をもとに、アロフェンの不可逆凝集の機構が、脱水による表面の AIOH 基間の配位結合の進行に起因すると説明された²⁹⁾。これによって、火山灰土のレオロジー的挙動の不可逆性が説明されたばかりでなく、非火山灰土の物理性の改良などにアロフェンの性質を利用する手がかりが示された^{29,30)}。

ところで、従来アロフェンと呼ばれていた粘土成分は、狭義のアロフェン、イモゴライト、およびその他の非晶質酸化物（アロフェン様成分）の三つに区分されるようになった²⁷⁾。これらはいずれも活性アルミニウムに富む点で類似の鉱物であるが、結晶の構造や荷電特性が異なるため、これらを区分して扱うことによりアロフェン質土壌の分散系におけるレオロジー的挙動の内容が理解し易くなった。

そのうちアロフェンは、直径 35~55 Å の中空球状の単位粒子からなると考えられている^{31,32)}。その球の壁は、厚さ 7~10 Å の欠陥をもつカオリン層構造³³⁾であり、この壁の穴を通して水分子が自由に出入りでき、また球の内部には強く吸着された水が存在すると推定されている³²⁾。ただし、この球の内部の水の存在様式はまだよく解っていない。アロフェンの荷電特性は、溶液の pH やイオン種、イオン濃度、温度に依存性のものであることが明らかにされている³⁴⁾。このように、粘土鉱物としてのアロフェンのイメージは最近非常に具体的になった。

このアロフェンを水に分散させたときの粘度が、インシュタインの粘度式から予想されるよりもはるかに大きいことから、アロフェンは分散系において単位粒子が独立に存在しているのではなく、凝集体として存在して

いると判断された。そして、粘度と分散粒子の形状との流体力学的な関係式から凝集体の軸比が求められ、分散状態でのアロフェン凝集体の形状は直径数百 Å の円板状であると推定された³⁵⁾。

この内容は、分散粒子の粒子量や大きさ、形を直接的に測定できる光散乱法によってさらに詳しく調べられた。その結果、分散したアロフェンは、単位粒子がじゅうず状に凝集して数千 Å の大きさの凝集体として存在すると考えられた³⁶⁾。その凝集体は、内部を水が比較的自由に通抜けられるような透き間だらけの構造をもち、適当にまらまって分散する。この内容は、定性的にはあるが DLVO 理論に基づいて説明された³⁷⁾。そして、じゅうず状の凝集モデルとその変形態として考えられるゲル構造、および構造の階層性により、アロフェン分散系の粘度やチキソトロピーの挙動の内容が具体的に説明された³⁸⁾。

アロフェン分散系の挙動は溶液のイオン種³⁹⁾や温度⁴⁰⁾によっても変化することが確認された。またアロフェンの分散凝集挙動は pH-荷電特性により説明されているが、アロフェン自体のケイバン比によって異なり、ケイバン比の高いアロフェンほど凝集する pH 域が低くなることが明らかにされた⁴¹⁾。しかし、自然の火山灰土の分散性は、実測した pH-荷電特性に対応しないことがあり⁴²⁾、その原因はまだ完全に明らかにされていないといえない。

イモゴライトは、長さ数 μm に達する直径 100~300 Å の繊維状鉱物であることと、酸性側で正の荷電をもつが、アルカリ側では荷電がゼロになる⁴³⁾ことに特徴づけられる。このことから、酸性側でのみ分散し、また懸濁液の粘度が非常に高いなどの特徴的な挙動が説明されている³⁵⁾。

アロフェン様成分は、その構造は不明であるが、ケイバン比がアロフェンより低く、そのため等電点が比較的高いという特徴をもつ。また、活性アルミニウムとしての機能がアロフェンよりむしろ高いこと、アロフェンを含まない黒ボク土中にも多量に含まれることから、火山灰土におけるアロフェン様成分の役割の重要性が認識されてきている^{27,28,44)}。

3. 一般の粘性土の挙動と構造

(a) 粘性土 粘性土の巨視的挙動を説明するために、微視的な構造を定量的に表現する方法がいろいろと試みられているが、まだ統一的なものはない⁴⁵⁾。これに関連して、繰返し載荷による粘性土の挙動の物理的内容を説明する立場から、微視的挙動の解明、および微視的挙動と巨視的挙動の関連づけの必要性が述べられた⁴⁶⁾。そして、載荷による pF と構造の変化が追跡され、pF の

低下と団粒の部分的な破壊が確認された⁴⁷⁾。しかし、構造の定量化とその巨視的挙動への関連づけは今後の課題になっている。

何らかの特徴を定量的に表現し、それを指標として土の挙動と構造を結びつける方法も、主に実用的観点から行われている。例えば、不攪乱土の構造の発達状態を定量化するための構造指標として「構造発達係数（不攪乱土の収縮後最終間隙比/練返し土の収縮後最終間隙比）」が定義され、これが透水性や保水性および形態的な構造の分類と密接に関連することが報告された⁴⁸⁾。また重粘土の「構造安定度指数（塑性限界/pF 2 含水比）」が、地耐力⁴⁹⁾や易耕性⁵⁰⁾を知る指標として有効であることが報告されている。

収縮挙動について、水平収縮（正規収縮）の始まる含水比が液性限界に対応し、残留収縮の始まる含水比が塑性限界に対応すること、またそれぞれが一次亀裂、二次亀裂の発生する含水比に一致することが報告された。亀裂発生と pF の対応関係についてもおよそその値が示された⁵¹⁾。しかし、その対応関係は高 pF になるほど不明瞭になった。収縮と亀裂が相圧と骨格構造の相互関係として考えられる⁹⁾ ならば、特に高 pF 段階では、骨格構造をどのように評価していくかが今後の課題になると思われる。

土の構造形成に関して、練返し粘土を走査電子顕微鏡で観察し、養生によってベッド（団粒）が生成することを調べた報告⁵²⁾がある。そうした場合の団粒化は単なる凝集ではなく、三二酸化物、有機物、有機無機複合体などの結合物質によるとの観点から総説がまとめられている⁵³⁾。また土の工学性に及ぼす非晶質物の影響が、Plasticity angle という指標を定義して検討された⁵⁴⁾。団粒の大きさと結合物質との関係も、250 μm を境にしてマイクログリゲートとマクログリゲートに区分され、前者は有機無機複合体が、後者は根や繊維状の有機物が結合物質になると説明された⁵⁵⁾。

また、電子顕微鏡によって粘土表面に膜状の非晶質物の存在が認められ⁵⁶⁾、特にアルミニウムは粘土粒子表面に薄い層をつくり、粒子間に橋をかけて膨潤やスレーキングを阻止する作用をもつことが調べられた⁵⁷⁾。鉄についても調べられている⁵⁸⁾が、そのような効果は一般にアルミニウムの方が大きい^{29), 53)}。同様の観点から粘土とポリマーの相互作用についてもまとめられている⁵⁹⁾。

(b) 結晶性粘土鉱物とその分散系 土が乾燥すると、粒子間に不可逆凝集が起って粒径組成が変化することが火山灰土で確かめられた⁶⁰⁾が、同じことが有明粘土でも起ることが認められ、沈降体積の変化が粒径組成の変化から説明された⁶⁰⁾。また、スメクタイトを主成分とする土に超音波処理をすると、流動曲線における降伏値

が増大し、振とう処理や NaOH 添加をした場合とは反対になる傾向が認められた⁶¹⁾。この現象は、粘土粒子の存在状態が具体的にどのように変化したかを考える上で興味深い。

アッターベルグ限界は、一般に土粒子が凝集状態のときに高まり、配向状態では低下すると考えられる。その場合、土の状態は粘土鉱物種や溶液中のイオン種、イオン濃度などによって変わるので、これらの関係が問題になる。それに関して、土の分散凝集、水中沈定容積、液性限界、収縮、膨潤、スレーキングなど一連の粘性土の挙動に対する吸着カチオンの影響が調べられた。その結果、Ca 土は Na 土に比べて水中沈定容積、液性限界、降伏値が大きいことに加えて、沈定容積と比表面積との相関がない、チキソトロピーが大きい、収縮が等方的、膨潤が小さい、スレーキングが緩やか、一次圧密が急速で二次圧密が大きいなどの現象が観察された。これらの現象は Na 土が配向構造、Ca 土が綿毛化構造～擬配向構造をとると考えることによって説明された⁶²⁾。この関係が、粘土鉱物やイオン濃度などを考慮してどこまで一般化できるかが興味深い。

それに関連して、イオン濃度を等しくしたカオリンでは Na 土の方が大きな降伏値を示したとの報告⁶³⁾もある。海性粘土の場合、モンモリロナイト質のものは Na 土の方が、またイオン濃度の低い方が液性限界が高く、イライト質のものはその逆になることが認められた⁶⁴⁾。さらに、Na 土と Ca 土の液性限界がほぼ等しく、低膨潤性で高い鋭敏比を示すスメクタイトが存在することが報告された⁶⁵⁾。この場合、そのようなスメクタイトは水中の 2 価鉄の量に関係して生成すると推定されている。

結晶性粘土鉱物の場合も、種々の条件下における挙動とその内容は、まだ明らかであるとはいえない。現象の記述や定性的な説明を、具体的なモデルへと結びつけていくことにより明らかにされる点が少なくないと思われる。

そのような方向を目指す新しい試みとして、微視的構造モデルと力学的挙動との対応関係を定量的に結びつけようとする研究も行われた⁶⁶⁾。それは、平板状粒子が平行に配列した集合体を仮定し、その集合体相互の異方性、分散性や集合体の大きさ、密度などを考慮して、モンモリロナイトの動的粘弾性を理論的に導こうとしたものである。しかし、その関係を、粒子の配向や分散凝集を含めて理論的に取扱うのはまだ困難な段階にあり、できるだけ実体を反映した簡単なモデルをつくり上げることが今後の課題になっている。

なお、微視的立場から粒子間相互作用を仮定し、速度過程理論を適用して粘土の力学的挙動を解明しようとする研究も行われており^{67), 68)}、それに関する詳しい総説が

まとめられている^{69,70)}。

4. おわりに

土のレオロジー的挙動や構造の理解は、抽象的・定性的な段階から具体的・定量的な段階へと進みつつあり、構造単位や粒子間相互作用などの、より本質的な内容に注意が向けられるようになってきた。その成果をさらに深化発展させていく方途としては、①測定の精密化、②新しい手法の導入、③理論化、④総合化などが考えられる。これからの研究は、そのような性格づけがますますはっきりしたものになると思われる。

引用文献

- 1) 須藤清次：工学における土壌学，土壤の特理性，**2**，4—8 (1960)。
- 2) 妹尾 学：土壤粒子の分散と凝集，農業技術，**17**，221—225，340—343 (1962)。
- 3) 須藤清次：土壤構造に関する研究，農技研報，**B 12** 255—301 (1962)。
- 4) 須藤清次・安富六郎：土壤のレオロジー，土肥誌，**34**，296—308 (1963)。
- 5) 須藤清次・東山 勇・山崎不二夫：固い土の力学的性質，農土論集，**14**，21—26 (1965)。
- 6) 東山 勇，須藤清次：土の力学的転移点，農土論集**14**，27—31 (1965)。
- 7) 山崎不二夫・八幡敏雄・須藤清次：関東ロームの物理的性質，農土研別冊，**7**，1—13 (1963)。
- 8) 山崎不二夫・須藤清次：土の工学的挙動，農土論集**14**，1—10 (1965)。
- 9) 竹中 肇・安富六郎：pF の変化と軟化・硬化，農土論集，**14**，54—59 (1965)。
- 10) 徳永光一：土壤物理，248—260，養賢堂 (1969)。
- 11) 多田 敦：関東ロームの締固めと透水係数**1**，**2**，農土論集，**14**，36—45 (1965)。
- 12) 長田 昇：土壤構造について，土壤の物理性，**20**，14—18 (1969)。
- 13) ヤング R.N.・ワーケンテン B.P. (山内・竹中・東山・前田監訳)：新編土質工学の基礎，7—25，鹿島出版会 (1978)。
- 14) 岩田進午：農業土木史，1147—1154，農業土木学会 (1979)。
- 15) 須藤清次：農業土木史，1145—1147，農業土木学会 (1979)。
- 16) 長田 昇：農業土木史，1162—1171，農業土木学会 (1979)。
- 17) 相馬尅之：初期含水比が土の液性，塑性限界に及ぼす影響，土壤の物理性，**38**，16—22 (1978)。
- 18) 前田 隆・相馬尅之・佐々木清一：腐植が土の物理性に及ぼす影響，農土論集，**61**，9—17 (1976)。
- 19) 前田 隆，ほか4名：クロボク土の物理性的特徴と問題点，農土論集，**103**，1—12 (1983)。
- 20) 長田 昇・新垣雅裕：クロボク土の団粒による構造性評価，三重大農学報，**60**，43—51 (1980)。
- 21) 新垣雅裕・長田 昇：クロボク土の側方拘束下の圧縮と変形，農土論集，**103**，74—79 (1983)。
- 22) 足立忠司・堤 聡・竹中 肇：火山灰土に由来する有機質土の強度特性，農土論集，**71**，39—43 (1977)。
- 23) 相馬尅之・前田 隆：クロボク土の突固め効果，農土論集，**103**，54—63 (1983)。
- 24) 相馬尅之・前田 隆・山田耕土：クロボク土の突固め効果と透水性の関係，農土論集，**103**，62—67 (1983)。
- 25) 三輪晃一：圧縮による団粒破碎の観測，農土論集，**71**，27—30 (1977)。
- 26) 町田 洋：火山灰は語る，163—208，蒼樹書房，(1977)。
- 27) 和田光史：黒ボク土の活性アルミニウムと非晶質—準非晶質粘土鉱物，粘土科学，**17**，143—151 (1977)。
- 28) Shoji, S., and T. Ono: Physical and chemical properties and clay mineralogy of andosols from Kitakami, Japan, *Soil Sci.*, **126**, 297—317 (1978)。
- 29) 久保田徹：火山灰土壌の界面化学的研究，農技研報 **B 28**，1—74 (1976)。
- 30) Kubota, T.: Role of hydroxy aluminium ions in the interparticle bonding of layer-aluminosilicate clays, *Soil Sci. Plant Nutr.*, **21**，1—12 (1975)。
- 31) 北川靖夫：アロフェンの微細形態，土壤の物理性，**34**，32—36 (1976)。
- 32) Wada, S., and K. Wada: Density and structure of allophane, *Clay Miner.*, **12**，289—298 (1977)。
- 33) Okada, K., H. Morikawa., and S. Iwai: A structure model of allophane, *Clay Sci.*, **4**，291—303 (1975)。
- 34) Wada, K.: Allophane and imogolite, *In Clays and Clay Minerals of Japan*, 147—187, Elsevier (1978)。
- 35) Egashira, K.: Viscosities of allophane and imogolite clay suspensions, *Clay Sci.*, **5**，87—95 (1977)。
- 36) 軽部重太郎：光散乱法による分散アロフェンの微細構造，農土論集，**98**，7—14 (1982)。
- 37) 軽部重太郎：メンブレンフィルターによる分散アロフェンのドメイン径測定とアロフェン分散系の考察，農土論集，**99**，17—23 (1982)。
- 38) 軽部重太郎：アロフェンの物理的性質と微細構造，

- 農土論集, 107, 47—54 (1983).
- 39) Egashira, K.: Effects of adsorbed ions on the viscosity of allophane and imogolite clay suspensions, *Clay Sci.*, 5, 137—144 (1978).
- 40) Yasutomi, R., and M. Seno: Rheological properties of allophane colloid, *Rheology*, 2, 623—628, Plenum (1980).
- 41) 吉永長則・逸見彰男・青山茂之: アロフェンの分散挙動, 土肥要旨集, 26, 33 (1980).
- 42) 矢沢正土: 火山灰土壌下層土の分散性, 土壌の物理性, 38, 9—15 (1978).
- 43) Horikawa, Y.: Electrokinetic phenomena of aqueous suspensions of allophane and imogolite, *Clay Sci.*, 4, 255—263 (1975).
- 44) 高橋達児: 土壌養分分析法 (土壌養分分析法委員会編), 86—108, 養賢堂 (1975).
- 45) 嘉門雅史: 粘性土の構造と力学的特性, 土壌の物理性, 35, 21—28 (1977).
- 46) 宮内定基: 繰返し載荷による粘性土の挙動, 土壌の物理性, 40, 32—41 (1979).
- 47) 宮内定基・中村忠春・酒井俊典: 粘性土における繰返し載荷に伴う pF 値の変化と土壌構造との関係, 農土論集, 106, 51—60 (1983).
- 48) 矢沢正土・前田 隆: 非火山灰土壌の不攪乱試料の収縮挙動と土壌構造の関係, 農土論集, 101, 33—45 (1982).
- 49) 久保田徹: 重粘土水田土壌の地耐力診断のための土壌構造指標, 土肥誌, 55, 173—179 (1984).
- 50) 中野啓三: 重粘土転換畑における易耕性の評価, 土壌の物理性, 48, 38—43 (1983).
- 51) 河野英一: 水田作土の収縮挙動から見た工学的性質 農土論集, 81, 1—8 (1979).
- 52) 山田洋右: 粘土のチクソトロピーに関する研究, 粘土科学, 22, 68—74 (1972).
- 53) Quirk, J.P.: Some physico-chemical aspects of soil structural stability—a review, *In Modification of Soil Structure*, 3—16, John Wiley & Sons (1978).
- 54) McNabb, D.H.: Correlation of soil plasticity with amorphous clay constituents, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43, 613—616 (1979).
- 55) Tisdall, J.M., and J.M. Oades: Organic matter and water-stable aggregates in soils, *J. Soil Sci.*, 33, 141—163 (1982).
- 56) Jones, R.C., and G. Uehara: Amorphous coatings on mineral surfaces, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37, 792—798 (1973).
- 57) El-Swaify, S.A., and W.W. Emerson: Changes in the physical properties of soil clays due to precipitated aluminum and iron hydroxides, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 39, 1056—1063 (1975).
- 58) Shanmuganathan, R.T., and J.M. Oades: Modification of soil physical properties by manipulating the net surface charge on colloids through addition of Fe(III) polycations, *J. Soil Sci.*, 33, 451—465 (1982).
- 59) Thing, B.K.G.: Formation and properties of clay-polymer complexes, 243—273, 283—326, Elsevier (1979).
- 60) 江頭和彦・中山正登: 乾燥および分散処理による有明海粘土の水中沈定容積の変化, 土肥誌, 50, 98—102 (1979).
- 61) 江頭和彦: 粘土質土壌の流動性に及ぼす分散処理の影響, 土肥誌, 51, 365—368 (1980).
- 62) 矢沢正土: 粘性土の理工学的挙動に及ぼす吸着カチオンの影響, 土と基礎, 28(2), 9—14 (1980).
- 63) 中石克也・岸上定男: 非膨潤土の液性・塑性限界, 農土論集, 108, 65—71 (1983).
- 64) 大坪政美: 海成粘土の液性限界・沈定容積に及ぼす塩濃度の影響, 農土論集, 96, 1—5 (1981).
- 65) Egashira, K., and M. Ohtsubo: Swelling and mineralogy of smectites in paddy soils, *Geoderma*, 29, 119—127 (1983).
- 66) 藤井克己・中野政詩: ペースト状態における粘性土の動的粘弾性の理論的考察, 農土論集, 104, 17—24 (1983).
- 67) 村山塑郎・柴田 徹: 粘土のレオロジー特性, 土木論集, 40, 1—31 (1956).
- 68) 伊藤富雄・松井 保: 粘土の流動機構, 土木論集, 268, 109—123 (1975).
- 69) 松井 保: ミクロ・レオロジー (現況総括) 土質工学論集, 18(2), 81—87 (1978).
- 70) 村山塑郎: レオロジー, 土と基礎, 27(13), 29—32 (1979).