
巻 頭 言

コンピュータエイジに思う

東 山 勇*

Isamu HIGASHIYAMA

ここ数年来、マイコンの普及には目ざましいものがある。学生が車を持つのは今では殆んど常識だが、最近ばクラスで必ず2~3人はマイコンを持っているので驚いている。もっともアメリカの大学では、理工系の学生は殆んど皆持っているが、レポートをタイプで打つ習慣のない我が国では、たとえ漢字ワープロがもっと手軽で安価になったとしても、そう普及するわけではないと思うのに、現実これだけ若者をひきつけるには、何かそれだけの理由があるのかもしれない。

10年ひと昔というが、土壌物理などプログラム電卓があれば充分と考えられたのは過去の話で、よくまわりをみると何時のまにか、研究室や実験室にマイコンはおさまって、データの解析や整理、保存はもとより、ディスプレイやプロッターに解析結果やグラフを出力したり、逆にディジタイザーからグラフを入力したりするようになっている。また、いろいろな測定目的に応じたセンサーの出力を、A/D コンバータや GP-IB との組合せでとりこみ、データをディスクに書きこんだりもする。これは単に人間の代りをするだけでなく、瞬間的な現象、深夜の測定、長期観測といった困難な測定を、組込まれたプログラムに従って確実にやってくれるため、実験や観測にはなくてはならない重要な手段となりつつある。また計算にしても、これまでは大型電算機でないと不可能と考えられていた要素1000を越える有限要素法の弾塑性解析や、複雑なモデルのシミュレーションなどもマイコンで行なうことができるようになり、こうした手法は現在急速に伸びつつある。

ところで我々は、ある場所の土について何等かの判断を下したり判定をせまられることがある。例えば特定の作物に適した土とか、逆にこの土に適した作物とか、或いは日本海中部地震のような災害があると液状化し易い土の判定とか、こうした土壌や土質の診断をコンピュータにさせることができないであろうか、そうした問題を考えるとき、いつも思うことは共通のフォーマットで書かれたデータベースというか、どこか1ヶ所に皆で利用できるデータバンクがあって、そこにお互いにデータを登録しておき、皆で自由に使うことができれば大変便利だと思ふことがある。この場合、似たような研究をしている者同志だとあまりその必要はないが、比較的疎遠にしている分野のデータこそ知りたいと思ふことがある。その点、この土壌物理研究会のように色々な分野の人が集っているメリットを充分生かせるのではなからうか。或いは、もう既にそのようなことが一部では行なわれていて、知らないのは私だけということであれば、是非、誌上で紹介していただきたいものである。

因みに、土質工学会東北支部では、東北各地で行なわれ現在不用になった建設省や農水省などの工事の調査記録から、差しつかえのない範囲で、ボーリングと土質試験データをぬきだし、東北6県の地盤図を作ると共に、データを皆で利用できるデータバンクを設ける作業を現在進めている。実際にやってみると大変な仕事ではあるが、とても個人の方ではどうにもならないことも、組織の力とコンピュータにより可能になった情報量のすばらしさに、いまさらながら驚いていることをつけ加えておきたい。

(1984. 4. 26受理)

* 山形大学農学部

第25回 土壤物理研究会シンポジウム

特 集

「土壤中の物質移動をめぐる諸問題」

本日の演題を何故選んだかについて述べ、開会の挨拶にかえさせていきたいと思います。

選んだ理由の第一は、わが国の環境問題・エネルギー問題の中で、“土壤中の物質移動”の占める位置が重要になってきているということです。第二は、このように重要な課題になっているにもかかわらず、この課題に関連するわが国の研究が非常に少なく、そのレベルも国際的にみて低いということです。この理由は色々あると思いますが、わが国の農業が水田中心であったことと、わが国の降水量が多いということも、かなり大きく影響しているのではないかと思います。第三は、この課題は、物理・化学・生物の各分野の研究者の協力なしには発展しえないことがはっきりしているからです。その意味で、今日は化学分野の方々もかなり見えているようですので、どうぞ自由な発言をお願いします。その中で、今後の協同研究の芽が育ってくれば、こんなに嬉しいことはありません。重ねて、みなさんの自由で活気のある討議を心から望みます。

(会長挨拶より)

- 1 当面する物質移動の課題……………天谷 孝夫, 長堀 金造, 三野 徹 (岡山大)
- 2 物質移動における亀裂の役割……………波多野隆介 (北海道大)
- 3 地下水中の物質移動……………藤縄 克之 (農土試)
- 4 膨潤性粘土における水の浸潤……………中野 政詩 (東京大)
- 5 斜面中の水移動……………宮崎 毅 (四国農試)
- 6 総合討論……………座長 多田 敦 (筑波大), 陽 捷行 (環境研)

(1983.11.11 於 農土試)

当面する物質移動の課題

天谷孝夫*, 長堀金造*, 三野 徹*

Major problems of mass transport
Takao AMAYA, Kinzo NAGAHORI, Toru MITSUNO
Faculty of Agriculture, Okayama University

I はじめに

除塩とは、土粒子に吸着されていたり、土壌溶液中に含まれている塩またはイオンが、水の動きと共に土層系外へ運び去られるという、物質移動の一現象と捉えられる。これまで、我国の干拓地はすべて水田に利用されてきたため、除塩問題については水田利用の観点からの研究が進められてきた。しかし、海面干拓地を営農開始当初から畑地として利用すべく事業が進められてきた笠岡湾干拓地では、畑地利用の除塩に関わる多くの課題への対応にせまられている。特に、耐塩性の低い畑作物でも正常な生育が可能な程度にまで除塩を遂行すること、次第に改良が進む畑土層状態を将来にわたり維持し続けることをあわせ行うことが強く求められる。このように、広い意味での除塩対策を検討していく段階で直面した多くの問題点を整理すると、以下に述べるように物質移動の諸課題と密接な関わりを有することがわかった。つまり、笠岡湾干拓地は多くの分野において発生する物質移動の問題が凝縮して存在するフィールドと捉えられる。このような観点から、研究は現在も継続中であるが、本報告では笠岡湾干拓地の除塩問題を通して、広く土壌中の物質移動に関する当面の課題整理を試みるものである。

II 笠岡湾干拓地における除塩問題

笠岡湾干拓地の概要は図-1に示すように、本土と神島とを東西の堤防で区切り、農業用地 1,191 ha を造成する単式干拓地である。用水は遠く高梁川から延長約 24 km の導水路で送られ、灌漑および除塩関連用水量は限られており、また温暖乾燥な瀬戸内気候のため塩に由来する畑作物障害がけ念される。全域の干陸は、昭和52年8月に完了したが、それより早く図-1に示す位置に 20 ha の試験圃場（昭和52年初頭に干陸）を設定し、各種調査を継続してきた。笠岡湾干拓地土壌は、粒径0.02 mm 以下の微細粒子を80~90%含有し、干陸時には海水

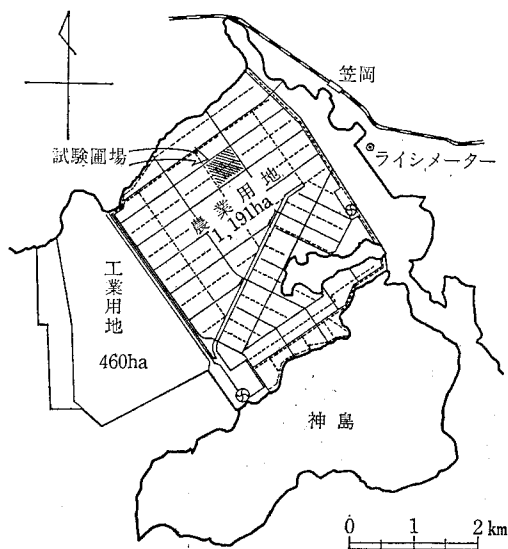


図-1 笠岡湾干拓地の概要

に起因する高濃度の塩を含んでいた。干陸後の試験圃場では、一般的な干拓地地区内工に準拠した圃場乾燥工ならびに暗渠排水工が施工された。また、特別な土壌改良が実施されたことはなく、調査は裸地状態で行われた¹⁾。土層の乾燥ならびに除塩は、干陸後しばらくは時間の経過と共に進行したが、次第に下記の問題が生じた。

その1は、除塩に伴う土壌物理性の悪化であり、含水比と乾燥密度の経年変化を図-2からみると、干陸後3年間は順調に乾燥が進行したが、4年目（昭和55年）に停滞現象が発生して以降、乾燥化が困難となってきた状況がうかがえる。そこで、含水比 (W) と乾燥密度 (γ_d) との関係を昭和53, 56, 58年にかけてみると図-3の通りである。気相がなく、固相と液相のみの土層状態を表す関係曲線 $\gamma_d = 100 / (W + 37.3)$ よりずれ始める含水比、すなわち空気が侵入し始める点が、53年は90%弱であったのが、56年は80%弱、58年は60%弱と次第に低下

* 岡山大学農学部

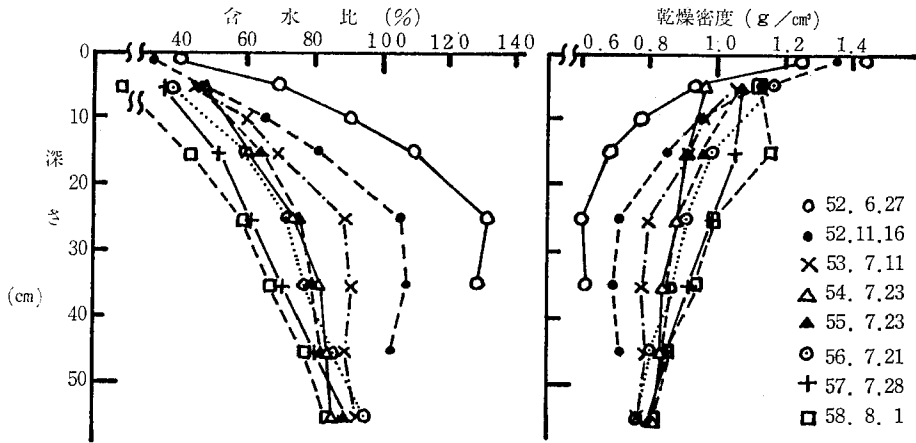


図-2 笠岡湾干拓地試験圃場における干陸後の含水比、乾燥密度の経時変化

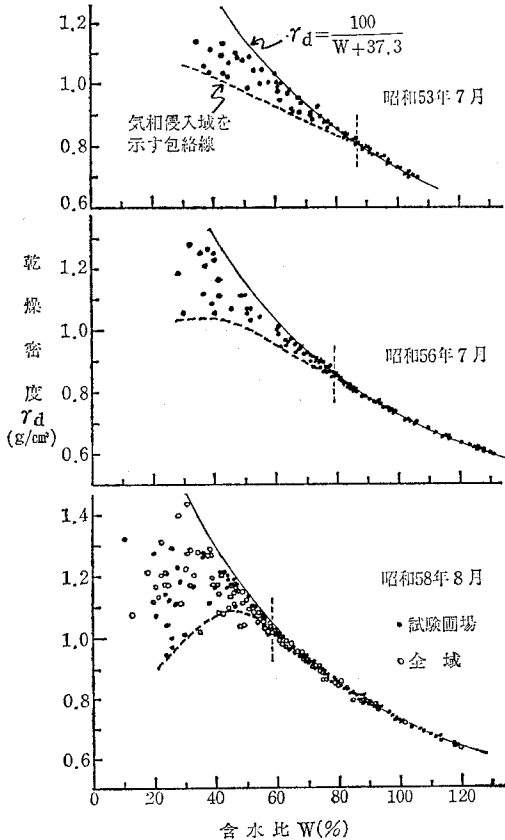


図-3 笠岡湾干拓地干陸後の含水比—乾燥密度関係の変化

したことがわかる。しかも、この含水比に相当する深さは、図-2から判断すると順に45 cm、40 cm、25 cmと浅くなってきた。これは、表層から次第に除塩が進行してきた一方、吸着イオン構成比がNaに偏った(高ESP値)ままだから土は分散状態となり、さらに乾燥が進む

につれて土は無構造の密詰化状態になったものと考えられる。

その2は、図-4にみるように除塩の進行が次第に停滞してきたことであり、5年目(昭和56年)は前年とまったく変わらず上層から下層へと一直線の塩濃度分布となり、以降の変化も微少であった。作物の生育も不良であり、根群域を中心とした除塩の促進が急務となっている。

III 土壌物理性の悪化の機構

土壌物理性の悪化は、除塩の進行に伴い土壌溶液の濃度が低下して、Na粘土特有の分散反応が強まったことにより生じたものであり、以下の現象をもたらした。

1. 塩濃度(CEc)と交換性Naの割合(ESP)との関連からみた粘土の挙動についての模式図(図-5)²⁾から明らかなように、除塩の進行(CEcの低下)に伴いESP値が低下しないと、土は凝集領域から膨潤・解膠領域へと移行し、分散状態にいたる。

2. 団粒構造の破壊。一般に、土の分散化と共に団粒構造が破壊され、壁状構造になるといわれている。図-3において、実線で示される気相率ゼロの曲線は壁状構造の特性を示すものであり、この図から判断すると、壁状構造が現われる深さは経年的に浅くなってきている。これより、団粒構造の破壊が生じているものと判断できる。

3. 透水性の低下。図-6は、透水係数に対するNa飽和度(ESP)の影響をみたもの³⁾で、除塩と共に土壌溶液濃度が低下しても、ESPが低下しなければ透水係数は小さくなることを示す。

4. 膨潤に伴う自由水の減少。除塩が進み土壌溶液濃度が低下すると拡散二重層が発達し、体積が拘束された条件下では、図-7⁴⁾に示すように膨潤圧が増加する。

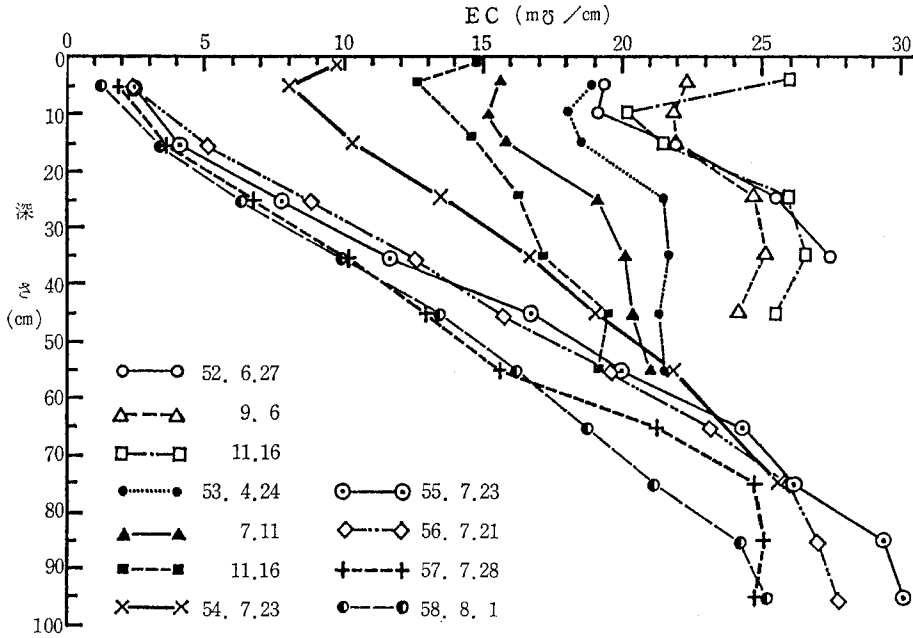


図-4 笠岡湾干拓地試験圃場における干陸後の塩濃度分布の経時変化

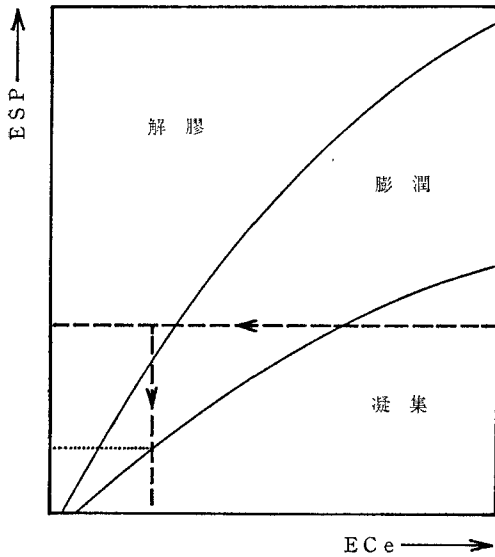


図-5 ESP と ECe との関連からみた粘土の挙動についての模式図 (Bolt ら(岩田ら訳))

体積が完全に拘束されていない圃場の状態では、土壤水の一部は膨潤水としてとりこまれ、非自由水となる。さらに、それに伴って空気が侵入し、気液界面の自由エネルギーに基づくマトリックポテンシャルが発達して、土壤水の自由エネルギーは同じ含水比の下でも小さくなる。すなわち、膨潤に伴って重力ポテンシャルの地位の相対的低下ならびに自由水の減少が生じる。したがって、重力により動く水が少なくなって、それにより運搬される物質移動量の減少がもたらされる。

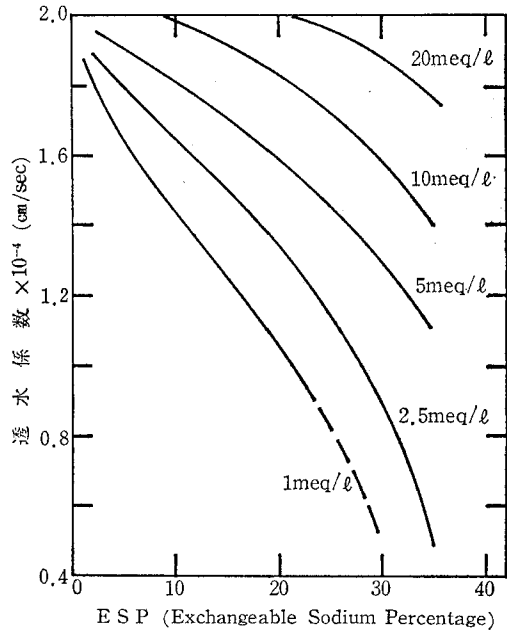


図-6 Sawyers 土の透水係数に対する Na 飽和度の影響 (Quirk, 1957)

IV Ca粘土化による土壤物理性の改善

1. 石膏 (CaSO₄) 施用による Na イオンの Ca イオンとの置換

図-5の凝集-解膠(分散)関係から明らかなように、悪化した物理性を改善するためには、ESPを低下させることが最も重要であり、それが図-8⁵⁾で典型的

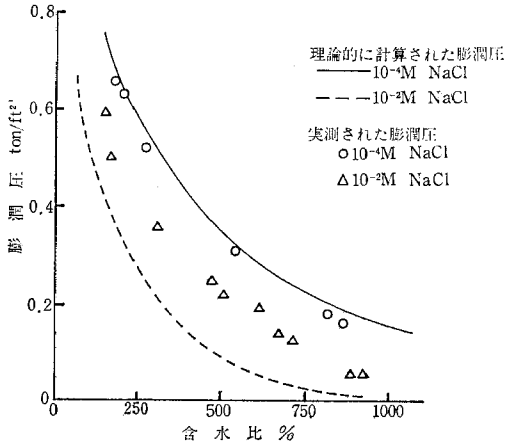


図-7 Na-モンモリロナイトの膨潤圧の計算値と実測値の比較 (Warkentinら(山崎ら訳))

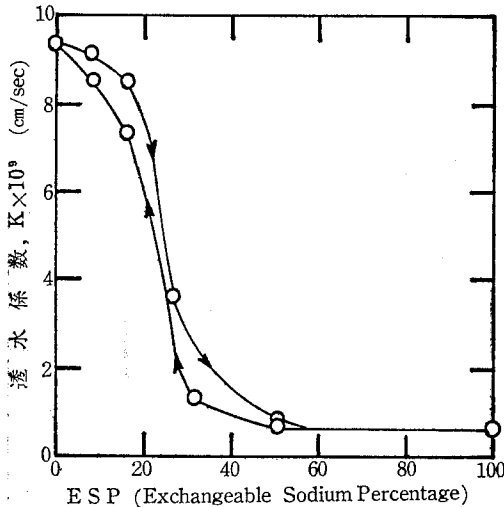


図-8 全塩濃度 0.01 M における粘土膜の透水係数と ESP の関係 (Shainberg and, Caiserman, 1970)

に示されるように透水性の増加や、あるいは水分特性曲線の改善等をもたらすため、Ca 粘土化が要求される。改良材としては石膏が最も実用的であり、現場的には適切な作業機械により、できるだけ深層まで均一に石膏を混入する必要がある。また、機械による耕うん混入が不可能な下層部は、灌漑水により石膏を溶解させて導き、置換を促進させることが望ましい。

2. 土壌水の運動とイオンの移動

土壌中のイオンの動きを考えると、一つには間隙中を動く水によりイオンが輸送される場合があり、亀裂による物質移動もこれに含まれる。A イオンの間隙内にお

ける 1 次元溶質濃度変化を与える次式は、この関係を示すものである。

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta C_A) = -\frac{\partial}{\partial x} \left(\theta D \frac{\partial C_A}{\partial x} \right) - \frac{\partial (q C_A)}{\partial x} + S$$

ここで、 θ : 体積含水率、 C_A : 溶質濃度、 D : みかけの拡散係数、 q : 土中水のフラックス、 S : 土粒子に吸着される溶質の量で $S = -k_a C_A^N$ (k_a : 吸着速度係数、 N : 定数)

これは、イオンの吸着反応よりは、間隙内の移動に着目した式で、不活性な砂礫層中の比較的速い水流 (地下水流動) を対象とするものである。

3. 土壌水の状態とイオンの挙動

吸着反応に基づくイオンの挙動を重視する立場があり、これを示すものとしては、次の A イオンの 1 次元物質保存式がある。

$$\frac{\partial (Q_A + \theta C_A)}{\partial t} = -\frac{\partial (q C_A)}{\partial x}$$

さらに吸着平衡式は

$$Q_A = Q_A(C_A, C_{an})$$

$$\frac{Q_A}{(CEC - Q_A)} = \frac{K C_A}{(C_{an} - C_A)^{1/2}}$$

ここで、 Q_A : A イオンの吸着相中の量

C_{an} : 全 (又は陰イオン) 溶液濃度

K : ガボン常数

これは、吸着反応を重要視して、拡散・分散現象を無視したものであり、粘土中の物質移動を扱うには、この関係を重視すべきであると考えられる。そして、CEC や K を介することにより、土壌化学との接点が見られる重要性を有するという特長をもつ。

4. 浸透水 (降雨 + 灌漑水) による ESP コントロール

石膏の混入が不可能な下層部に対しては、石膏を溶解させた浸透水により、目標とする土壌物理性が維持できるように ESP にコントロールする必要がある。

V 除塩の停滞

図-4 にみられる、笠岡湾干拓地での除塩の停滞について検討を行った。

海外の乾燥地域において得られた従来の除塩理論によると、間隙中を水が移動すると共に着実に除塩が進行するというものである。しかし、昭和52年初頭の干陸以降の試験圃場においては、除塩対象土層深を 1 m まで過大にとったとしても、停滞までの 4 年間の降雨量は全間隙を何回も置き換えるに十分な水が通過した計算となる^{*}。従来の除塩理論では停滞の原因を説明できないことから、以下のように考察を進めた。

^{*} 昭和56年の実測 (長畑ら; 笠岡湾干拓地の蒸発散量, 昭和58年度農学会大会講演要旨集) によると、降雨量は 949 mm、蒸発量 (熱収支法) は 652 mm で、平組地であることから、その差 297 mm はほとんど暗渠から流出していると考えられる。

それは、水移動の難易度から土壌間隙を区分し、除塩の停滞を説明しようとするものである。すなわち、新鮮な水の入れかわりが可能かどうかによって、除塩の可能性が決定されると考える。pF 1.8^{*} 以上の大間隙は、水による置換が可能であるから除塩も容易に進むが、pF 1.8 以上だと微細な間隙となる程水の置換が困難となって、塩も移動しなくなるだろうという説明である。そして、塩移動の困難さは、対象土壌に特有の間隙構造によって大きく変化する。

日本のような湿潤地帯では、重力水による下方へのフラックスが常に存在しており、微細間隙は常に重力によっては動きえない水で満たされている。したがって、下方へのフラックスにより除塩をはかろうとする乾燥地帯の除塩理論は、湿潤地帯では適用できない。気象と土壌特性によって形成される、地域固有の土壌水循環構造（重力によって動く水、蒸発によって動く水、まったく動かない水の割合と運動状況）が、湿潤地帯の除塩理論の中では基本的な役割をはたすといえる。つまり、湿潤地帯ではこれらの要因によって除塩の段階が規定されるわけである。以上の考え方に則り間隙区分をすると、pF 1.8 以下の大間隙は、重力排水と蒸発散との含量により水が排除されるから、置換可能な水量も多くなる。一方、pF 1.8 以上だと蒸発散のみによってしか間隙は空かない、つまり置換しよう量は蒸発散量により決まってしまう。したがって、一定の蒸発散能により少しでも下層までの置換をはかるなら、耕起等による乾燥化の助長をもたらすことが重要となろう。

VI まとめ

1. 土壌中では、イオンの吸着状態による物性変化により水理定数が変化し、そして水の移動状況が変化する。その結果、イオンの吸着状態が変化するという因果循環が発生し、現象を複雑にする。膨潤土は、これらの現象が典型的にあらわれる対象である。
2. 土壌中の物質移動には、土壌水の運動とイオンの可動化が必要となる。物質移動は、両条件が満たされて初めて具体的に生じる。粘土を含む一般の土では、土壌水の運動と状態により両条件が微妙に変化し、両者からのアプローチが重要となる。
3. 自然状態では、土壌中の水循環の構造が土壌中の物質移動の決定的な枠組みを与える。
4. 土壌中の物質移動は、これまでの土壌物理研究の総合化の上に、物理化学の面の研究の補強を必要とする。

本報は、笠岡湾干拓地での除塩問題への対応の過程で

明らかとなってきた諸問題を通して、主に既報のデータを基に現在の諸研究の位置付けを試みたものであり、当面する物質移動の課題に関する理解の一助ともなれば幸いである。

引用文献

- 1) 長堀金造, 天谷孝夫, 高橋 強: 干拓ヘドロの基礎的諸特性と除塩機構について, 農土論集 101, pp. 15~25 (1982)
- 2) Bolt, G.H. and M.G.M. Bruggenwert (岩田ら訳): 土壌の化学, 学会出版センター, p. 202 (1980)
- 3) Quirk, J.P.: Effect of electrolyte concentration on soil permeability and water entry in irrigated soils, Internat. Conf. on Irrig. and Drainage, 3rd Congress R6 Questions 8, pp.115—123 (1957)
- 4) Yong, R.N. and B.P. Warkentin (山崎ら訳): 土質工学の基礎, 鹿島出版会, p. 158 (1972)
- 5) Shainberg, I. and A. Caiserman: Studies on Na/Ca montmorillonite systems. II, The hydraulic conductivity, Soil Sci. 111, pp. 276—281 (1971)

質疑応答

岩田 (農士試) わかりにくかったので、少し、補足して頂ければと思う。乾燥地帯の除塩の問題と湿潤地帯の除塩の問題の違い、つまりそのメカニズムの違いについてももう少し、具体的に話していただきたい。

天谷 乾燥地帯の除塩の考え方は、降雨が蒸発量より少ないので、灌漑水を与えるとそれが下の方向へ浸透して行き、いわゆるピストンの除塩が進むというものである。そのピストンも何割きいてくるのかというと、洗脱効果係数からみると、それが例えば砂質土でしたら0.6で、粘質土だったら0.3という値をとるとすると、絶対的に塩がなくなってしまうということはないだろうけれども、その間隙を全部水で満たして、下方へと通過していくならば、粘質土でしたらそのうちの0.3がきいてくる。その0.3の繰り返しで除塩を進行させて、非常にすみやかに除塩が進むのではないかと理解しました。これに対し、湿潤地帯においては土が湿っており、間隙区分からみて、大きな間隙中の水は、重力でぬけてしまう。一旦ぬけてしまうと、大きな間隙の除塩は終わってしまう。そして、それより細かい間隙においては、そこに塩が溶出してきて、それが間隙から外へ押し出されてはじめて除塩が可能になる。つまり細かい間隙から水が移動しなければ、除塩が進まない。けれども、実際にはそれが動きえないという状況があるかと思う。それが湿潤地帯だから、いつも湿っているのだから、新しい水が入ってこ

* ここでは、pF 1.8 に相当する含水比を、重力によって動きうる水と動かない水との区分点と考える。これは、いわゆる圃場容水量である。

れない状況になる。それを打破しなければ、湿潤地帯においては、新しい水が入ってこないために除塩は進まないと考えた。

相馬（北海道大） 除塩に伴う、団粒構造の破壊について、含水比と乾燥密度との関係をプロットした図（図-3）において、特にゼロ空気間隙量曲線からずれてくる含水比が、年次の経過とともに、90, 80, 60と変わってきている。そのようなことと団粒構造の破壊ということとをどのように結びつけるのか。また、石膏を散布したのは、先に述べた3つの年次で出された含水比と乾燥密度との関係の中に入っているのかどうか。

天谷 含水比と乾燥密度の関係が経年的に、ゼロ空気間隙量曲線からずれてくるということと、団粒構造が破壊されてくるということとの関係を直接求めたわけではないけれども、きっとそのようになるであろうと考えている段階である。53, 56, 58年の関係の中で、石膏は全然処理をしていない状況の比較である。

久保田（中国農試） 土壌の反応、つまり pH がどのように推移するかということは、色々な点で重要である。例えば、pH が高い段階では、膨潤、収縮しやすいし、下がれば凝集系に粘土はなるという問題がある。そ

してもう1つは、ある pH 以下に下がると、干拓地のような、還元土壌は酸化されて、酸化鉄の被膜が構造の面に出てくるという現象がある。そのようなことから、なるべく pH をあげないで、ナトリウム形をカルシウム形に置き換える為に、石膏が、適切である。pH を下げる方向でなおかつ、カルシウムを供給できる。干拓地に石膏が良いということは、Russel 等の本に書いてあるが、その点の配慮をどう考えているのか。また、石膏を入れた場合、実際に pH がどの位まで下がるのか。

三野（岡山大） 笠岡は、今までの干拓土壌からみて、特異な干拓土壌で、pH が下がらない。つまり、酸性にならない。その点が、児島の粘土とまったく違う特異な点である。それは、カルシウムがかなり土の中にあるということも考えられる。このことについては米田先生の御指摘をうけ、色々ディスカッションしながら研究を進めている。今までの干拓地土壌とは違うので、笠岡の特異な点を考慮して pH をおろそかにしている訳ではないが、別な面からも考えてみようという形で着手している。今後、色々御教授をうけ、pH の点にも、配慮してゆく。

物質移動における亀裂の役割

波多野 隆 介*

The role of cracks in mass transfer in the soil

Ryusuke HATANO

Faculty of Agriculture, Hokkaido University

1. はしがき

土壌中での物質移動に対する研究の大きな柱として、土壌—植物—大気系での循環の解明があることはいまでもないことである。このために多くのモデルが提案され、そのほとんどが RICHARDS の毛管ポテンシャル理論を基礎として垂直一次元で土壌をとりあつかっている¹⁾。植物根の機能を物理的に組み込んだモデルは、均質な比較的粗い土壌では精度よく現象を説明でき、一応の成果を上げてきた²⁾³⁾。

しかし土壌には粒間孔・乾燥亀裂・根の跡の管状孔・断層等さまざまな粗孔がある。特に重粘性土壌は粗大な構造をもつものが多く、構造内部の微細孔と構造間の割れ目状粗孔の相互作用によって水の挙動が制御され、断面形態にも例えば疑似グライ土のようにモザイク状模様を示すものが多い。このような土壌の不攪乱試料を用いた溶脱試験は、粗孔が水みちとなって栄養塩を深い位置まで早く輸送してしまう現象を示している⁴⁾⁵⁾。このことは染色剤をトレーサーにした試験でも観察されている⁶⁾。この現象は粗孔のバイパス効果と呼ばれ、土壌中の物質移動を不均一にする要因として解析が待たれていた。近年の研究では、粒間粗孔と粒内細孔を分けて考え、浸透水をそれぞれに配分するモデルが報告されている⁷⁻⁹⁾。これらはデーターの裏付けを持たないが、移動の不均一性を土壌の特徴として単純化する試みとして評価できよう。

このような考え方は栄養塩の挙動を考える上でも必要である。これまでのところはカラム実験によるバイパス効果の把握とともに、粒団を物質の source または sink としてとらえ、移動をなす孔と、貯留をなす孔に分けて解析が進められている^{10,11)}。しかしながら、これらの解析解はいずれも複雑な数式によって表現されており、これをそのまま自然土壌へ適用するには多くの問題が残されている。

本報告では現地での水みちの分布状態とその機能を、

次いでこのような土壌における水移動の機構について数式モデルを通して考察し、さらにカラム実験による Cl^- の流出曲線からアニオンの挙動に対する土壌孔隙の分布形態の影響について論議したい。

2. 水みちの分布状態とその機能

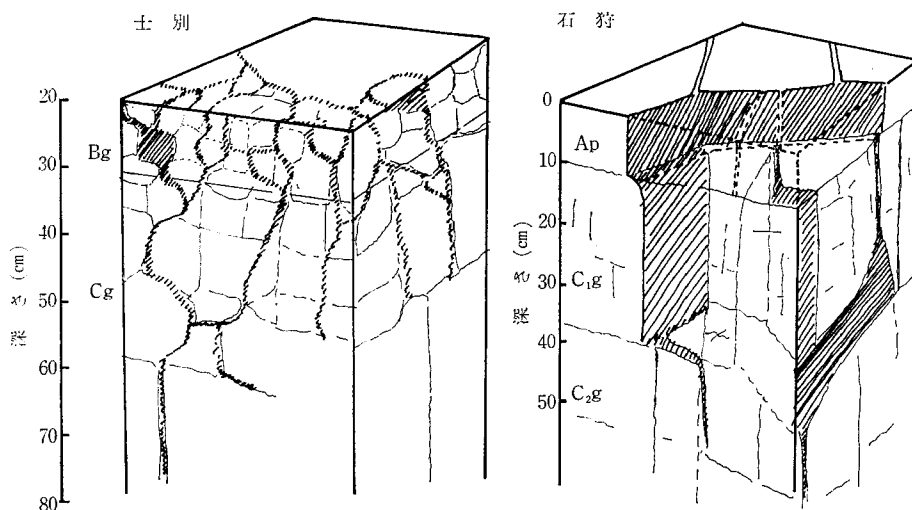
現地において 0.03% メチレンブルー溶液 100 mm をたん水浸透させ断面内の染色部位を細かく調査することによって水みちの分布状態の定量化を試みた¹²⁾。調査土壌は北海道北部の台地に発達した疑似グライ土(土別)と、石狩海岸段丘上に発達した同じく疑似グライ土(石狩)である。土別はやや湿潤な秋期に、石狩は乾燥した初夏に調査を行った。なお土別においては作土は耕起直後の膨軟状態で、メチレンブルーは均一に分布するが、ほとんど作土に吸収されてしまうので、下層の状態をみるために作土を 1~2 cm 残し上部を削除した 20 cm 以下の部分について調査した。

第 1 図は両土壌の染色状態模写図である。土別では構造表面の一部に片寄り、構造単位の大きくなる下層では垂直方向のみの染色がみられる。一方乾燥亀裂が発達した状態の石狩では浸透水が地表面から一様に亀裂面をつたわり、亀裂底部に集積したのち横流れる状態を呈する。このような染色部位は浸透水が土壌と接触する面積を表わしていると考えられ、以後これを接触面積 (CA) と呼ぶ。

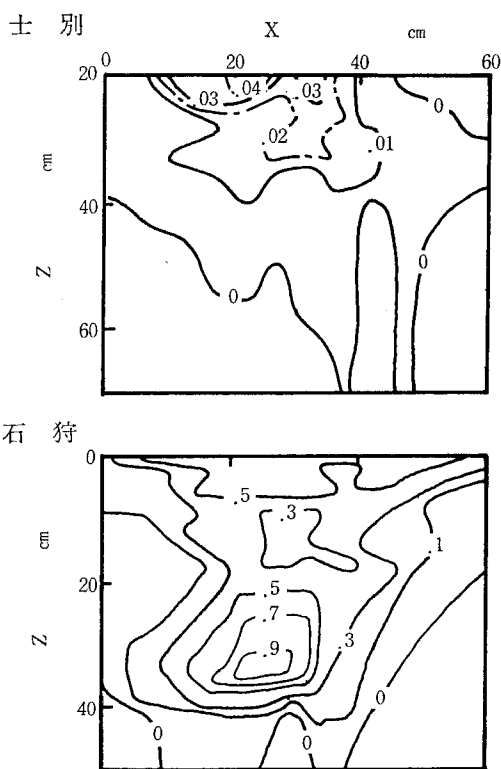
CA の調査結果を第 2 図に示す。土別では CA は下方に向かって低くなる傾向にあり、平均 $10^{-2} \text{cm}^2/\text{cm}^3$ のオーダーにあった。一方石狩のそれは深さ 40 cm まで $10^{-1} \text{cm}^2/\text{cm}^3$ のオーダーにあり、亀裂底部では $0.9 \text{cm}^2/\text{cm}^3$ 以上に達している。また CA は断面内水平方向距離との間で複合型正規分布で近似され、このピーク位置から判断しても 5~10 cm の頻度で水みちが生じていたことがわかる¹²⁾。

第 1 表は土壌調査の際に得られる平均の構造・土塊の大きさとその形態から可能接触面積 (PCA) を算出して

* 北海道大学農学部



第1図 メチレンブルーによる水みちの染色状態様模写図



第2図 接触面積 (CA: cm²/cm³) の断面内分布
X: 水平方向
Z: 垂直方向

第1表 接触面積(CA)と可能接触面積(PCA)の比較

地点	深さ cm	CA cm ² /cm ³	構造・土塊 大きさ cm	土塊 形態*	PCA** cm ² /cm ³	CA/ PCA %
土別	20—30	0.0127	5.0	P	0.80	1.6
	30—40	0.0103	5.0	P	0.80	1.3
	40—50	0.0044	7.5	P	0.53	0.8
	50—60	0.0014	10.0	P	0.40	0.3
石狩	0—10	0.5950	3.5	C	1.02	58.3
	10—20	0.2407	7.5	P	0.53	45.1
	20—30	0.2887	10.0	P	0.40	72.2
	30—40	0.3256	10.0	P	0.40	81.4
	40—50	0.0033	15.0	P	0.27	1.2

*構造・土塊の形態 P: 柱状, C: 土塊
**PCAの算出方法

形態	PCA
P	4/a
C	($\pi+4$)/2a

(Cは球・角が1:1と仮定した。aは土塊の大きさ。)

層別に平均化した CA と比較したものである。亀裂の発達した石狩では CA/PCA は50%以上の値を示し、水みちとして機能する粗孔隙が上部との連続状態に強く依存することを示している。また作土が耕起直後でかつ地

下水位が70cmであった土別では0.3~1.6%であったことを考えると、CAの変動には亀裂入口付近の凹凸、あるいは亀裂内の封入空気も関与しており、その表われ方は単純ではない。このように亀裂中の水は動きやすいが実際には極めて限られた部位にしか接触しておらず、溶存物質と固相の反応も制約されることになる。第2表は接触面上のカチオン交換容量(CCEC)を亀裂壁に粘土粒子の単層が並んでいると仮定して、外表面積を用いて試算したものである。その結果 CCEC は土別では全CECの10⁻¹、石狩でも10⁻⁵程度となり、亀裂を通して輸送されるカチオンは速やかに溶脱される可能性がある。

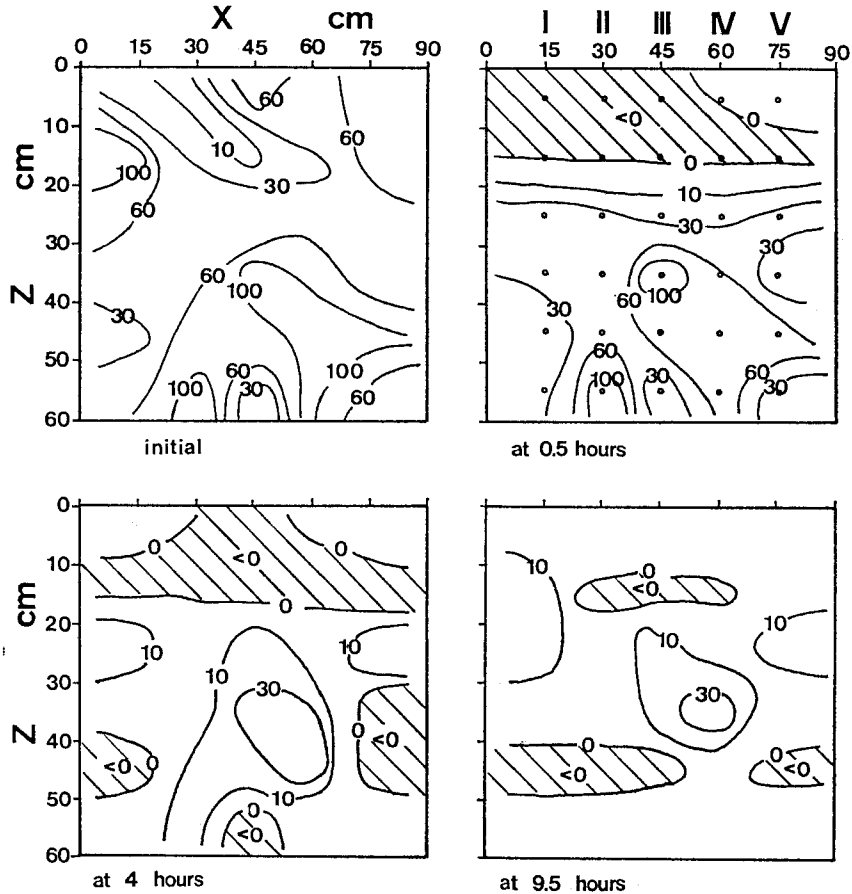
第2表 亀裂接触面における陽イオン交換容量

地 点	深 さ cm	CA*	S**	SCA***	SCA/S	CEC	CCEC****
			cm ² /cm ³				
土 別	20—40	0.011	402563	0.886	2.2×10^{-6}	0.252	5.54×10^{-7}
	40—60	0.003	392576	0.235	6.0×10^{-7}	0.267	1.60×10^{-7}
石 狩	0—10	0.595	351657	41.850	1.2×10^{-4}	0.264	3.14×10^{-5}
	10—40	0.274	512028	28.060	5.5×10^{-5}	0.234	1.28×10^{-5}
	40—50	0.003	519786	0.312	6.0×10^{-7}	0.247	1.48×10^{-7}

*CA: 接触面積 **S: 外表面積

***SCA: 亀裂接触面における外表面積 (SCA = P × S × CA P: 粘土の最大径 0.0002cm)

****CCEC: 亀裂接触面相当CEC



第3図 かん水後の水分吸引圧 (h : cm H₂O) の変化 (土別)

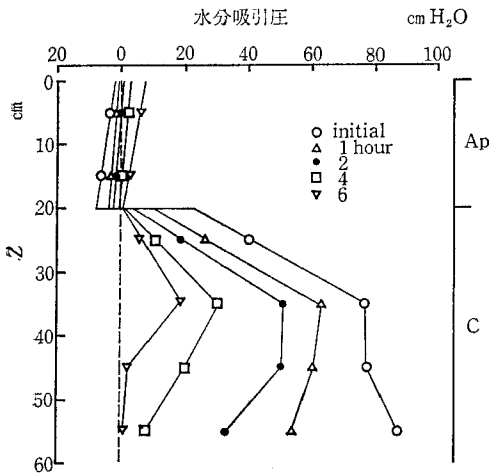
斜線部は正圧を示す。

3. 水移動の特徴

テンシオメーターを深さ 5~55 cm に 10 cm 間隔で、また水平方向に 15 cm 間隔で 5ヶ所埋設し、30 mm かん水後の2次元方向の水分変化を土別において調査した¹²⁾。

浸潤過程の水分吸引圧 (h) の変化をみると(第3図)、かん水直後作土層には正圧が生じ (h < 0)、4時間後深

さ 40~50 cm 層にも正圧が生じるが、20~40 cm 層の一部には 10~60 cmH₂O の吸引圧を示す部分が残され、浸潤が不均一に起こっていることを示している。測定中央3地点の平均値でみると、深さ 35 cm 付近に吸引圧のピークをもつ状態で水の再分配が起こっていることが明瞭である(第4図)。このことは、水平方向にある頻度をもつ水みちが作土停滞水を排出し、水みちの下限に集積した水が土塊内にとりこまれていき、結果的に浸潤か



第4図 かん水後の水分吸引圧の変化 (第3図の測定点中央3地点の平均値)

らとりのこされたようなピークが生じたと考えられる。

以上の結果をふまえてさらに亀裂を通る水移動の問題点を明らかにするために数式モデルによる検討を以下のように試みた。

4. 亀裂を含む土壌の水収支モデル

モデルは以下の3個のサブモデルを含んでいる¹³⁾。すなわち、

- 1) 作土および心土土塊中の垂直一次元浸潤
- 2) 作土滞水層から心土亀裂中への水流入
- 3) 亀裂接触面から土塊中への水平方向浸潤

である。

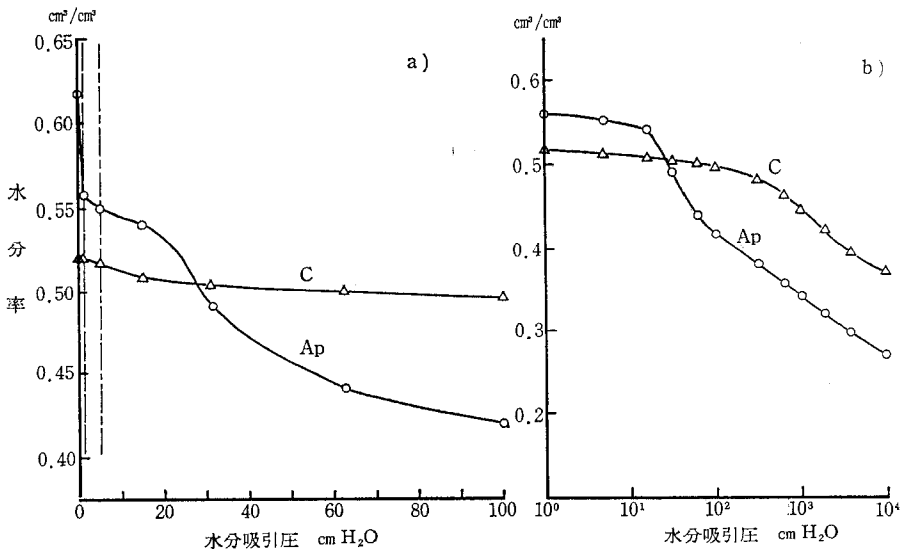
計算に用いた水分吸引圧—水分率、および吸引圧—透水系数等のパラメーターは土別のものを用いた(第5, 6図)。耕起直後の作土の孔隙状態は、土層が2 cm以下の粒団で構成されるため、 pF 1.8~2.7有効水分量は心土のそれより十分に多い。さらに作土は吸引圧0~1 cmの粗孔隙量が極めて多く、亀裂を含まないように採取した心土では粗孔隙は少なく、先に調査した水みちが心土の粗孔隙の主体であると考えられる。しかし、作土と心土の粗孔隙の形態は明らかに異なっており、作土のものは空間的均一性をもつものに対して、心土のそれは片寄りが著しく垂直方向に優先している。また作土中に正圧が観察されることから、このような比較的均一な粗孔隙に集積する水が正圧を生じさせるものと考えて、作土の飽和水分率と吸引圧1 cm水分率の間の水分量をもって正圧孔隙量と呼ぶことにする。

このような孔隙分布を反映して飽和透水系数は作土で 2.73×10^{-3} であるのに対して、心土では 9.73×10^{-6} と低い。

以上の水分物理性と孔隙形態から計算のための土層配置を第7図のように簡略化した。心土亀裂は垂直方向のみに設け、 DX cmごとに1本あるとする。これは土塊が DX cmの大きさをもつという意味でもある。

第8図には水移動の模式図を示した。これに従って以下に各ステップでの水移動の特徴と計算式を説明する。

- A. 地表面に与えられた水はまずダルシー則に従って下方へ移動する。
- B. 粒団がほぼ飽和になると粗孔隙を通る流れが優先



第5図 水分吸引圧—水分率関係(土別疑似グライ土)

a) 水分吸引圧 normal scale, b) 水分吸引圧 log scale
a)中の破線は水分吸引圧1 cm, 1点破線は水分吸引圧5 cmを示す。

するが、これも次層ではダルシー流がとってかわることができると考え、プレートモデルを併用した。この水分率は第5図を考慮して水分吸引圧 5 cm のものとした。

以上 A・B の条件での水分流は、

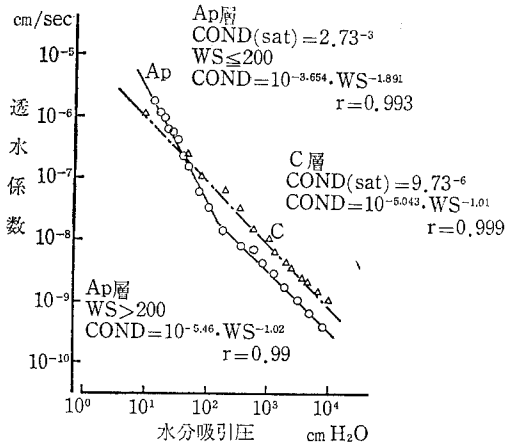
$$WC(I, J) \leq WC 5$$

$$FLOW(I, J+1) = COND * GR * DT \quad \dots\dots(1)$$

$$WC(I, J) > WC 5$$

$$FLOW(I, J+1) = (WC(I, J) - WC 5) * DZ \quad \dots\dots(2)$$

に従い、この水収支は



第6図 水分吸引圧-透水係数関係(土別疑似グライ土)

COND(sat) : 飽和透水係数
COND : 透水係数
WS : 水分吸引圧

$$WC(I+1, J) = WC(I, J) + (FLOW(I, J) - FLOW(I, J+1)) / DZ \quad \dots\dots(3)$$

である。

ただし、WC : 水分率 (cm³/cm³), WC 5 : 吸引圧 5 cm の水分率, FLOW : DT 時間あたりの流量 (cm), DZ : 単位深さ (cm), COND : 透水係数 (cm/sec), GR : 動水勾配 (cm/cm), I, J : それぞれ時間, 層の増分である。

C. 作土・心土間の低水分側での著しい透水性の違いによって、作土正圧孔隙内には停滞水が生じる。この場合の条件式は以下のとおりである。NN を作土の最終層番号とし、WC 1 を吸引圧 1 cm の水分率, WC 0 を飽和水分率とおくと、

$$WC(I+1, NN) > WC 1 \text{ で正圧が生じ,}$$

$$WC(I+1, NN) > WC 0 \text{ では余剰水を上層に配分す}$$

る。すなわち、

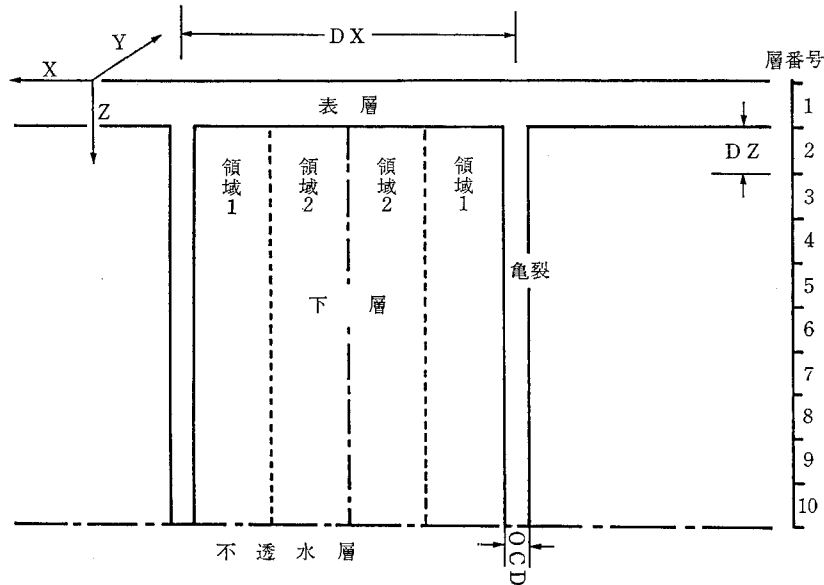
$$WC(I+1, J-1) = WC(I+1, J-1) + (WC(I+1, J) - WC 0), \quad WC(I+1, J) = WC 0 \quad \dots\dots(4)$$

とし、WC(I+1, J) < WC 0 まで(4)式を繰り返す。この過程で J=1 となった場合には、余剰水を地表面停滞水 (POND : cm) としてあつかう (第8図 C-ii)。

次に正圧孔隙内の水分量 (TAMARI : cm) と、正圧 (WS) を順次計算する。すなわち、

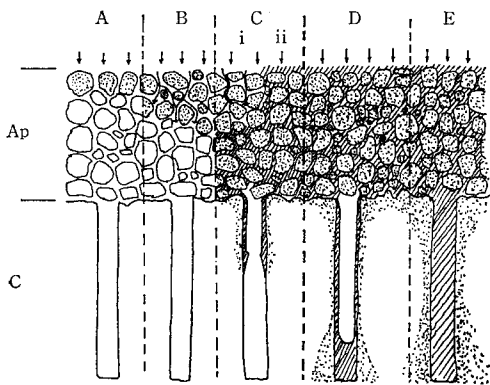
$$TAMARI(I, J) = (WC(I+1, J) - WC 1) * DZ + TAMARI(I, J-1) \quad \dots\dots(5)$$

$$WS(I+1, J) = -(TAMARI(I, J) / (WC 0 - WC 1) + POND(I)) \quad \dots\dots(6)$$



第7図 土層の配置図

DX : 亀裂間隔, DZ : 一層の厚さ, DY : 1 cm とおく, OCD : 亀裂幅
領域 1 : 亀裂面を基準として 0 ~ $\frac{DX}{4}$ cm の範囲, 領域 2 : $\frac{DX}{4}$ ~ $\frac{DX}{2}$ cm の範囲



第8図 作土・心土および心土亀裂中における水移動模式図

である。

作土に停滞水が生じるようになると、心土亀裂内へ水の流入がおこる。これはベルヌーイ則で近似した。すなわち亀裂中の流速を

$$VC = B \cdot \text{SQR}(2 \cdot 980 \cdot DH) \quad \dots\dots(7)$$

で与える。ただし、 DH ：ポテンシャル差で、 $DH = -WS(I, NN) \cdot (WC_0 - WC_1) / 3$ とおく。 B ：心土亀裂入口付近の凹凸、亀裂内の封入空気による経験定数。ここでは予備計算の結果水みちの状態に関係があると考えて $B = \sqrt{CA}$ とした。

したがって亀裂内流入水量 (FLC : cm^3) は流入幅 (LCA : cm 、亀裂接触面が垂直方向に優先すると考えて CA を与える。) と流下液膜の厚さ (W : cm) を考慮して、

$$FLC(I, NN+1) = 2 \cdot VC \cdot LCA \cdot W \cdot DT \quad \dots\dots(8)$$

となる。なお W は VC との間以下関係がある¹⁴⁾。

すなわち、

$$W = \text{SQR}(3/98000 \cdot VC) \quad \dots\dots(9)$$

である。

亀裂内への流入水は亀裂接触面を通して心土土塊内へ水平に吸収される。すなわち、

$$HABS(I, J) = CA \cdot COND \cdot GR \cdot DT \quad \dots\dots(10)$$

ただし、 $HABS$ ：土塊内水吸収量 (cm)、 CA ：単位亀裂壁面積あたり接触面積 (cm^2/cm^2) である。動水勾配 GR は亀裂壁面の吸引圧を 0 として計算される。

D. 亀裂内流入水が心土亀裂の底部に到達した場合には(10)式の動水勾配 GR は以下のように求める。まず亀裂内停滞水量 ($CKTAMARI$: cm^3) を計算して、

$$CKTAMARI(I) = CKTAMARI(I-1) + FLC(I, NN+1) \quad \dots\dots(11)$$

停滞水の深さを亀裂内にかかる水圧とした。すなわち、

$$HC(N) = CKTAMARI(I-1) / (OCD \cdot LCA) \quad \dots\dots(12)$$

ただし、 $HC(N)$ ：最下層 N の水圧 (cm)、 OCD ：亀裂の幅 (cm)

$$HC(J) = HC(N) - (N-J) \cdot DZ \quad \dots\dots(13)$$

ただし、 $HC(J)$ ： J 層での水圧 (cm) である。

したがって GR は亀裂壁面の吸引圧を $-HC(J)$ とし計算される。

また土塊内の水平浸透は、土塊を水平方向に2つの領域に分けることによって、ダルシー流で与えた(第7図)¹³⁾。

E. 亀裂内流入水速度 (FLC) は土塊内水吸収速度 ($HABS$) より十分大きいので、降雨が続く場合は地表面停滞水 ($POND$) が増え続けることになる。

5. モデルによる試算結果¹⁵⁾

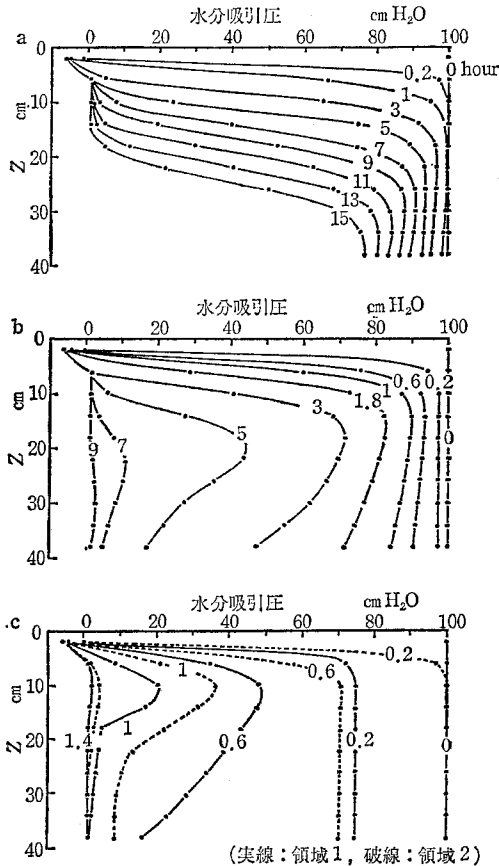
計算は心土の亀裂の効果をみることを主な目的として、作土は第1層 (4 cm) のみとし、以下2~10層 (40 cm) に心土のパラメーターを与えて行った。

第9図には亀裂の深さを40 cmまで、亀裂の間隔 DX を4 cmとし、接触面積 CA を0.001, 0.01, 0.1 cm^2/cm^2 の3段階に変化させ、降雨強度を3 cm/hour 、降雨時間を1時間として計算した結果を示す。なお初期吸引圧は100 cmとした。

$CA = 0.001 \text{ cm}^2/\text{cm}^2$ の場合には浸潤前線が明瞭にみられるが、 CA が大きくなるにつれて浸潤前線はみだれ、最下層での吸引圧の急速な低下に伴って中間部にはピークが出現する。このようなピークは前述の現地観測の傾向(第4図)をよくとらえており、このことは計算過程から次のように説明できる。すなわち、i) 上層からの垂直浸潤により浸潤前線が低下してくる、ii) 亀裂内に集積した水は亀裂底部程高い水圧をもち、亀裂から土塊内へ多く水がとりこまれ吸引圧低下がおこる、iii) i, iiの影響が小さく、吸引圧低下の遅い層がピーク層となり、あたかも浸潤からとりのこされたような分布を示す、といえる。

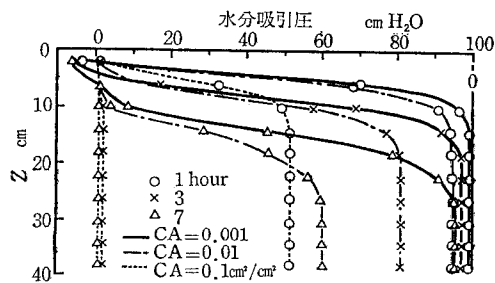
また第10図には亀裂深度を無限大にした場合の計算結果を示した。降雨は強度1 cm/hour で連続とした。その他のパラメーター、条件は第9図と同じである。その結果、亀裂内集積水ができないうちに下層での吸引圧低下がなくなる。すなわち下層2~10層全体としてみた場合の水分増加速度は亀裂が有底である場合よりも遅くなる。

以上のことから透水性の悪い土壌においては、亀裂が排水の役割りの他に下層土の水分保持にも関与しているといえ、心土破碎耕などの効果はこの点に対しても有効であると考えられる。また根が固くて緻密な土塊中より粗孔隙に多く伸長する可能性も高いことから、このような粗孔隙はさらに有効な水みちとなって根の接する土塊



第9図 水分吸引圧の時間変化に対する接触面積 (CA) の効果

a : CA=0.001 cm²/cm², b : CA=0.01 cm²/cm², c : CA=0.1 cm²/cm²
 降雨強度 : 3 cm/hour, 降雨時間 : 1hour, 亀裂深度 : 40 cm, 表層 : 4 cm



第10図 亀裂深度を無限大にした場合の水分吸引圧の時間変化

降雨強度 : 1 cm/hour, 降雨時間 : 無限大

への水のとりこみが多くなり、植物への水供給に役立つと思われる。

このように粗孔隙の早い流れを考慮することで粗孔隙のバイパス効果を具体化することが可能であると思われたが、次に実測値との関係を検討した例を示す。

6. 土別における実測値と計算値の比較¹⁵⁾

第9図の CA=0.01 cm²/cm² 条件の結果は、第4図の実測値に比較的似たものとなっていたが、実測値では心土層上部の吸引圧低下が緩慢であり、作土-心土間に封入空気の影響があって、この部位の通導面積を低下させている可能性があると考えられる。すなわち作土の正圧孔隙が水で満たされるようになると、毛管孔隙中の空気の逃げ道が閉ざされる。それと同時に上部からの毛管孔隙流によって作土-心土層の境界に微小な厚みの封入空気が生じると考え、ダルシー流の通導面積 (SA) が封入空気によって閉ざされる毛管孔隙分だけ少なくなるとした。正圧がかかって圧縮される分も考慮すると、

$$SA = (WC_0 - WC(-WS(I, NN))) / WC_0 \dots\dots(14)$$

とできる。WC₀ は作土飽和水分率、WC(-WS(I, NN)) は正圧による封入空気の圧縮分の毛管孔隙量。したがって(1)式は、

$$TAMARI(I) > 0 \text{ の時,}$$

$$FLOW(I, NN+1) = SA * COND * GR * DT \dots\dots(1)'$$

となる。

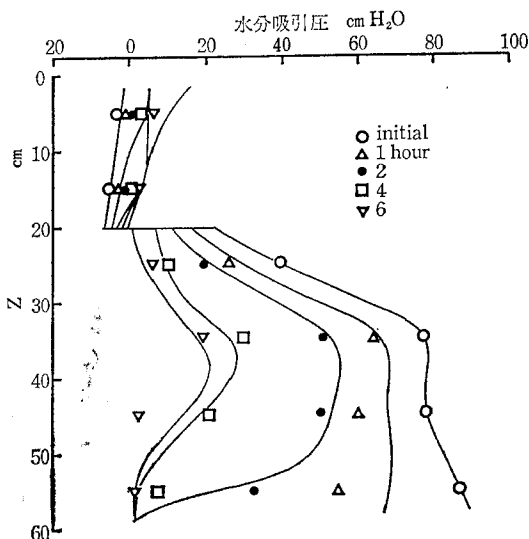
また計算にあたって以下のような検討項目があり、予備計算によって最適値を得た。

- i) 3 cm かん水後の作土 (0~20 cm) は飽水状態であったとした。
- ii) Ap 層の正圧は初期計算値の 1/3 であったのでこれに従う。
- iii) C 層 (20 cm 以下) の亀裂の状態は亀裂間隔 (DX) を 4 cm, 亀裂到達深度を N=17 (68 cm, 湧水面まで) とし、以下を不透水層とする。
- iv) 接触面積 (CA) 分布は 20~28 cm (J=6.7) で 0.014 cm²/cm², それ以下の層には 0.01 cm²/cm² を与えた。
- v) 亀裂内へ流入した水は不透水層上へ集積するとし、この場合には構造面全体が水で覆われるとして CA=1 cm²/cm² を与えた。

以上の仮定のもとでの計算値と実測値は比較的よく一致しており (第11図), 重粘性土壌の水分挙動の特徴が水みちと停滞水層にあることを示している。

7. 本モデルの問題点

シミュレーションモデルは実測結果をおぎない、問題点を明らかにする意味では重要な手法であるが、問題点を数式として単純化する時に研究者の意図が強くて、実測値に一致させようとする余りに汎用性が失われることがしばしばある。本モデルでは亀裂の内容を接触面積の大きさに単純化した点は有効と思うが、亀裂への流れこみ、その際の経験定数 B ((7)式) 等よくわからないものが多い。また水位-排水の関係をモデルに組み込む等といったことも必要であろう。今後 Rate 型モデルにこだわらずに確率統計モデルも含めて検討していきたい。



第11図 水分吸引圧実測値 (シンボル) と計算値 (実線) の比較

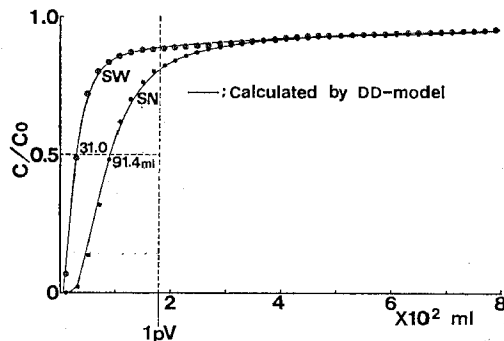
CA 分布: 20~28 cm に $0.014 \text{ cm}^2/\text{cm}^2$,
以下 $0.01 \text{ cm}^2/\text{cm}^2$ とした。
不透水層の深さ: 68 cm

8. 栄養塩の挙動に対する粒団の source-sink 効果

以上のような水移動の調査結果から、粒団内の細孔隙と粒団間粗孔隙の間の物質移動に大きな違いがあることは明らかであり、イオンの動態を考える時、移動の主要な場である粗孔隙に対して粒団は source-sink 的な働きをすると考えられる。そこで乾燥亀裂を含む不攪乱カラムによる Cl^- の流出実験を行い、粒団間粗孔隙と粒団内細孔隙の役割りについて検討した結果を以下に述べる。

供試カラムの性状は第3表のとおりである。孔隙量は土塊内に 150.17 cm^3 、粒団間に 31.3 cm^3 である。

流出実験の処理は第4表に示すように、全孔隙を飽和した条件、粗孔隙を重力排水した条件にするために、初期飽和溶液として 0.2 N-KNO_3 、あるいは脱塩水を用いて調整し、その後 0.2 N-KCl で置換する。ただし各処理に用いたカラムは同一のもので1回の処理が終ると



第12図 全孔隙飽和系 (S) の流出曲線と DD-モデルの計算結果

SN: $\text{KNO}_3 \rightarrow \text{KCl}$, SW: $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{KCl}$

第3表 供試土壌* カラムの特性値

底面積	AR	cm^2	49.22
カラム長	L	cm	6.00
土塊重	G	g	295.30
土塊全容積	VT	cm^3	295.10
固相容積	VS	cm^3	113.61
真比重	d	g/cm^3	2.60
仮比重	bd	g/cm^3	1.00
孔隙量	土塊内	cm^3	150.17 (82.7%)
	土塊外	cm^3	31.32 (17.3%)
平均 Darcy 流速	v_d	cm/hour	1.09
全体	IpV		181.49

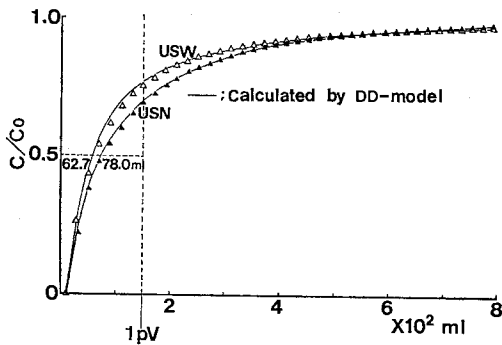
* 江別グライ低地土 C層

に次の飽和溶液により洗浄する。なお塩濃度に 0.2 N を選んだのはアニオン排除の影響をほぼ無視できると考えたからである。

第12図に全孔隙飽和の流出曲線を、第13図には粗孔隙不飽和のものを示した。この曲線の特徴はまず一般に流出曲線のめやすとされる $C/C_0=0.5$ の流出液量が1孔隙容量 ($1 pV$) にほぼ一致するという関係が大きくくずれている点である。特に全孔隙飽和系では初期水飽和の $C/C_0=0.5$ の液量は 31 ml であり、粒団間の粗孔隙量程度でしかなかった。もう一つの特徴は立ち上りの急な流出に対して、流出後期に著しい tailing を示すことであ

第4表 流出実験の処理条件

略号	水分状態	初期飽和溶液	交換溶液	流速 (ml/hour)
SN	全孔隙飽和	0.2 N-KNO_3	0.2 N-KCl	49.0 (1.09cm/hour)
SW		H_2O		
USN	粗孔隙不飽和	0.2 N-KNO_3	0.2 N-KCl	49.0 (1.09cm/hour)
USW		H_2O		



第13図 粗孔隙不飽和系 (US) の流出曲線と DD-モデルの計算結果
USN : $\text{KNO}_3 \rightarrow \text{KCl}$, USW : $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{KCl}$

る。これは粒団の source-sink 効果によっておこると考えることができる。

一般に土粒子との反応性に乏しいイオンの土壌中での移動を記述する式は(15)式のように示される。

すなわち、

$$\partial \theta C / \partial t = \partial (\theta D \partial C / \partial Z) / \partial Z - \theta v \partial C / \partial Z \quad \dots\dots(15)$$

であり、 C : 濃度 (me/cm^3), θ : 水分率 (cm^3/cm^3), t : 時間 (sec), D : みかけの分散係数 (cm^2/sec), Z : 距離 (cm), v : 孔隙流速 (cm/sec) である。LAPIDUS and AMUNDSON⁽¹⁶⁾ は(15)式の解を(16)式のように示している。すなわち、

$$C/C_0 = 0.5 [\text{erfc}\{(L-vt)/\sqrt{4Dt}\} + \exp(vL/D) \text{erfc}\{(L+vt)/\sqrt{4Dt}\}] \quad \dots\dots(16)$$

である。ここで erfc : 誤差関数 ($1-\text{erf}$) であり、 $\text{erf}(Z) = 2/\sqrt{\pi} \int_0^Z \exp(-Z^2) dZ$ である。

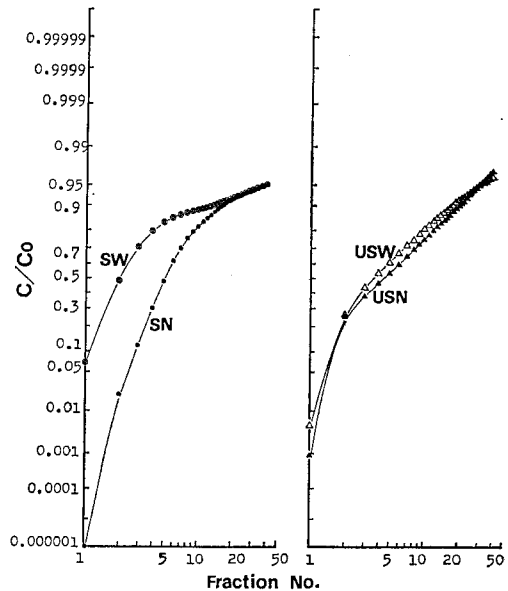
流出曲線が(16)式に適合する時、対数-正規確率紙上で流出液量 (孔隙単位) と流出液濃度の関係は直線になる⁽¹⁷⁾。ここではこのモデルをDモデルと呼ぶことにする。

第12, 13図の結果をフラクシオン数との関係で対数-正規確率紙上にプロットすると、いずれも直線関係になく終期の傾きがゆるやかになっている (第14図)。そのため(16)式から $vt=L$ を代入して導いた分散係数 ((17)式) を用いて(16)式によって計算を行った結果は第15図のように実測値との一致は得られない。

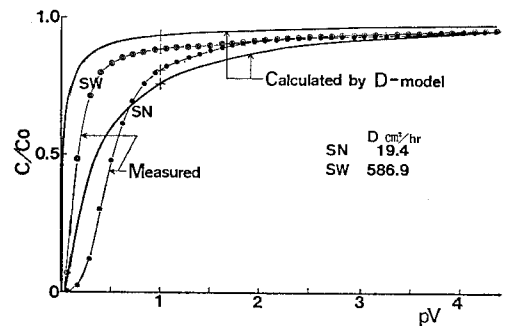
$$D = vL/4\pi S^2 \quad \dots\dots(17)$$

ただし、 S : 流出液量 1 pV の流出曲線の勾配。

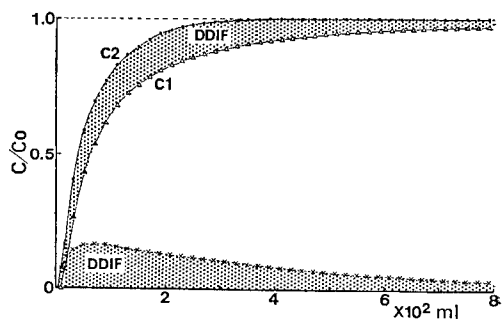
したがって本実験結果の解析には孔隙の分布状態を考慮することが必要であるといえる。すなわち先に述べた流出曲線の形態の特徴から第16図のようにアニオンの流出に対しての mobile 孔隙と stagnant 孔隙の2つに分ける。mobile 孔隙ではアニオンの直接流出 (C2) があり、流出期間中には mobile 孔隙と stagnant 孔隙の間



第14図 流出曲線の対数-正規確率関係



第15図 全孔隙飽和系 (S) の流出曲線と D-モデルの計算結果



第16図 流出曲線の解析例

- C1 : 実測流出曲線
- DDIF : mobile-stagnant 拡散移動量
- C2 : mobile 孔隙直接流出 $C_2 = C_1 + \text{DDIF}$

の濃度勾配による拡散移動 $DDIF$ がおこる。 C_2 を D モデルで近似すると $DDIF$ は C_2 と C_1 (実測流出曲線) の差として得ることができる。すなわち $DDIF$ は以下のように書ける。

$$DDIF=C_2-C_1 \quad \dots\dots(18)$$

$$DDIF=AL \cdot (CM-CIM) \cdot DT \cdot 1 \rho V/DU \quad \dots\dots(19)$$

ここで, CM : mobile 孔隙中比濃度, CIM : stagnant 孔隙中比濃度, ただし

$$CIM=DIF \cdot DU/SV \quad \dots\dots(20)$$

であり, DIF : 積算拡散移動量, DU : フラクション液量 (cm^3), SV : stagnant 孔隙量 (cm^3), AL : みかけの拡散移動係数 (hour^{-1}), DT : フラクション時間 (hour) である。

(18), (19), (20)式を変形すると,

$$AL=SV/(CA-B \cdot SV) \quad \dots\dots(21)$$

が得られる。ただし A, B は,

$$A=1 \rho V \cdot DT \cdot (C_2^j - C_1^j) / \{(C_1^{j+1} - C_1^j) - (C_2^{j+1} - C_2^j)\}$$

$$B=1 \rho V \cdot DT \cdot (CM^{j+1} - CM^j) / \{(C_1^{j+1} - C_1^j) - (C_2^{j+1} - C_2^j)\} \cdot DU$$

となる。 j はフラクション数の増分である。

AL は $C_2=1$ と仮定できる流出後期の tailing 部分 10点から得た値の平均値として解析に用いた。

以上の解析過程のフローチャートを第17図に示した。まずみかけの mobile 孔隙量 (MV) を $C/C_0=0.5$ に相当する液量とおき, アニオン排除量 (mobile 孔隙中; EM , stagnant 孔隙中; ES) は 0 とおくと, アニオンの流速 (v_m : cm/sec) は次式で得られる。

$$v_m(I)=v_a \cdot TV/(MV(I)+EM(I)) \quad \dots\dots(22)$$

ただし, v_a : ダルシー流 (cm/sec), TV : カラム全容積 (cm^3), I : 計算の繰り返し回数である。

stagnant 孔隙量は次式で得る。

$$SV(I)=1 \rho V - MV(I) - EM(I) - ES(I) \quad \dots\dots(23)$$

1 回目の繰り返し計算の分散係数 ($D(1)$) は(17)式によって得, この $D(1)$ を用いて D モデル (16)式 からカラム中点における濃度変化を $CM(J)$ として計算する。 $C_2(J)=1$ と仮定できる tailing 部分から(22)式によって $AL(I)$ を得, $CIM(1)=0$ として(19)式か(18)式によって $DDIF(J)$ が得られる。これと実測値 $C_1(J)$ から(18)式により $C_2(J)$ が求まる。ここで, $C_2(J)>1$ となる場合には $DDIF(J)$ を過大評価しているとしてこの部分を stagnant 孔隙中アニオン排除量 ($ES(I+1)$) と仮定する。すなわち $C_2(J)=1$ の点を JJ とおくと,

$$J>JJ \quad DES(J)=(C_2(J)-1) \cdot DU$$

$$ES(I+1)=ES(I)+DES(J) \quad \dots\dots(24)$$

である。一方 $C_2(J) \leq 1$ となる部分から $MV(I+1)$ が得られる。すなわち,

$$J \leq JJ \quad DMV(J)=(1-C_2(J)) \cdot DU$$

$$MV(I+1)=MV(I)+DMV(J) \quad \dots\dots(25)$$

である。さらに $MV(I+1)<MV(I)$ となる場合には, これを mobile 孔隙中アニオン排除量 ($EM(I+1)$) とする。すなわち,

$$MV(I+1)<MV(I)$$

$$EM(I+1)=MV(I)-MV(I+1) \quad \dots\dots(26)$$

最後に $C_2(J)$ と mobile 孔隙量単位の流出液量 ($MPV(J)$: $MPV(J)=DU \cdot J/(MV(J)+EM(I))$) の対数—正規確率紙上の関係を次式で求める。すなわち,

$$\text{inverf}(2 \cdot C_2(J)-1)=AA+BB \cdot \ln(MPV(J)) \quad \dots\dots(27)$$

ただし, inverf は erf の逆関数。また(27)式における相関係数 (R) も求める。

1 回目の計算は無条件に 2 回目の計算のため上へもどる。2 回目以降の $D(I)$ は ROSE and PASSIOURA¹⁷⁾ の経験式 (28)式) から求めた。

$$D(I)=v_m(I) \cdot L/BBB \quad \dots\dots(28)$$

ここで BBB は(28)式の傾き BB によって次式から決まる。すなわち,

$$\log BBB=0.1139 \cdot (\log BB)^3 - 0.3504 \cdot (\log BB)^2 + 2.3623 \cdot (\log BB) + 0.4732$$

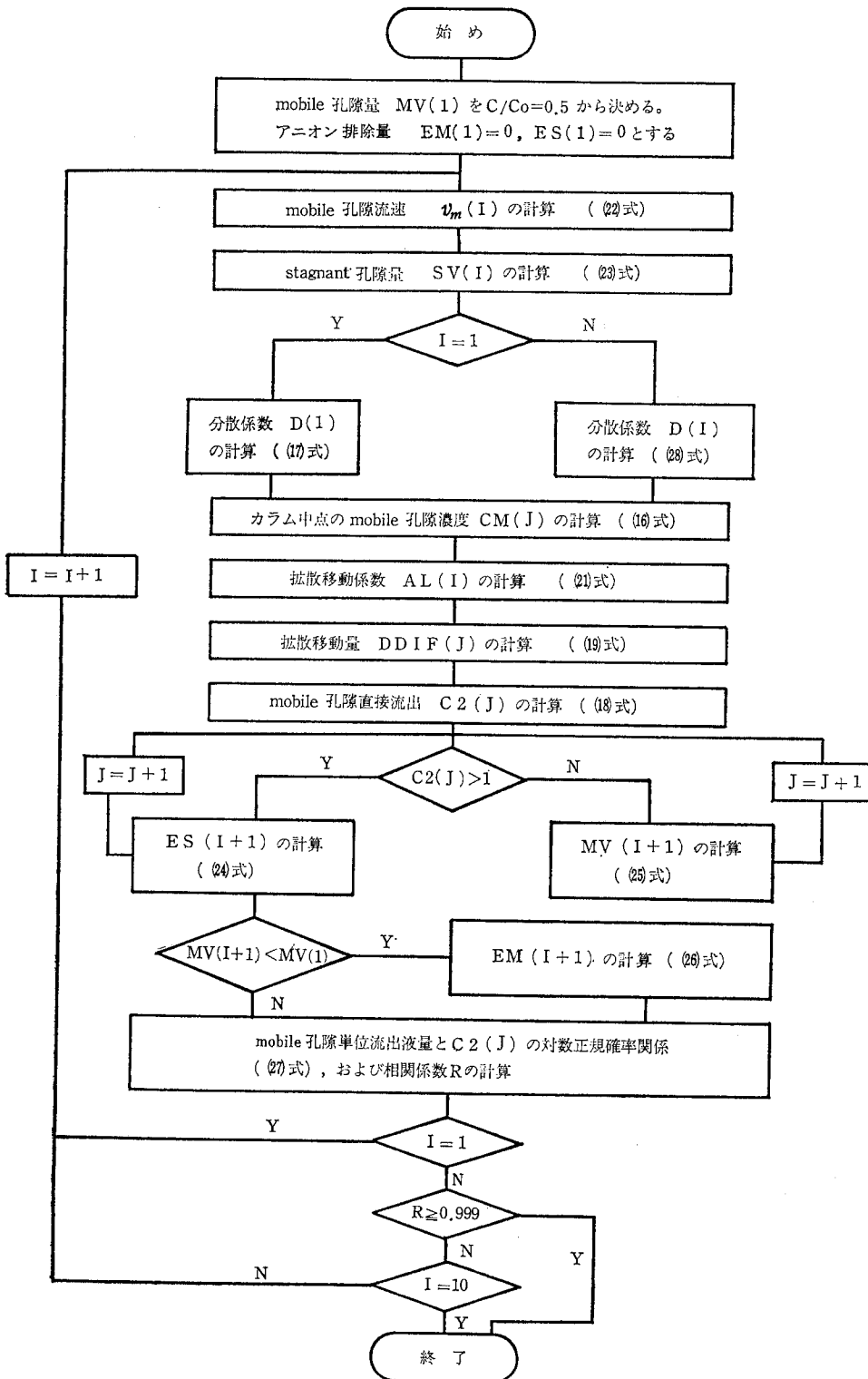
である。

以降の計算は前述と同様である。なお終了条件は第17図のとおりである。

以上の解析の結果 (第5表) は, いずれの処理も(27)式の関係での高い直線性を示しており, この解析に用いた仮定がほぼ妥当であったと考えられる。なお第12, 13図の実線はこの解析で得られた D, AL, MV, SV, EM および ES を用いて(16), (18), (19)式を基礎とした DD モデルによって計算した結果であるが, 実測値とよく一致させることができた。

第18図は解析から得られた孔隙割合を示したものである。mobile 孔隙割合は初期脱塩水処理の場合に低く, 特に粗孔隙が飽和された処理では mobile 孔隙は粗孔隙部分に限られ, stagnant 孔隙のアニオン排除孔隙割合が高まる。一方初期 KNO_3 処理では mobile 孔隙, stagnant 孔隙の割合は 1:1 であり, アニオン排除孔隙は算出されなかった。

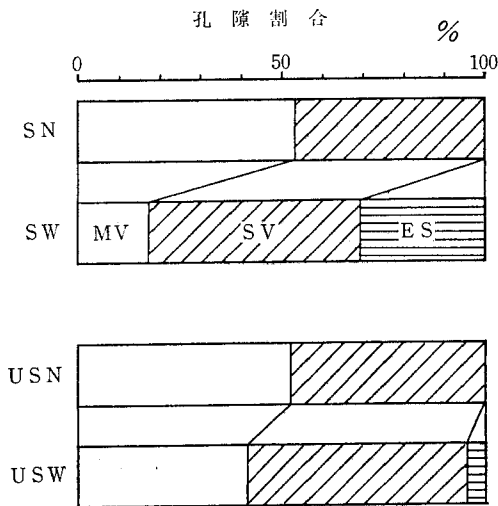
以上の孔隙の役割り変化には孔隙中に保持されている溶液の濃度による土粒子の荷電状態の変化が関与していることも考えられる。すなわち土粒子がもつ拡散二重層は外液濃度が低い場合には広がっている。この時, 孔隙径の狭い部分に拡散二重層の重複がおこって塩ろ過がおこることになる。この詳細は BRESLER¹⁸⁾, 佐久間ら¹⁹⁾によって示されているが, ここでは操作的に分けられた孔隙の役割り変化を模式的に説明する。



第17図 C/C0 解析フローチャート

第5表 mobile 孔隙直接流出 ($C_2=C_1+DDIF$) の特性値

処 理	MV* ¹ cm ³	v_m * ² cm/hour	D* ³ cm ² /hour	inverf(2·C ₂ -1) = AA+BB·ln(MPV)* ⁴		R* ⁵	
				AA	BB		
飽和系	NO ₃ ⁻ -Cl ⁻	97.22	3.02	4.89	0.223	1.080	0.999
	H ₂ O-Cl ⁻	31.32	9.39	23.23	0.266	0.846	0.996
不飽和系	NO ₃ ⁻ -Cl ⁻	78.39	3.75	27.27	0.402	0.587	0.999
	H ₂ O-Cl ⁻	62.39	4.73	19.02	0.315	0.751	0.995

*¹ MV : mobile 孔隙量*² v_m : mobile 孔隙中アニオン流速*³ D : 分散係数*⁴ 本文の式参照*⁵ R : 相関係数

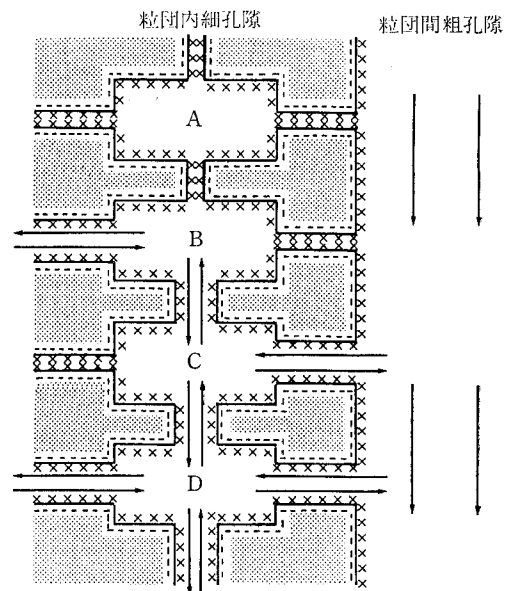
第18図 流出曲線の解析による孔隙割合

MV : mobile 孔隙

SV : stagnant 孔隙

ES : stagnant 孔隙中アニオン排除孔隙

粒団内の細孔隙は比較的大きな孔隙と極めて微細な孔隙がいろいろな頻度でつながりあっていいると考えられる。第19図はこのつながりを模式的に示したものである。すなわち粒団間の粗孔隙は塩ろ過効果をうけずにアニオンの自由な移動がおこるが、粒団内の比較的大きな孔隙の出入口のすべての孔隙に塩ろ過効果が働く場合(A)には、アニオンの移動から完全に取り残された孔隙(dead-end-pore)になると考えられる。これに対して(B)では粗孔隙からの直接の分散効果はないが、(C)のような粗孔隙から分散でとりこまれる孔隙からの拡散で移動に関与するようになる。したがって(B)のような状態の孔隙形態がいわゆる stagnant 孔隙の主体であると考えられ、(C)の場合にはアニオンは分散・拡散で粗孔隙からは入りこみやすいが、(B)と同様の dead-end-pore の要素ももっており、mobile 孔隙と stagnant 孔隙の中間的性格の孔隙形態であるといえる。一方(D)の状態は粒団内の



×××××× アニオン排除領域
 ←→ アニオンの移動が可能な領域

第19図 塩ろ過効果の模式図

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出入できる孔隙

mobile 孔隙としての役割りをもつと考えられる。

このように考えると粗孔隙が初期脱塩水で飽和されている状態では、流出初期の分散は自由水の多い粗孔隙側に片寄り、粒団内の塩ろ過効果も手伝って引き続きおこるコンベクションは粗孔隙に限られたと考えられ、一方粗孔隙不飽和の場合には粗孔隙への分散がなく、アニオンは粒団内の mobile 孔隙を移動せざるを得ないために必然的に粒団内の濃度が高まり、塩ろ過効果の発現もおさえられたと考えられる。初期 0.2N-KNO₃ 飽和したものは塩ろ過効果の制約もなく、その孔隙径による透水

性に対応した mobile-stagnant 領域が現われたといえる。

しかし先にも述べたように本解析法があくまでも操作的に平均値を得るものであったことを考えると、粗粒団内部の刻々変化する塩濃度とそれに対応するであろう物質移動の場の変化の内容を明らかにするためには、粒団内孔隙の形態に言及しなければならぬ。微細孔隙の形態を観察し、統計的に処理し、これに塩ろ過の理論モデルを適用することで、このような土壌の物質移動をもうすこし明らかにすることができるとと思われる。

9. あとがき

これまで根群域における物質移動の研究の多くが、土壌を水平方向に均一であると仮定した垂直一次元モデルでなされてきた。しかし以上みてきたように重粘土の多くは心土に粗大で緻密な構造をもち、粒団間の粗孔隙と粒団内の細孔隙の間の孔隙の不連続性が、物質移動を不均一にし、多次元モデルの適用が必要である。さらに水移動の場が限られる時には栄養塩の挙動におよぼす土粒子の影響は必然的に小さくなり、これは特にアニオンについて塩濃度との関係で塩ろ過効果が発現し、土壌のかんりの孔隙が移動になら影響しないものであると推察されてきた。現実的なモデルを探求していくためには以上のような現象をいかに単純化して組み込むかが必要であるが、それにもまして現地において正確なデータを蒐集することが重要である。しかし対象が「不均一性」であるだけに、栄養塩の挙動をどこまで定量的に把握できているかが不明であり、今後実験方法の検討も必要である。

最後に発表の機会を与えていただいた、土壌物理研究会事務局各位に感謝の意を表します。また発表に際して御指導いただいた北海道大学農学部土壌学講座の岡島秀夫教授、並びに佐久間敏雄助教には心から謝意を表します。

文 献

- 1) NIMAH, M.N. and HANKS, R.J.: Model for Estimating Soil Water, Plant and Atmospheric Interrelations. I, Description and Sensitivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37**, 522—527 (1973)
- 2) 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)
- 3) NIMAH, M.N. and HANKS, R.J.: Model for Estimating Soil Water, Plant and Atmospheric Interrelations. II. Field Test of Model. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37**, 528—532 (1973)
- 4) KISSEL, D.E., RITCHIE, J.T. and BURNETT, E.: Chloride Movement in Undisturbed Swelling Clay *Soil. ibid.*, **37**, 21—24 (1973)
- 5) QUISENBERRY, V.L. and PHILLIPS, R.E.: Percolation of Surface-applied Water in the Field. *ibid.*, **40**, 484—489 (1976)
- 6) BOUMA, J. and DEKKER, C.W.: A Case Study on Infiltration into Dry Clay Soil. I, Morphological Observations. *Geoderma*, **20**, 27—40 (1978)
- 7) EDWARDS, W.M., VAN DER PLOEG, R.R. and EHLERS, W.: A Numerical Study of the Effects of Noncapillary-Sized Pores upon Infiltrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **43**, 851—856 (1979)
- 8) HOOGMAN, W.B. and BOUMA, J.: A Simulation Model for Predicting Infiltration into Cracked Clay Soil. *ibid.*, **44**, 458—461 (1980)
- 9) BEVEN, K. and GERMANN, P.: Water Flow in Soil Macropores. II, A Combined Flow Model. *J. Soil Sci.*, **32**, 15—29 (1981)
- 10) PASSIOURA, J.B.: Hydrodynamic Dispersion in Aggregated Media. *Soil Sci.*, **111**, 339—344 (1971)
- 11) GAUDET, J.P., JEGAT, H., VACHAUD, G. and WIERENGA, P.J.: Solute Transfer, with Exchange between Mobile and Stagnant Water, through Unsaturated Sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **41**, 665—671 (1977)
- 12) 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)
- 13) 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. 土肥誌投稿中
- 14) 城塚 正・平田 彰・村上昭彦: 化学技術者のための移動速度論. 43—44, オーム社, 東京 (1966)
- 15) 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. 土肥誌投稿中
- 16) LAPIDUS, L. and AMUNDSON, N.R.: Mathematics of Adsorption in Beds: VI. The Effect of Longitudinal Diffusion in Ion Exchange and Chromatographic Columns. *J. Phys. Chem.*, **56**, 984—988 (1952)
- 17) ROSE, D.A. and PASSIOURA, J.B.: The Analysis of Experiments on Hydrodynamic Dispersion. *Soil Sci.*, **111**, 252—257 (1971)
- 18) BRESLER, E.: Anion Exclusion and Coupling Effects in Nonsteady Transport through Unsaturated Soils: I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **37**, 663—669 (1973)

- 19) 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）

質疑応答

東山（山形大） 色々な仮定をおいているようだが、亀裂壁面の CEC の推定はどのようにして行なったか。

波多野 亀裂壁接触面に粘土粒子が単層で並んでいると仮定し、単位体積あたり外表面積から接触面上の粘土粒子単層（最大 0.0002 cm）の外表面積を単純に比例計算で求め、CEC が外表面積に依存しているという仮定のもとで、接触面積上の CEC を計算した（第 2 表下注参照）。

久保田（中国農試） 今、報告されたような大型の構造体の表面積を測る方法として、Payne が以前に報告したもので、pF 水分特性曲線の極低 pF 域での求め方がある。

低水分域で吸引圧を 1 cm あげては出てくる水の量を測るというようにしていねいにあたっていく。吸引圧を 1 cm 上げるということは、つまり仕事をしていることになる。その仕事は何に使われるのかというと、等温条件下だと、水の表面の拡大に使われたことになる。つまり pF 特性曲線における積分値（仕事）と水の表面張力の 2 つの値から、大型構造や団粒の表面積が求められる。ぜひ検討していただきたい。

地下水中の物質移動

藤 縄 克 之*

Mass Transport in Groundwater

Katsuyuki FUJINAWA

The National Research Institute of Agricultural Engineering

I はじめに

地下水における物質移動の研究は土壌物理学、土壌化学、水文地質学、水理学などの境界領域に属し、その対象物質には塩分、栄養塩類、重金属、合成有機化合物、病原性微生物、放射性物質など、研究目的によって実に様々な物質が含まれる。これらの物質は飽和・不飽和帯を含む土壌-地下水において種々の物理的作用や化学的作用、あるいは生物学的作用を受ける¹⁾。従って飽和・不飽和帯中における物質の挙動は極めて複雑なものとなり、まだ定量化ができない現象も少なくない。そこで以下においては、扱う領域を地下水中に限定し、定量化が可能な物理的、化学的現象の一部について考察する。そして最後に野外における実測データをもとに、今後の問題点の所在を探ってみる。

II 地下水における物質移動の基礎理論

地下水における物質の移動に最も大きな影響を与えるものに地下水の流れがある。この流れを大きく分けるとポテンシャル差による強制対流（移流とも呼ばれる）と濃度や温度などの不均一分布による密度差によって生じる自然対流がある。この地下水の流れはダルシーの法則によって与えられる運動方程式

$$\mathbf{q} = n\mathbf{v} = -\frac{k}{\mu}(\nabla P + \rho\mathbf{g}\nabla Z) \quad \dots\dots(1)$$

と、地層および流体を非圧縮性と考えることにより得られる流体の連続式

$$\nabla \cdot \mathbf{q} = 0 \quad \dots\dots(2)$$

によって記述できる。ここに \mathbf{q} [LT⁻¹], \mathbf{v} [LT⁻¹], n [1], k [L²], P [ML⁻¹T⁻²], ρ [ML⁻³], \mathbf{g} [LT⁻²], μ [ML⁻¹T⁻¹], Z [L] はそれぞれ、みかけの地下水流速ベクトル、真流速ベクトル、間隙率、透過係数、圧力、流体の密度、重力加速度、粘性係数、鉛直上向き座標軸である。

一方、地下水におけるマイクロな水の流れを観察すると、間隙中の水分子の流動速度および流動方向は微細な

土粒子間隙の形状によって大きな制限を受け、流線は平均流動方向に対して空間的に変動する。このようなマイクロな流速の変動によって生じる溶質の拡散は機構的分散と呼ばれる。また地下水が流動していない場合でも溶質の濃度勾配によって溶質の拡散がおこる。このような拡散は分子拡散と呼ばれるが、一般に機構的分散に比べて小さいため、無視できる場合が多い²⁾。今物質の質量濃度を C [ML⁻³] とすると、質量保存の法則により

$$\nabla \cdot (D\nabla C) - \mathbf{v} \cdot \nabla C = \frac{\partial C}{\partial t} + \sum_k \frac{R_k}{n} \quad \dots\dots(3)$$

が得られる³⁾。ここに D [L²T⁻¹] は分子拡散係数とトートシティを乗じたものに機構的分散係数を加えた水力学分散係数で、2階のテンソルである。また R_k は地下水において吸着や沈澱などの化学反応にあずかった量である。

さて地下水で土粒子に吸着されたり、あるいは沈澱などにより形態変化を受ける物質は非保存系物質と呼ばれており、化学反応を記述する方程式として各種の吸着等温式が提案されている⁴⁾⁵⁾。このうち最も代表的な吸着等温式は次式で表わされる線形・平衡式

$$s = K_1 C \quad \dots\dots(4)$$

と、線形・非平衡式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = K_2(C - Ms) \quad \dots\dots(5)$$

である。ここに s [1] は乾燥多孔質体単位重量当りの吸着量あるいは沈澱量、また K_1 [M⁻¹L³], K_2 [M⁻¹T⁻¹L³], M [ML⁻³] は反応定数である。なお地下水において溶質が単位時間に吸着あるいは離脱する量 R/n は(4)式より、

$$\frac{R}{n} = \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\rho_b}{n} \frac{\partial s}{\partial t} = k_1 \frac{\partial C}{\partial t} \quad \dots\dots(6)$$

あるいは(5)式より

$$\frac{R}{n} = \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\rho_b}{n} \frac{\partial s}{\partial t} = k_2(C - Ms) \quad \dots\dots(7)$$

で表わされる。ここに S は吸着量を液相の濃度と同一の

* 農業土木試験場

単位で表わしたもので、また $\rho_b [ML^{-3}]$ は多孔質体の仮比重である。また $k_1 = K_1 \rho_b / n$, $k_2 = K_2 \rho_b / n$, $m = nM / \rho_b$ である。実際の化学反応は帯水層を構成する粘土鉱物などの結晶構造と化学組成、溶液の pH, 温度, あるいは共存イオンの有無などの複雑な要因によって影響されるため、厳密な定式化は困難であるが、一般に(4)式や(5)式に準ずる形の吸着等温式が解析によく用いられる。また Cameron 等は化学物質によっては土層構成物質の一部、例えば有機物とは非常に早く反応し、粘土鉱物など他の構成物質とはゆっくり反応することに着目し、(4)式と(5)式を結合した平衡・非平衡併用式

$$\frac{\partial s}{\partial t} = K_1 \frac{\partial C}{\partial t} + K_2 (C - Ms) \quad \dots\dots(8)$$

が重金属、富栄養塩類、殺虫剤などの吸着によく適合することを示している⁶⁾。なお(4)式は平衡式で、化学反応が瞬時に行われることを意味しており、 $t = (1 + k_1)T$ とおくと $C(x, T)$ は解析的に化学反応がない場合と同様に取り扱える。すなわち物質輸送の速度は吸着がない場合の $1/(1 + k_1)$ に減衰する。このため $(1 + k_1)$ は減衰係数と呼ばれている⁷⁾。そこで以下において、移流と分散からなる物理的作用と、主として(5)式で表わされる化学的作用を受ける地下水中の物質移動について考察することにする。

さて地下水流速が一様な次元飽和土層中において

$$C(x, 0) = 0 \quad x \geq 0$$

$$S(x, 0) = 0 \quad x \geq 0$$

なる初期条件、および

$$C(0, t) = C_0 \quad t > 0$$

$$\lim_{x \rightarrow \infty} C(x, t) = 0 \quad t > 0$$

なる境界条件をもとに、(7)式で与えられる非平衡吸着反応を含む基礎方程式(3)を解くと、解は次式で与えられる^{6), 8)}。

$$\frac{C}{C_0} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \exp\left(\frac{vx}{2D}\right) \int_{x/2\sqrt{Dt}}^{\infty} \exp\left(-\xi^2 - \frac{v^2 x^2}{16D^2 \xi^2}\right) J\left\{\frac{k_2 x^2}{4D\xi^2}, k_2 m\left(t - \frac{x^2}{4D\xi^2}\right)\right\} d\xi \quad \dots\dots(9)$$

$$S = k_2 \int_0^t C(x, \tau) \exp\{-k_2 m(t - \tau)\} d\tau \quad \dots\dots(10)$$

ここに、

$$J(y, \eta) = 1 - e^{-\eta} \int_0^y e^{-\lambda} I_0(2\sqrt{\eta\lambda}) d\lambda \quad \dots\dots(11)$$

で J 関数と呼ばれており、Goldstein は J 関数の基本的性質を明らかにしている⁹⁾。なお(11)式の I_0 は 0 次の第 1 種変形ベッセル関数である。しかし解析解(9)そのものを直接評価することは困難なので、ここでは条件つきで(9)式を展開することにより、それぞれのパラメータが地下水中の物質移動に与える影響を調べる。また最後に濃度分布に起因する密度差によって自然対流が発生する場合

の物質移動について考察する。

III 解析例

1. 移流のみによる物質移動

物質が平均地下水流速によって移動する場合で、通常ピストン・フローと呼ばれている。この場合、化学反応は伴わないから(7)式の k_2 はゼロであり、また(3)式の分散係数 D もゼロである。従って次元土層中の溶液中の濃度は

$$\frac{C}{C_0} = H\left(t - \frac{x}{v}\right) \quad \dots\dots(12)$$

で表わされ、また吸着量 S はゼロとなる。ここに H はヘビサイドのステップ関数である。図-1 は物質移動が移流のみに影響される場合の土層溶液中の相対濃度分布を示したものである。

2. 移流と分散による物質移動

この例は移流による物質移動に、さらに分散効果を加わったもので、化学反応を伴わない保存系物質の移動に相当する。(9)式に $k_2 = 0$ を代入し、積分形を展開すると

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \left\{ \operatorname{erfc}\left(\frac{x-vt}{2\sqrt{Dt}}\right) + \exp\left(\frac{vx}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{x+vt}{2\sqrt{Dt}}\right) \right\} \quad \dots\dots(13)$$

が得られるが、(13)式は Ogata 等が導いた式そのものである¹⁰⁾。ここに erfc は補誤差関数である。分散係数 D が地下水における物質移動に与える影響を図示したものが図-2 で、溶質は分散により希釈される一方、溶質の一部は平均地下水流速より早く移動する。なお分散係数が小さくなると、土層中の濃度分布は図-1 のステップ関数に漸近することがわかる。

一方、二次元の平面上で地下水が x 軸に平行に真流速 v で流れている場合、(3)式は

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(D_L \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_T \frac{\partial C}{\partial y} \right) - v \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad \dots\dots(14)$$

となる。ここに D_L, D_T は縦分散係数、横分散係数で、 D_T は D_L より小さくなることが知られている⁷⁾。今間

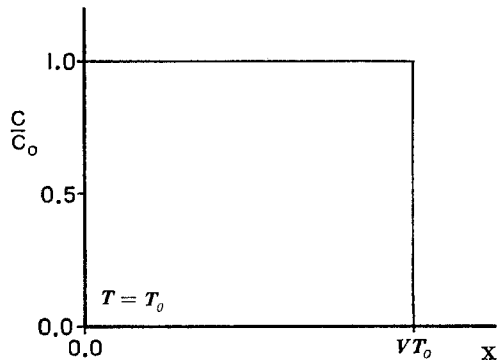


図-1 移流のみによる物質移動

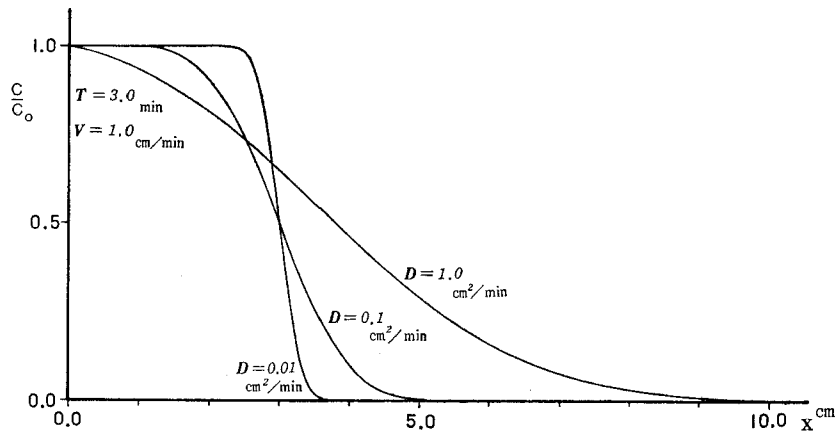


図-2 分散が物質移動に及ぼす影響

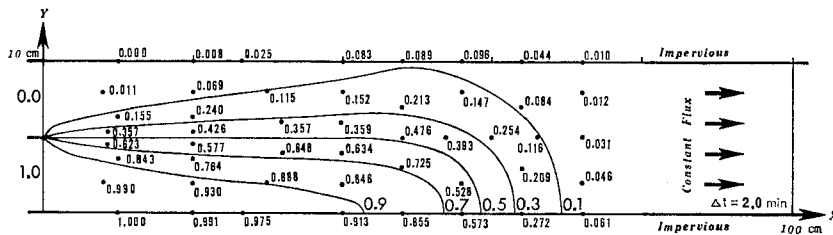


図-3 移流及び分散による二次元多孔質体中の物質移動

隙率 n の帯水層へ、質量 N のトレーサを瞬間的に注入すると(4)式の解は次式で与えられる¹¹⁾。

$$C = \frac{N}{4\pi n t (D_L D_T)^{1/2}} \exp \left\{ -\frac{(x-vt)^2}{4D_L t} - \frac{y^2}{4D_T t} \right\} \quad \dots\dots(4)$$

なお(4)式はトレーサ注入点を座標軸の原点として導いたものである。(4)式よりわかるように $t=t_0$ における等濃度曲線は $(x, y) = (vt_0, 0)$ を中心とする楕円で表わされる¹²⁾。

さて Bruch 等は上下端が不透水性で、左から右へ一様な地下水の流れのある二次元土層におけるトレーサの濃度分布を解析的に求めた¹³⁾。なおトレーサは左端の下半分より土層へ流入し、横分散により流れに直交する方向に混合する。これを図示したものが 図-3 で、用いたパラメータは $v=1.0$ cm/min, 縦分散係数 $D_L=0.5$ cm²/min, 横分散係数 $D_T=0.1$ cm²/min, 経過時間は60分である。なお図中の数字は特性曲線法と有限要素法を組み合わせた数値解法により(4)式を数値的に解いたものを、各節点毎に表示したものである¹⁴⁾。

また 図-3 はトレーサが地下水流動方向のみならず、流れに直交する方向にも分散していることを示している。野外において、ボーリング孔より一定の長さの不攪乱資料を採取し、トレーサ溶液で飽和させた後、原位置へ戻した場合、ボーリング孔中心部において、移流と分

散により変化するトレーサ濃度は近似的に次式で表わすことができる¹¹⁾。

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \left\{ \operatorname{erf} \left(\frac{a-vt}{\sqrt{4D_L t}} \right) + \operatorname{erf} \left(\frac{a+vt}{\sqrt{4D_L t}} \right) \right\} \operatorname{erf} \left(\frac{a}{\sqrt{4D_T t}} \right) \quad \dots\dots(6)$$

ここに C_0 , a はそれぞれボーリング孔内のトレーサ初期濃度、ボーリング孔を正方形とみた場合の一辺の長さの1/2である。また erf は誤差関数である。図-4の黒丸は野外において実測したトレーサ濃度の時間的推移を相対値で示したもので、実線は(6)式によって与えられる理論曲線である。

3. 移流と非平衡・線形吸着による物質移動

(3)式と(7)式の連立偏微分方程式において(3)式の分散項が無視できる場合、解は

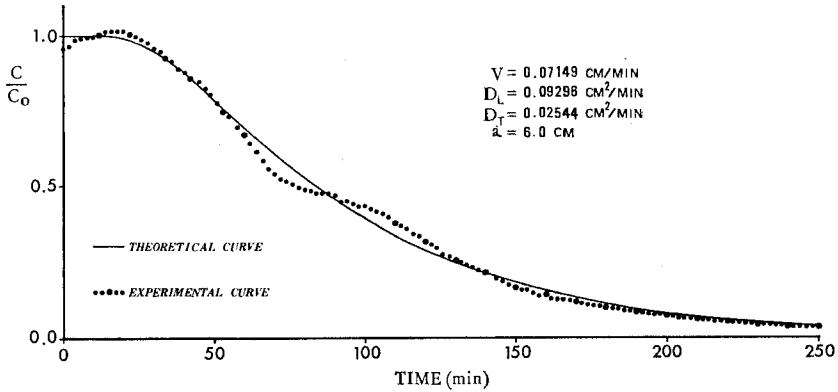
$$\frac{C}{C_0} = J\{\chi, m(\tau-\chi)\} \cdot H(\tau-\chi) \quad \dots\dots(7)$$

および

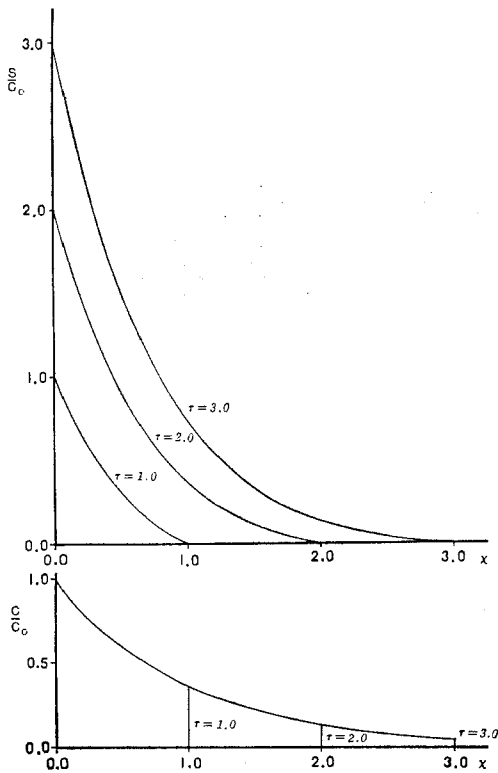
$$\frac{S}{C_0} = \int_0^\tau J\{\chi, m(\lambda-\chi)\} e^{-m(\tau-\lambda)} H(\lambda-\chi) d\lambda \quad \dots\dots(8)$$

で与えられる⁸⁾。ここに $\chi (=k_2 x/v)$ は無次元距離, $\tau (=k_2 t)$ は無次元時間である。吸着等温式(7)において、 m がゼロの場合、吸着反応は不可逆となり液相から固相への一方通行となる。この場合(7)式において $m=0$ とおくと

$$\frac{C}{C_0} = \exp(-\chi) \cdot H(\tau-\chi) \quad \dots\dots(9)$$



図—4 ポーリング孔へ瞬間注入されたトレーサの濃度変化の実測値と理論曲線



図—5 移流と線形・不可逆・非平衡吸着による液相と固相の濃度分布

となり、また(18)式は

$$\frac{S}{C_0} = (\tau - \chi) \cdot \exp(-\chi) \quad \dots\dots(20)$$

となる。図—5は $m=0$ の場合における C/C_0 および S/C_0 を χ に対して図示したもので吸着相の濃度は時間とともに増加するのに対し、液相の濃度は平均流速で移動する前線が到達した後は一定であることがわかる。次に図—6は m が濃度分布に与える影響を示したもので、 m が大きくなる程 図—1 のピストン・フローに近くなることがわかる。

4. 移流、分散及び非平衡・不可逆・線形吸着による物質移動

この例は解析解(9)、(10)において $m=0$ とおいたものに相当する。従って無次元数 $\delta (=Dk_2/v^2)$ 、および無次元距離 χ 、無次元時間 τ を用いると(9)は

$$\begin{aligned} \frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \left[\exp\left\{\frac{\chi(1-\sqrt{1+4\delta})}{2\delta}\right\} \operatorname{erfc}\left\{\frac{\chi-\tau\sqrt{1+4\delta}}{2\sqrt{\delta\tau}}\right\} \right. \\ \left. + \exp\left\{\frac{\chi(1+\sqrt{1+4\delta})}{2\delta}\right\} \operatorname{erfc}\left\{\frac{\chi+\tau\sqrt{1+4\delta}}{2\sqrt{\delta\tau}}\right\} \right] \end{aligned} \quad \dots\dots(21)$$

となる。同様に(10)式は

$$S = \int_0^x C(\chi, \lambda) d\lambda \quad \dots\dots(22)$$

となる。 C/C_0 および S/C_0 を $\tau=3.0$ において、 $\delta=0.01 \sim 100.0$ の範囲で χ に対して図示したものが 図—7 である。図—7で δ が小さくなると、すなわち分散係数が小さくなると C/C_0 および S/C_0 は 図—5 に漸近するのがわかる。

5. 自然対流による物質移動¹⁵⁾

地下水中に濃度差や温度差があり、その差がある一定の値を越えるとポテンシャル差がない場合でも密度対流と呼ぶ地下水の流れが生じ物質は駆動される。たとえば海岸帯水層における塩水楔は濃度差に起因する密度流のよい例であるし、また帯水層下部に熱源のある温泉地域では温度差に起因する熱対流が発生する^{16,17)}。なお濃度差に起因する自然対流においては、水と石油のように2つの流体が非混合性の場合 ($D=0$) と、水と塩水のように混合性の場合 ($D \neq 0$) がある。ただし後者の場合でも、2相流体の界面が静かに移動する場合は非混合性として取り扱うこともある。

さて、このような自然対流の解析においては、一般に解析解を得ることは極めて困難であり、多くの場合数値解法が用いられる。そこで濃度差による自然対流に起因する物質移動の例として、図—8Aに示すような幅40cm、高さ10cmの多孔質体中における密度流を考える。

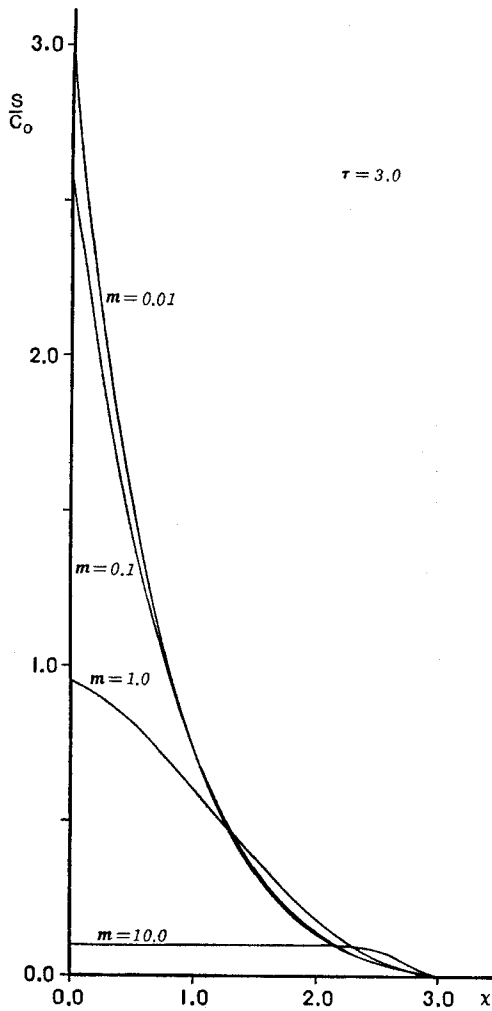


図-6 移流と線形・可逆・非平衡吸着による物質移動における離脱係数 m の影響

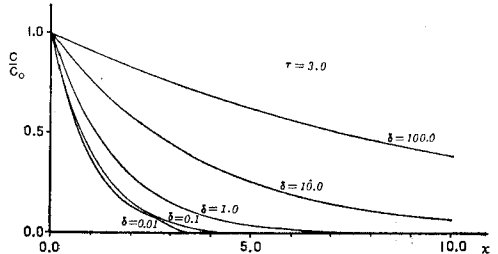
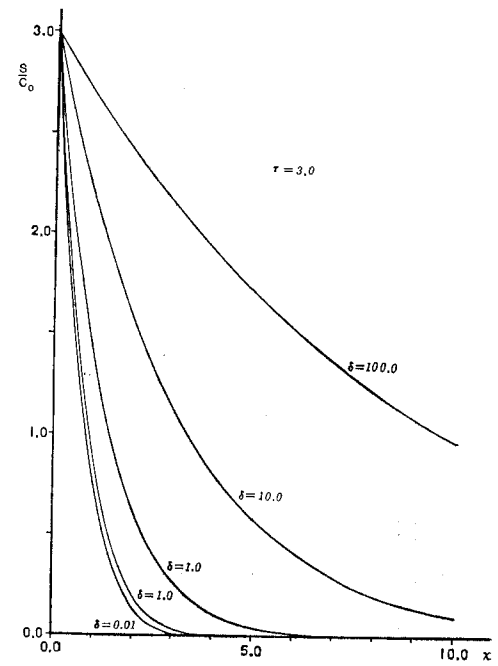
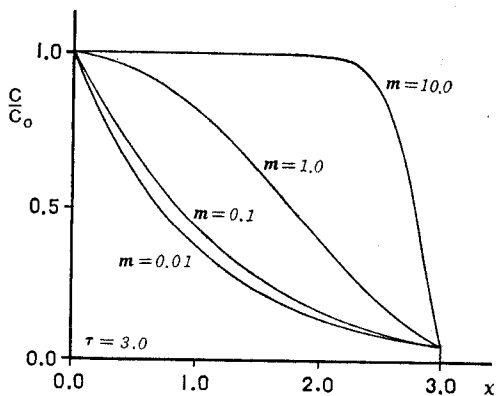
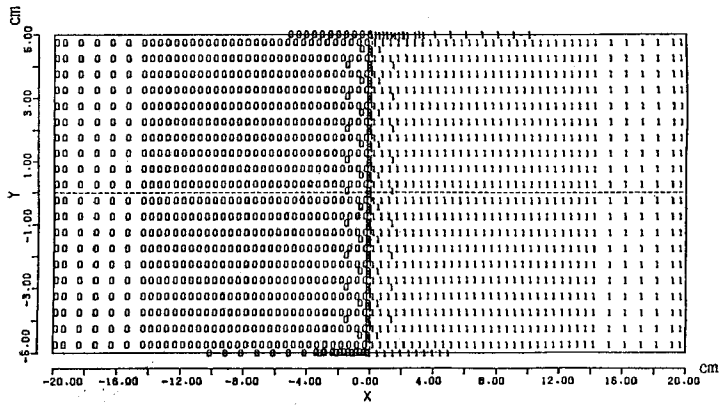
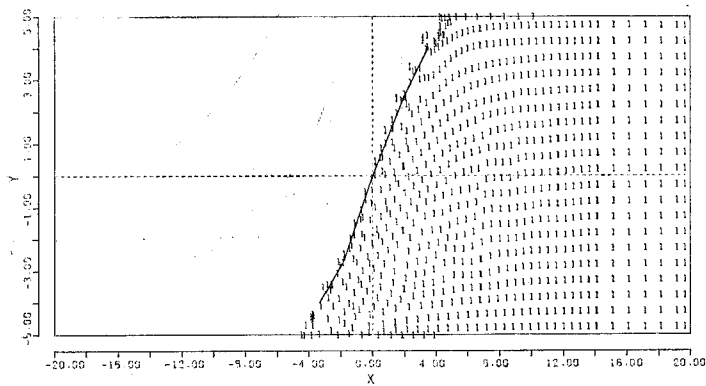


図-7 移流、分散、及び線形・不可逆・非平衡吸着による物質移動における分散の影響

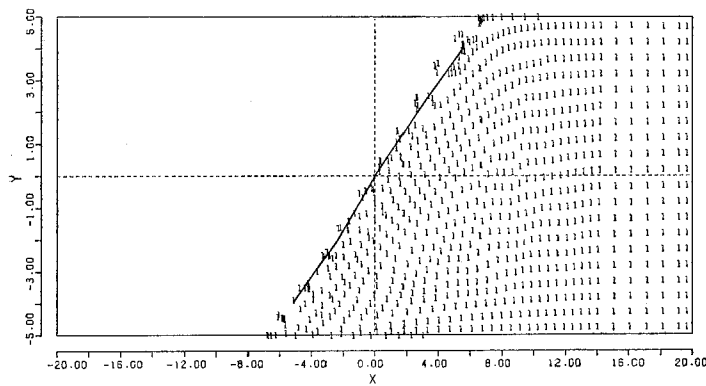
周囲が不透水性の多孔質体槽の右半分は密度が 1.022g/cm^3 の塩水で、また左半分は密度が 0.998g/cm^3 の淡水で飽和されており、最初は中央部のセパレータで分離されている。時刻 $t=0$ においてセパレータを取りはずすと、重い塩水が軽い淡水の下にもぐり込む。図-8の実線は $t=0, 0.074, 8.955, \text{および} 16.849$ 分後の界面の位置を実験により求めたものである。なお数値解法には特性曲線法と有限要素法を組み合わせた方法を用いており、図中の数字1および0は塩水および淡水の流体粒子の位置を示したものである。一方図-8a~dはそれぞれの時間における多孔質体中の流速ベクトルを示したものである。図-8より界面はほぼ直線的に回転し、また流速ベクトルは界面を中心として楕円状に分布することがわかる。



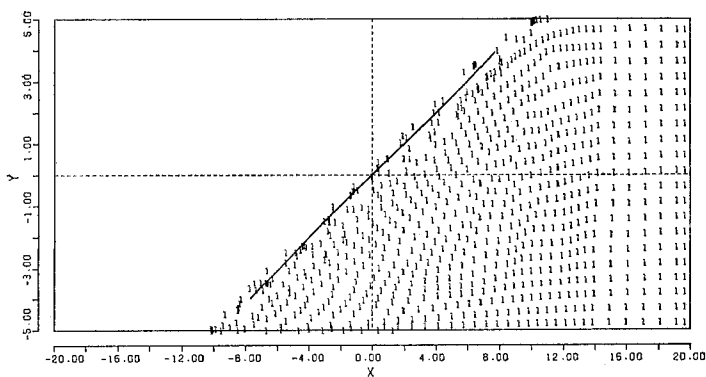
A



B



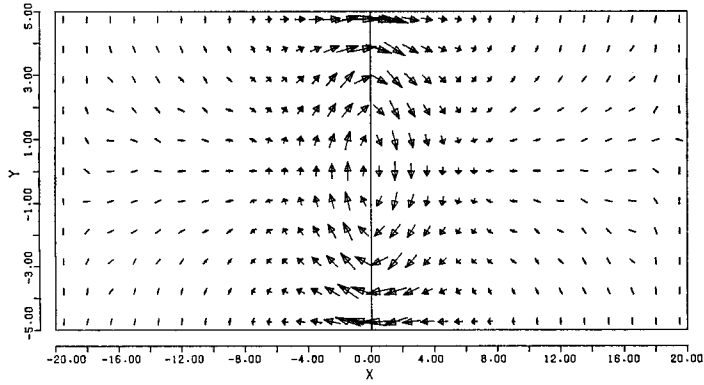
C



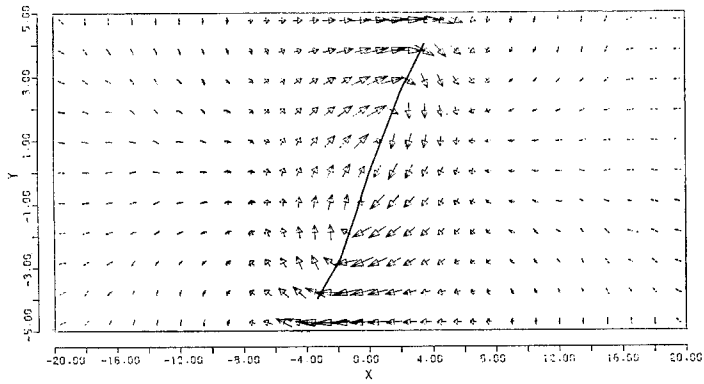
D

図—8—A~D

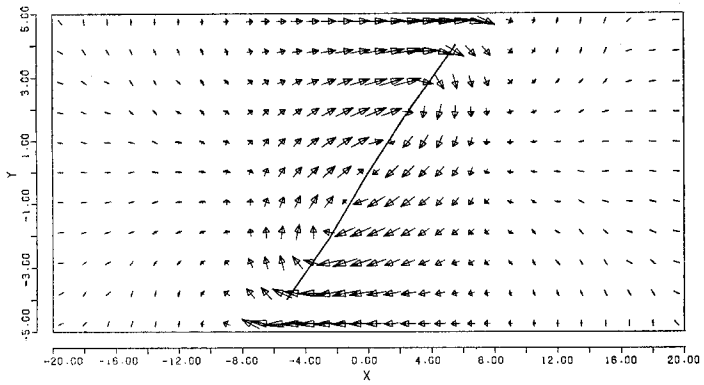
密度流による淡水・塩水2相界面の移動 (A~Dにおける数字0及び1は淡水及び塩水の流体粒子の位置を, a~dにおける矢印は流速ベクトルを, また図中の実線は実験により得られた2相界面の位置を示している)



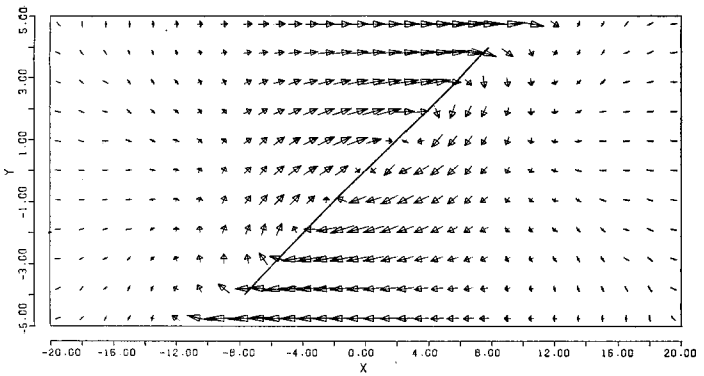
a



b



c



d

☒—8— a ~ d

表-1 試験流域の浅層地下水の深度別T-N濃度分布

July 5-6, 1981

Well No	Depth	T-N	Depth of Water Table	Well No	Depth	T-N	Depth of Water Table	
1	0.0m	23.6 mg/ℓ	0.80m	12	2.0m	82.4 mg/ℓ	0.35	
	1.0	37.6			2.7	82.5		
	2.0	36.3		19	0.0	39.8		
	2.45	42.9			1.0	41.0		
9	0.0	40.5	0.60	21	2.0	41.5		
	1.0	49.1			3.0	44.2		
	2.0	48.3		4.0	41.0			
	2.6	50.2		5.0	37.1			
10	0.0	70.8	1.25	21	0.0	34.7		1.35
	1.0	69.4			1.0	17.0		
	2.0	70.0			2.0	32.4		
12	0.0	77.3	0.70	21	3.0	28.7		
	1.0	82.4			3.7	29.3		

表-2 試験流域の浅層地下水の深度別水温分布

Well No	July 5-6, 1981		March 29-30, 1983	
	Depth	Temperature	Depth	Temperature
1	0.0m	12.8°C	* Temperature at ground surface =23.1°C	
	0.5	10.6	0.0m	7.0°C
	1.0	10.1	1.93	6.95
	1.5	9.8		
	2.0	9.4	* Groundwater depth=1.53m	
	2.5	9.2	Groundwater depth=0.8m	
10	0.0m	12.7°C	0.0m	8.57°C
	0.5	11.9	2.19	8.50
	1.0	11.2		
	1.5	11.0		
	2.0	10.9	* Groundwater depth=1.24m	
	2.5	10.9	* Groundwater depth=1.97m	
19	0.0m	16.0°C	0.0m	7.05°C
	1.0	10.4	4.85	7.20
	2.0	10.1		
	3.0	8.7		
	4.0	8.7	* Groundwater depth=0.35m	
	5.0	8.6	* Groundwater depth=0.87m	
21	0.0m	14.4°C	0.0m	8.3°C
	0.5	14.0	3.40	8.4
	1.0	12.7		
	1.5	12.3		
	2.0	11.8	* Groundwater depth=1.35m	
	2.5	11.4	* Groundwater depth=1.90m	
	3.0	11.2		
	3.5	10.6		

IV 野外における調査結果と問題点

地下水中における物質移動の実態を調べるため、冬期に根雪の残るM川流域において地下水の水質および水温の調査を行った。なお本流域は火山活動によって形成された火山山麓で、平均勾配は約1/150、斜面の標高は900~1,000mで、土地利用形態はキャベツやレタスなどの畑作が中心となっている。

本地域の地下水中の窒素は大部分が硝酸態の形をとり、地表面より供給されているものと考えられる。いま不圧地下水の流れがポテンシャル差に起因する強制対流のみであるとするならば、地下水の流れは地表面に平行な流れになることが予想され、地表面に近い程、地下水中の窒素濃度が高くなるものと推定される。表-1は本流域における浅層地下水中の深度別全窒素濃度を調べたもので、予想に反して深度別に大きな濃度差は見られなかった。この理由は次のように考えることができる。つまり密度の大きな浸透水は、それより小さな密度の地下水中を降下することが知られており⁷⁾、融雪期の冷たい浸透水が温かい地下水中を降下するとすれば濃度は密度流により鉛直方向に混合されることになる。すなわち、いま密度の基準値を ρ_0 とすると(1)式は

$$q = -\frac{\rho_0 g k}{\mu} \nabla \left(\frac{P}{\rho_0 g} + Z \right) - \frac{(\rho - \rho_0) g k}{\mu} \nabla Z \quad \dots\dots (2)$$

と書きなおすことができ、地下水中に密度差があれば(2)式の右辺第2項により熱対流が発生する。参考までに4.0°Cと15.0°Cの水の密度は1.000000 g/cm³および0.999127 g/cm³と、その密度差は淡水と海水程は大きくないが、透水性が良好な帯水層では密度流の発生が十分考えられる。そこで7月と3月に本流域の地下水水温の鉛直分布を調べたところ、地下水水面と井戸底での水温の差は7月初旬で1.8~7.4°Cであったのに対し、3月下旬では約0.1°Cとほとんど差が認められなかった。これは融雪期に地下水中に密度流が発生している可能性を示唆するものである。実際、谷口等が長岡市において地下水水温の鉛直分布を調査した結果でも、夏期には熱伝導のみによる地下水水温鉛直分布の解析解が実測値とよく一致している反面、融雪期には実測値の方が解析解より低温域が深くなっている¹⁸⁾。このような地域において地下水中の物質移動を解明するためには、物質移動のみならず、流体移動や熱移動も合わせて考える必要があると思われる。

謝 辞

現地調査においては信州大学教養部松田松二教授、農業土木試験場満田雅男環境整備研究室長より御懇篤なる御指導、御助力をいただいた。また調査の実施に際し、

現地の役場の関係各位には種々の便宜を図っていただいた。ここに深く感謝の意を表します。

引用文献

- 1) 藤縄克之：諸外国の地下水汚染，地質学論集，23，pp. 115—121 (1983)
- 2) Bear, J.: Dynamics of Fluids in Porous Media, American Elsevier, Chap. 10 (1972)
- 3) UNESCO: Aquifer Contamination and Protection, Studies and Reports in Hydrology 30, (Ed. R.E. Jackson) (1980)
- 4) 井上隆弘・三輪睿太郎：土壌中のイオン移動現象への化学的接近法と物理的諸問題，土壌の物理性，41，pp. 25—35 (1980)
- 5) van Genuchten, M. Th. and R.W. Cleary: Movement of solutes in soil, in Soil Chemistry, B. Physico-Chemical Models (Ed. G.H. Bolt) Elsevier, pp. 349—386 (1982)
- 6) Cameron, D.R. and A. Klute: Convective-dispersive solute transport with a combined equilibrium and kinetic adsorption model, Water Resour. Res., 13(1), pp. 183—188 (1977)
- 7) Freeze, R.A. and J.A. Cherry: Groundwater, Prentice Hall, Chap. 9 (1979)
- 8) Ogata, A.: Mathematics of dispersion with linear adsorption isotherm, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 411-H (1964)
- 9) Goldstein, S.: On the mathematics of exchange processes in fixed columns. I. Mathematical solutions and asymptotic expansions, Proc. Roy. Soc., Ser. A, 219, pp. 151—171 (1953)
- 10) Ogata, A. and R.B. Banks: A solution of the differential equation of longitudinal dispersion in porous media, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 411-A (1961)
- 11) Fujinawa, K.: Asymptotic solutions to the convection-dispersion equation and Powell's Optimization method for evaluating groundwater velocity and dispersion coefficients from observed data of single dilution tests, J. Hydrology, 62, pp. 333—353 (1983)
- 12) Bear, J.: Some experiments in dispersion, J. Geophys. Res., 66(8), pp. 2455—2467 (1961)
- 13) Bruch, J.C. and R.L. Street: Two-dimensional dispersion, J. Sanit. Eng. Div. Amer. Soc. Civil Eng., SA 6, pp. 17—39 (1967)
- 14) Fujinawa, K.: A "characteristic" finite element method for dispersion-convection equation, J.

- Japanese Association of Groundwater Hydrology, 25(2), pp. 93-108 (1983)
- 15) 藤縄克之：特性曲線型有限要素法を用いた密度差のある地下水流動の数値解析—淡水・塩水 2 相流への応用, 日本地下水学会誌, 26(1), (1984)
- 16) 秋林 智, 湯原浩三, 田中正三：開いた地熱貯留層内の対流に関する研究 (v)—開いた対流モデルの実際の地熱系への応用一, 日本地熱学会誌, 4(3), pp. 143-158 (1982)
- 17) 由佐悠紀：地熱地域における地温分布形成のモデルについて, 水温の研究, 24(5), pp. 37-43 (1981)
- 18) 谷口真人, 榎根 勇：長岡地域における地下水温の三次元的分布, 昭和58年度日本地下水学会秋季講演会講演要旨集, pp. 18-21 (1983)

質疑応答

村岡 (公害研) 地下水が, 温度不安定によって対流をおこすことはありうると思う。ただ湖の対流と違って, 地下水のように多孔体中での対流は, レイリー数というものが定義されれば, 理論的なアプローチもできるだろうが, やはり, 違う面があるだろう。地下水そのものの流速が遅いので, 対流にかかわる時間もかなり要する。実際に春先, 湖が大循環をおこすように, 地下水の中でも対流が生じるということは, 鉛直方向に完全に混合して一様になるという現象が現に生じているという証拠をつかんでみないと, よくわからないのでは。

藤縄 その通りと思う。井戸水で測ったところ, 冬場に温度分布が均一になっているという結果が得られた。しかしこれが井戸の中だけの対流なのかどうかということ, これから, つめていかなければならない。しかし, 圧力差によって, 地下水の流動が起きないような場合を想定して, 地層の下部から, 熱源を与えてやる。例えば, 温泉地帯などでもそうですが, 地下に熱源がある所では, 熱対流が起きているという研究結果がある。この場合は, 温泉地域ほどの温度差は無いので, 滞水層下部に熱源が無い状態で, 冷水の浸透や地表面の冷却だけ

で密度流が本当に起きるのかどうか, 確かめなければならない。

近藤 (筑波大) シミュレーションを行なう場合に, 数値的な誤差は非常に慎重に考慮されていたが, 一般によく用いられる三角形要素を用いてシミュレーションをした場合, 野外に適用した場合の誤差というものは, 新しい手法に比べてどうか。実測値とは, 誤差を含んだものと思うが, 三角形要素を用いた場合の計算結果の誤差について, どう考えているか。

藤縄 有限要素法を用いる時に, メッシュは, 三角形にしなければならないというきまりはなく, 四角形などを用いた例は幾通りもある。誤差について, 現場での値と単に仮想モデルで計算した場合に誤差がどうなのかということですが, 三角要素にしたから四角要素よりも精度が落ちるということはないと思う。理論的には要素の大きさや形状によって要素のとり方に関する誤差が決定される。また, 座標関数の与え方にも, 色々ある訳で, 私は, 線形の座標関数を使っているが, 非線形の座標関数もある。そういう厳密な方法を用いると勿論, 解析の精度は上がるが, 厳密にすればするほど, 沢山のデータが必要になるという点もある。精度を上げるために, どんどんメッシュをきつていけば現場に本当にあうようになるのかどうかということは, 現場でパラメータを実際に求めるとするのは非常に困難な問題もあり, そのへんのかねあいになってくるのだと判断している。

岩田 (農士試) 波多野さんの場合は, 単純な解析解が適用できなかったということが問題の出発点となっているけれども, 藤縄さんの場合は, 非常にきれいにあった例があったが, 土層としては, 砂なのでしょう。

藤縄 単純にシミュレーションを行っただけのものでずから, 特に砂層, 粘土層というように, 最初に係数を与えてやったわけではないが, 単に計算上だけの問題でいうと, 透水係数が高くても低くても理論上は合うと考える。利根川の伏流水の地下水流速を測定した例 (図-4) の場合は, 砂層で粒径が自然に淘汰された非常に均一な層です。

膨潤性粘土における水の浸潤

中野政詩*

Infiltration in swelling clays

Masashi NAKANO

Faculty of Agriculture, Tokyo University

1. はじめに

膨潤性粘土の表面に澁水を与えると、粘土中には水分分布の時間的変化が観察される。同時に、粘土自身に構造的な変化が生じる。すなわち、非拘束の状態であれば、体積膨張を起して固相の場所的な分配がおこなわれる。剛体の壁等で周囲が拘束されている場合には、局部的に膨張と圧縮を起こして固相の再分配がおこなわれる。土壌物理学におけるこの研究は、前者のような体積膨張を起こす場合についての研究が多く、Zaslavsky の報告¹⁾が契機となって Philip²⁾, Smiles and Rothenthal³⁾のグループによって精力的に進められる一方で、Yong⁴⁾によってもひとつの見解が示されている。また、後者のような場合は Nofziger and Swarzendruber⁵⁾のグループによって報告されている。その出発点は固相の分配なり再分配が粘土鉱物粒子の移動によっておこなわれると見るところにあって、報告の主眼はいずれも水分の移動則に粘土鉱物粒子の移動則がいかように関係するか明らかにすることに置かれている。著者等も、主に不飽和状態にある粘土への水の浸潤を考察し^{10,11)}、もってこの課題に向い合ってみた。

2. 水分移動則について

(i) 水の流束の分析からのアプローチ

Zaslavsky (1964)¹⁾に従えば、空間に任意に静止座標系を設定し、空間の微小体積を基準にして水分と固相の量を表すとき、水の流束は、2つの成分の和として考えねばならない。

$$q_w = q + \theta u_s \quad \dots\dots(1)$$

ここで、 q_w : ある静止座標系における水の流束、 q : 粘土鉱物粒子に相対する水の流束でダルシー則で与えられる。 u_s : 粘土鉱物粒子の平均流速、 θ : 体積含水率である。従って、 θu_s は粘土鉱物粒子の移動によって付加的に発生する水の流束を表す。

水の保存則は、一次元流では、

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_w}{\partial Z} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 t : 時刻、 Z : 位置を表す。

これを更に展開するには $\text{div } u_s$ に何らかの定式を与えねばならない。Zaslavsky は、この点についてはその報告の中で完全に述べることはしなかった。Philip (1968)²⁾に従えば、 u_s は、律則として微分形で表すことは困難であるが、積分形で表すことは容易である。すなわち、試料底面に静止座標系の原点を置いて上向きに座標軸をとれば、

$$u_s = -\frac{1}{\sigma} \int_0^Z \frac{\partial \sigma}{\partial t} dZ \quad \dots\dots(3)$$

ここで、 σ : 固相率、 Z : 試料底面からの位置を表す。

従って、(2)式も積分形で表現して(1)式および(3)式を適用すれば、底面の物質の出入りがない場合

$$\int_0^Z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ = -q + \frac{\theta}{\sigma} \int_0^Z \frac{\partial \sigma}{\partial t} dZ \quad \dots\dots(4)$$

重力を無視したダルシー式は、

$$q = -k \frac{\partial \psi}{\partial Z} = -D \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad \dots\dots(5)$$

ただし $D = k \frac{d\psi}{d\theta}$

ここで、 ψ : 水分ポテンシャル、 k : 透水係数、 D : 水分拡散係数である。

これを適用すれば、

$$\int_0^Z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ - \frac{\theta}{\sigma} \int_0^Z \frac{\partial \sigma}{\partial t} dZ = D \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad \dots\dots(6)$$

間隙比 e (間隙体積/固相体積) で σ を表すと、 $\sigma = 1/(1+e)$ であるから、

$$\int_0^Z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ - (1+e)\theta \int_0^Z \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{1+e} \right) dZ = D \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad (7)$$

となる。従って、固相率 σ と体積含水率 θ との関係ないしは間隙率 e と体積含水率 θ との関係のどちらかが得られれば体積含水率 θ についての解が得られる。飽和状態の粘土に水が浸潤する場合は、 $e = \theta/(1-\theta)$ であるから、

* 東京大学農学部

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ = (1-\theta) D \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad \dots\dots(8)$$

となって、これで解が得られる。

(ii) 水の保存則の再構成によるアプローチ

ところで、Hartley and Crank (1949)⁹⁾ の 2 相拡散理論に従って、粘土中の水の量について固相の微小体積を基準にして保存則を書き表すと、一次元流では

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial m} \quad \dots\dots(9)$$

ここで、 ϑ : 体積含水比 (水の体積/固相の体積), m : Philip, Smiles, Rosenthal 等が物質座標と呼んだもので、空間座標との関係は、 $dm = \sigma \cdot dZ$ となる。 q : ダルシー則で与えられる水の流束である。すなわち、固相体積が一定に保存されているところで水の保存をダルシー則でまかなう見方をする。そこで、Philip (1969)⁷⁾ が言うように、微分のチェイン・ルールを用いて、 $\theta = \vartheta / (1+e)$, $\sigma = 1 / (1+e)$ を適用しながら(5)式のダルシー式を m で表すと、

$$q = -D_m \frac{\partial \vartheta}{\partial m} \quad \dots\dots(10)$$

ただし、 $D_m = \frac{(1+e - \vartheta \frac{de}{d\vartheta})}{(1+e)^3} \cdot D \quad \dots\dots(11)$

これで(9)式と結合すると、

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial m} \left(D_m \frac{\partial \vartheta}{\partial m} \right) \quad \dots\dots(12)$$

となり、この場合も通常の拡散を表す方程式の形に表せる。

飽和状態の粘土に水が浸潤する場合には、 $\vartheta = e$ であるから、

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial m} \left(D_m \frac{\partial e}{\partial m} \right) \quad \dots\dots(13)$$

ただし、 $D_m = \frac{D}{(1+e)^3} \quad \dots\dots(14)$

この(13)式は Smiles and Rosenthal (1968)⁸⁾ が最初に示している。また、(12)式および(13)式は、Philip and Smiles (1969)⁹⁾ によれば、各々次のように体積含水率 θ に関する方程式に書き直せる。

$$\left(1+e + \theta \frac{de}{d\theta} \right) \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial m} \left(\frac{D}{1+e} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial m} \right) \quad \dots\dots(15)$$

$$\frac{1}{(1-\theta)^2} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial m} \left\{ (1-\theta) D \frac{\partial \theta}{\partial m} \right\} \quad \dots\dots(16)$$

Philip (1968)²⁾ によれば、この(16)式は若干の演算の後に前の(8)式の形に書き換えられる。

従って、このような扱い方をしても、間隙率 e と体積含水率 θ との関係が与えられるか、または $\sigma = 1 / (1+e)$ であるから固相率 σ と体積含水率 θ との関係が与えられるかすれば、体積含水率 θ についての解が与えられる。

(iii) 固相の移動則の提案によるアプローチ

さて、Zaslavsky (1964)¹⁾ のような扱い方のときも、こうした $e \sim \theta$ 関係ないし $\sigma \sim \theta$ 関係が必要であった。Hartley and Crank (1949)⁹⁾ の扱い方にしたがっても然りである。すなわち、これまでの考察の中では、特に $e \sim \theta$ 関係が重要とされる。この $e \sim \theta$ 関係については、Groenevelt and Bolt (1972)⁹⁾ が、膨潤圧と間隙比との間に成立する実験的關係、間隙比と上載荷重との關係に関する仮定、上載荷重と膨潤圧の關係の定義等を組合せて、これが上載荷重をパラメーターとして持つことを示している。要するに、 $e \sim \theta$ 関係が与えられた。そこで(15)式または(16)式が解かれ体積含水率 θ の分布が得られた。さらに、 $e \sim \theta$ 関係によって、 e の分布すなわち固相率 σ の分布が得られるという構図で理論体系が構成されている。

ところで、浸潤中の粘土中のある地点の固相率 σ は、粘土鉱物粒子の移動により変化する。従って、粒子の移動を積極的に定式化すれば、 $e \sim \theta$ 関係を媒介にしなくても固相率 σ の分布変化が直接に得られる可能性がある。また、粒子移動を表す定式が前の(1)式に結合するようであれば、同じく $e \sim \theta$ 関係を媒介にしなくても体積含水率 θ の分布変化が得られる可能性がある。

Yong (1973)⁴⁾ に従えば、粘土粒子の流束は、重力が無視しうるとして、一次元流では

$$q_s = -k_s \frac{\partial \psi_s}{\partial Z} = -D_s \frac{\partial \sigma}{\partial Z} \quad \dots\dots(17)$$

ただし、 $D_s = k_s \frac{d\psi_s}{d\sigma} \quad \dots\dots(18)$

のように表せると仮定される。

ここで、 q_s : 粘土鉱物粒子の流束、 ψ_s : 固相ポテンシャルと呼ぶ、 k_s : 粘土鉱物粒子の移動係数、 D_s : 固相の拡散係数である。

$q_s = \sigma u_s$ の関係を用いれば、(3)式は

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = - \frac{\partial q_s}{\partial Z} \quad \dots\dots(19)$$

これに(17)式を結合すると、

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(D_s \frac{\partial \sigma}{\partial Z} \right) \quad \dots\dots(20)$$

すなわち、固相拡散係数 D_s が固相率 σ の関数として与えられると固相率 σ の解が得られる。

ここから、著者等はさらに次のように展開する。すなわち、(1)式を改めて次のように表す。

$$q_w = q + \frac{\theta}{\sigma} q_s \quad \dots\dots(21)$$

(5)式のダルシー則および(17)式の粒子移動則を用いると、

$$q_w = -k \frac{\partial \psi}{\partial Z} - \frac{\theta}{\sigma} k_s \frac{\partial \psi_s}{\partial Z} \quad \dots\dots(22)$$

さてここで水を動かすポテンシャル勾配と粘土粒子を

動かすポテンシャル勾配との間に

$$\frac{\partial \psi_s}{\partial Z} = -\nu \frac{\partial \psi}{\partial Z} \quad \dots\dots (23)$$

なる関係があると仮定されるならば、(23)式は

$$q_w = -D_w \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad \dots\dots (24)$$

ただし、

$$D_w = k_w \frac{d\psi}{d\theta} \quad \dots\dots (25)$$

$$k_w = k - \nu \frac{\theta}{\sigma} k_s \quad \dots\dots (26)$$

ここで、 ν : $(\partial \psi_s / \partial Z)$ を定義する係数である。(2)式と結合すれば、次のような通常の拡散を表す形の方程式が得られる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(D_w \frac{\partial \theta}{\partial Z} \right) \quad \dots\dots (27)$$

この場合の D_w と D_s の関係は、(18)式と(25)式から

$$\frac{D_s}{D_w} = - \frac{\nu k_s \frac{d\theta}{d\sigma}}{k - \nu k_s \frac{\theta}{\sigma}} \quad \dots\dots (28)$$

すなわち、 D_s および D_w を知って、(20)式および(27)式を解けば、固相分布および水分分布を知ることが出来る。

飽和状態の粘土に水が浸潤する場合は、微小体積の中で $(\partial \theta / \partial t) = -(\partial \sigma / \partial t)$ が成立するため、 $\sigma = 1 - \theta$ を用いると、(20)式および(27)式から $D_w = D_s$ となる。すなわち、(20)式および(27)式は等価となって、(20)式を解いて固相率 σ を知れば、それで体積含水率 θ を解いたことになる。また、その逆のことも言える。

さて、(28)式は、よく見ると、後に示すような実験をおこない水分分布および固相分布の時間的変化を調べて D_w および D_s が求められたならば、(28)式と連立して k および k_s を定める式となっている。その際、 ν の値が必要とされるが、これは今後の検討に待つところ大なるものがある^{10,11)}。

なお言えば、体積変化がない場合すなわち粘土粒子移動がない場合は $k_s = 0$ と見ることにすれば、通常の土中水分移動論がこの理論の中に含まれてしまう。すなわち、本論から見ればそれは本論の中のひとつの特異的な形態にすぎないと位置づけられてくる。

3. 水分分布と固相分布の変化について

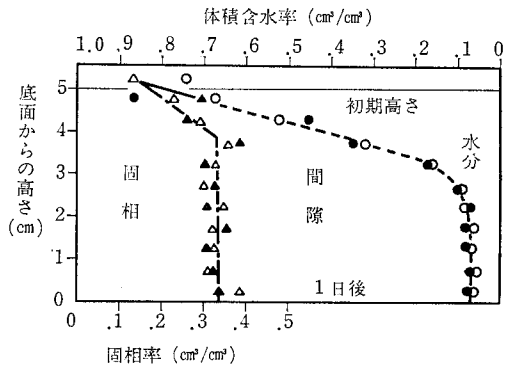
粒径が 53 μm 以下に調製された粉末のベントナイトについて、風乾状態のまま直径 5 cm、高さ 5 cm の円筒容器に乾燥密度 0.846 で一様に充填し、表面に湛水を与えたときの試料中の水分分布および固相分布の変化を Fig. 1 に示す^{10,11)}。膨潤土の浸潤には、始めに述べたように、表面が何の制限も受けないで体積膨張が自由に進むような非拘束の状態のときの浸潤と表面が剛体壁で抑

えられているような拘束状態のときの浸潤とがある。

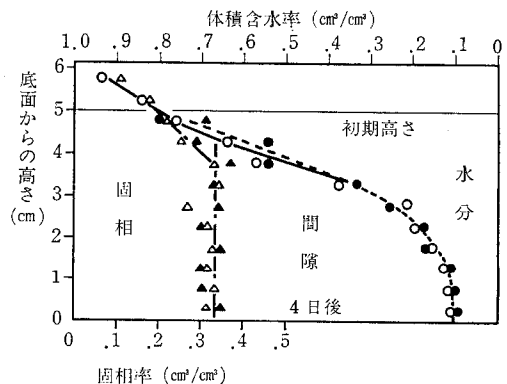
Fig. 1 には、非拘束の場合が白抜ききの点で示され、水通しのための小孔があいているリン青銅板で表面を抑さえて拘束した場合が黒抜ききの点で示されている。

水分分布について見ると、非拘束、拘束いずれも上部に飽和域、下部が不飽和域と分かれ、ともに時間の経過にしたがって水分が増加する。1日後では非拘束のときも拘束のときも水分分布はあまり変わらない。時間がたつにつれて不飽和域上部で非拘束と拘束で水分分布が異なってくる。しかし、不飽和域の下部の水分分布は、あいかかわらずほぼ同じようである。26日後に、やっと非拘束と拘束でまったく異なる水分分布となる。しかし、曲線を平行移動したような相似の形になっている。

固相分布の変化は、非拘束では飽和域から不飽和域上部にかけて主に表れる。不飽和域下部にはほとんど見られない。拘束では飽和域にわずかに発生する。不飽和域



(a) 1日後の状態



(b) 4日後の状態

Fig. 1-1 水分分布と固相分布の変化

(○印は非拘束の水分、●印は拘束の水分、△印は非拘束の固相、▲印は拘束の固相、実線は非拘束の水分のアイ・フィッティング・カーブ、点線は拘束の水分のアイ・フィッティング・カーブ)

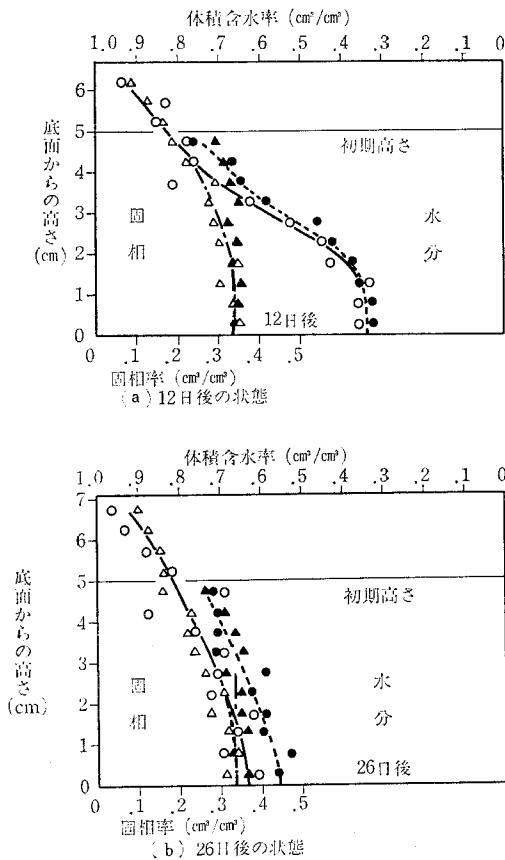


Fig. 1-2 水分分布と固相分布の変化

(○印は非拘束の水分, ●印は拘束の水分, △印は非拘束の固相, ▲印は拘束の固相, 実線は非拘束の水分のアイ・フィッティング・カーブ, 点線は拘束の水分のアイ・フィッティング・カーブ)

では12日目以降になってわずかな変化ではあるが発生する。

このような変化は水の移動によってもたらされたことであるが、非拘束の場合、飽和域では粘土粒子個々の膨潤によって粘土粒子が表面の湛水中に拡散していく。その体積分だけ水で置きかえられる。この厚さが次第に厚くなり、その下部境界が次第に降下していった結果として表れたものである。従って、水の侵入の意味あいは、不飽和域との境界にある極く薄い土層についてだけ考えられる。水の侵入および移動は、従って、下部の不飽和域内に本来的に発生するのである。それに対して、拘束の場合は、飽和域、不飽和域を通して水が移動して、水分分布が変化する。この間に、飽和域にある粘土粒子の膨潤により、飽和域の固相率の減少が発生し、不飽和域が圧縮されてその固相率の若干の増加が発生する。それで、わずかな固相分布の変化が表れるのである⁵⁾。積算

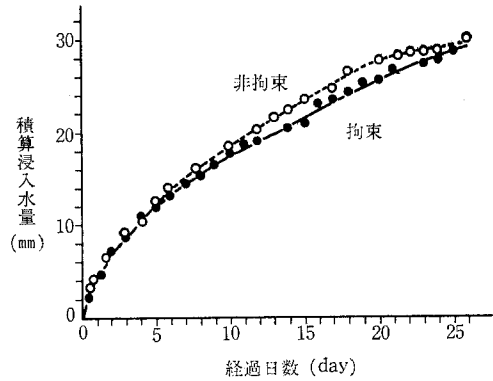


Fig. 2 積算浸入水量の変化

(○印は非拘束, ●印は拘束, 線はアイ・フィッティング・カーブ)

浸入水量の変化を Fig. 2 に示したが、これは5日目位までは非拘束も拘束もほとんど同じ経過をたどる。それ以後は非拘束で大きくなり、20日を過ぎたあたりでその変化が小さくなる。26日後に再び両者が同じ浸入量に近くなる。すなわち、前にみた飽和域の生長の速さの差違や水分移動の不飽和域における発生等がこうした非拘束と拘束の積算浸入水量の差異となって表れている。逆に、これからこうした膨潤性粘土の浸潤の性格がまたよくうかがい知れる。

4. 移動式の適用について

(i) 水分拡散係数 D_w と固相拡散係数 D_s

いま示した水分分布および固相分布の変化は、時間がかかるが単純な実験手順で容易に知ることができる。また、単純に移動論を展開するには、(2)式および(3)式の適用が最も適している。それには、水分拡散係数 D_w と固相拡散係数 D_s が与えられていればよい。これは水分分布および固相分布の変化から容易に知ることができる。すなわち、底面を座標原点にして、次の量を計算すればよい。

$$D_w = - \frac{\frac{\partial}{\partial t} \int_0^z \theta dz}{\frac{\partial \theta}{\partial z}}, \quad D_s = - \frac{\frac{\partial}{\partial t} \int_0^z \sigma dz}{\frac{\partial \sigma}{\partial z}} \quad \dots\dots(23)$$

著者等^{10,11)}が求めた D_w と D_s について Fig. 3 に示す。水分拡散係数については、比較のために3種類の異なった条件のもとで得たものを示してみた。すなわち、気乾試料を用いた非拘束下の水分分布から得たもの、少し湿らせて pF 5.0 程度の水分状態にした試料を用いた拘束下の水分分布から得たもの、この2種の試料について得た水分ポテンシャル ψ と体積含水率 θ の関係を用いて、(2)式および(24)、(25)式から導かれる式 $k_w = - \int_0^z (\partial \theta /$

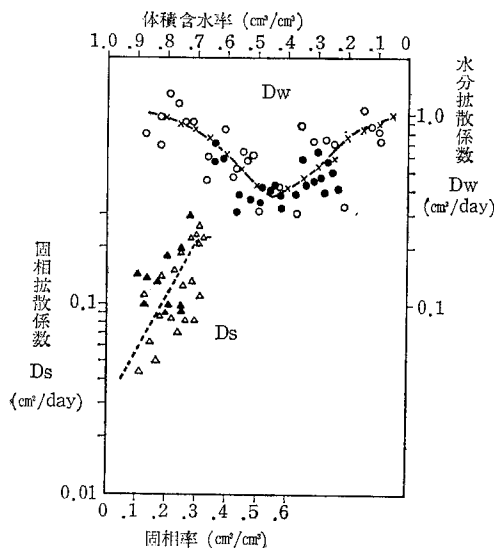


Fig. 3 水分拡散係数 D_w と固相拡散係数 D_s
 (○は非拘束の D_w , ●は拘束の pF 5.0 水分試料の D_w , -×-×-は k_w と $d\psi/d\theta$ から求めた D_w , △は非拘束の D_s , ▲は pF 5.0 水分試料の非拘束の D_s , ---はアイ・フイッティング・カーブ)

$\partial t) dZ / (\partial \psi / \partial Z)$ から k_w を計算して求めたものを示してある。いずれも、1本の曲線に収斂する傾向にある。また、体積含水率の大小により変化の傾向が丁度逆向きに表れ、中間で最も小さい値を示している。固相拡散係数についても、比較のために、非拘束下で気乾試料を用いて求めたものと pF 5.0 水分試料を用いて求めたものを示した。これも1本の曲線に収斂している。

(ii) 移動式の解法

こうした D_w および D_s を使って水分分布の変化を知るには、拘束の場合はほぼ(2)式だけを解くことで十分である。非拘束の場合は(3)式、(2)式を同時に解く必要がある。簡便には差分法で解くが、その際非拘束では試料の長さが時間により変わるので少し工夫がいる。すなわち、ある時間幅の間は、試料長さが一定であるとして計算を進める。その間、時々刻々に表面からの粘土粒子の流出の流束を計算し、

$$E = \frac{q_{so}}{\sigma_L} \dots\dots(30)$$

によって体積膨張速度を計算しておく。ここで、 E : 体積膨張速度、 q_{so} : 粘土粒子の表面における流束、 σ_L : 試料表面の固相率である。そうして、これから計算される膨張量が丁度差分計算に用いている長さきざみに等しくなったときに、その長さを加えて試料長を伸ばして次の計算を進めることにする。従って、試料表面での境界条件の設定が重要である。著者等¹⁰⁾ の例では非拘束の場

合 $\sigma_L=0.05$ が決定されている。拘束の場合でも、試料表面における境界条件の設定は重要である。同様に、決して初期の固相率ではありえない。それよりも少し小さい値を与えなければならない。差つきざみは、長さ 2.5 mm, 時間 1 時間程度が全体の計算時間と精度からみて適当のようである。

5. おわりに

以上、水分移動則の定式化についてのこれまでの扱い方をまとめ、不飽和粘土の水の浸潤例を紹介してきた。膨潤性粘土における水分移動は、粘土の固相変化すなわち乾燥密度変化を必ず伴う。これは、別の見方をすると、水分移動に伴って粘土に膨潤圧が発生し、これによる粘土の膨張または圧縮ないし圧密が起る現象といつてよい。力学的には、力と歪の或る関係を満しながら力の釣り合いを保ちつつ決っている現象である。この結果がまた、逆に水分移動に関係している。こうした扱いは、入江等 (1982)¹²⁾ によって泥岩を例にして報告されている。これも含めれば、水の浸潤の扱いは4種の型があるといえる。ここではまったく触れていないが、さらに、粘土鉱物粒子のオリエンテーションを考慮した解析等^{10,11)} も考えられる。従って、この研究にはその体系を整えるにより一層の時間と努力がいま求められている。

謝 辞

この研究は多くの方々の協力と共同作業のもとで進められた。実験の工夫と遂行、理論の整理や問題点の指摘と解決の討論等々に特に次の諸氏の力が大きい。東京大学の雨宮悠氏、藤井克己氏、井本博美氏、山形大学の石田朋靖氏、塩沢昌氏、住友建設株式会社の石井裕二氏、鹿島建設技術研究所の石井明俊氏である。ここに記して感謝の意を表したい。

引用文献

- 1) Zaslavsky, D.: Saturated and unsaturated flow equation in an unstable porous medium, Soil Sci. 98, 317-321, (1964)
- 2) Philip, J.R.: Kinetics of sorption and volume change in clay-colloid pastes, Aust. J. Soil Res., 6, 249-267 (1968)
- 3) Smiles, D.E. and M.J. Rosenthal: The movement of water in swelling materials, Aust. J. Soil Res., 6, 237-248 (1968)
- 4) Yong, R.N.: On the physics of unsaturated flow in expansive soils, Proc. 3rd Int. Conf. on Expansive Soils, Haifa, 2, 1-9 (1973)
- 5) Nofziger, D.R. and D. Swarzendruber: Water

- content and bulk density during wetting of a bentonite-silt column, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40, 345—348 (1976)
- 6) Hartley, G.S. and J. Crank: Some fundamental definitions and concepts in diffusion processes, *Trans. Faraday Soc.*, 45, 801—818, (1949)
- 7) Philip, J.R.: Hydrostatics and hydrodynamics in swelling soils, 5, 1070—1077 (1969)
- 8) Philip, J.R. and D.E. Smiles: Kinetics of sorption and volume change in three-component systems, *Aust. J. Soil Res.*, 7, 1—19 (1969)
- 9) Groenevelt, P.H. and G.H. Bolt: Water retention in soil, *Soil Sci.*, 113, 238—245 (1972)
- 10) 中野政詩, 雨宮 悠, 藤井克己, 他 2 名: 不飽和粘土の浸潤と膨潤, *農土論集*, 100, 8—16 (1982)
- 11) 中野政詩, 雨宮 悠, 藤井克己, 他 2 名: 拘束された不飽和粘土の浸潤と膨張圧, *農土論集*, (印刷中)
- 12) 入江恒爾, 荒井克彦, 竹内成和: 不飽和泥岩の吸水膨張機構, *土質工学会論文報告集*, 22, 142—148, (1982)

Summary

Water movement in swelling soils can be analysed by three treatments; one is that of Zaslavsky (1964) who separated the water flux into two components in a space coordinate system at rest, the second is that of Philip (1969) who set up the equation of continuity for water movement under the condition that the soil mass of system is conserved. The third is that of Yong (1973) and of authors (1982) who proposed the flow equation of soil particle movement in a space coordinate system at rest.

This report shows the experimental water and solid profiles during the infiltration into the unconfined and confined unsaturated swelling bentonite and discusses the third treatment refined and revised.

The apparent water diffusivity defined and calculated from water profiles tends to be minimum at a mid-point of the whole volumetric water content region. The solid diffusivity tends to decrease when the volumetric solid content decreases.

The theory developed describes the relation between the apparent water and solid diffusivity and suggests the relation between the Darcy's hydraulic conductivity and solid conductivity assuming that the potential responsible for the movement of soil particles is related to the water potential.

Finally, the mathematical method to solve the diffusion equation of swelling soils is represented in case that there is an overall change of volume during infiltration into the unconfined soils.

質疑応答

岩田 (農土試) 飽和粘土の場合だと、浸潤に伴って、深さ方向に膨潤圧なり、膨潤圧の大きな勾配が出てくることはよく理解できるが、不飽和粘土の場合は解りにくかったので、解り易く説明してほしい。

中野 粘土のシートの間隔が決まっています、数分子の水が入っている時には、その間隔の距離、およびその水分量が決まるとすると、土としてみるとそれはそのままであるが、それに水が入ってくると、このシートの間隔が広がる。その時に膨潤圧、膨潤が発生する。そうした状態は飽和粘土の場合でも不飽和粘土の場合でも同じように発生する。最初、水が来るのは、浸潤の場合だと表面からだから、表面にある粘土シートが水を吸い、膨張し、何かを押そうとする。その時に膨潤圧が発生する。このように膨潤圧を働かせる層が表面にうすくできる。そして浸潤が進むにつれ、次第に下の方に進んで行く。その時、下方の膨潤圧が上の層よりも高い場合、1度ふくれたものが、下の層の膨潤圧が高いからといって小さ

くなるだろうか。この時、土壌を拘束しておくと、どこにも体積変化が生じないのだから、ある点で体積が膨張すると、その近傍では、粒子の orientation の変化がおこって、粘土粒子の配向が表面と平行になってしまう。また浸潤前線より下では、まだそういうことが生じていない。膨潤により生じる力は、粘土板の方向の力であり、それが鉛直方向に全部集った時に全体としての膨潤圧が出てくる。この方向性の様子が各層位によって違うのではないかと思う。また、表面付近が飽和で、それより下層が不飽和の場合、飽和ができていたので、全部の厚さが、膨潤圧を出しているのかということ、そういうことはなく、この場合も表面だけが、膨潤圧を出しており、下ではやはり、回転とか移動をおこし、また、下方の不飽和層の空気間隙圧縮をおこして、エネルギー的には、逸散している。そう考えないと、固相分布勾配が逆なのに固相が移動して行くという現象の説明ができない。固相勾配が逆な方向に固相が動くように見えるのは、当然下層での圧密または、圧縮が大きききいているために他ならない。その上で、移動論的に考えるとすれ

ば、述べたような考え方をしないと1つの纏まった体系にはなり得ないと思う。

須藤（茨城大） 題が「粘土中の水移動」となっているが、土壌物理、土質工学の面から見ると「二次圧密」というような題にした方が有効な題と思うが。

中野 おっしゃる通りだと思う。全ての実験期間が26日間とってある。実はもっと長期間とりたいのだが、長期に亘ると、試料中にカビが生えたり、計測や記録に支障をきたしたりするようなおそれがあり26日が限度だ。

このような期間（26日位）の変形を考えるのだから、確かに、一次圧密に次ぐ二次圧密を、水の化学ポテンシャルの低下量と土の構造（配向）変化とから考えているという問題と全くパラレルだと考える。題をなぜこのようにしたかと言うと、会長の方から、粘土中の水移動でという要請だったのでこういう題としたいきさつもあるが水移動が初めにあって表われる現象であるので、この考察を十分理解したいという考えも私にはあったからである。

斜面中の水移動

宮崎 毅*

Water movement in soils on slopes

Tsuyoshi MIYAZAKI

Shikoku National Agricultural Experiment Station

1. 斜面中の水移動モデル

日本の国土面積約 37 万 km² のうちのおよそ 70% は山地であり、その山地の多くは傾斜地である。すなわち、降雨の 70% 近くは斜面に降り注いでいるとすることができる。斜面に降り注いだ水は、その一部を斜面土中に浸透させ、残りは地表面を流下する。このような斜面における水の循環を理解するためには、大きな循環モデルと小さい循環モデルが有用である。

大きな循環モデルは、河川流域を水循環の場とし、主として降水量や河川流量の測定値に基いてその流域における水収支や流出現象を解明するために用いられる。斜面中の水移動概念は、その様な水収支や流出現象への影響因子として特徴づけられる。

小さな循環モデルは、山腹斜面を水循環の場とし、降水量の他に土壌水分量、地下浸透量、蒸発散量等の土壌物理的測定値に基いて各々の山腹斜面における水分動態を解明するために用いられる。斜面中の水移動概念は、ここでは主要な役割を持つ。

大きな循環モデルが、治山・治水や水資源利用にとって重要であることは論を待たないが、小さな循環モデルの重要性も大きい。例えば山腹斜面に造成される農地、草地における水管理、土壌管理にとっては後者のモデルの必要性の方が大きいであろう。図-1 に、両モデルを

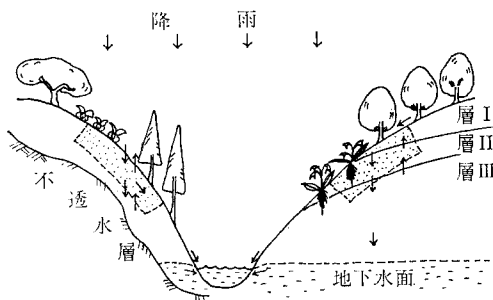


図-1 斜面中の水移動モデル

比較し得る説明を示した。図-1 では中央部に河川があり、左岸には岩盤のような不透水層上に土層がある。右岸では不透水層は河床より低部に位置するが、斜面は物理性の異なる土壌の互層で形成されている。大きな循環モデルはこのような斜面の内部構造を全体的な平均値で捉えるが、小さな循環モデルではこの左岸と右岸の内部構造の相違を反映した水分動態を捉えることを目的としている。

本報告は、以上の意味で、小さな循環モデルに基く斜面中の水移動を解明しようと試みたものである。なお、本研究の直接の動機は、傾斜農地の災害原因調査に端を発しているため、その調査結果を次項で略述する。

2. 斜面における造成農地の崩壊と水移動

四国の瀬戸内海側は気候温暖な寡雨地帯であり、斜面を利用した農耕地が多く分布している。この地域において、1976年9月に台風に伴う集中豪雨が発生し、多数の傾斜農地が崩壊等の災害を被った。この災害の実態と原因を調査した結果、概略次のようなことがわかった¹⁾。

- ① 傾斜農地における集中豪雨災害は、その造成形態と災害パターンに一定の関係がある。すなわち、
- ② 造成形態が改良山成畑の場合、崩壊規模が最も大きく、斜面畑の場合がこれに次いだ。
- ③ 改良山成畑の崩壊は、造成前に谷部であった位置で、造成時に盛土された部分が被災していた。
- ④ 現地調査の結果、改良山成畑の盛土崩壊は、人為的3層土層（盛土層、植生堆積層、下層土層）において降雨浸透水が異常な流れ方をしたためと推定された。
- ⑤ ④の人為的3層土層は、斜面の力学的強度（せん断抵抗力）も弱めたと推定された。

図-2 に、人為的3層土層の3相分布を、また表-1 にそれらの乾燥密度と透水係数を示した。これらの数値は、植生堆積層の密度が著しく低く、透水性が著しく高いことを示しており、集中豪雨下でこの層が盛土崩壊に

* 四国農業試験場

第1表 人為的3層土層の乾燥密度 (g/cm³) と透水係数 (cm/sec)

盛土層	乾燥密度	1.37	1.26	1.38	1.33	1.43	1.23
	透水係数	1.0×10^{-2}	1.4×10^{-2}	1.4×10^{-2}	8.8×10^{-3}	1.6×10^{-2}	3.3×10^{-2}
植生堆積層	乾燥密度	0.32	0.45	1.08	0.57	1.08	0.45
	透水係数	1.32	2.0×10^{-2}	2.4×10^{-1}	1.2×10^{-1}	1.7×10^{-1}	5.8×10^{-1}
下層土層	乾燥密度	1.52	1.30	1.47	1.63	1.54	1.34
	透水係数	8.0×10^{-3}	1.9×10^{-2}	8.8×10^{-3}	1.8×10^{-2}	1.1×10^{-2}	5.2×10^{-2}

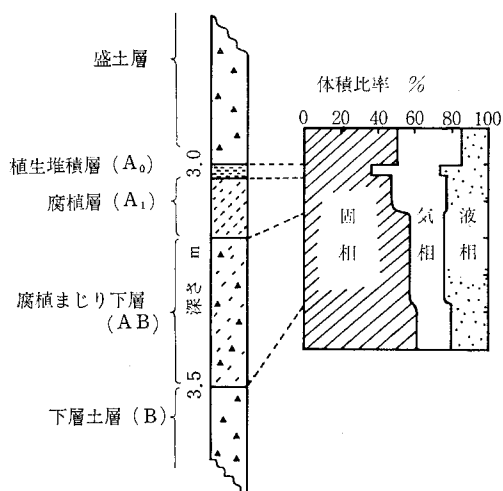


図-2 盛土と原地盤の境界における人為的3層土層における3相分布

影響したと推定させる根拠となっている。

山腹斜面の崩壊は、治山・治水の観点から見れば、大きな循環モデルの問題であるが、崩壊の原因を究明に追跡してみると、むしろ土層の特殊性を反映した小さな循環モデルによって水の挙動を捉えるの必要性があると考えられる。

3. 成層斜面における降雨の浸潤実験 1

図-2で示されたような人為的3層土層における降雨浸潤の実態を調べる目的で、図-3のような実験装置を作成した。

実験試料は西日本に広く分布するマサ土(花崗岩風化土)を用い、マサ土の中間に粒径 2~5 mm のレキを層厚 3 cm に挟んだ。この土層に一定強度の人工降雨を降らせ浸潤前線および水分張力を測定した。植生層を挟んだ造成農地の3層土層を、レキを挟んだ実験装置の3層土層で置き換えたのは、植生層もレキ層も粗大な間隙と著しく大きな透水性を有するという共通性があり、かつレキ層であれば何度でも同一条件の土層を再現し得ることを考慮したためである。

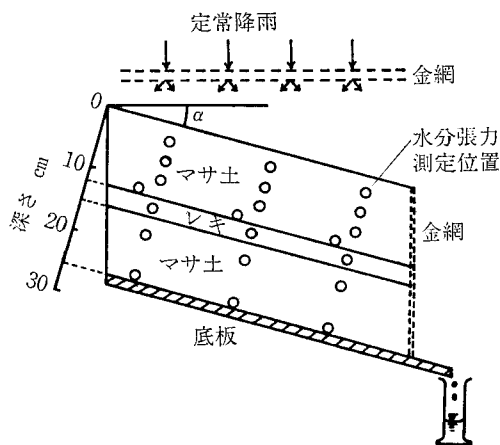


図-3 人為的3層土層のモデル実験装置

図-4に用いた試料の水分特性曲線、図-5に排水過程の非定常法²⁾で測定した不飽和透水係数を示した。

図-6に、浸潤前線の時間的推移を示した。降雨強度は 1.2 cm/hr で、50 cm×50 cm の平面内に28本のノズルから水滴として落下させた。ノズル直下に水滴が集中するのを防ぐために2枚の金網をノズル下方に設置して水滴を分散させたが、土層表面での水滴の集中は若干残った。

図-6の浸潤前線には次の特徴が現われている。

- ① 水滴の集中に基づく浸潤前線の波形は、浸潤前線の降下に伴い解消してなめらかになる。
- ② 第1層(上層マサ土)内の浸潤前線降下速度はほぼ一定である。
- ③ 第1層と第2層(レキ層)の境界で浸潤前線降下は一度停止する。
- ④ 斜面の下部では浸潤前線は第2層、第3層(下層マサ土)へ浸入するが、斜面の上部では浸潤前線が停止し続ける。

以上の特徴は、成層を持つ斜面における浸潤現象に特有のものと考えられるので、以下にやや詳しく解析する。

1) 浸潤前線の波形解消

土中で浸潤前線が進行している時、前線の形がなめら

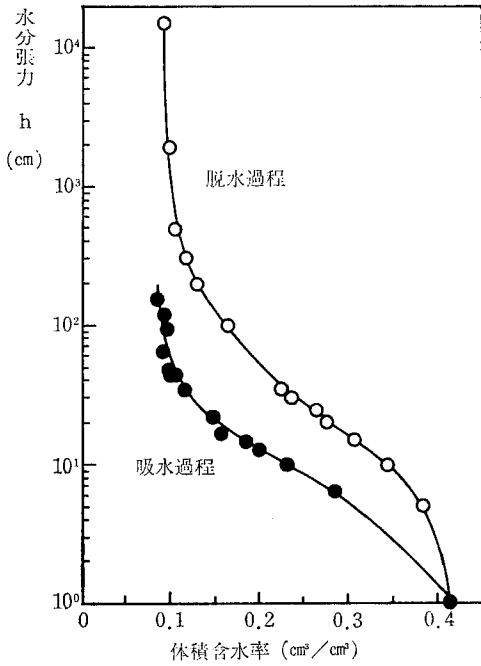


図-4 マサ土の水分特性曲線

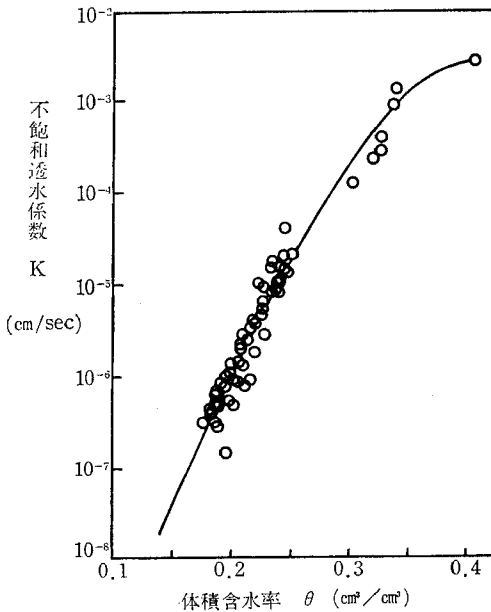


図-5 マサ土の不飽和透水係数

かだけでなく凹凸がある場合、時間が進むにつれてその凹凸は発達するであろうか、それとも消滅するであろうか。図-7は、浸潤前線の凹凸が消滅することを説明している。すなわち、長さの等しい円弧A、Bが反対方向に曲率半径を持って、図-7のように降下しているとす。浸潤前線では大きさの等しい前進毛管力が支配的に働

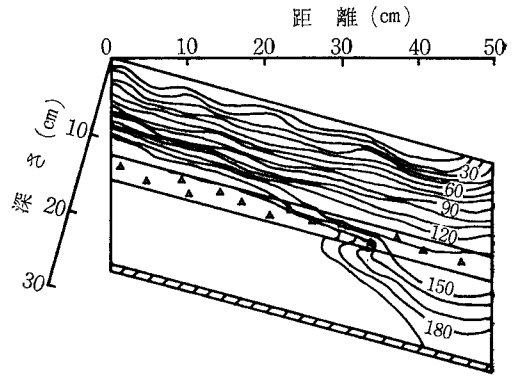


図-6 3層土層における浸潤前線 (图中数字は降雨開始後の時間;分)

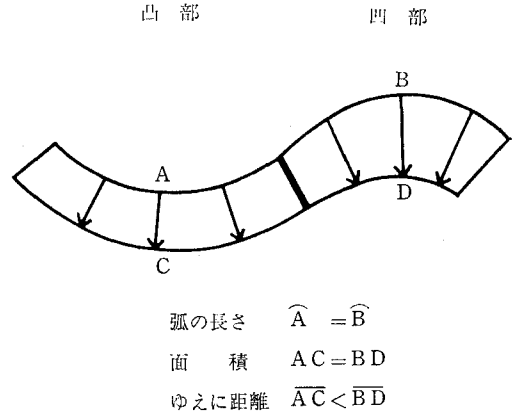


図-7 浸潤前線の波形模式図

き、浸潤前線に対して直角方向に作用する。微小時間後の浸潤前線をC、Dで表わすと、その時間内にA、Bを通過する水のフラックスは等しくなければならないので、図-7の面積ACはBDと等しくなければならない。この時の浸潤前線移動距離は $\overline{AC} < \overline{BD}$ が必要条件である。

以上の理由により、前線の凹凸は徐々に消滅すると予測され、図-6の水滴の集中に起因する浸潤前線の波形も、そのようにして解消されたと考えられる。

2) 浸潤前線の定速降下

浸潤前線に物理的意義を与え、これによって浸潤現象を定量的に解析するには、Green and Ampt³⁾の方法が適している。この方法は、当初たん水条件下の浸潤現象の理論として用いられたが、ブダゴフスキー⁴⁾、Swartzendruber⁵⁾らが降雨浸潤現象にも適用できるような拡張を行って来た。

図-6の斜面における浸潤は、明瞭な浸潤前線を示しているので、Green and Amptの方法をブダゴフスキー等の方法に従って降雨浸潤現象に拡張し、かつ斜面に適

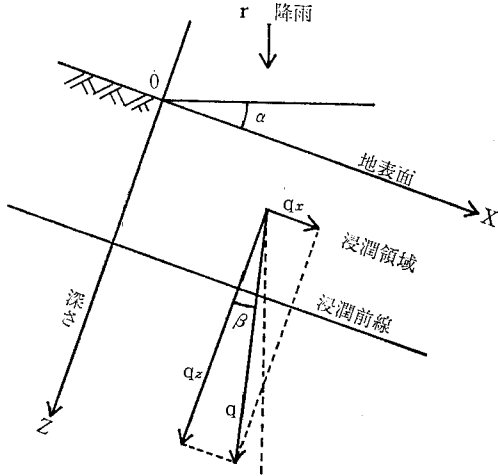


図-8 斜面浸潤における座標軸及び水分フラックス

用できるように変形して解析に用いることにした。

すなわち、図-8のように座標軸を傾けた場合フラックスは、

$$q_x = k \sin \alpha \quad \dots\dots(1)$$

$$q_z = k \left(\cos \alpha + \frac{h_2 - h_1}{Z} \right) = k (\cos \alpha + m) \quad \dots\dots(2)$$

と表わされる。ここで、 q_x, q_z は各方向のフラックス、 k は不飽和透水係数、 h_2 は浸潤前線における有効水分張力、 h_1 は斜面の土壌面における水分張力である。Green and Ampt の方法を用いているので、浸潤領域内では含水率は一定、 k の値も一定という仮定が前提となる。

ここで、浸潤前線が定速降下する場合、有効水分張力 h_2 はどのような値をとるかを調べてみる。そのため、(2) 式の q_z および m の値を次のようにして求める。図-5 に示したように、試料の飽和透水係数 K_s は約 10 cm/hr なので、実験条件として設定した降雨強度 r との関係は常に

$$r < K_s \quad \dots\dots(3)$$

であり、降雨は全て土中に浸潤する。この場合、斜面勾配が α の時の連続条件は⁶⁾

$$r \cos \alpha = q \cos \beta \quad \dots\dots(4)$$

ただし、

$$q^2 = q_x^2 + q_z^2 \quad \dots\dots(5)$$

$$\tan \beta = \frac{q_x}{q_z} \quad \dots\dots(6)$$

である。ここに、 q は全フラックス、 β は q が斜面に垂直に交わる直線に対してなす角度である。 β が α と等しくないことは、(1)、(2) 式を(6)式に代入すれば明らかである。すなわち、

$$\tan \beta = \frac{\sin \alpha}{\cos \alpha + m} \quad \dots\dots(7)$$

であり、 $m=0$ すなわち $h_2=h_1$ の時に限って $\alpha=\beta$ とな

る。乾燥土中の浸潤では、一般に $h_2 > h_1$ であるから、(7) 式により $\alpha > \beta$ が成立つ。以上は、Green and Ampt の方法を斜面に適用したための必然的な帰結である。しかし、浸潤中の水移動の実態はこれと異なり、浸潤前線が図-8 のようであれば、浸潤領域内の全フラックス q は $\alpha=\beta$ で鉛直下向きであり、浸潤前線に位置する水のみが有効水分張力 h_2 の影響を受けて屈折した流れとなるだろう⁶⁾。従って、(1)、(2) 式で浸潤中の水移動を表現するのは、あくまでも Green and Ampt モデルを適用する限りにおいて成立つ方法である。

さて、式(4)、(5)、(6)より β を消去すると、

$$q_z = r \cos \alpha \quad \dots\dots(8)$$

を得る。式(8)を(2)に代入すると

$$r \cos \alpha = k (\cos \alpha + m) \quad \dots\dots(9)$$

すなわち

$$m = \left(\frac{r}{k} - 1 \right) \cos \alpha \quad \dots\dots(10)$$

となり、(2) 式より

$$h_2 = h_1 + Z \left(\frac{r}{k} - 1 \right) \cos \alpha \quad \dots\dots(11)$$

を得る。(11) 式において、 h_1, r, k, α は一定なので、 h_2 は Z の 1 次関数、また $m > 0$ なので(9) 式より $r/k > 1$ である。すなわち、 h_2 は Z に関する単調増加関数であり、これが Green and Ampt の方法を斜面における浸潤に適用した場合の浸潤前線定速降下の必要条件となる。

斜面において、浸潤前線が降下するに従い前線に働く有効水分張力 h_2 が増加し続けるということは、浸潤前線の含水率が減少し続けることに等しい。一般に、Green and Ampt の方法の降雨浸潤現象への拡張は、降雨強度 r と土の最大許容浸潤強度 I_m に対し、

$$r > I_m \text{ の場合}$$

$$I_m > r > K_s \text{ の場合}$$

が主に研究されて来たが^{5,7)}、

$$K_s > r$$

の場合についての研究は著しく乏しい。ここで問題にしている斜面浸潤はこの第 3 の場合に相当するため、準拠すべき理論が十分に確立しておらず、斜面、平地に関わらず導出される(11)の妥当性も今後検討すべき研究課題と言える。

いま、(11) 式が成立すると仮定して、 h_2 を以下に計算してみる。図-3 の装置に均一なマサ土斜面を作成し、1.14 cm/hr の降雨強度のもとで浸潤領域の水分張力を 16 点測定し、平均 10.8 cm、標準偏差 0.8 cm を得た。そこで、浸潤中の土壌面の水分張力を浸潤領域の平均水分張力に等しいと見做して $h_1=11$ cm とし、 $r=3.17 \times 10^{-4}$ cm/sec、 $\alpha=15^\circ$ 、 $k=2.0 \times 10^{-4}$ cm/sec (h_1 に対して図-4 と図-5 から k を読み取る) を各々(11) 式に代入

すれば,

$$h_2 = 11 + 0.57 Z \quad \dots\dots(12)$$

となる。すなわち、Green and Ampt の方法によれば、浸潤前線の降下速度は、浸潤前線の有効水分張力 h_2 が(12)式に従って増大することによって一定に保たれたと結論される。

3) 境界面における浸潤前線の停止

図-6の斜面上部では、浸潤前線が第1層(上層マサ土)と第2層(レキ層)の境界で停止し、それ以上進まなくなった。この現象は「土中水は、その圧力が外気圧以上にならなければ外気に排出されない」という排水の法則⁸⁾、または流れの第2法則⁹⁾と呼ばれている原理に基づいて生じたものである。この場合、レキ層では事実上土中水に対する吸引圧が働かず、第1層中の水がその境界面に達して外気にさらされたのと同等の状態に到ったものと考えられる。

浸潤前線が第1層と第2層の境界面で停止するか通過するかを予測するには、再び Green and Ampt の方法を適用することができる。すなわち、浸潤前線が停止するとき、(2)式は $q_z=0$ より、

$$h_2 = h_1 - Z \cos \alpha \quad \dots\dots(13)$$

でなければならない。前述の排水の法則により、レキ層中の水分張力をほぼ大気圧に等しいと仮定すれば、第1層から第2層への浸潤前線の侵入は h_2 が減少して0に近づいた時に発生しうる。いま、 $h_1 = 11 \text{ cm H}_2\text{O}$ 、 $\alpha = 15^\circ$ の数値を(13)式に代入すれば、 $h_2 = 0$ のとき $Z = 11.4 \text{ cm}$ となる。すなわち、第1層(マサ土層)の厚さが 11.4 cm 以下の斜面であれば浸潤前線は停止し、それ以上の厚さであれば浸潤前線は境界面を通過するものと考えられる。本実験では第1層の厚さを 12 cm としたため浸潤前線は境界面を通過すると予想されたが、実際には図-6のように停止した。これは、第1層から第2層への浸潤前線侵入のためには $h_2 = 0$ でも不十分で、 h_2 が少し負の値^{注)}へ片寄る必要があることを示していると考えられる。

図-9に、(11)式と(13)式の関係を示した。すなわち、勾配 α 、厚さ L の土層がレキ層上にあるとき、浸潤は有効水分張力 h_2 を(11)式に従って増加させながら進むが、境界面に達した場合、 h_2 はゼロに向かって図の点線に沿って低下し、(13)式と交わる。(13)式と Z 軸との交点を Z_0 とすると、

$$L > Z_0$$

の場合は境界面での h_2 の値が負^{注)}になるので浸潤前線は境界面を突破し、

$$L \leq Z_0$$

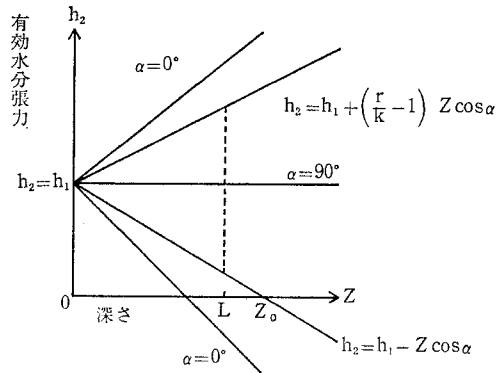


図-9 一定降雨強度 r のもとでの浸潤前線における有効水分張力変化の概念図

の場合は境界面での h_2 の値が正またはゼロとなるので浸潤前線は境界面で停止すると予測される。図-9には、(11)式と(13)式で、斜面勾配 α の変化に従って直線勾配が変化することを示している。また、有効水分張力 h_2 が(13)式と交わって静止した後、土層境界面上に浸潤水が滞留し、増加し続ければ h_2 は低下し続け、やがては h_2 が負の値となって浸潤前線は土層の境界面を突破するであろう。また、斜面勾配が大きい程、土層境界面上の滞留浸潤水は斜面勾配に沿って横流れを生じるので、 h_2 は正の値を維持し続け、浸潤前線は土層の境界面で停止し続けるであろう。

以上のように、浸潤前線の定速降下や境界面での降下停止について、Green and Ampt の方法は明快な説明を与えてくれるが、他方では仮定されたモデルが流れの実態と一致しない問題が残る。(13)式の導出で用いた $q_z=0$ の条件も、実際には浸潤前線が停止した後も浸潤領域内では浸潤水の降下を生じているので、ミクロに考えれば $q_z=0$ は浸潤前線でのみ成立つ条件である。これらの点は、Green and Ampt の方法が近似理論であることを十分認識した上で、実測値と比較対照して行く必要があることを示している。

4) 浸潤前線の下層への浸入

図-6の斜面下部では、第1層と第2層の境界において、浸潤前線が一時停滞したが、すぐに第2層のレキ層、第3層のマサ土層へと降下した。これは、斜面上部の境界面で停止した浸潤前線上で斜面に沿った横流れが生じ、斜面下部で土中水が累積して降下したためである。

4. 成層斜面における降雨の浸潤実験 2

図-6の実験結果は、斜面が四方を囲まれた容器内に

注) 正の水分張力は圧力水頭では負圧を、また負の水分張力は正圧を各々意味する。

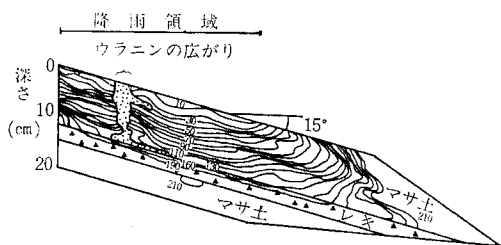


図-10 斜面下部の壁面の影響を除去した場合の3層土層における浸潤前線とウランの広がり
(図中数字は降雨開始後の時間;分)

作られたため、壁面の影響を強く受けている。そこで、斜面下方の壁面の影響を除去した場合、浸潤前線はどのような挙動を示すか確かめるため、図-10のような浸潤実験を行った。すなわち、長さ約100cmの容器に図-10のような3層土層を作り、斜面上部の50cm×50cmの面積部分のみに人工降雨を与えた。斜面内にはウラン粉末を埋め込んで水の動きのトレーサーとした。

210分間の定常降雨のもとで、浸潤前線とウランの広がりには図-10のようになった。約130分で第1層(マサ土層)と第2層(レキ層)の境界に達した浸潤前線は降下をほぼ停止し、一部でわずかに第3層に達した。しかし、ウランの広がりには第1層と第2層の境界面に著しく多く、第2層へは全く侵入が見られなかった。

図-10の結果は、壁面の影響の無い成層斜面の場合、浸潤前線の降下停止と境界面に沿う横流れの発生は、第1層と第2層の全面にわたって生ずる可能性があることを示している。

5. 成層斜面における降雨の定常浸透

斜面の内部構造を反映した小さい水循環モデルに基づく斜面中の水移動を解明するため、浸潤に続く浸透について、アプローチの1つの方法を以下に述べる。斜面としては、浸潤実験と同様の3層土層を想定する。また、定常浸透においては浸潤前線が存在しないので、Green and Amptの方法は役に立たない。従って、通常用いられるDarcyタイプの流れの式を適用する。

斜面において、地下水面が深く、降雨の浸透が定常状態である時のフラックスの式を

$$q_x = k \left(-\frac{\partial h}{\partial X} + \sin \alpha \right) \quad \dots\dots(14)$$

$$q_z = k \left(-\frac{\partial h}{\partial Z} + \cos \alpha \right) \quad \dots\dots(15)$$

と表わす。hは水分張力である。連続の条件(4)、(5)、(6)(8)式はここでも成立するから、(15)式は

$$q_z = r \cos \alpha = k \left(-\frac{\partial h}{\partial Z} + \cos \alpha \right) \quad \dots\dots(16)$$

となる。任意の深さZ₀において水分張力h₀が与えられている時、(16)式を積分すれば、

$$\int_{h_0}^z dZ = \int_{h_0}^z \frac{k}{(r-k) \cos \alpha} dh \quad \dots\dots(17)$$

となる。斜面深部に不透水層または地下水面が存在すれば、適当な深さZ₀に対してh₀=0を選ぶことができる。

(17)式の積分は次のように行った。マサ土とレキの吸水過程の水分特性曲線を各々

$$h = 1.49 \left(\frac{\theta}{0.52} \right)^{-2.24} \text{ cm} \quad \dots\dots(18)$$

$$h = 0.0252 \left(\frac{\theta}{0.52} \right)^{-2.09} \text{ cm} \quad \dots\dots(19)$$

で近似し、不飽和透水係数を各々

$$k = \frac{4.29 \times 10^{-2}}{h^2 + 42.9} \text{ cm/sec} \quad \dots\dots(20)$$

$$k = \frac{1.56 \times 10^{-4}}{h^4 + 1.56 \times 10^{-4}} \text{ cm/sec} \quad \dots\dots(21)$$

で近似した。(18)、(19)式は、吸水過程で実測した水分特性曲線を最小自乗法で求めたものである。浸潤過程ではレキ層内に吸引圧は発生しないと仮定したが、定常浸透においてはレキ層中でも水が移動するので、この層に流れる方程式を適用するために(19式が必要となる。(20)、(21)式は、Gardnerの実験式⁹⁾

$$k = \frac{a}{h^m + b} \quad \dots\dots(22)$$

において、nの値をマサ土は2、レキは4とし、経験に基づいて飽和透水係数K_sを各々10⁻³cm/secおよび1cm/secとし、土壌面蒸発法による実測値としてマサ土はk=3×10⁻⁴cm/sec(h=10cm H₂O)、レキはk=1.7×10⁻⁷cm/sec(h=5.5cm H₂O)を各々代入することによって求めた。nとK_sは天下りの的に与えた数値である。

これらを(17)式に代入し、広義積分になる場合も吟味した結果、マサ土の場合の積分は

$$Z - Z_0 = \frac{154}{r \cos \alpha} \left[\ln \frac{h + \sqrt{\frac{154}{r} - 42.9}}{h - \sqrt{\frac{154}{r} - 42.9}} \right]_{h_0}^h \quad \dots\dots(23)$$

レキでは、

$$Z - Z_0 = \frac{0.562}{r \cos \alpha} \frac{1}{2 \left(\frac{0.562}{r} - 1.56 \times 10^{-4} \right)^{3/4}} \times \left[\tan^{-1} \frac{h}{\left(\frac{0.562}{r} - 1.56 \times 10^{-4} \right)^{1/4}} + \frac{1}{2} \ln \left| \frac{\frac{0.562}{r} - 1.56 \times 10^{-4} + h}{\frac{0.562}{r} - 1.56 \times 10^{-4} - h} \right| \right]_{h_0}^h \quad \dots\dots(24)$$

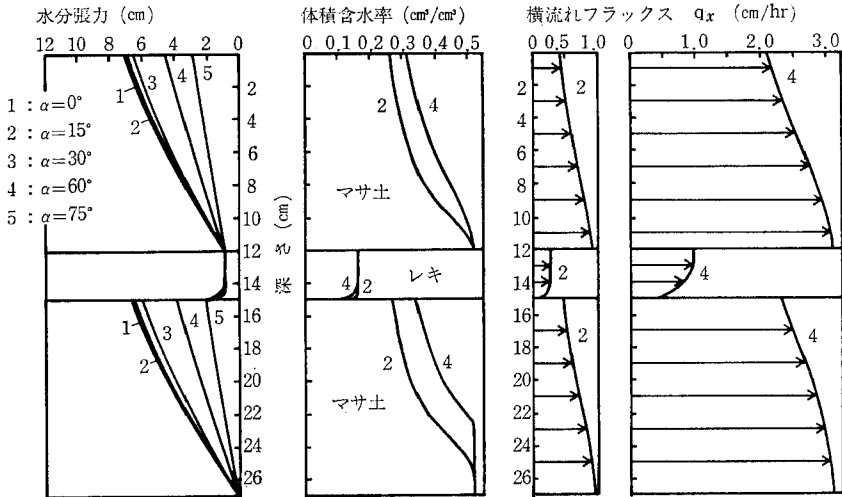


図-11 降雨強度 11.4 mm/hr のもとでの成層斜面内水分張力分布、体積含水率分布及び斜面方向水分フラックス(q_x)分布予測図

となる。降雨強度を $r=1.14 \text{ cm/hr}$ とし、 $Z_0=27 \text{ cm}$ において $h_0=0$ なる境界条件を与えた場合の計算結果を 図-11 に示す。

次に、 x 方向の流れについては境界条件によって h の分布が異なるが、最も単純化した場合として無限に続く均一な斜面を考え、 x 方向に水分張力勾配が無いと仮定すれば、

$$\frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad \dots\dots(2)$$

である。すなわち、(1)式は、

$$q_x = k \sin \alpha \quad \dots\dots(2)$$

となる。斜面中の横流れフラックスは(2)式で計算した。

図-11には、斜面勾配を変えた場合の水分張力分布、含水率分布、斜面方向の横流れフラックスを角度別に示した。斜面勾配が大きい程マサ土内の含水率が高くなることは、意外な結果である。なぜなら、傾斜角度 α の斜面上で同一強度の降雨を受ける場合、斜面表面積は $1/\cos \alpha$ に比例して大きくなるので、単純に考えれば斜面内の含水率は急勾配な程低くなると予想されるからである。同じ降雨条件下でも平地は低含水率、斜面は高含水率になるという傾向は、初めに述べた斜面の崩壊災害にとっても重要な因子である。

また、斜面方向の横流れフラックス q_x が深さによって異なり、土層境界で不連続的に変化するのも興味深い。深さ Z 方向のフラックス q_z は r と α によって決まり、 Z によらない量なので、全フラックス $q=q_x+q_z$ は深さによって徐々に曲折し、土層境界では屈折を起こしていることになる。地下水の屈折は、水理学的にしばしば論議されるが、不飽和土中の水分フラックスの曲折や屈折は、筆者の知る限り論議された例が無く、今後検討

を要する課題である。

以上に例示した降雨の定常浸透は、土の透水性、流れの境界条件に適当な仮定を用いて計算したシミュレーション結果であるため、得られた数値自体は条件によって変化するであろうが、降雨強度 r 、斜面勾配 α 、水分張力 h 、不飽和透水係数 k 並びに各フラックス q 、 q_x 、 q_z の相互関係が示されたことは、斜面中の水移動を理解する上で重要と考えられる。

6. 斜面中の水移動研究の課題と展望

斜面における水の大きな循環モデルが水文学を中心として長く研究されて来たことに比較すると、小さな循環モデルの研究蓄積が乏しいことは冒頭に述べた。その理由は、小さな循環モデルで扱われる水移動現象が、大きな循環モデルを得意とする水文学と、土壌の理化学的性質を扱うのを得意とする土壌物理学との境界領域に位置していることによるのであろう。

最近、水文学と土壌物理学の両側から斜面中の水移動を研究しようという欧米での努力が集成されて、“Hillslope hydrology”⁹⁾ と称する本が出版された。我が国ではこれを“新しい水文学”と意識したが¹¹⁾、これは斜面中の水移動を水文学の中に新しく位置づけようとする時代の要請によるものであろう。

土壌物理学的側面からの研究は、主として小さい系で成立していると考えられる土中水の移動方程式を、実際の斜面における地形の影響、土層の影響、土の不均一性(土中のクラックや粗大孔隙)の影響等を考慮して適用しなければならない⁹⁾。こうした方向も、“新しい水文学”と並んで“新しい土壌物理学”と称することはできないだろうか。少くとも、現代の土壌物理学が、実験室系か

ら、本質的に不均一な圃場、野外へとその活躍の場を求めているとするならば、この呼称もあながち的はずれではあるまい。

引用文献

- 1) 宮崎 毅・井上久義・福岡喜弘 (1981) : 傾斜地の農地防災に関する研究 第1報, 集中豪雨による造成農地災害の実態, 四国農業試験場報告, 36, 97—112.
- 2) 宮崎毅: マサ土の保水性・透水性について, 四国農業試験場報告, 44 (印刷中)
- 3) Green, W.H. and G.A. Ampt (1911) : Studies of soil physics: I. The flow of air and water through soils., J. Agr. Sci., 4, 1—24.
- 4) アー・イー. ブダゴフスキー (1959) : 土壌中への水の浸潤, 研究の資料と記録第9集, 東京大学農学部土地改良研究室.
- 5) Swartzendruber, D. (1974) : Infiltration of constant-flux rainfall into soil as analyzed by the approach of Green and Ampt., Soil Sci. 117, 5, 272—281.
- 6) 宮崎 毅 (1982) : 土中水の不飽和流動 7. 斜面における不飽和流, 土と基礎, 30, 2, 55—62.
- 7) Mein, R.G. and C.L. Larson (1973) : Modeling infiltration during a steady rain., Water Resour. Res., 9, 384—394.
- 8) Taylor, S.A. and G.L. Ashcroft (1972) : Physical edaphology., W.H. Freeman and Company, 199—201.
- 9) Gardner, W.R. (1958) : Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a watertable., Soil Sci. 85, 4, 228—232.
- 10) Kirkby, M.J. (1978) : Hillslope hydrology., John Wiley and Sons.
- 11) 日野幹雄等 (訳) (1983) : 新しい水文学, 朝倉書店

質疑応答

中村 (愛媛大) 単純に言う和一軸方向の浸潤なり浸透の流れがあって、成層条件が斜めになっているという理解の仕方の良いのか。

宮崎 その通りだ。

塩沢 (山形大) 浸潤前線が斜面に侵入する時に、屈折するということだが、浸潤前線の部分については、圧力勾配 (サクション勾配) が傾いているのはわかるけれども、その上の浸潤した層については、水分状態がほとんど均一になるので、圧力勾配は水平方向に働かない。故に、フラックスの方向としては、鉛直方向になる。今の曲がるということは、浸潤前線の部分に限定された話と理解して良いのか。

宮崎 水移動の実態としては、浸潤前線で曲がるだけで、他の所は曲がると困る。しかし今のモデル (Green and Ampt モデル) では浸潤した層が全体として曲がっているということです。最後に問題にしたのは、浸潤の段階は終って、定常浸透になると、全然様相が変わってしまうということだ。含水率も分布するし、層よっての透水性が全然違うので不飽和浸透の中では、全部曲がっている。どの深さでも曲がっていると考える。

総 合 討 論

座長 多田 敦 (筑波大)・陽 捷行 (環境研)

座長 今回の講演内容の範囲は大変広いので、その整理のために書いたのが表-1である。これを陽・多田と岩田会長で整理した時の過程を簡単に説明し、論議の便に供させて頂きたい。講演の対象の範囲を場というか大きなスケールでまず考えてみる必要がある。というのは、考えている大きさ、スケール、場によって取り扱いが当然違ふし、極端に表現すると、非常に幅の広い内容を論議していると、大きい小さいということ自体の内容がちがひ、現象の取り扱いが違ふことになるので、その辺をはっきりしておかないと論議自体がわかりにくくなると思った。この表を見てわかるように、土壤物理の扱っている範囲は大変広い。そこで、議論の中でスケールを取り上げていくと、どこが足りなくて、またどこを、今、集中的に取り上げて進んでいかなければならないのかということが出てくると面白いと考えた。それをもう少し突っ込んで、あるいは独断的解釈で考えさせてもらうと、今、亀裂とか団粒内構造の話が、水田の浸透や排水の話などの具体的な形と結びついて出てきている。また、土壤構造の悪化というような形でもアプローチされている。土壤構造の悪化は、一方では、土壤構造とイオン交換という形へも結びついて出てきた。従来の基礎的な知識というか、よりベインツクな方のアプローチからは、これらの構造は構造の中での「死んだ間隙」とか「有効な間隙」とか言う形でマクロな取扱いと結びついてきつつある。このように幅広いろいろな段階の土俵というものが考えられ、このような場を扱うべき研究の流れが一つ出てきている。また、別の流れからいうと、例えば、硝酸態窒素の水田と地下水との間の動きを保存系物質として考えて見る場合があるが、これをもう少し小さなス

ケールで見ると、恐らく、硝酸態窒素量は変化しており、保存系物質というより系の外に逃げていくものということも考えていかねばならない。この辺の問題のアプローチの仕方は、今の所は、硝酸態窒素は保存系のものとして考えられているが、今後小さなスケールでの物の考え方が入ってくると、恐らく水田で扱う時には、どう考えるのか、畑ではどうなのかというようなことが、重要になってくるのではないかと思う。スケール一つとってみても、視点がかわれば異なることを問題意識として感じた。そういう意味で、どういう問題があるのか、どういうことを今後やらなければいけないかということも含めながら、論議を進めて頂くと有難いと思う。論議の進め方として、まず、団粒内外とか構造とかいうあたりが、スケールとしても中間で大きい側からも小さい側からも関連のあるものと思うので、このあたりから論議を始めていきたい。また総合討論の最後に、若干の時間をさいて、測定法等について論議をしたいと思う。

岩田 (農士試) むしろ、講演者の方々の間で若干討議していただいたらと思ひ質問する。波多野さんの扱われた問題の取り扱いをめぐって、天谷さんもやはり団粒内外の孔隙の問題を指摘しているが、そこらへんを波多野さんに話して貰えないか。それから、波多野さんは非常に地表の浅い所でしかも土としての構造が豊かな所を問題にされているので——亀裂等が問題になるのだが——藤縄さんには、地下深層の場合には、そこらへんの処をどう考えるかといひのか伺いたい。中野さんには、具体的に言うと波多野さんが、塩濾過効果のようなものを含めて、色々と言われたが、こういった問題は、微視的に見れば、中野さんが扱われた水の動きとまさに結びつく問題なので、そこらへんの所を一言話してもらえればと思う。

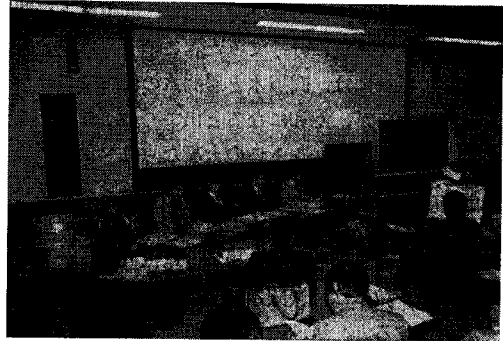
表-1

演者	対象物質	現象	スケール					
			Å	nm	μm	mm	m	km
波多野	重粘土	イオン交換, 団粒内外, 浸透, 拡散, バイパス効果, 亀裂	イオン交換		団粒内外 亀裂			
中野	粘土鉱物	粘土鉱物, 粒子移動, 不飽和, 膨潤	層間水, 膨潤					
天谷ら	干拓土壌	イオン交換, 除塩, 構造悪化	イオン交換		構造			
宮崎	斜面	不飽和流動, 浸潤, 地表水, 地下水					土層	
藤縄	地層, 地下水	物質対流, 温度勾配, 地下水					地層	

天谷(岡山大) 笠岡の土は、海面干拓地で塩が存在するというので、団粒ということも含めて、構造性というものをどのように連続的にとらえていけば良いのかということについて苦慮した。それには、構造をダイナミックにとらえていくということが基本であるので、イオン交換という問題をぬきにしては語れない、ということでこの問題に取り組んでいる。波多野さんの言われたようなメカニズムを、今後どのように我々の問題に生かしていきけるのかを考えたい。

波多野(北海道大) 物質移動に対する考えを進める上で私はまず最初に、均一な土層から、根がどのように水を吸いたいかを考えていた。重粘性土壌の圃場にテンションメーターをうめて水の張力分布を追っていくと、乾いていた土層に雨が降った時に、下の方でより早く水分吸引圧が下がってしまうという現象がぶつかった。浸潤というのは、水が上から下へと移動していくはずであるので、初めのうちは、何回もテンションメーターを入れ換えてみたが、そのうちにどうも下層土に大きな構造があって、構造と構造の間に水が流れ込んでくるのではないかと考えるようになった。そこで、色素(メチレンブルー)を流してみると色素の沈着が構造表面の一部に見られた。このことから水というものは、均一には動かないと考え、粒団と粒団間孔隙を考えなければならぬと思うようになった。今回の報告で接触面積というものを使って水の移動を計算した。しかし接触面積は、水がどの粒団間孔隙に入りやすいかで決まる訳で亀裂が地表面からできた場合とか、作土が耕起されて下層だけに亀裂が残る場合があり、さらに地表面からできている亀裂に対しては降雨強度とか地面の凹凸、作土耕起の場合には作土内にできる停滞水の問題等が、接触面積に非常に大きな影響を与えている。また、更には、中野先生のやられた膨潤とか、収縮の問題等もあるかと思う。しかし、今はそういう問題は手もついてない状態で、統計モデルをどう考えるかというような段階にある。粒団を含むカラム実験等をやって報告したように、解析したのは、あくまでも流出の実験から得られた流出曲線の形から、解析している訳で、必ずしも、物理的な正確さがあるとはいえない。構造の中の孔隙が非常に複雑怪奇で、化学の立場から塩が動いている状態で、固相との反応に孔隙がどういう役割を持っているかということをもう少しはっきりさせたいと思って最後の図は出した。

藤縄(農士試) 実験段階で homogeneous な模擬帯水層が設定できる場合には、ある程度実験結果をすっきりした理論で説明でき、またシミュレーションもできるというところまではこぎ着けてきたが、それを実際に現場でどう適用させるかということになると残念ながらシミュレーション手法の適用以前の問題が残っているよう



な気がする。例えば、広域の地下水流動に関連して、地盤沈下シミュレーションというのがある。これは地下水の流動と圧密理論から地盤沈下を予測したりするものである。近年のシミュレーション手法の開発や改良により、予測数値と観測数値とを比較すると、水位の予測の方がかなりあってきている。つまり揚水量をどのくらい減少させると、水位はどの程度回復するか、かなり正確に予測できるようになってきている。しかし、予測された水頭を圧密理論を結びつけて沈下量を計算してみると、残念ながら今のところあまり精度が高くない。何故かということだが、沈下水の流動の場合には、その水がどこを通過して来たかということとはあまり問題でない。ただ、それが水圧として反映されるだけである。それに対して、地盤沈下の場合ではその水みちが重要になる。流れてきた水が、圧密をおこしにくい帯水層(砂礫層)を通過してきたのか、あるいは圧密をおこしやすい粘土層を通過してきたのかで、沈下する量が全然違ってくる。つまり水みちというものが非常に大事になってくる。これと全く同じことが物質移動の場合にもいえるのではないかと思う。アメリカなどでは、物質移動のシミュレーション・モデルを現場に適用しようと試みられているが、室内実験で測定された分散係数のパラメータより数オーダー大きなパラメータを使わなければ、現象が説明できないという結果が出ている。これはどうも水みちに原因しているのではないかと考えている。質問は深部に構造の変化があった場合にどういう取り扱いになるかということですが、物質移動現象を定式化し精度の高いシミュレーション・モデルを開発するというは別に地質構造をいかに的確に把握するかということが重要なキーポイントになってくると考えている。今日は保存形の物質移動について話題提供を行ったが、これが粘土層などを通る時に、化学的な挙動が、無視できない場合も多いと思うので、やはり何らかの形で化学反応等を含んだものをこれからはやっつけていかなければならないと思う。

中野(東京大) はっきりさせておきたいことが1つある。それは水の動きは、水のあり方、つまりどういう状態で間隙の中にあるかということと密接な関係にある

ということだ。まず水のあり方として、間隙水と層間水というように大雑把に分けてみた。このように分けた時に不飽和の場合には、間隙水と層間水の間ではポテンシャルの差はないが、飽和になると出てくる。これが1つの大事な点である。もう1つの大事な点はマクロに土の中を通る水は、層間水の所を通るのか、間隙水の所を通るのかと問われたら、間隙水の所を通過して行くということをはっきりしておきたいと思う。水は間隙水の所を通過して、粒子は、層間水で発生した膨潤圧で動いていく。そうすると、層間の距離が広がる訳だから、それによって層間にあるイオンの分布が変わる。飽和の場合には、間隙水のポテンシャルと、層間水のポテンシャルが同じになろうとする。間隙水から層間水へのミクロな動きが当然あるだろう。それが波多野さんの言うイオン交換とのつながりになるだろうと思う。また天谷さんが言われた pF 1.8 で除塩できなくなるということだが、これはまさに間隙水を通る水の動きと、間隙水から層間水へ行く水の動きのスピードのオーダーが全く違うということによると思う。つまり間隙水の水の動きの方がよっぽど速いということだと思ふ。もう1つは普通の粘土の場合、層間に働く力の中でどの力が一番大きいかというと、シートが持っている分子と水分子の間に働く van der Waals 力がオーダー的に一番大きい。従来、膨潤圧としていわれてきたもの (Warkentin) は、ペースト状態になった場合の、または、suspension (懸濁) 状態になった場合、つまり水の中にシートがあるような状態での膨潤圧ではないかと思う。あの中では浸透圧だけしか考えていない。こうした状態では、シートとシートの間の van der Waals 力がそれを補うものとして動くが溶質による浸透圧と比べるとシート間の距離が大きいので、オーダー的に非常に小さくなる。土としてある場合には、飽和になった場合でも、10分子層のオーダーで水を入れると間隙水が計算上できなくなる。飽和になって膨れてくるとイオンはシートの表面電荷で引ばられて表面付近からだんだんうすくなっていくという状態ができ、間隙水にあたる所はどこでも同じ状態になっていくと私共は考える。 pF 1.8 から除塩効果がなくなるといことは、除塩効果が出る程粘土は、ふくれてないということだと思ふ。かなり強固に層間が縮ってついてその間が膨れないので、その間にはさまってしまったイオンは、簡単には、層間水の方へ出ていかないという土の条件ができあがっているのではないかと考える。さて、もうひとつ問題提起をすると、地層の特徴をどのように量的に把握するかということだが、波多野さんの場合には、亀裂は亀裂として、亀裂の表面を通るような状態とか、亀裂を全部満たして、水が流れるような状態を考えられたが、もっとマクロにドラム缶ぐらいの土をとっ

て、浸透実験をしたら、多分、亀裂の中を通る水を含めた透水係数がでてくると思う。そういう形で透水係数を地層に対して提示するという方法がある。これについては、亀裂の発達した水田で、水田全面について Darcy 則が成りたつという研究がある (丸山)。その中では Darcy 則が充分成りたち、使えるという結論がでていと思う。亀裂についても、もう少しミクロに言えば、モンモリロナイト系膨潤性粘土に入った亀裂だと、雨が降って水がそこまで行くと多分亀裂は周辺の土塊が膨張するので亀裂は縮んでしまう。こういう場合は、亀裂はあるけれども大きさとしては小さくなる。さて、そこに不飽和状態が起こるんだらうか。亀裂は水が通る時には、空気がなくて満流の状態を通るのではないだろうかという疑問を感じた。

座長 一番スケールの小さな層間水の所から一番大きな地層に至るまでのコメントを頂いたが、これを踏まえて大きい方のスケールの話を進めて行きたいと思う。大きなスケール場でのクラックの取扱いに関しては、私共でも理解できるのだが、初期に亀裂に関して研究を進められた田淵先生、丸山先生、何かコメントがあればお願いします。亀裂の扱いについて、今のような話していただきたいコンセンサスなると考えてよろしいか。

丸山 (京都大) 波多野さんの話についてだけコメントする。波多野さんがモデル化した所で気になっていたのだが、表層の土壌の所は Darcy 則、表層から下へ継がる所は、Bernoulli 則、つまり乱流則、(速さの2乗に比例する抵抗則)、そしてそれから下の方が Darcy 則となっていると言われたが、クラックの中の抵抗値というものを考える時、Reynolds number で考えなければならぬと思う。するとクラック (亀裂) を通る水の速さが問題になり、クラックの特徴的スケールとしては、その幅と長さが重要になる。圃場排水などの場合だと、全体の排水量が非常に小さいものだから、流速がうんと落ちる。流速が落ちると Reynolds number は速さと長さの積と動粘性係数の比なので、速さが小さいので Darcy 則は近似的に成り立つ。だいたい Reynolds number で 100 ぐらいだったと思う。普通の Darcy 則ですと 10 ぐらいだから少し曲がる所だけれども、まあ、そう気にしなくて使っていいんじゃないか。藤縄さんの話のように動水勾配が大きくて、流速が速く流れるような所は Darcy 則は具合悪いということに当然なると思う。

座長 亀裂の問題でもう1つ、ケミカルな点で、たとえば pH の条件等で亀裂が生成するような条件というのが、今の流れの中で、認識しておかなければならない点だと思ふ。モンモリロナイト系統で pH が変わると亀裂の形が異なる。それは当然 pH の変動によるアルミニウムの変形によるものだという点で久保田さん1つコメン

トをお願いします。

久保田 (中国農試) 先程講演中に質問したのは、石こうで置き変っていくつまり Ca 形に置き変っていく過程の前に強酸性のような場面が出てきてそれが土壌を分散系から凝集系にもっていき、水の動きを良くしてそれで置きかわっている、そういう過程があるかどうか知りたくて質問した。そのことと関連すると思うのだが、実際に化学の方から扱われた亀裂ということについては、あまり整理はしてないが、実験的には例えば、粘土鉱物を扱う時にマグネシウム形というものをつくることがある。マグネシウム形にすると非常に配向して大きなマス (mass) ができる。ところがカルシウム形にすると小さなひびが入る。またナトリウム形でしたら大きく収縮して、亀裂が入る時には大きな亀裂となる。ですから分散系の方が亀裂は大きく、凝集系の方が小さいということが一般には言われている。土壌の構造の方から考えると、一般に土壌の構造は柱状構造と、角塊状構造、亜角塊状構造などに分類することができる。例えば、海成土壌をみますと、ナトリウムが多くて、分散系で、崩落度も高いという、壁状構造的なものは、亀裂の生じ方は、常に柱状構造か、角塊状構造となる。それが非常に地耐力がついてきて、酸化鉄の被膜もできてくると、そういう構造の場合には、亜角塊状構造となる。さらにその鉄の性質が勝って荷電が減ってくる。つまり鉄が——アルミも同じだが——不可逆的に荷電をつぶしていく。そういう土壌になると、亀裂の発生の仕方は粒状構造となる。アロフェンもその1つと考えられる。亀裂といってもかっちり入る亀裂と土壌のマス (mass) のサイドから見た場合とは扱いが違う。そのように亀裂には色々と定義があり、研究しにくい面もある。

座長 亀裂には大きく mass として入っている亀裂と、団粒内外のものがある。そしてアグリゲートしている団粒とブロックとしてのクラックとは、扱いが当然違ってくると思うんですが、今、論議している対象はクラックの方の話と考えていいですね。それでは、それは反対だという考えの方、どなたか御意見を頂きたい。無いようでしたら、それでは小さいスケールの pF 1.8 よりも小さい場合、マイクロの方の話に入りたい。まず、この pF 1.8 以下というのはどういう意味を持つのか。

天谷 ここで言っている pF 1.8 というのは、いわゆる重力排水ができるかどうかということで区別している間隙である。ですから普通にいわれる圃場容水量が pF 1.8 ということであるとするならば、重力排水が可能である間隙で分けてみようという意味です。

座長 笠岡では pF 1.8 を境として、その pore (孔隙) 分布がかなり変化してくる。ゼロ空隙曲線から離れたところということ、そこで pF 1.8 の前後の性

質が違ってくるのではないかという気がしていたが、pore 分布が、どうなっているのか気になっていたのだが、その所で動きやすいということはわかったが、前後の分布も飛躍的に変わってくるのでしょうか。

天谷 この考え方は非常に模式的なもので、笠岡の土が pF 1.8 でどうなるかということまではまだ結論をつけた言い方をしていないので、ご了解いただきたい。

座長 先程の中野先生の pF 1.8 より下なら動かないかどうかという話と直接結びつくような解釈は、笠岡の土ではまだ論議できないか。

天谷 ここでとにかく除塩が可能かどうかということ、間隙内の水が移動しうるかどうかということで分けているので、中野先生の御意見と接点を持てるかどうかについては、もう少し、議論が必要ではないかと思う。

中野 例えば土の様相として52年と53年の土の単位体積当り膨潤量の違いがどのくらいでているか。もし測定していたら教えてほしい。

天谷 そのような観点で考え出してまだ日が浅く、最初、水田状態での除塩というのは、今まで問題なく過ぎてきたのでそうむずかしくは考えていなかった。土壌的にもとりたてて笠岡の土はむずかしいものではない、ということととにかく乾燥させれば次第に除塩が進んでいくだろうという観点から研究を始めた。しかしそうではないと思い至った時に、昔のことを考えた場合、膨潤度の件も考えておくべきだったと思う。そういうことでお答えできない。

三野 (岡山大学) 天谷さんとは少し考えが違うのだが、報告したことは水循環の構造の中で、水が抜ける間隙と抜けない間隙が決まってくるということだ。イオンが動きやすいということよりも、たとえ動きやすくなったとしても、水が動かなければ、塩はぬけない。笠岡の土に、fresh water を入れたとしても、間隙があいてない限り、その間隙に fresh water が近づけない。すると笠岡の干拓地の場合を見てみると、水がぬけるのは、暗渠で重力水をぬいてるのと、上から蒸発でマトリックサクションの勾配でぬく、つまり重力ポテンシャルでぬくのと、マトリックポテンシャルでぬくという2つのまったく違った方向がある。下からぬけるのは、少なくとも——pF 1.8 がいいかどうか解らないが、——ミリメートルとマイクロメートルの間のあたり、その辺りが pF 1.8 に相当するとしたら、その前後で全く除塩のメカニズムを変えて考えなければならない。しかもそれは、除塩という塩の動く土壌の中だけの話ではなくて、数キロメートルをこえた地上での大きな水の循環構造の中で、湿潤地帯の除塩は考えていかなければならないということから pF 1.8 がでてきた。間隙の大きさをうんぬんでその中でどのように水が動くかという話とは少し観点が違おうと

思う。ただし、ここでいう pF 1.8 が良いかどうかは、まだ検討していかなければならない。そういう視点からの指標として pF 1.8 をとらえたということで理解して頂きたい。

座長 今、だいたい小さなスケールとの境目の所の話をしているが、田淵先生何かコメントがありますか。

田淵 (茨城大) 水質保全の立場から、農地から出ていく窒素とリンの問題に取り組んでいる訳ですが、その観点から本日のシンポジウムの主題について考えてみると、農地から出ていく窒素、リンには、地表流出と浸透の2種類があるが、本日の主題と関連するのは浸透で出ていく窒素、リンの問題で考えてみる。これが今、大変問題になっている。リンは土壤に吸着されるという性質があるから、浸透水の中には余り見られないということになっている。しかし、窒素については、かなり浸透水の中に含まれる。浸透水の中にある窒素をいかに除去するかが非常に大きな課題である。その時に窒素がどういう形で出て来るかという、畑などだと、硝酸の形で出てくる。硝酸が、土壤に吸着されにくいので出てくるのだが、アンモニウムで、土壤に供給する実験もしてみたが、それでも、酸化状態のような畑の土だと硝酸に変わって出てくる。ここでアンモニウムが硝酸に変わるという形態変化という問題が1つ物質移動にはあるわけで、そこが大きな問題である。もう1つ、窒素について言うと、硝酸が、還元状態の土の中を通過すると、そこで脱窒という現象をおこす。気相転換ということがおきる。先程言われたようにどこを通るかが問題だということがそこに出ている。そういう訳で、気相転換と形態変化という2つの新しい課題が物質移動にはあり、どちらも、微生物が関与している現象である。または関与していると言うよりむしろ微生物が主役の問題であると思う。この問題はどうしても土壌物理、土壌化学だけではなく、それにさらに微生物学を加えた3つの学問分野が結合した領域の問題だと思う。こういう点で微生物が専門の方のコメントを頂きたい。団粒の内か外か、亀裂、水が動いているかいないか、空気があるかないか、またあってもその空気が大気とつながっているかどうか、それらがすべて微生物に関係してくる。つまり微生物の生育を決定的に決めている問題だと思う。そういうことで微生物に関するコメントを頂きたい。また、波多野さんからもそういう知見があれば教えてもらいたい。

座長 本日のシンポジウムの主題は chemist との境界領域であり、今後の重要な課題だという会長の話があったが、ここで田淵先生はもう1つ微生物の問題を加えられた。別の表現でいうと、物質移動については、物理、化学だけでなく Biochemical (生化学) 的な面から捉えなければならない問題だと思う。例えば、地下で

は、還元状態が発達しているので、当然脱窒菌という菌がおり、アンモニウムは硝酸に硝化され、硝酸は窒素ガスに脱窒されるという現象がある。こういうことから、どなたか Biochemical な面からコメントを頂きたい。田淵先生もう一度何か、具体的にやられている点で何かコメントを頂きたい。

田淵 この問題は、21世紀を担う新しい土壌物理学の方に是非ともやってもらいたい問題だ。これにかかわるのは、今日の主題の問題だけではないと思う。土壌物理学のほとんど全てが今までは「死んだ世界」の土壌物理しかやってこなかったと思うのだが、Biochemical な面との関連は深いと思う。例えば透水係数1つにしても、微生物が必ず関与していると思う。こういった意味で今後「生きた土」を扱う土壌物理学が必要じゃないか。ただ、個人でできるのか、共同研究のような形をとるのか、そこらは検討しなければいけないが、1つの新しい領域を開拓しなければならない状況にあると思う。

座長 もう1つ抜けている問題があるように思うが、それは、物質移動の中には、水に溶存して移動する炭酸ガスとかメタンガス、あるいは N_2O ガスなどの問題がある。単にイオンの移動の問題だけでなく、こういう問題も、また田淵さんの言われる意味での Biochemical な面から残されているのではないか。その辺のコメントを頂きたい。

中村 (愛媛大) 古い話だが、土にオキシフルを入れてしまったら、ガスの発生があった。それはおそらく細菌によるガスの発生かなにかだと思う。そしてこのように溶存ガスが脱出してくる時には、極く、極く、表層の1mm以下の部分を閉鎖してしまう。極端な砂の場合ですが、それによって浸透状態が非常に違ってくる。極端な成層状態になってしまうという経験がある。ただそのガスがどんなガスかはわからないが、ただ、溶存のガスであることは事実だ。脱気水を使えばガスの発生はないし、脱気水をしなくてもゴム管でつないだら、そのつないだ間に入ってしまった。それがごく表層につかえて、成層状態の浸透に変わってしまう。溶存ガスは非常に敏感に浸透に影響する。そしてごく表層でするんじゃないか。田の土を使った場合など特にそれを殺菌すると、つまり方が、非常ににぶくなる。田んぼなどでおこる時には、微生物が関係していた。

座長 司会者のほうで、独断的な発言をして、どうも発言しにくかったのではと思うが、あと5分位あるので他に何か御意見はないか？

中野 宮崎さんに質問だが、斜面に灌漑するような場合に、今までの考え方で灌漑したら斜面ではうまくいかないとかいう意見はないか。つまり水利用や水循環等技術として人間が斜面に水問題として働きかける時のそ

の計画の基準のようなものと、講演された内容とはどのように関わりあうのか。

岩田 宮崎さんに伺いたいが、普通に考えると斜面では、上からきた水は、下へ行く。これを物質移動としてとらえると、下に物質が集ってくるという形でとらえてしまうが、どうも違うらしい。物質移動に関連して、斜面、あるいは、傾斜地の場合にどんな点に気をつけなければいけないか。

宮崎 (四国農試) 私も斜面での水の流れについて、実験の結果が意外な方向に向いてしまったので、あと追いつ的に、始めたのだが、今から現場のことを思い直してみると、たとえば暗渠排水の問題で、最近、傾斜地で必要性を強調する声が強まっていると思う。今までは、低い土地の排水不良地とか水田で、暗渠排水というものを考えてきた訳ですが、傾斜地でも、暗渠排水をしなければ、まずいとか、傾斜地でも排水不良地があるとか、土地改良事業等が進んでいくと、そういう現場に出会うことが次第に多くなってきている。問題は、地下水面より下あるいは、圧力が0以上、大気圧以上の水であれば、勿論暗渠で排水できるけれども、斜面の中では、意外に地下水面はないものだと割と多く言われている。そういう所で、水をどうやって増やしたり、ぬいたりというコントロールをするかが問題だ。特に、礫の層というの

は、ちょうど、暗渠排水の中と同じ条件だと思う。その中で水が入ってきてくれなければ、目的とする技術は成り立たない。そのことが意外と多くて、たとえば香川県に、お茶の試験場があり、そこで試験的に傾斜地の農地で、暗渠排水をやってみているが、水が出てこなかったりする。出るはずだと思って、上から水をかけても、暗渠排水から、水が出てこなかったというようなことはさきほどのようなことがあれば、当然おこりうることです。そのようなことが実験を行った後で、知った事例となるのだが、現実に困ったという話は聞いていない。ただ、灌漑についていえば、傾斜地での水の利用はかなり大変なようだ。香川用水というのがあって、香川県はどこでも水が使えるものだと考えられ勝ちだが、香川県下では山の中腹以上の高い所になると香川用水が来ないので、節水や、有効な灌漑法とかに非常に強い関心を持っている。斜面でどのように水をやったら良いかなど、傾斜地では、水への関心が、意外と乾燥地における関心に近いということがある。そういうことも関わりとして現地にはある。

座長 時間の都合もあり、大変短かい時間でしたが、この辺で論議を終わらせて貰いたい。どうもありがとうございました。

凍土中の水分移動が熱伝導率測定に及ぼす 影響について

福田正己*, B. D. KAY**, 伊豆田久雄***, M. I. SHEPPARD****

Effect of water migration on the determination of the thermal
conductivity of unsaturated frozen soils

Masami FUKUDA*, Ben D. KAY**, Hisao IZUTA*** and Marsha I. SHEPPARD****

*Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo (Japan)

**Department of Land Resources Science, University of Guelph, Guelph, Ontario (Canada)

***Seiken Co. Ltd., Osaka (Japan)

****Atomic Energy of Canada Ltd., Pinewa, Manitoba (Canada)

1. はじめに

自然状態での土の凍結・凍上現象や LNG 地下タンク周辺の地盤凍結現象を解析するためには、凍土の熱的性質を把握する必要がある。とくに凍土の熱伝導率は現象の定量的解析に欠かせない重要な物性値である。従来凍土を土、空気、氷の3相構成要素からなりたつとして、測定によらずに各々の体積比と熱伝導率から推定することがなされていた (Kersten (1963)¹⁾, McGaw (1969)²⁾。また最近では実測が非定常熱伝導状態で行われている。実測値と熱伝導率推定法の De Vries モデルの推定値とが良好一致をみることが報告された (Penner (1970)³⁾。

ところで凍土中には不凍水が存在し、凍土内の温度勾配下で移動するという実験事実が明らかにされた (Hoekstra (1966))⁴⁾。凍土を構成するのは、土・氷・水・水蒸気・空気であり、温度勾配下で水と水蒸気が流れる。すると従来の熱伝導率推定上の仮定である土・氷・空気の構成要素とその伝導のみで熱輸送が生ずるとする考え方は不適当となる。沢田 (1979)⁵⁾ はサーマルプローブ法で苫小牧シルトの熱伝導率を測定し、 $-10^{\circ}\text{C}\sim 0^{\circ}\text{C}$ 範囲で異常に大きな熱伝導率を得た。サーマルプローブ法では凍土中に大きな温度勾配が生ずる。すると、液体の水と水蒸気の圧力にも勾配が生じて水と水蒸気の流れを引き起す。この流れで潜熱と顕熱の輸送が生じて、見かけ上熱伝導率が大きくなることが予想される。この事例から、 0°C に近い凍土の熱伝導率測定では、凍土中の水と熱の結合した流れモデルに基づく熱伝導方程式を適

用して熱伝導率を求める必要性が指摘されよう。

本報告では、 0°C に近い凍土中の水と熱の流れについて理論的に取り扱い、これを熱伝導率測定法であるサーマルプローブ法に適用することを試みる。理論的な取り扱いについてはすでに報告したが (Kay et al (1981))⁶⁾、ここでは測定の方法や内容を含めて報告する。

2. 凍土中の水分と熱の移動の理論的取り扱い

温度勾配に沿って凍土中に水流が生じていることは、実験で確認されている。(Hoekstra (1966))⁷⁾, Loch and Kay (1978)⁸⁾, Fukuda et al (1980)⁹⁾。この場合水は気・液・固相の状態をとりながら輸送される。たとえば凍土中の空隙内の水蒸気が温度勾配下で拡散移動したり、温度勾配下での不凍水に化学ポテンシャルの勾配が生じて物質移動となったりする。さらに復氷現象によって、固体状態の氷も凍土内の温度勾配に沿って流動することも知られている。

空隙中の空気が大気圧に等しい不飽和状態の凍土に限定して以下の考察を行う。この条件にはさらに凍土が剛体の境界によって拘束されていないことが付け加えられる。これは、氷には有効応力の外部からの増加分が作用しないことを意味する。また凍土中には氷レンズが形成されておらず、土粒子と氷は均一に分散しているとす。したがって有効応力の作用を受けない分散水の受けている圧力は、大気圧に等しい。また水の移動で局所的な氷の集積 (氷レンズ) が生じてないとすると、水の流れは気相と液相の状態では生ずる。Kay and Gronevelt

* 北海道大学低温科学研究所

** Dept. of Land Resources Science, Univ. of Guelph, Canada

*** (株) 精研技術研究所

**** Atomic Energy of Canada

(1974)⁹⁾によれば、この状態の水の流れの連続の式は、Harlan (1973)⁶⁾の式に水蒸気移動項を加えて次のように表わせる。

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{\rho_l}{\rho_l} \frac{\partial \theta_l}{\partial t} + \frac{1}{\rho_l} \frac{\partial (\theta_a \rho_v)}{\partial t} \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial (P_1 + Z)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} D_{a,tm} \frac{\gamma \alpha \theta_a \partial \rho_v}{\rho_l \partial x} \right) \dots (1)$$

ここで、 $\theta_l \cdot \theta_l \cdot \theta_a$ は水・氷・空気の体積率 (cm^3/cm^3) で、 $\rho_l \cdot \rho_l \cdot \rho_v$ は水・氷・水蒸気の密度 (g/cm^3) である。 t は時間 (sec) で x は距離 (cm) を表わし、 Z は動水ポテンシャルの重力分すなわち重力ポテンシャル ($\text{cm H}_2\text{O}$) である。 K は透水係数 (cm/sec) で P_1 は液体の水の水頭高 (pore water head, $\text{cm H}_2\text{O}$) である。 $D_{a,tm}$ は空気中の水蒸気の分子拡散係数 (cm^2/sec) で、 γ は拡散する空気と水蒸気の境界条件の差に起因する物質流のファクターであり、 α はその流路のねじれの要素を示している。これらは Philip と DeVries (1957)¹⁰⁾ が提示した係数である。

水の流れは2つの様式をとると考えられている。土粒子表面の連続した皮膜水の流れと、液体中に孤立した空隙内で生ずる蒸発、蒸発拡散そして他方での凝結で流れる。どちらの様式で水の移動が支配的に生ずるかは、空隙の数と皮膜水の厚さに依存する。皮膜水の厚さは不凍水分量によって定まるから、温度が低下すると不凍水分量も減少し、従って皮膜水の厚みも減少する。このことから、透水係数 (K) は温度と空隙の体積率に依存する。これに付け加えて、連続した空隙を通しての水蒸気拡散で、水蒸気の流れが生ずる。

熱流の連続の式は、土粒子・氷粒子・液体の水を伝わる熱伝導と、固 \leftrightarrow 液、液 \leftrightarrow 気の変態に伴う潜熱輸送と温度差による顕熱輸送を含んでいる。これを次式として表わす。

$$C \frac{\partial T}{\partial t} + H_l \rho_l \frac{\partial \theta_l}{\partial t} + H_s \frac{\partial \theta_a \rho_v}{\partial t} \\ = \frac{\partial}{\partial x} \lambda \frac{\partial T}{\partial x} + H_l \rho_l \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial (P_1 + Z)}{\partial x} \right) \\ + H_s \frac{\partial}{\partial x} \left(D_{a,tm} \gamma \alpha \theta_a \frac{\partial \rho_v}{\partial x} \right) \\ + \rho_l C_l \frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{K \partial}{\partial x} (P_1 + Z) \right) \\ + C_v \frac{\partial}{\partial x} \left(T D_{a,tm} \gamma \alpha \theta_a \frac{\partial \rho_v}{\partial x} \right) \dots (2)$$

ここで、 C は土全体の体積比熱 (cal/cm^3) なので、

$$C = \rho_l \theta_l C_l + \rho_l \theta_i C_i + \rho_s \theta_s C_s + \rho_a \theta_a C_v \dots (3)$$

C_l, C_i, C_s, C_v はそれぞれ水、氷、土粒子、水蒸気の比熱 (cal/g) である。さらに λ は土の熱伝導率 ($\text{cal}/\text{cm} \cdot \text{sec} \cdot ^\circ\text{C}$) で、 T は温度 ($^\circ\text{C}$)、 H_l は水の融解潜熱 ($79.7 \text{ cal}/\text{g}$) で H_s は水の蒸発潜熱 ($619.3 \text{ cal}/\text{g}$) であ

る。凍土中の含水率と水蒸気密度はヒステリシス効果がないとすれば、その温度で決定される。また仮定により氷の圧力は大気圧に等しいとしたことから次の代入式が得られる。

$$\frac{\partial \theta_l}{\partial t} = \frac{d\theta_l}{dT} \frac{\partial T}{\partial t} \dots (4)$$

$$\frac{\partial \theta_a \rho_v}{\partial t} = \theta_a \frac{d\rho_v}{dT} \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_v \left(\frac{\partial \theta_a}{\partial t} \right) \dots (5)$$

$$\frac{\partial \rho_v}{\partial x} = \frac{d\rho_v}{dT} \frac{\partial T}{\partial x} \dots (6)$$

さらに不凍水の空隙水圧 (pore-water pressure) について、Clapeyron の式が成り立つとすれば (Kay and Gronevelt (1974))⁹⁾,

$$\frac{\partial P_1}{\partial x} = \frac{H_l \rho_l}{T_0} A \frac{\partial T}{\partial x} \dots (7)$$

ここ $T_0 = 273^\circ\text{K}$ で A は単位系をそろえるための係数 ($A = 42714 \text{ cm} \cdot \text{cm}^3/\text{cal}$) である。(4), (5), (6), (7) 式を(2)式に代入すると次式が得られる。

$$\left\{ C + H_l \rho_l \frac{d\theta_l}{dT} + H_s \theta_a \frac{d\rho_v}{dT} \right\} \frac{\partial T}{\partial t} \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \left(\lambda + \frac{H_l^2 \rho_l^2 A}{T_0} K + H_s D_{a,tm} \gamma \alpha \theta_a \frac{d\rho_v}{dT} \right) \frac{\partial T}{\partial x} \right\} \\ + \left\{ C_l \rho_l \frac{\partial}{\partial x} \left(TK \frac{H_l \rho_l A}{T_0} \frac{\partial T}{\partial x} - TK \right) \right. \\ \left. + C_v \frac{\partial}{\partial x} \left(T D_{a,tm} \gamma \alpha \theta_a \frac{\partial \rho_v}{\partial x} \right) \right. \\ \left. - H_l \rho_l \frac{\partial K}{\partial x} - H_s \rho_v \frac{\partial \theta_a}{\partial t} \right\} \dots (8)$$

右辺第1項の()内、すなわち

$$\lambda + \frac{H_l^2 \rho_l^2 A}{T_0} K + H_s D_{a,tm} \gamma \alpha \theta_a \frac{d\rho_v}{dT}$$

は見かけ熱伝導率と表現できる。右辺第2項のはじめの分、すなわち

$$C_l \rho_l \frac{\partial}{\partial x} \left(TK \frac{H_l \rho_l A}{T_0} \frac{\partial T}{\partial x} - TK \right) \\ + C_v \frac{\partial}{\partial x} \left(T D_{a,tm} \gamma \alpha \theta_a \frac{d\rho_v}{dT} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \right)$$

は、水の液相と気相状態での対流による顕熱伝達分である。残りの分は、重力ポテンシャル差による水の移動に伴う潜熱と、一定温度下での空気で満されていた空隙への水の出入りに伴う発生熱分である。これは湿潤熱に対応される。

見かけ比熱は次の3つの項を含んでいる。土粒子・水・氷などの構成要素の比熱、氷 \leftrightarrow 水の相変化に伴う熱の吸入放出、水 \leftrightarrow 水蒸気の相変化に伴う熱の吸入放出。ここで第3項と他の項との大きさを比較してみる。水の蒸気圧データから $d\rho_v/dT$ はほぼ $0.29 \times 10^{-6} \text{ g}/\text{cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}$ である (Weast (1967))²⁰⁾。乾燥している土の例として、

$\theta_a = 0.40 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ の値を用いて第3項を見積ると $7.1 \times 10^{-5} \text{ cal}/\text{cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}$ となって、予想される比熱の値 $1 \sim 20 \text{ cal}/\text{cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}$ に比べると充分に小さいので無視する。すると見かけ比熱は次のように定義することができる。

$$\bar{C} = C + H_f \rho_l \frac{d\theta_l}{dT} \quad \dots\dots(9)$$

これは Williams (1968)²¹⁾ の定義に一致している。また実測結果から \bar{C} と T との関数関係も得られている (Anderson and Morgenstern (1973))¹⁾。

次に見かけ熱伝導率は次の3つの項からなりたっている。熱伝導分と液体流による潜熱伝達分および水蒸気流による潜熱伝達分である。ここでも第3項目と他を比較してみる。 $d\rho_v/dT$ は先述の値を用い、 $\alpha = 2/3$, $\gamma = 1.0$ を Philip ら (1957)¹⁰⁾ から引用する。 $D_{a,lm} = 0.24 \text{ cm}^2/\text{sec}$ (Weast (1967))²⁰⁾ とすると、第3項分は $1.2 \times 10^{-5} \text{ cal}/\text{sec} \cdot \text{cm} \cdot ^\circ\text{C}$ となる。これはやはり予想される $\bar{\lambda}$ よりも少なくとも2オーダー小さいので無視しうる。第2項分を次の条件で見積ってみる。乾燥密度 $1.82 \text{ g}/\text{cm}^3$ の Leda-clay の -0.1°C での透水係数 $0.45 \times 10^{-8} \text{ cm}/\text{sec}$ を Burt (1974) から引用して計算すると、 $H_f^2 \rho_l^2 AK/T_0$ の値として $4.47 \times 10^{-8} \text{ cal}/\text{sec} \cdot \text{cm} \cdot ^\circ\text{C}$ が得られた。 -0.1°C の Leda-clay の熱伝導率を Penner (1970)¹⁵⁾ は $2.3 \times 10^{-3} \text{ cal}/\text{sec} \cdot \text{cm} \cdot ^\circ\text{C}$ とした。したがって、第2項は第1項の約2倍となり無視できない。そこで見かけ熱伝導率は次の式として定義する。

$$\bar{\lambda} = \lambda + \frac{H_f^2 \rho_l^2 AK}{T_0} \quad \dots\dots(10)$$

これは Sheppard ら (1978)¹⁹⁾ によって導びかれた定義に対応づけられる。

この(10)式に従って、いろいろな K の値によって、 $\bar{\lambda}$ と λ の値がどの程度の相違となるかを計算して表一に示す。 K の値は Burt (1974)²⁾ の実測値の範囲にわたっている。もし凍土の透水係数が $10^{-9} \text{ cm}/\text{sec}$ より小さければ、見かけ熱伝導率に及ぼす潜熱輸送分 (10式右辺第

2項)は無視しうる。 K が $10^{-7} \text{ cm}/\text{sec}$ 以上となると、見かけ熱伝導率の値は、ほとんど潜熱輸送の分によって支配される。

(8)式にもどって、右辺の第2項目前半

$$C_l \rho_l \frac{\partial}{\partial x} \left(TK - \frac{\bar{H}_f \rho_l A}{T_0} - TK \right)$$

は他に比べて充分に小さい。顕熱伝達を生ずる温度勾配が小さい上に、水分の各々の相でのフラックスも充分に小さいからである。第2項の残りの項でも重力ポテンシャルによる水分移動に伴う顕熱も、永久凍土帯のように深くまで温度勾配が小さい場合に問題となるが自然流下量も一般には無視しうる。最後に空隙への水分の充てんに伴う発生熱分の評価であるが、これは(8)式右辺の最後の項にあたっている。もし空隙が不連続になっていると、閉じられている空隙中では全含水率が増加すると、水蒸気の占める体積分 θ_a は局所的に減少する。しかしこうした不連続の外界に閉じられている空隙は、不飽和の程度が著しく大きくなった場合に、他と比較して考慮を必要とする値となる。こうした極端な乾燥状態以外では充分に小さくて無視しうる。

以上の各項ごとを比較し各々の推定値が他よりも数オーダー小さい項を無視すると(8)式は次式となる。

$$\bar{C} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\bar{\lambda} \frac{\partial T}{\partial x} \right) - H_f \rho_l \frac{\partial K}{\partial x} \quad \dots\dots(11)$$

この式は非定常状態での凍土中の熱の連続式であり、この式に基づいてサーマルプローブ法によって測定される見かけ熱伝導率 ($\bar{\lambda}$) が求められる。

3. 線状熱源を用いた凍土の熱伝導率測定

熱伝導率を測定するのに、非定常測定法である線状熱源を用いたサーマルプローブ法が広く適用されている。凍土を測定対象とした場合と、他の物質との共通点と相違点について述べる。そして適用限界が前述の凍土中の水分移動に起因することを明らかにする。

表一 見かけ熱伝導率($\bar{\lambda}$)に及ぼす透水係数(K)と伝導分のみ熱伝導率(λ)の影響

$\lambda \times 10^3$ ($\text{cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)	$\bar{\lambda} (\text{cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}) \times 10^3$				
	$\frac{K (\text{cm s}^{-1})}{1 \times 10^{-11}}$	1×10^{-10}	1×10^{-9}	1×10^{-7}	1×10^{-6}
2.0	2.0	2.1	3.0	101.4	995.9
2.5	2.5	2.6	3.5	101.9	996.4
3.0	3.0	3.1	4.0	102.4	996.9
3.5	3.5	3.6	4.6	102.9	997.4
4.0	4.0	4.1	5.0	103.4	997.9
4.5	4.5	4.6	5.5	103.9	998.4
5.0	5.0	5.1	6.0	104.4	998.9
5.5	5.5	5.6	6.5	104.9	999.4
6.0	6.0	6.1	7.0	105.4	999.9

円筒状の凍土試料の中心部に、その直径が試料に比べて十分に小さい線状熱源を挿入する。これに一定の熱を発生させた場合、凍土中の半径方向の熱流は温度による熱伝導率の変化が無視できると、次式で表わせる。(DeVries and Peck (1958))⁹⁾。

$$\bar{C} \frac{\partial T}{\partial t} = \bar{\lambda} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} \right) \quad \dots\dots(12)$$

ここで r はプローブ (線状熱源) 中心からの半径 (cm) である。 \bar{C} , $\bar{\lambda}$ は前出(11)式と同じである。また(11)式を円筒座標へ変換する。このとき(11)式が(12)式と同じ形となるには、測定中に次の状態が必要となる。

$$\frac{\partial \bar{\lambda}}{\partial T} \rightarrow 0$$

これは、見かけ熱伝導率が温度の依存性を持たないことを意味している。凍土の温度が低い場合には、 $\partial \theta_i / \partial T$ は十分に小さく、従って $\bar{\lambda}$ や \bar{C} はあまり温度の影響を受けない。ところが 0°C 近くになると $\partial \theta_i / \partial T$ は大きくなるので、 $\bar{\lambda}$ もその潜熱発生分が無視できなくなる。そこで $\partial \lambda / \partial T \rightarrow 0$ を成立させるには、プローブの温度上昇 $\partial T / \partial t$ を小さくする必要がある。微小な温度変化幅では $\bar{\lambda}$ がほとんど変わらないと見なされるからである。これが成り立つと、有限の厚みの熱源の温度変化は(13)式として表わせる。(DeVries and Peck (1958))⁹⁾。

$$T(R, t) - T_0 = \frac{Q}{4\pi\bar{\lambda}} \left\{ \ln \frac{4at}{R^2} - 0.5772 + \frac{R^2}{4at} \right. \\ \left. \times \left[2 \left(1 - \frac{C^1}{\bar{C}} \right) \ln \frac{4at}{R^2\kappa} + 2 - 2\eta \frac{C^1}{\bar{C}} - \frac{\lambda}{\lambda_1} \frac{C^1}{\bar{C}} \right] \right\} \dots\dots(13)$$

ここで $T(R, t)$ は半径 R (cm) のプローブの表面温度で、 T_0 はプローブと凍土の初期温度、 Q はプローブの単位長さあたりの供給熱量 (cal/cm·sec) で、 a は見かけ温度拡散係数 ($\bar{\lambda}/\bar{C}$ cm²/sec)、 C^1 はプローブの体積比熱 (cal/cm³) である。また η は無次元化された接触熱抵抗で λ_1 はプローブ自体の熱伝導率 (cal/cm·sec·°C) となり κ は 1.7811 の定数である。

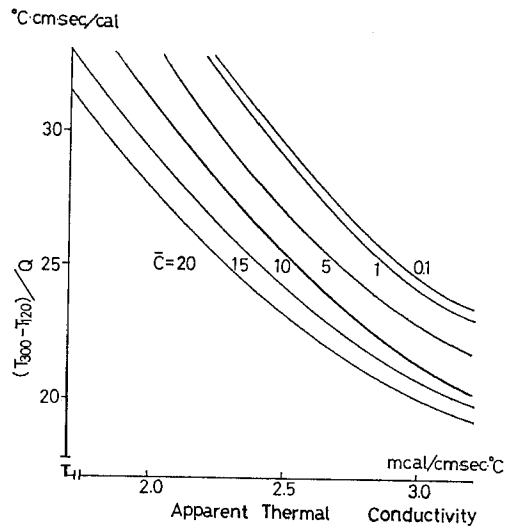
$4at/R^2 \gg 1$ とすると右辺 [] 内第3項は無視できるので(13)式はさらに次のようになる。

$$T - T_0 = \frac{Q}{4\pi\bar{\lambda}} \ln \frac{4at}{R^2} - 0.5772 \quad \dots\dots(14)$$

そこで熱を加えはじめてからの経過時間の対数 ($\ln t$) を横軸にとり、温度上昇をたて軸にとって各点をプロットすると十分に長い経過時間では直線が得られる。

この直線の傾きは $Q/4\pi\bar{\lambda}$ である。この方法によって Penner (1970)¹⁰⁾ は、加熱後2分間から10分間までを測定したが、 $4at/R^2$ は 154~768 であった。

ところで $4at/R^2 \gg 1$ となる条件で測定すると、プローブの表面温度の変化が大きくなってしまふ。これは前述の $\partial T / \partial t$ を小さくする条件と相反している。温度変化



図—1 見かけの熱伝導率 ($\bar{\lambda}$) と熱容量 (\bar{C}) との関係

たて軸: プローブへの加熱時間 120秒後と 300秒後の温度を加えた熱量で除いた値
よこ軸: 見かけの熱伝導率

幅を小さくするには、加熱量を減ずるか、短い時間で測定する必要がある。後者では $4at/R^2 \gg 1$ が成り立たないので(13)式の右辺第3項を無視できない。もしプローブが金属であり ($\lambda_1 \gg \lambda$)、完全な熱接触が成り立つなら ($\eta \rightarrow 0$)、(13)式の右辺第3項の { } 内のうしろ2項分は無視しうる。この条件で(13)式を書き直すと、(15)式が得られる。

$$T_2 - T_1 = \frac{Q}{4\pi\bar{\lambda}} \ln \frac{t_2}{t_1} + \frac{Q}{8\pi} \frac{\bar{C}R^2}{\bar{\lambda}^2} \left(\frac{1}{t_2} - \frac{1}{t_1} \right) \\ + \frac{QR^2}{8\pi} \frac{(C - C^1)}{\bar{\lambda}^2} \{B\} \quad \dots\dots(15)$$

ところで

$$B = \frac{1}{t_2} \ln \frac{4\bar{\lambda}t_2}{R^2\bar{C}\kappa} - \frac{1}{t_1} \ln \frac{4\bar{\lambda}t_1}{R^2\bar{C}\kappa} \quad \dots\dots(15')$$

T_2, T_1 加熱後経過時間 t_2, t_1 での温度

(15)式を解くには、あらかじめ(9)式によって \bar{C} を得ておき、(15)式にさまざまな \bar{C} の値を代入して $(T_2 - T_1)/Q$ と $\bar{\lambda}$ との関係を示す曲線群が計算によって得られる。これを図—1に示す。 T_1, T_2 は各々 120, 300 秒経過時の温度である。このときの加えた熱量 Q を知れば、その条件での \bar{C} の値 ((9)式から得ておく) の示す曲線を使って、 $\bar{\lambda}$ が図上で推定される。

4. 実験結果と考察

今までに述べた考え方が妥当かどうかを検証するには、一定の乾燥密度の土について、 0°C 近くでの次の3つの性質が既知でなければならない。それらは、温度を関数とする不凍水分量、不飽和透水係数、そして見かけ

熱伝導率である。これらの性質が実測で明らかになっている土として苦小牧シルトがある。そこでこの3つの性質の内容を次に述べる。

1) 不凍水分量と \bar{C} (見かけ比熱)

苦小牧シルトの不凍水分量は、凍結点降下法によって温度の関数として得られている (石崎, 木下 (1979))⁹⁾。その結果に最適近似曲線をあてはめて、 -10°C にまで温度範囲をひろげた関係を 図-2 に示す。乾燥密度を 1.0 g/cm^3 となるように充てんした状態で飽和時の凍結点降下は、 0.012°C であった。これは土に溶存している塩類に起因している。(9)式で \bar{C} を決めるには $d\theta_1/dT$ が既知であれば良い。そこである温度での $d\theta_1/dT$ を 図-2 から読みとって(9)式に代入すれば \bar{C} が得られる。そこで $-0.3^{\circ}\text{C} \sim -10^{\circ}\text{C}$ 範囲での \bar{C} の値をプロットして 図-3 が得られた。

2) 不飽和透水係数

含水率が大きく 0°C に近い凍土の透水係数は、共存する氷が少ないので氷による水流の阻止効果も小さい。そこで同じ含水率の未凍結土の透水係数と同じオーダーでやや小さいものと推定する。この未凍結状態での不飽和透水係数はすでに福田 (1979)⁴⁾ が実測で得ている。その結果、透水係数を土の間隙水圧 (水分張力) の関数とする実験式が示されている。

$$-\log_{10}(K) = A + B/\log_{10}(P_1) \quad \dots\dots(16)$$

$$A = 9.55, B = -6.614$$

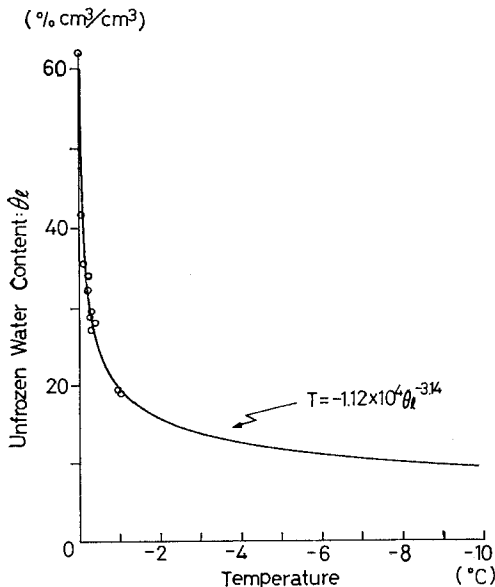


図-2 苦小牧シルトの不凍水分量
 たて軸：体積不凍含水率
 よこ軸：温度
 (石崎ら (1979) を一部改変)

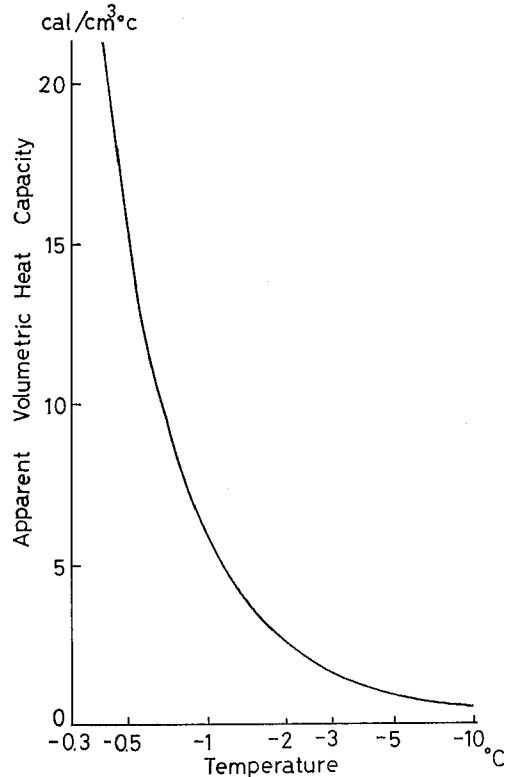


図-3 算出された見かけ熱容量
 たて軸：見かけ熱容量 (苦小牧シルト)
 よこ軸：温度
 (9)式によって計算)

ここで K (透水係数) は cm/sec で、 P_1 は $\text{cm H}_2\text{O}$ の単位である。さらに P_1 は石崎ら (1979)⁹⁾ によって報告された不飽和状態での氷点降下量と P_1 との実験式(17)によって、温度から算出して得る。

$$T = 6.1 \times 10^{-5} P_1 - 0.012 \quad \dots\dots(17)$$

凍結土と未凍結土との P_1 の関係は、Koopman and Miller (1966)¹²⁾ による次の関係式で相互に変換される。

$$\frac{P_1(\text{未凍土})}{P_1(\text{凍土})} = \frac{1/6.1 \times 10^{-5}}{H_1 P_1 A / T_0} \doteq 1.31 \quad \dots\dots(18)$$

従って温度が既知であれば(17)式から凍土の間隙水圧が推定され、さらに(18)式で未凍結の間隙水圧に変換される。この値を(16)式に代入して、不飽和凍土の透水係数が得られる。

以上の手順に従って、苦小牧シルトの不飽和の凍結状態での透水係数と間隙水圧との関係を 図-4 に示す。またこれらの関係に適合する経験式として、(19)式が得られた。

$$-\log_{10} K = A' + B' \log_{10} (-P_1) \quad \dots\dots(19)$$

$$A' = 3.02$$

$$B' = 1.67$$

$$P_1 : \text{cm H}_2\text{O}$$

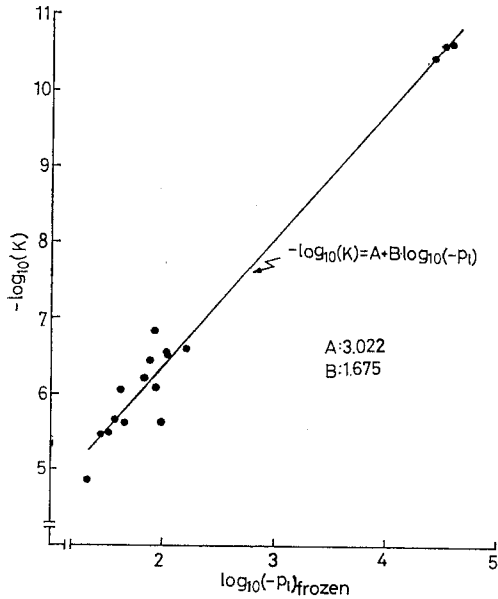


図-4 不飽和の凍結した苦小牧シルトの透水係数
たて軸：不飽和透水係数
よこ軸：凍土の間隙水圧(Pi)の常用対数値

3) 見かけ熱伝導率 $\bar{\lambda}$ の測定

$\bar{\lambda}$ の測定は次の装置と手順によった。凍土試料は内径 10 cm, 高さ 10 cm の金属容器に密度 1.0 g/cm³ となるように充てんし、-28°C のブライン中に沈浸させて凍結して作成した。-5°C ~ -10°C で冷却凍結すると、同心円状に外周から凍結面が進むにつれて、土の中心から外へ向う水流が生じて水分分布が不均一になってしまう。この状態を示したのが、図-5 と 図-6 である。直径 7.5 cm, 長さ 10 cm の円筒内に体積含水率 0.35 cm³/cm³ となるように苦小牧シルトを充てんした。外周を -5°C で冷却させたときの土試料の中心部温度変化を 図-5 に示す。この条件での円筒中心の含水率変化を

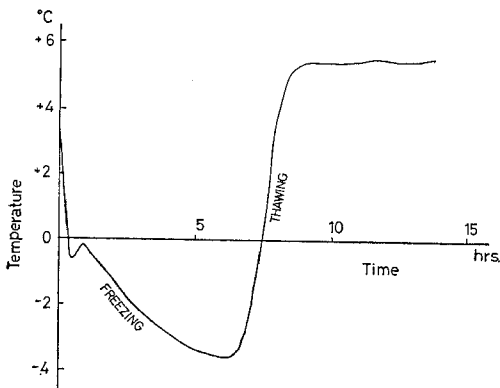


図-5 円筒中の苦小牧シルトの温度変化

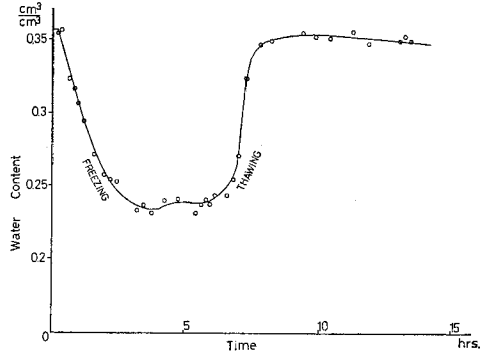


図-6 円筒中の苦小牧シルト内の水分移動
(ガンマー線水分計による測定結果)
たて軸：体積含水率

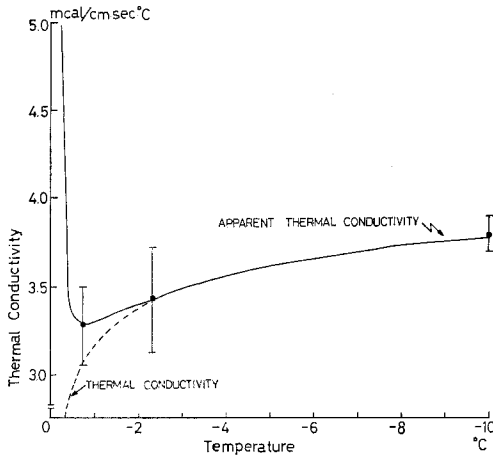
線源ガンマー線水分計で測定した (図-6)。過冷却が破れて凍結が開始すると、中心部の含水率は急減する。凍結完了時では 0.25 cm³/cm³ までに減少した。これは同心円状のより外側にある凍結面への水分移動が生じたためである。-40°C 以下の冷却温度では凍結面の進行速度が大きく、中心部の水分移動量が少ないうちに全体が凍結する。円筒状の凍土試料を用いての実験では、こうした水分の再配分分布に注意する必要がある。

円筒凍土試料の中心部に、外径 1.2 mm, 内径 0.8 mm, 長さ 10 cm のステンレスパイプ内に、コンスタン線のヒーターを入れ、中心部に熱電対をとりつけてプローブとした。凍土とプローブの熱接触抵抗を少なくするため、未凍土時にあらかじめプローブを挿入しておく。凍土試料は ±0.1°C で制御された恒温槽内のブライン溶液に浸けて置く。試料がブライン溶液と熱平衡に達するのに十分な経過時間ののちに、2.93 × 10⁻³ cal/cm·sec の熱量で中心部を加熱した。その結果プローブ表面の温度上昇は加熱終了後で 0.06°C であった。加熱開始後 120 秒から 300 秒までの温度上昇を記録した。凍土の条件は、未凍結時に体積含水率 0.48 cm³/cm³ であり、温度は -0.7°C, -2.3°C, -10.0°C で測定した。その結果を 図-7 に示す。測定は 8 回行ない、そのデータの幅と平均値が示されている。また温度を関数として計算した $\bar{\lambda}$ と λ の値を曲線としてえがいた。 λ の値は Penner (1970)¹⁵⁾ と同様に 図-2 のデータを用いて DeVries モデルで計算して得た。

熱伝導率推定のための DeVries モデルは次の式で表わされる。

$$\lambda = \frac{\sum_{j=1}^n F_j \phi_j \lambda_j}{\sum_{j=1}^n F_j \phi_j} \quad \dots\dots (2)$$

λ_j, ϕ_j は j 成分の熱伝導率と体積率であり F_j は重みファクターである。そして (2) 式として表わす。



図一七 計算された見かけ及び伝導分みの熱伝導率の温度依存性
(図中の点は実測値及びその測定幅を示す)

$$F_j = \frac{1}{3} \sum_{n=1}^{\infty} \left[1 + \left(\frac{\lambda_j}{\lambda_1} - 1 \right) g_n \right]^{-1} \quad \dots\dots(2)$$

g_n は j 成分の形状から決定される球からの偏り因子である。連続している媒質を水と仮定し、残りの構成要素を氷・土粒子・空気とする。まず空気の熱伝導率は共存する氷の水蒸気圧が十分に小さいとして乾燥した窒素ガスの熱伝導率に等しいとした (Weast (1967))²⁰⁾。また形状も球形であるとする。氷の熱伝導率は Ratcliffe (1967)¹⁷⁾の値を用いる。土粒子の熱伝導率および土粒子と氷粒子の形状は、 $+2^\circ\text{C}$ の飽和土と -10°C の含水率 $0.48 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ の測定値を用いて、氷と空気の共存しない場合 ($+2^\circ\text{C}$) と水の共存しない場合 (-10°C) の計算値との比較で決定した。その結果土粒子の熱伝導率は $6.0 \text{ mcal/sec}\cdot\text{cm}\cdot^\circ\text{C}$ で球状であるとした。氷の形状は Penner (1970)¹⁵⁾と同様に回転楕円体であるとした。計算された $\bar{\lambda}$ は、温度の変化に伴う水と氷の体積比の変化に依存している。すなわち、温度が 0°C に近づくと不凍水分量が増える。水の熱伝導率は氷の約 $1/4$ なので不凍水が増加すると全体の $\bar{\lambda}$ は小さくなる。

図一七の $\bar{\lambda}$ と λ を比較すると、 -2°C 以下では凍土中の透水係数が十分に小さいため (4式で $H^2\rho^2AK/T_0 \ll 1$ となって両者はほぼ等しい。ところが -2°C 以上の温度領域では透水係数が大きくなるので $\bar{\lambda}$ は水分の移動を考慮しない λ よりもはるかに大きくなる。 -0.5°C 以上では、 $\bar{\lambda}$ は急増しており $\partial\bar{\lambda}/\partial T \rightarrow 0$ で定義される (4式) は成り立たない。サーマルプローブ法によって凍土の熱伝導率を -2°C 以上に適用するには、不凍水分量と見かけ比熱 (\bar{C})、不飽和透水係数を知って (4式) から $\bar{\lambda}$ を算出する手順をとる必要がある。すなわち一般に用いられている

サーマルプローブ法による熱伝導率の算出式 (4) の適用範囲外であることに注意しなければならない。

5. 結 語

非拘束で上載荷重のない不飽和凍土中の熱と水の結合した流れモデルに基づいて、サーマルプローブ法による見かけ熱伝導率 $\bar{\lambda}$ の算出方法を提案した。 $\bar{\lambda}$ は凍土中を伝導による熱輸送だけでなく、液体の水と水蒸気の流れによる潜熱の輸送の分も含んだ熱伝導方程式から導びかれた。ここで液体の水の流れは、連続する皮膜水を通じての水の流れと水の中に分散した空気中で水→水蒸気→水の相変化を伴う流れで生ずる。また水蒸気の流れは、連続した空気中で満された空隙中で生ずる。 $\bar{\lambda}$ の計算ではこの水蒸気の流れによる分は十分に小さく無視された。

サーマルプローブ法を適用して $\bar{\lambda}$ を実測したが、温度上昇を可能なかぎり小さくする必要がある。実測例は少ないが、計算値とよい一致を示した。以上のことから、 -2°C よりも高い温度領域ではサーマルプローブ法で熱伝導率を決定するには、熱と水の結合した流れモデルの適用が必要とされることがわかった。

筆者の一人 (B.D. Kay) は日本学術振興会とカナダ自然科学工学研究会による二国間文化交流の一環として、北大・低温科学研究所に招へいされた。本報告はこの間になされた共同研究成果である。ここに記して両機関へ感謝の意を表します。また本論文につきまして、その内容を詳細に検討を加えて下さいました、北大・低温科学研究所 木下誠一教授、(株)精研・故高志勤博士に深く感謝いたします。凍土機構研究の先駆的研究をなしとげられた故高志勤博士とは、B.D. Kay も直接に討論し示唆に富む多くの助言を得たことを付け加えておきます。

文 献

- 1) Anderson, D.M. and Morgenstern, N.R., 1973: Physics, chemistry and mechanics of frozen ground: A review, Proc. 2nd Intl. Conf. on Permafrost, Nat. Acad. Sci., 257—288.
- 2) Burt, T.P., 1974: A study of hydraulic conductivity in frozen soils, Ms. Thesis, Carleton Univ., 85pp.
- 3) DeVries, D.A. and Peck, A.J., 1958: On the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special reference to soils. I. Extension of theory and discussion of probe characteristics, Australian J. Phys., 11, 255—271.
- 4) 福田正己, 1979: 苫小牧シルトの不飽和透水係数の測定, 低温科学・物理篇, 38, 193—195.
- 5) Fukuda, M., Orhun, A. and Luthin, J.N., 1980:

- Experimental studies of coupled heat and moisture transfer in soils during freezing, *Cold Regions Science and Technology*, **3**, 223—232.
- 6) Harlan, R.L., 1973: Analysis of coupled heat fluid transport in partially frozen soil, *Water Resources Research*, **9**, 1314—1323.
- 7) Hoekstra, P., 1966: Moisture movement in soils under temperature gradients with cold side temperature below freezing, *Water Resources Research*, **2**, 241—250.
- 8) 石崎武志・木下誠一, 1979: 上載荷重条件における凍上について, *低温科学・物理篇*, **38**, 169—178.
- 9) Kay, B.D. and Groenevelt, P.H., 1974: On the interaction of water and heat transport in frozen and unfrozen soils: I. Basic theory; the vapor phase, *Soil Science Society of America Proceedings* **38**, 395—400.
- 10) Kay, B.D., Fukuda, M., Izuta, H. and Shepperd, M.I., 1981: The importance of water migration in the measurement of the thermal conductivity of unsaturated frozen soils, *Cold Regions Science and Technology*, **5**, 95—106.
- 11) Kersten, M.S., 1963: Thermal Properties of Frozen Soil, *Proceedings of First International Permafrost Conference*, 301—305.
- 12) Koopman, R.W.R. and Miller, R.D., 1966: Soil freezing and soil water characteristics curves, *Soil Science Society of America, Proceedings*, **30**, 680—685.
- 13) Loch, J.P.G. and Kay, B.D., 1978: Water redistribution in partially frozen, saturated silt under several temperature gradients and overburden loads, *Soil Science Society of America Journal*, **42**, 400—406.
- 14) McGaw, R., 1969: Heat conduction in saturated granular materials, *High-Way Research Board Special Report* **103**, 114—131.
- 15) Penner, E., 1970: Thermal conductivity of frozen soils, *Canadian Journal of Earth Science*, **7**, 982—987.
- 16) Philip, J. and DeVries, D.A., 1957: Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Trans. Amer. Geophysical Union*, **38**, 222—232.
- 17) Ratcliffe, E.H., 1962: Thermal conductivity of ice, *New data on the temperature coefficient*, *Phil. Mag.*, **7**, 1197—1203.
- 18) 沢田正剛, 1979: 凍土の熱伝導率 (20～-170°C の温度範囲において), 文部省科学研究費自然災害特別研究 (I) 報告. 凍上災害の予測に関する基礎的研究, 21—32.
- 19) Sheppard, M.I., Kay, B.D. and Loch, J.P.G., 1978: Development and testing of a computer model for heat and mass flow in freezing soils, *Proc. 3rd Intl. Conf. on Permafrost*, Edmonton, Canada, 75—81.
- 20) Weast, R.C., 1967: *Handbook of physics and chemistry*, 48th ed., The Chemical Rubber Co., Cleveland, Ohio.
- 21) Williams, P.J., 1968: Properties and behaviour of freezing soils, *Norwegian Geotechnical Inst. Publ.*, No. 72.

(1983. 11. 24 受理)

Abstract

The transport of heat in unsaturated frozen soils may occur by conduction and by the convective transport of sensible and latent heat arising from the flow of water in the gaseous, liquid, and solid states. Theory describing the coupled flow of heat and water in the liquid and gaseous states is used to determine the apparent thermal conductivity. Calculations suggest that, at temperatures close to 0°C, the transport of latent heat may exceed the contribution of heat flow by conduction. Under these conditions, the apparent thermal conductivity will be much greater than the thermal conductivity calculated from the thermal conductivities and volume fractions of the components.

Insufficient published data prevent a rigorous evaluation of the theory. However the functional dependence on temperature of both thermal conductivity and the apparent thermal conductivity was calculated for a Tomakomai silt at different subzero temperatures. These values were compared to the apparent thermal conductivities of this soil using the line or heat source technique. The dependence of apparent thermal conductivity on subzero temperature, as deduced from the theoretical values compares favourably with the value of temperature dependency which was observed for this soil.

最近の地下水汚染問題

楡井 久*・佐藤賢司*

最近、地下水汚染が大きな社会問題となってきた。これには、科学的側面からみると、主に三つの原因があると思われる。その1つ目は、地下水に対する正常な資源観の欠落、2つ目は地下水汚染に対する自然科学的探究の欠落、そして3つ目は地下水汚染に対する社会科学的な観点からの研究の欠落のようである。

3つ目の問題については、筆者らの能力を越えているので、ここでは、1つ目と2つ目の問題について述べてみることにする。

1つ目の原因としては、地下水汚染者側とその処理施策者側に、正常な地下水資源観がないということである。地下水は、本来、飲料用・醸造用などに最適であることは、最近の河川水を水源とした水道の水質が、あまりにも悪化している事実からも理解できるところである。また、人体の循環水としての地下水の使用優先性は、当然であるが、これらの外にも、農業用やエレクトロニクスを中心とした先端産業用といったように、地下水の資源として重要性は、高まりこそすれ、低下することはない。しかし、地下水汚染対策では、前述のような地下水資源観を踏えて、行なわれてきたのであろうか。無神経な産業廃棄物をはじめとした汚染物質の地下浸透処理現場の処理対策は、満足に行なわれてこなかったのが現状であろう。劇薬に類する農薬の使用といった点でも問題は同じである。

一方、家庭用井戸などで、重金属・農薬・細菌などによる汚染が発生すると、その代替え水は、上水道を布設することによって処理されてきた。衛生的観点からは、当然の行為であろうが、振り返ってみるならば、地下水汚染の処理対策は全くと言って良いほどなされず、野放し状態できたのである。「臭いものには蓋」といった言葉が、良く似合う現象である。水資源問題に責任をもって真剣に考えず、「国民の飲み水」といったパワーの後楯に頼ってきた上水道・公衆衛生上の施策の甘さが、

地下水汚染といったかたちで、今になって表面化してきたと思うのは筆者らのみであらうか。

河川水に比較して地下水は、まだまだ人間にとって安全な水である。国民共有の資源である地下水の汚染防止の必要条件として、地下水に対する正常な資源観の普及が必要であらう。

地下水汚染の2つ目の原因である地下水汚染に対する自然科学的探究といった問題は、「地下のことだから解からない」という合い言葉に葬られてきたのが現状である。地下水資源の水質管理といった観点からは、前述の合い言葉は禁句とも言うべきものであろう。すくなくとも、いかなる場を、どのように地下水が流れ、また汚染物質が、地下水によってどのように移動・拡散したかといった問題について、科学的に調査する必要がある。筆者らは、この調査手順を、地下水汚染調査の3原則として、次のようなことを提案している。①帯水層単元の確立 ②各帯水層や各帯水層間における地下水流動系の確立 ③汚染物質の移動系路と拡散・吸着過程の解明。このような調査を踏えて、汚染物質の除去といった対策を打って行く必要があらう。地下水の汚染処理対策は、ガン治療と同じく、早期対策が何よりも重要である。早期の段階では、地下水汚染対策費が、安い経費ですむ。しかし、汚染物質が長い期間、地下水流動によって各帯水層に拡散してしまうと、その対策費は膨大なものになる。

そして、本稿の最後に言わせていただくならば、地下水は、祖先から引き継いだ国民共有の水資源である。また、安全で清潔な水資源でもある。こういった水資源を使用してきた我々は、また次の世代に、安全で清潔な水資源として手わたしてゆく必要があらう。このような意味からも、地下水の汚染防止に対する国民的モラルの確立が必要であらう。

(1984. 3. 26 受理)

* 千葉県公害研究所地盤沈下研究室

書 評

山根一郎 編 水 田 土 壤 学

大政正隆 著 森 に 学 ぶ

(農山漁村文化協会 昭和57年刊)
B 5 版 347 pp. 3,500 円)(東大出版会 昭和58年刊)
A 6 版 204 pp. 980 円)

学問と技術、基礎と応用というつながりは農業においてはとくに難問で、つねに議論を呼ぶところである。研究者に農業をやらせてもまずうまくゆかないという理由で、基礎知識の意義が疑われたりする。しかしながら何事も土台があって上があり、さらに土台はしっかりしているほどよいというのが自然の形であり、農業の研究、土壌の研究においても例外ではない。研究、普及にたずさわる人の共通の願いとして、基礎を十分に理解したいという点があげられるのではないだろうか。

「水田土壌学」は水田土壌の性質、働きについて理論を強く打ち出しており、研究者が一般についておろそかになりがちな基本的問題の記述に主眼がおかれている。このことはまえがきにおいて、生成・分類あるいは土壌改良・施肥法には触れず、物理・化学・生物などの基礎的な面をとりあげる、と記されているとおりである。したがって本書の特徴の一つとして、各論を理解するための基礎知識として、約50ページのスペースをさいて、後段の各論につなごうと意図されている点があげられる。さらに別の特徴として、水田土壌の特徴を形づくる大きな柱として、還元状態の発達、湛水状態での水の浸透をとりあげ、このような条件のもとの土壌の性質、物質の動きを主体に入念な理論の説明がなされている。このような基礎知識は一般に言葉だけを何となく分った気でも、中味を問われるとさっぱり分っていない(筆者はとくにそうである)ことが多いと思われるので、各方面の代表者によって、比較的短かいスペースで必要な部分だけをとりあげた本書は、あらためて自分の立っている足場を固め上げるとい意味で研究者にとってとりつきやすい本である。とくに酸化還元に関しては水田土壌の本質を理解する上で熟読の価値がある。

書評を書く立場で一つ意見を言わせて頂くならば、水田土壌「学」として一層徹底する意味ではやはり形態に関する記述が必要だと思われるし、また腐植についても記してほしかったと思われる。

本書の項目はつぎのようである。

- 第1章 水田土壌の本質的特徴
- 第2章 水田土壌の基礎知識
- 第3章 水田土壌の物理
- 第4章 水田土壌の化学 (I)
- 第5章 水田土壌の化学 (II)
- 第6章 水田土壌の生物
- 第7章 水稲根の健康と養分吸収
- 第8章 水界環境としての水田

(前田 乾一)

本書は、今なお多くの人に読まれている「土の科学」(NHK ブックス)の著者が森林土壌に関する長年の調査研究をとおして得られた多くの経験をもとに、森林に対する見方・考え方についてまとめられたものである。

森林に関する書物のなかには観念的なものも少なくないが、この本は、著者の体験談を中心に、土壌については言うまでもなく、気象、地形、水の動き、植生、微生物など多種多様な方面から幅広く森林に関する話題をとりあげ、調査研究の心がまえなどについて語られている。また、体験談とともに多くの引用文献も用いられている。そのため、“主観を捨てて自然の中に没入し、虚心にその姿を見つめ、そこから真理を発掘しなければならない”という著者の調査研究にあたっての一貫した考え方が実感として伝わってくる。なかでも、乾性土壌の発見や赤色土壌に対する研究の経緯については大変興味深い。

森林に関する書物ではあるが、自然科学一般に共通した考え方も多い。たとえば、先入観についての考え方として、“ある法則性なり仮説を心にいだいて調査研究にあたれば、その法則性なり仮説を実証する材料に事欠かぬのである……このようにして発見された真理は……自然界普遍の真理ではない。”とか、調査方法についても、特異点あるいは異常値はとかく捨て去れることが多いが、“異常値を注視し、その由来を丹念にしらべると、時に、思いもかけぬ新しい事実をそこから発見することがある。”などである。このような考え方には、同じ調査研究を志す者にとって、反省しなければならない点も多く、また、常に考えておかなければならない重要な事柄も多い。

このように、本書は、単に森林あるいは森林土壌に関する研究者のみならず、自然科学一般の若手研究者にとっても、学ぶべきところが多い。

内容は次のようである。

1. 日本の森林の実相—ドイツの森林と日本の森林、日本の森林の生家、冷温帯にも乾いた土がある、他。
2. 先入観と観察—戒むべきは先入観、川喜田氏の「発想法」、ある若人との対話、数量表示は魔術、他。
3. 森林をみつめる—ブナとササ、破壊と回復、根の生態について、菌根植物林、サクラが枯れる、他。
4. 森林の見方について—牧民的と農民的、森林における物質循環、森林生態系について、緯度別腐植量、他。
5. 研究者に求められる態度—新しさを追わず、つねに心を配る、気長く待つ、個体と集団、原資外木、他。

(足立一日出)

会 務 報 告

(昭和58年12月1日～59年4月30日)

諸会議開催経過

1. 事務局会議 (59. 2. 20 於農土試)

[出席者] 岩田, 久保田, 河野, 長谷川, 井上, 奥山

 - 1) 会誌50号記念号の発行について
2. 編集委員会 (59. 2. 21 於農土試)

[出席者] 河野, 陽, 浜崎, 軽部, 藤縄, 長谷川 (以上編集委員), 奥山, 井上 (以上事務局)

 - 1) 会誌49号原稿の査読結果報告及び審査
 - 2) 会誌49号の編集について
 - 3) S.I. の導入について
3. 拡大編集委員会 (59. 2. 21 於農土試)

[出席者] 岩田, 久保田, 前田, 多田 (以上拡大編集委員), 河野, 陽, 浜崎, 軽部, 藤縄, 長谷川 (以上編集委員), 奥山, 井上 (以上事務局)

 - 1) 会誌50号記念号特集「研究レビュー」について
 - 2) その他
4. 事務局会議 (59. 4. 13 於農土試)

[出席者] 岩田, 久保田, 河野, 長谷川, 足立, 井上, 奥山

 - 1) 会誌50号記念号特集「研究レビュー」について
 - 2) その他

会員動向

1. 会員数 (1984年4月30日現在)

地 区	会員数	地 区	会員数
正会員及び学生会員	679	山 梨	4
		新 潟	13
北 海 道	74	中 部	78
東 北	78	静 岡	15
青 森	16	愛 知	17
岩 手	21	三 重	15
宮 城	10	岐 阜	7
秋 田	7	長 野	11
山 形	20	富 山	6
福 島	4	石 川	6
関 東	228	福 井	1
茨 城	116	近 畿	60
栃 木	8	滋 賀	4
群 馬	6	奈 良	0
埼 玉	17	京 都	12
千 葉	11	大 阪	25
東 京	40	兵 庫	18
神 奈 川	13	和 歌 山	1

中国・四国	86	長 崎	4
鳥 取	20	大 分	2
島 根	7	熊 本	6
岡 山	7	宮 崎	11
広 島	12	鹿 児 島	16
山 口	9	沖 縄	3
徳 島	1	海 外	4
香 川	13	賛助会員	4
愛 媛	9	購読会員	52
高 知	8		
九 州	71	合 計	735
福 岡	16		
佐 賀	13		

2. 新入会員

氏 名	会員種別	連 絡 先
上 村 健一郎	(正)	305 筑波郡谷田部町観音台 2-1-2 農土試
児 玉 行 博	(正)	515-22 一志郡嬉野町川北 三重県農業技術センター
伊良部 忠 男	(正)	903 那覇市首里崎山町4-222 沖縄県農試
福 田 正 巳	(正)	060 札幌市北区北19条西8丁目 北大低温研
歟 塚 昭, 三	(正)	464 名古屋市千種区不老町 名大農学部
志 賀 弘 行	(正)	069-13 夕張郡長沼町東6線北16号 道立中央農試
置 塩 康 之	(正)	673-03 神戸市西区神出町小東野 兵庫県農総センター
山 本 克 巳	(正)	721 福山市西深津町6丁目 12-1 中国農試
神 田 健 一	(正)	305 筑波郡谷田部町観音台 3-1-1 農研センター

3. 退会者

西瀧高一(広島), 伊東正夫(東京), 中村祥一(新潟), 群馬県園芸試験場(群馬), 遠藤健治郎(東京), 橋元秀教(東京), 広部 誠(神奈川), 柴 英雄(埼玉), 飯田 修(愛知), 熊田恭一(愛知), 吉田徳重(鹿児島), 中路 勉(長野), 松本 猛(愛知), 堀川郁朗(東京), 久末 勉(宮城), 唐沢 宏(福岡), 松田松二(長野), 蜂須信治(埼玉), 山田金一(静岡), 矢木 博(東京)

4. 住所変更

氏 名	旧	新しい連絡先
金田 雄二	静 岡	420 静岡市追手町9-6 静岡県庁みかん園芸課
佐藤 寛	東 京	305 筑波郡谷田部町観音台2-1-2 農土試
木村 清	北海道	069-13 夕張郡長沼町東5線北15号 道立中央農試

根岸 久雄	茨 城	840-01佐賀市日の出2-1-1 九州農試農地利用部
久保田 徹	広 島	305 筑波郡谷田部町観音台3-1-1 環境研
秋山 豊	福 岡	305
本田 親史	茨 城	300-15北相馬郡藤代町清水1-112
森田 重則	鹿児島	891-82大島郡伊仙町伊仙2572 鹿児島農試徳之島糖業支場
萩原 漢	山 口	747-01防府市大字鈴屋12
中鉢 富夫	宮 城	981-12名取市高館川上字東金剛寺 1 宮城県農業センター
吉野 喬	富 山	833 筑後市和泉496 九州農試
南 信行	千 葉	949-66南魚沼郡六日町坂戸271
梅原 久稔	高 知	780 高知市伊勢崎町6-18
古木 敏也	茨 城	020-01盛岡市下厨川字赤平 4 東北農試
中石 克哉	茨 城	113 文京区弥生1-1-1 東大農学部
早坂 猛	熊 本	861-55飽託郡北部町楠野573
吉永 憲正	高 知	780 高知市丸ノ内 高知県庁 農業技術課
越野 正義	茨 城	329-27那須郡西那須野町千本松 768 草地試

農水省試験研究機関組織再編に伴い、58.12.1付で（農業技術研究所の土壤物理関係部門等は農業環境技術研究所に含まれることになりました。）

会 告

48号に復刻版作成についての会告を載せましたが、希望者数が少ないため事業の開始を見合わせる事になりました。悪しからず御了承下さい。なお必要な方には、コピー、バックナンバー等で対応いたします。

寄 贈

清水隆一氏（肥料科学研究所）より、会誌No.1～No.6の寄贈がありました。誌上を借りてお礼申し上げます。

— 編 集 後 記 —

強烈な今冬の余韻のせい、知らぬ間に春が通り過ぎはやや紫陽花の咲く季節となりましたが、会員諸氏はいかがお過ごしでしょうか。

我々が事務局を担当して3号目の第49号をお手許にお届けします。所定期日発行という所期目標もまだ達せられず約2ヶ月遅れとなりました。御容赦下さい。

本号は昨年11月に土壤中の物理移動をめぐる諸問題というテーマで行なわれました第25回シンポジウムを特集しています。対象とするスケールの範囲が非常に広い「物質移動」について講演者の方々に、それぞれの対象

とするスケールでの講演内容を論文の形で書いていただきました。また、シンポジウム以外でも、凍土中の水と熱の流れを取り扱った論説を1編掲載しています。本号は、いわば「物質移動」の特集号として興味深い号であろうと自負しています。

会誌は次号で、50号を迎えます。研究会発足25年の1つの区切りとして、50号では記念号として「土壤物理研究レビュー」を特集する予定ですので是非とも御期待下さい。

(井上久義)

