

山腹表層土壤における
雨水の不均一浸透に関する研究

2000年1月

鷺見 哲也

名古屋大学図書



11315857

目 次

第1章. 序 論	1
1. 1 山地物理水文研究の背景 (物理的・微視的アプローチ)	1
1. 2 山腹斜面の水移動機構の概観と表層土壌鉛直浸透の役割	5
1. 2. 1 山腹斜面の水移動の概略	5
1. 2. 2 速い鉛直浸透と浸透不均一性	9
1. 3 本論文の目的と構成	16
参考文献	17
第2章. 山腹表層土壌の浸透不均一性に関する実験的研究	21
2. 1 表層土壌の浸透不均一性の取り扱いとその有益性	21
2. 2 不均一な鉛直浸透現象に関する既往の研究と本章の目的	24
2. 3 現地散水実験による浸透不均一性の調査	28
2. 3. 1 対象斜面と土壌	28
2. 3. 2 現地散水実験の方法	32
2. 3. 3 実験結果の整理と考察	34
2. 4 現地サンプル土壌を用いたカラム内浸透実験	41
2. 4. 1 実験目的	41
2. 4. 2 実験装置及び実験方法	41
2. 4. 3 実験結果と考察	42
2. 5 浸透の態様とそのモデリングについて	47
2. 5. 1 現地土壌の浸透形態に対する認識	47
2. 5. 2 不均一性を表すパラメータを用いた浸透流路 形成のモデル化	48
2. 6 結 語	54
参考文献	55
第3章. 粗空隙内不飽和流の機構	57
3. 1 粗空隙を持つ表層土壌中流れの実態とそのモデル化に 関する既往の研究	57
3. 2 滑面パイプ内の不飽和流に関する室内実験	62
3. 2. 1 実験の目的	62
3. 2. 2 滑面円管内不飽和流の理論的アプローチ	62

3. 2. 3	滑面パイプの不飽和流の実験	67
3. 2. 4	実験結果と考察	69
3. 3	粗面パイプ内の不飽和流に関する室内実験	77
3. 3. 1	粗面円管内不飽和流の理論的アプローチ	77
3. 3. 2	粗面パイプの不飽和流の実験	80
3. 3. 3	実験結果と考察	81
3. 4	結 語	86
	参考文献	87
第4章. 粗空隙を持つ土壌の流れの挙動とそのモデル化		89
4. 1	パイプネットワークを持つ土壌内浸透をモデル化した 室内実験	89
4. 1. 1	本実験の目的	89
4. 1. 2	実験装置	90
4. 1. 3	実験の方法	93
4. 1. 4	降雨の実測データに基づいた散水実験に ついて (ケース1)	94
4. 1. 5	パイプ流の発生条件について (ケース2)	97
4. 1. 6	パイプ流の流下と土壌マトリクスの圧力との 関係 (ケース3)	99
4. 2	粗空隙を持つ土壌中の不飽和浸透流のモデル化に おける本研究の役割	103
4. 3	結 語	108
	参考文献	108
第5章. 結 論		111
謝 辞		113

第1章 序 論

1. 1 山地物理水文研究の背景（物理的・微視的アプローチ）

人災およびいわゆる環境問題などのうち、降雨から流出に至る水移動が関わる問題には、水資源確保、洪水防御、地形変化や過度の土砂生産の防止および水源や地下水の汚染防止等が挙げられる。流域における水移動の場を本論文の対象である山地に限定すると、山腹斜面内の水移動現象を降雨入力から流出としての出力に至る変換過程の一部と捉え、その機構を理解する事は上記の問題に対処するに際して重要である。これまで土木工学、林学、砂防、地球物理等の分野においてそれぞれの立場から違った視点で研究されてきた。しかし現在では、これらの関連分野間での意見交換も活発となり、現象に対する解釈において共通認識は広がり、より高い観点から研究が展開されようとしている。

土木工学の一分野としての山地水文は旧来、量の問題を対象としてきた。工学的目的である洪水防御や水資源確保のための流量の設定あるいは予測のために、過去の研究者達は、例えば流出現象について、貯留関数・タンクモデル等の集中型のモデルを発展させてきた。流量実績から各モデルのパラメータは得られ、流量設定・予測を行う点での実用性と、流域パラメータに水文特性を代表させることができ、流域間の特性を比較することができた。しかし、それらの流出特性はどの様に決まるのか、パラメータが何に支配されるのか、ということを経験的に説明するには、その流域の水文過程を支配する流域内の物理過程がまず考えられねばならない。流域全としての特性漠然と考えるのではなく、流域を河道と斜面または小流域から構成されるとし、その斜面での降雨～流出変換過程を物理的に説明しようという山地の物理水文という領域での研究は古くから行われてきたが、80年代になると、実際の現象を見、そこで起こっている過程を記述することの重要性が唱えられ、多くの試験小流域での現地観測が行われた。流量観測や

土壌中の諸水理量，土壌サンプルを用いた土壌物理特性の測定その他，環境同位体等を用いたトレーサなどによって多くの情報がもたらされ，実際の現地の流出過程もかなり詳しく調べられるようになった．これらの研究は，実際の現象に基礎を置いた上で物理的に現象を理解するという考え方に立脚したものである．

その一方で，計算機の性能の向上によって，それまで困難であった斜面土層内の不飽和流を拡張 Darcy 則を構成則として解く事が出来るようになったため，浸透過程のシミュレーションに関する研究も活発に行われた．詳細な現地観測と数値計算手法の発達は，山地流出の研究は，それまでなされてこなかった，より小さなスケールでの基礎的な素過程を説明しようとする方向に進められることとなった．

量の問題としての流出過程の研究分野はこのように，対象の微視化と物理的取扱いへのシフトが顕著であった．小流域や斜面全体での過程を微視的に見ること，つまり sub-process を認識することによって，より現象を実体として把握しやすく，またその部分だけを見れば物理的に理解しやすく表現しやすい．しかし，工学的には，つまり実務上は，問題とする系全体（小流域や斜面全体）の挙動を表す貯留関数のような単純なモデルを使うのであり，複雑な流域に微視的・物理的モデルをそのまま導入する事は事実上不可能であるから，微視化によって物理的に表し得た個々の素過程を総合化して，系全体の単純なモデルに引き戻すプロセスも用意されなければならない．つまり，量の問題を扱う場合において微視化を行うことは，sub-process で物理的説明を行うだけでなく，それらを総合化して全体を説明しようという方法も考えねばならない．

我が国の山地水文過程を考えてみよう（図-1.1）．山地小流域の降雨-流出変換過程を考えると，山腹斜面内部の個々の素過程として，主に，不飽和鉛直浸透と側方飽和流の2つの過程がある．これらの素過程を実現象に基づいて理論的に現す．こうして微視化して捉えた素過程について物理モデルによる表現を可能にした上で，次の総合化を考える．個々の素過程での挙動を，斜面を系とした貯留関数（あるいは，他の集中モデルの）パラメータに集中化する方法を考え，さらに，様々な斜面の集合としての小流域の特性への総合化，という手続きを取る事によって，系全体の挙動を素過程の現象に基づいて物理的に表すことができるであろう（図-1.2）．このような総合化というスケールアップの手続きについて行われた研究例は，幾つか挙げられる．松林ら(1994)は，斜面の2次元不飽和浸透を拡張 Darcy 則を適用して数値的に解き，その貯留関数パラメータへの集中化を行っている．また，斜面流を kinematic wave model から，流域への集中化す

ることに関しては、高木・松林(1981)、藤田(1980)、高棹ら(1985a,b)も同様の方法で、様々な流域形状に対する集中化の効果について検討を行っている。これらの研究は、斜面内部の物理モデルに基づいて、集中化の手続きを示した点で、評価されるが、斜面内部の実際の挙動を具体的に反映しているのかが確認されていない点で課題を残している

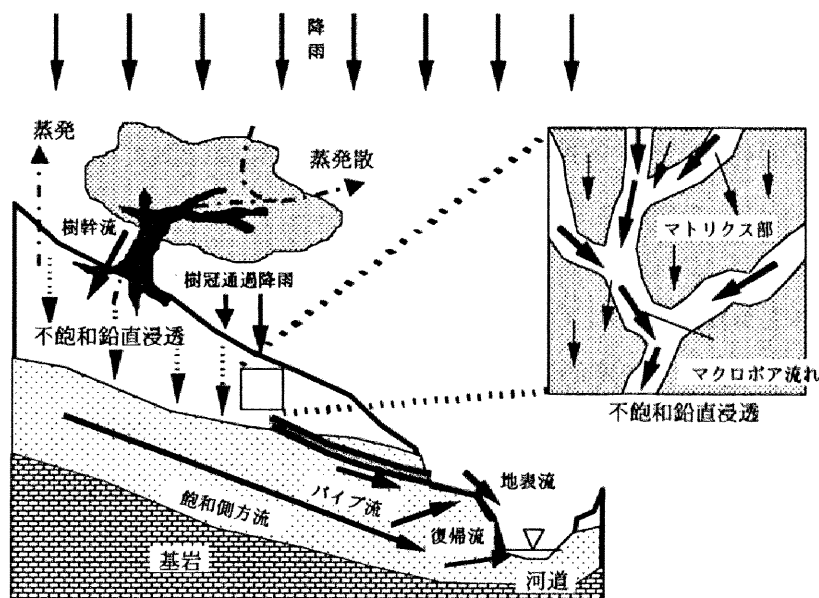


図-1.1 山腹斜面流出過程の概念図

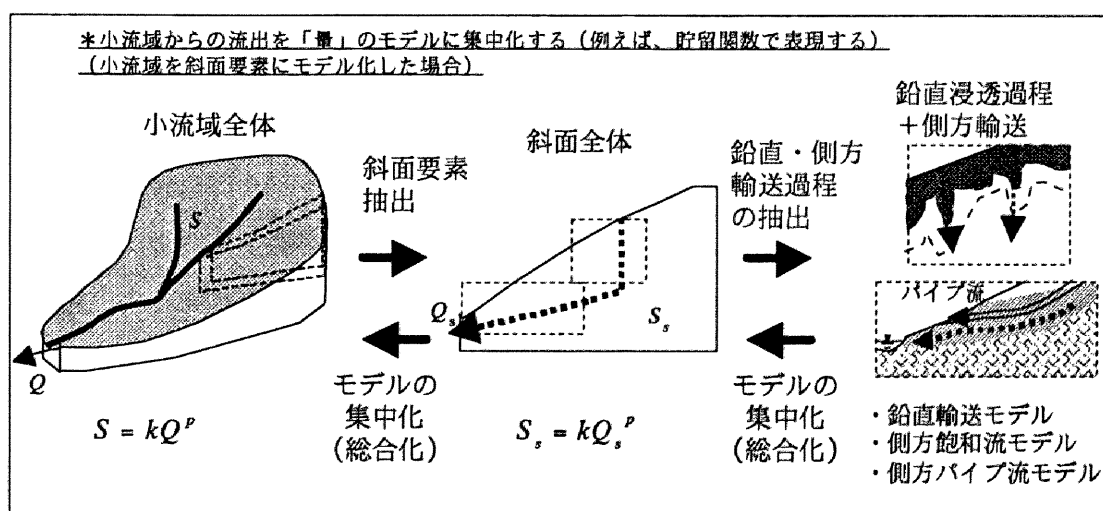


図-1.2 モデル化とスケール

る。このようなスケールアップの際の問題は存在するものの、微視的に実際の現象を捉え、それと整合するように物理的にモデル化することは、実現象に裏付けされた流出予測・計算手法の開発の為に必要である。

微視化を進める一方で、工学的には流域全体を集中モデルでも再現できればそれではいけないかという批判もある。つまり、必要に応じて、それまでに観測によって蓄積した流量ハイドログラフからパラメータを決定する事で対応すればよいではないかという考え方である。しかしそれでは、土地利用の変化などの人工的改変等による流出特性の変化の予測などには対応できない、また、新たに計画を考える地点において計画流量を設定できるだけの流量データの蓄積がない、などの事柄には対処できるかといった問題を含んでいる。

このような量に関する議論の一方で、微視的・物理的に浸透現象を記述できるかどうかは、物質移動を考える上で、決定的に重要である。貯留関数法やタンクモデルのような集中モデルは、流域内、斜面内の流れる粒子の時空間情報は記述し得ない。量が説明できても、物質移動の記述には無力であるからである。これは、山地水文だけでなく、平野部、盆地などの地下水汚染の問題においても共通の問題である。また、小流域（単位流域）を一つの斜面に代表させ、等価粗度を導入した kinematic wave法を適用して直接流出のハイドログラフを表す方法もあるが、この斜面と抵抗則は、分布する具体的な領域（例えば、地表流、または表層土層）を集約して平均量に代表させたものであり、物質の分散のような輸送成分を説明する事は難しい（図-1.3）。物質移動は水移動流束の時空間分布に第一義的に支配されるが、そのスケールでの物質移動と、水移動の量の議論において平均化されるスケールとの間に整合性がないからである。よって、物質移動を記述するときは、水移動についても、物質移動現象を支配するスケールにまで微視的に見る必要がある。

ここまで、微視化と物理的取り扱いについてその必要性と注意点について述べた。本研究の対象とするのは、具体的には山地水文過程であり、さらにその中の図-1.1 中にみられるような山地表層土壌での鉛直浸透現象である。表層土壌は、降雨時において山腹斜面の主たる雨水の移動の場となるが、そこでの浸透は一般に不均一である。本研究で主眼とするのは、その表層土壌内の不均一浸透の機構を微視的・物理的に調べ、記述することにある。ここで微視的というのは、表層土壌をフレームにとり、浸透の不均一ス

ケールの現れる cm オーダー，さらには粗空隙中の流れを考える mm オーダー程度の解像スケールをとることを指す．次節では，本論文での対象とする素過程について，その位置づけと問題点について整理しながら，本論文での各章の研究内容について示してゆく．

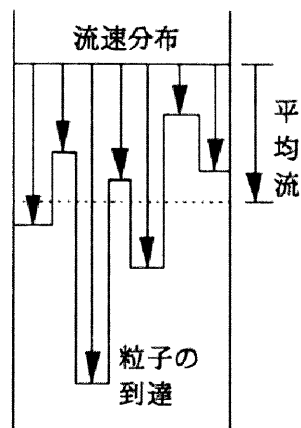


図-1.1 水輸送と物質輸送(平均流まわりの分布)

1. 2 山腹斜面の水移動機構の概観と表層土壌鉛直浸透の役割

1. 2. 1 山腹斜面の水移動の概略

本論の研究目的を示す前に，まず，山腹斜面というスケールでの雨水移動について概観する．山腹斜面に達した降雨が，表層土壌を鉛直浸透し，飽和側方流で斜面流下し，沢に流出するまでの過程をたどる．その中で，本論文の研究対象である表層土壌鉛直浸透の位置づけについて述べる．

雨水が地上に到達するまでには，植生の影響を受ける．我が国では一般に山腹斜面は自然林または人工林で覆われており，雨滴によって直接土壌表面が叩かれるのを樹冠が妨げている．また，降雨の約 20～30%が樹冠による遮断で蒸発していると言われる．樹冠に一度は遮られた雨滴の一部は樹葉から地表へ落下し，残りは枝と幹を經由して樹幹

流となって局所的に集中して地中に浸透する。それによって、土壌への浸透 (Infiltration) は植生によって不均一になる。松林ら (1994) は、愛知県犬山試験地において、降雨が樹幹流という集中した形で地上に達するので、樹幹の周りでは局所的には林外雨の 22 倍もの浸透強度を起こすことを推定した。

地表に到達した雨水は、地中に浸透するか地表流となる。我が国の山腹斜面にみられる透水性の高い表層土壌においては、降雨強度が浸透能を上回って地表流 (Horton 流) を形成することは稀である。通常の山地表層土壌 (ここでは、A 層、B 層を指す。第 2 章を参照) においては、降雨は不飽和状態で鉛直浸透する。浸透する雨水は、短期的にはかなりの割合を土壌水分の上昇に消費させながらも、残りは下方へ輸送される。貯留された水の一部は長期的には蒸発散という形で大気へ戻り、残りは次回の降雨まで滞留するか、長期の流出に使われる (Hewlett and Hibbert(1963))。

鉛直浸透した雨水はやがて透水性の低い土層あるいは難透水基岩の上部に到達して、飽和域を形成し、そこで側方流となって斜面下方へ輸送される。

斜面下端付近、つまり沢の周辺では斜面上方部分とはやや異なった状況であることが多い。斜面最下端の沢には水面があり、下端付近の斜面では飽和面が地表に近いことから、地表付近の土壌も比較的高い水分状態となっている。また、降雨時には、斜面上方からの飽和側方流による水分移動が水面上昇を引き起こす。これらによって、この部分では地表流を形成しやすい。地表が飽和した場合は側方流の一部とそこに降った雨水が地表流を形成する。この飽和した領域を部分流出寄与域 (partial source area), あるいは、時間的にそれが変動することから、変動流出寄与域 (variable source area) と呼ぶことがある (図-1.4)。この概念は、石原・高棹(1960)、Hewlett(1963)、Beston(1964)がそれぞれ独自に提案したものである。この寄与域は、沢の近傍において過去に崩落した斜面または崩落土が作った表層を持つ部分で現れることが多い。よって、地表まで飽和しない場合でも高い透水性により速い鉛直浸透と飽和側方流が形成され、特に浅いところに基岩がある場合は地表流が形成される (Dunne and Black(1970))。これを復帰流と呼ぶことが多い。そして、このような飽和域や復帰流の形成は、降雨ピークからの時間が短い、早い流出を引き起こす重要な要因であるとされている (図-1.5)。この現象すなわち、河道付近の土壌での早い水分上昇が起こるためには、

①速い斜面側方流の形成

と、そこへの水供給の過程である、

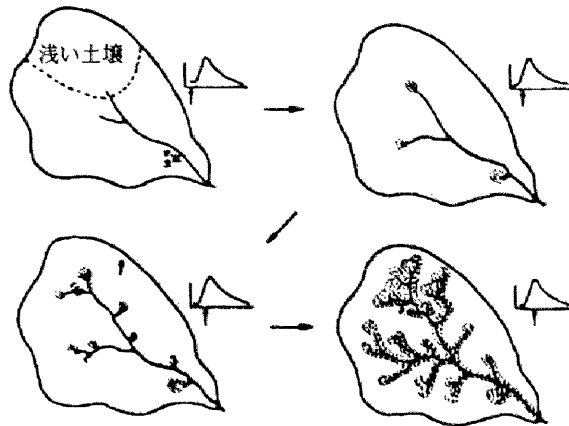


図-1.4 流出寄与域の概念 (Hewlett(1963)より)

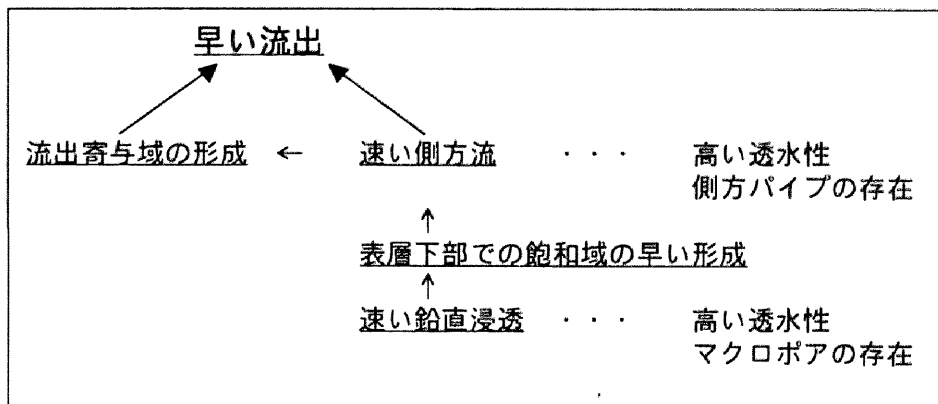


図-1.5 速い流出の形成過程と要因

②速い鉛直不飽和浸透流の形成

がなければならない、ということになる。本論文では後者、つまり表層土壌内の鉛直浸透について取り扱うが、それについて述べる前に、まず、早い流出に直接寄与する①の側方流についてレビューし、次節にて鉛直浸透について議論する。

①速い側方流の形成 には、3つの要因があげられる。それは、

- 1) 高い透水性・・・表層土壌の下部、つまり基岩上部において飽和側方流が形成されるが、この部分の透水性が高いことが、速い側方輸送に寄与する。崩落の履歴がない限り、この効果はあまり期待できない。
- 2) 側方パイプの存在・・・内径数 mm～数 cm のパイプがあることにより、表層

下部からの排水性が高まることで、速やかに流出に寄与する。

- 3) 微地形の効果・・・斜面勾配が急であること、あるいは、斜面が集水しやすい地形であること、等が挙げられる。

2), 3) については、これまで多くの研究者により調べられている。

2) の側方パイプとは、直径数 mm から数 cm 程度の斜面方向に形成された土壌パイプを指し、主に斜面下端付近でその出口が見られ、沢付近の崖の面、あるいは流下方向にみられる 0 次谷（普段は流れが見られない斜面方向に沿った小規模の谷状の微地形）の途中において見られる（例えば、太田ら(1985)、田中ら(1982)）。流出は常時あるものもあるが、降雨開始直後から 1 時間程度の比較的早い時間で流出が見られる。土壌中の側方パイプは、側方浸透流による洗掘（Jones(1971)）によってできるものや、樹木の根茎の腐食による空洞が残る場合、あるいは沢ガニなどの小動物の活動によって形成されるものがあるとされている（例えば、塚本(1988)、恩田(1994)）。この側方パイプ流は、非 Darcy 流れであり（北原(1989)）、流出現象にあつて量的に重要な役割を果たしている（Tsukamoto and Ohta(1988)、田中ら(1984)）。1980 年代から近年まで、土壌の側方パイプの流出過程への影響に関する研究は活発であり、パイプ構造の実態、パイプ流の水理特性の把握、モデル化に関する研究が進められてきた。

側方パイプ流が、早い流出に寄与するのは、上記のように斜面下方への速い水輸送そのものであるとともに、0 次谷の斜面の途中で地表に現れるパイプ出口がある場合は、直接表面流（パイプからの復帰流）を形成し、地表飽和域、つまり流出寄与域を作ることによって、その上に降った雨水が短時間で流出する効果も大きい。しかし、この速い側方流の形成には、パイプへの水の供給となるべき速い鉛直浸透が前提条件となることを認識しておく必要がある。

3) の微地形の影響について、斜面微地形の様子は、早い側方流の形成に効く大きな要素である。例えば図-1.6 に示すように、斜面表面の最急勾配線が斜面下方に集まるような微地形である場合には、一旦飽和側方流が発生するとその集水性により下流端が早く飽和し、早く高い流出ピークが現れることになる。日野らは数値計算モデルで、鷲見・佐藤ら(1999)は実測と数値計算によって、収束型斜面（converging slope）と呼ばれるこのような微地形の場では、斜面下端付近に水が集中する為に、早い水分の上昇と、早い流出が起こることを示した。これらの計算モデルは Richards 型の飽和不飽和浸透モデル

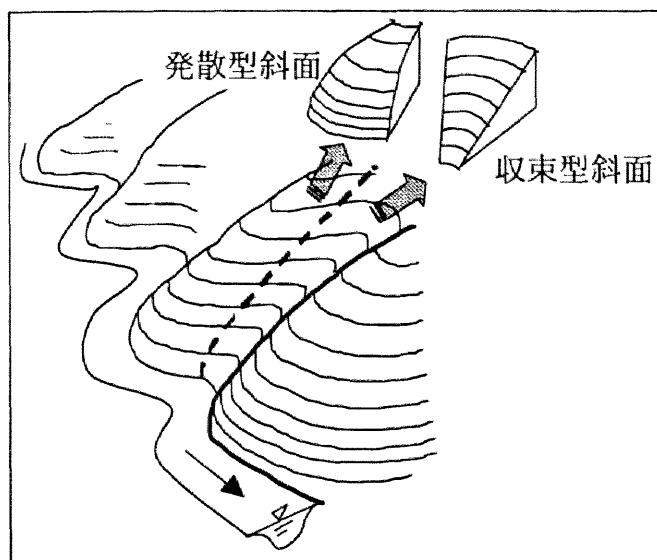


図-1.6 斜面微地形（収束型と発散型）

によるものである。なお、このような地形による水移動の水平集水性・発散性の効果については、それ以前にも金丸(1961)が kinematic wave法を用いた計算でも示しており、高棹・椎場(1981)も金丸の円錐型斜面より一般化した地形パターン関数を導入した中間流・表面流理論を kinematic wave法で同様の効果を表現することを提案している。しかし、kinematic wave法による方法は、鉛直浸透がどのように影響しているかについては取り扱っていない。

このように、斜面方向の輸送プロセスについては、これまでも研究は進められており、早い流出を形成する過程での位置づけが明らかにされてきている。しかし、速い側方流形成の必要条件である速い鉛直浸透については、側方流ほどその機構が明らかにされていない。本論文では、この鉛直浸透を研究対象とする。次節で、山腹表層土壌における鉛直浸透について、その機構について概説するとともに、明らかにされていない点について議論する。

1. 2. 2 速い鉛直浸透と浸透不均一性

(1) 速い鉛直浸透と流出特性

先述したように、地表に達した雨水は、不飽和な状態で鉛直浸透をした後、斜面方向へ飽和側方流として輸送される。ここまで、「早い流出」は「速い側方流」と「速い鉛

直浸透」がなくてはあり得ない、と述べてきたが、以下に具体例を用いて説明することとする。

1980年代に、計算機の発達に伴って拡張 Darcy 則を導入した Richard 式を有限要素法などで離散化して数値的に解くことができるようになると、斜面全体、あるいは表層土壌を透水係数一定の仮定の下、実測流出ハイドログラフの再現が試みられた。拡張 Darcy 則の導入は、斜面土層内部での浸透の挙動を、斜面全体からの流出特性に反映させることができるようにした。このことは、現象を把握しやすい微視的プロセスと、系全体の出力である流出量の特性との関係を把握できるという点で、意味がある。しかし、実際の土壌サンプルの透水性を測定して透水特性の代表値を斜面土壌に一様に与えて、計算したところ、計算ハイドログラフは実測ハイドログラフに比べて大変緩やかな上昇、低減を見せ、ピーク生起時刻も大幅に遅れた。

松林ら(1994)、姫野ら(1997)は、岐阜県山岡町の兼平試験流域を対象として、流出ハイドログラフの再現計算を試みている。これは、現地土壌の保水・透水特性の情報を用いて数値的に解くことを試みたものである。小流域を一つの斜面に単純化している。実際の土壌サンプル(100cc)から得た土壌特性(透水性・保水性)の値を参考にした上で、浸透は拡張 Darcy 則(Richards 式)に従うとし、斜面の鉛直2次元計算で斜面下端からの流出量を算出している。また、姫野らは、側方パイプを導入したモデルについても検討を行っている。図-1.7はその計算結果の一例である。側方パイプを考慮しない場合は、

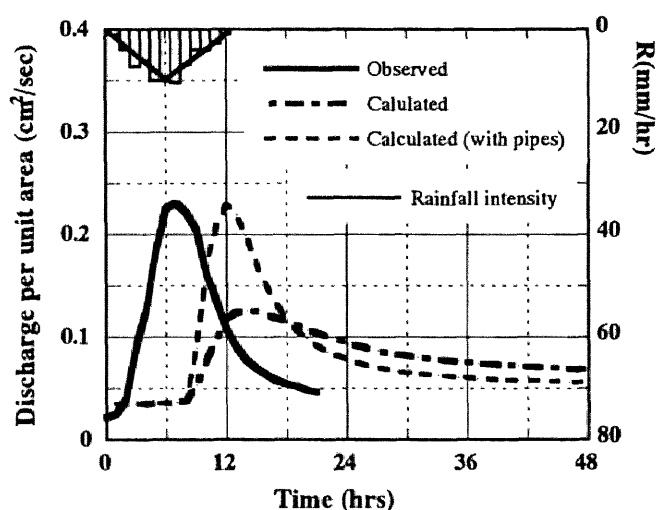


図-1.7 流量ハイドログラフの比較 (姫野(1997))

ピークが低く、逓減も非常に緩い。また、側方パイプを考慮した場合についても、流出ピークの値や逓減の速さはかなりよく表しているが、ピークの発生時刻が実測値に比べ数時間遅い。実際の 100cc 土壌サンプルの飽和透水係数は $10^{-3} \sim 10^{-2}$ cm/sec 程度であり、計算に用いられた土壌特性は実物を反映しているように見えるが、計算値と実測値にはこのような大きな差異という結果となっている。

貴家ら(1994)も、愛知県犬山試験流域において、鉛直浸透を Richards 式（透水特性・保水特性は 100cc サンプル土壌の値を参考）で、飽和側方流を kinematic wave 法で解く方法で、流出量の再現計算を行っているが、これも計算値は実測値より流出ピークが遅くなっている。

(2) 土層構造と同一土層内の浸透不均一性

このように、現地土壌特性を反映させた上で、浸透流を解いているにも拘わらず、実際の流出状況を的確に表現し得ないことの原因には、幾つか考えられる。

一つには、斜面の単純化に伴う問題が挙げられる。実際の斜面は、様々な微地形を持っている。平行に傾斜した斜面に比べ、先述した収束型斜面では、側方飽和流の過程で平面的に集水されることにより、流出ピークが早まる。松林らの計算の際には、平面状の斜面に単純化しており、その効果が表されていない。ただし、微地形の地形自体の影響は飽和側方過程に効くのであって、鉛直浸透過程とは無関係である。

もう一つの問題は、実際には斜面の中で土層構造が存在し、場所と深さによって透水性が異なっているが、Richards 式の計算においては表層全体で透水性を一様と見なしていた、という事がある。基岩の風化や植生による有機層形成によって長い年月をかけた形成過程と、斜面の崩落・堆積の過程とによって、土層は形成される。そして土層形成に伴ってできた、鉛直、水平の土壌特性の分布は、鉛直に数 cm～数 m 程度、水平に数 m～数十 m 程度の大きさのブロックとして各土層毎に区切られるものであることを認識することが重要であり（図-1.8(b)(c)）、それぞれの土層毎に大体同じ様な透水特性を持っていると見なせる。例えば、鷲見・佐藤ら(1999)は、花崗閃緑岩流域の谷頭部付近の収束型・発散型という微地形の違いが、土壌特性の鉛直・水平分布に与える影響とそれが流出に与える影響について議論している。沢付近での浸食・崩落でできた崩積土がその部分だけ斜面上方の表層とは異なった土層を形成する、あるいは斜面全体で表層が崩落した後には全体が高い透水性をもつ（例えば佐々木ら(1997)）というように、微地形形成に伴ってできた土壌特性の分布の構造（図-1.8）が、流出機構を特徴づけている

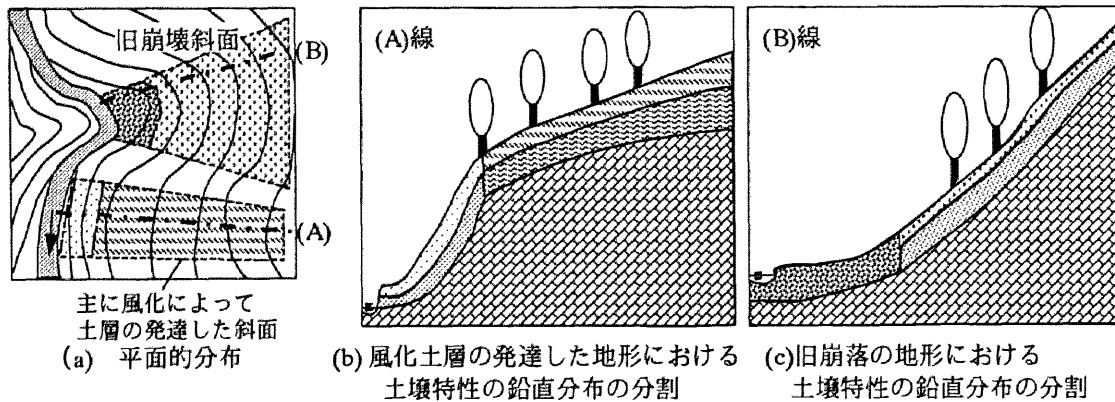


図-1.8 斜面内の土壌特性の分布スケールの概念図

事が述べられている。

このように各土層毎に異なった透水性がある、という認識は重要であるが、さらに細かく見た場合、はたして、同一土層の中での透水特性の分布はどうなっているのであろうか。同一土層の中であっても透水特性が空間的にばらつきを持つ時、透水性の高い部分を流下した水が、土層下部へ速く流達し、飽和側方流の早い時刻での形成に寄与していると考えられる。それゆえ、土層内の透水特性の分布、そしてそれに起因する浸透の空間不均一性を考えるという事は重要である。

では、同一土層内における土壌浸透特性の分布は、どのくらいの空間スケールをもっているのだろうか。

これについては、現地での山地表層土壌においては未だに明らかになっていない。例えば、実際に内径 10cm 程度（これは 100cc サンプラーに比べると大きい）のカラムに採土した土壌サンプルを多数測定しても、同じ土層の土壌においても 1 m 間隔で取ったサンプルの透水係数は、その値は分散しており、それらの値の空間相関性は乏しかった（森綱,1995）。実際に透水特性がどう分布するのかを見るには、空間的に連続して把握する必要があるが、方法の問題もあって実現されていない。

また、不均一な鉛直浸透がどのような粗空隙構造によって起きているのかについて、農地土壌の分野においてはこれまでに多くの研究がみられるが、山地土壌においては詳細には調べられていない。これには、浸透不均一性を引き起こす空隙に関する情報を得

にくい事が、山地土壌における研究を困難にしている。透水性を支配する土壌の空隙構造は一般に均一ではなく、浸透雨水による洗脱や、根茎の腐食の跡、小動物の活動によって、粗空隙（内径 0.3mm 程度以上）が形成されている。それが連続性を持った部分において、選択的に水輸送が行われると考えられている。これが、サンプルスケールでの浸透不均一の支配要因になっていると考えられる。しかし、山地土壌でのこの粗空隙構造が詳細に調べられた例は殆どなく、それは粗空隙構造を視覚化する技術的な問題があるためと見られる。

本論文の第2章では、支配要因である粗空隙構造の視覚化が困難であることを認めた上で、鉛直流れの不均一性を現地土壌において直接モニターすることで、浸透の不均一性の空間スケールや流下速度のばらつきについて把握し、議論する。

それは、浸透計算において、鉛直浸透を均一と見なしたがゆえに、速い鉛直浸透を表し得なかったが、実際には、不均一に浸透する中で、速く流下する部分によってその役割が果たされているのではないのか、という著者の考えに基づいている。速い部分とそうでない部分の空間分布がどのようになっているのか、それがわかることは、大きなサンプルを採る事を考える場合、サンプリングスケールをどの程度とればよいのかということにも繋がる。これら2点から、第2章において、鉛直浸透の空間不均一性の実態を把握すること目的として置き、実験を行い、結果を得ている。

(3) 粗空隙の存在に伴う鉛直浸透の実態とその記述

さて、先に述べた、鉛直浸透を支配する粗空隙構造の事をまとめてマクロポア macropore と呼び、その中の流れを macropore flow と呼ぶ。土壌内の粗空隙内流れについては図-1.9 のように北原(1996)は整理しており、側方パイプ流などと併せて選択流 preferential flow と呼んでいる。

macropore の定義については様々であり、空隙の内径で定義するものには、Beven and Germann(1982)が表-1.1 のようにまとめている。表に挙げられているものでは、最低で 0.03mm 以上の内径で定義されている。Beven and Germann(1981)は、吸引圧 1cm 以下の空隙、つまり直径 0.3mm 以上のものを macropore と呼んでいる。他にも、圃場水分容量 (Field Capacity)を用いた定義(Bear(1979))、染料浸透による染色幅によるものがある (Smettem et. al.(1985))。一方で、流れの状態から定義しようという考え方から、Reynolds 数が 10 以上になるものという提案もあるが、流れの状態を判断できない事が多いので採用されることは稀であろう。本論文では内径による定義を採用し、内径 1mm 以上の

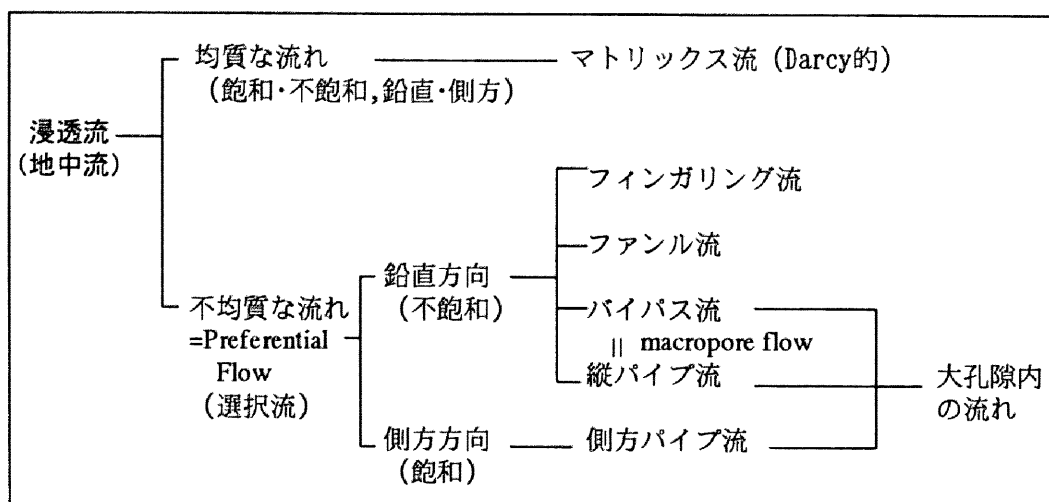


図-1.9 土壌内浸透形態の分類 (北原(1996)を一部変更)

表-1.1 Macropore の幾つかの定義 (Beven and Germann(1982))

Reference	Capillary potential, (kPa)	Equivalent diameter, (μm)
Nelson and Baver (1940)	>-3.0	
Marshall (1959)	>-10.0	>30
Brewer (1964)		
Coarse macropores		5,000
Medium macropores		2,000-5,000
Fine macropores		1,000-2,000
Very fine macropores		75-1,000
McDonald (1967)	>-6.0	
Webster (1974)		
[quoted in Mosley (1979)]	>-5.0	
Ranken (1974)	>-1.0	
Bullock and Thomasson (1979)	>-5.0	>60
Reeves (1980)		
Enlarged macrofissures		2,000-10,000
Macrofissures		200-2,000
Luxmoore (1981)	>-3.0	>1,000
Beven and Germann (1981)	>-0.1	>3,000

ものを粗空隙 macropore と呼ぶことにし、以降、mm オーダー以上の連続粗空隙である macropore 領域とそれ未満の空隙を持つ領域 matrix マトリクスを概念的に分けて考えてゆくこととする。

この macropore が鉛直浸透現象に与える影響に関する研究は、従来より農学の分野では農地涵養量の問題からよく研究されてきたが、それに比べて山地での浸透に関して

は研究の進展が遅れている。空隙に関する測定方法の困難さもあり、その実態は詳しく調べられておらず、モデルの方が先行しているのが実状である。そのレビューは、第2章に譲るが、特に研究が遅れているのが、一つは先述したように粗空隙の幾何学的情報の把握であり、もう一つは、実測に基づいた粗空隙内流れのモデル化である。空隙形状の把握については、農地の土壌は、構造が比較的明瞭であり、また、着色液を浸透させると、着色される macropore を着色されない matrix から区別することが容易である。これに対して山地土壌では、macropore が発達し、空隙構造が非常に複雑で不均一であること、それゆえ、着色液を流しても着色域が macropore だけでなく matrix 領域にまで広がりやすいことがあり、さらに粗空隙を壊さないように非攪乱で土壌サンプリングすることが難しい。これらが研究の進展を阻害してきた理由であるとみられる。また、粗空隙内流れのモデル化についても、山地土壌の鉛直輸送に関しては、実データとの突き合わせのある形での提案は見られない。また、農地土壌で提案されているモデルでは、全て層流を仮定しているが、macropore 流れが不飽和流状態の場合の特性を測定したものはない

そこで本論文の第3章では、粗空隙の中の不飽和流について簡単な実験を行い、定式化を行う。すなわち、一本の連続粗空隙を一本の粗面管に単純化し、幾何形状と不飽和定常流との間の関係を定式化する。曲がり、結合・分岐などの効果について検討すべき事項がある事を認めた上で、ひとつの連続粗空隙を取り出し、第一義的に粗空隙流れを量的に支配する不飽和流れの抵抗則を、実験と理論の両方からアプローチしようとするものである。

(4) 粗空隙を持つ土壌の中の鉛直浸透の挙動について

粗空隙の中の流れの特性を把握し記述することも重要であるが、これまでに明らかにされていないのが、粗空隙内流れを持つ土壌全体での鉛直輸送の機構についてである。粗空隙とそうでない部分の両方を合わせて鉛直流下の機構を考えることは、既に述べた様に速い側方流形成に寄与する速い鉛直浸透を考える上で重要である。第2章において鉛直浸透の不均一性がどのようなものであるかという事を見る一方で、macropore 領域と matrix 領域を区分し得た時に (図-1.1 右上図)、飽和側方流への素早い供給を引き起こす機構はどのように理解されるのか、ということを考えておかなければならない。Beven ら (1981)は、粗空隙内流れを伴う土壌の鉛直浸透の形態について、計算モデルによって示している。しかし、これは直接の観測に基づいているものではない。粗空隙を伴う土

壤内の鉛直流れについて、macroporeとmatrix部分の各領域における流れや水分量の変化と両部分間の干渉について観察・測定し、把握する事は、測定技術上、非常に困難である。そこで、本論文の第4章では、粗空隙ネットワークを持つ土層を模擬的に作成し、その鉛直輸送の特性（土層下端におけるmacroporeとmatrix部分からの流出量の時間特性）、macropore流れの発生過程、流下に伴うmatrix部での水分変動等を把握した上で、それらの現象と、実際の山地表層土壌の鉛直浸透における挙動とを、照らし合わせて考察する。また、将来、そのモデル化における手続きについて、どのような問題があるのかを示し、さらに、流量の問題を扱う上で、単一土層、あるいは斜面、さらには小流域へと平均化を図る上での方向性について示してゆく。

本節では、これまで量の問題を中心に述べてきたが、1.1においても述べた様に、鉛直浸透の不均一性を考える上での必要性は、土層内の物質輸送の問題を考える上でも重要である。つまり、水の不均一浸透の把握とモデル化は、移流に伴う物質輸送がどのようなになるのかということを考える基礎的な情報として重要である。

本論文は、このように量の問題を整理し、物質移動を支配する水移動現象を説明できるようにするために、macroporeのスケールでの微視的な流れの素過程から論ずる。

1.3 本論文の目的と構成

これまで述べた観点から、本論文では、浸透の不均一性に関する次の4点を中心に論ずる。

- ・ 浸透の空間不均一に関する問題の、空間スケールの違いに注目した整理。
- ・ 山地表層土壌における浸透不均一性の実態の把握と、そのプロセスの説明。
- ・ 浸透不均一を引き起こすmacropore flowの素過程の機構解明と定式化。
- ・ macropore flowが土壌全体での浸透現象に与える影響に関する考察。

これらを受けて本論文は5章から構成されている。

第2章では、山腹斜面での浸透不均一性に関する問題の整理を行う。不均一性の空間スケールに関してその構造について整理し、本論文で取り扱われる小スケールの不均一

性の位置づけを明確にする。また、工学的取り扱いに至る過程での不均一性による問題について、その扱いについて整理する。そして、浸透不均一性の実例として現地散水実験による小スケールでの鉛直浸透の不均一性に関する実態の把握とそのプロセスについて論ずる。

第3章では、粗空隙（マクロポア）が引き起こす不均一浸透に対象を絞り、その機構について論ずる。粗空隙を伴う土壌の浸透機構に関するこれまでの成果を整理する。また、その中で特に明確にされてこなかった粗空隙内の流れの機構について定量的に議論するため、パイプフローの素過程である単独粗空隙を模擬した、滑面及び粗面パイプ内の不飽和流の挙動を取り上げる。単独粗空隙内不飽和流の挙動把握と流量－空隙内含水量関係を得るための室内実験を行い、その機構の説明とモデルについて述べる。

第4章では、マクロポアを含むような土壌の鉛直浸透について、通常、視認不可能な流れの観察を行うため、連続粗空隙を持つ模擬土壌の鉛直浸透に関する室内実験により観察を行い、その流れの特性について述べる。さらに、それらを基にして、粗空隙領域と土壌マトリクス領域の2相に単純化したモデルの展開について論ずる。

最後に第5章は、結論であって、本研究で得られた知見を取りまとめるとともに、この分野の今後の研究の方向性について述べる。

参考文献

1. Bear, J. (1979): *Hydraulics of Groundwater*, McGraw-Hill, Inc., New York, 1979.
2. Beston, R. P. (1964): What is watershed runoff? , *J. Geophy. Res.*, vol.69, pp.1541-1552.
3. Dunne, T. and R. D. Black (1970): An experimental investigation of runoff production in permeable soils, *Water Resour. Res.*, Vol.6, No.5, pp.1296-1311.
4. Hewlett, J.D. and A. R. Hibbert (1963): Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage, *J. Geophy. Res.*, vol.64, pp.1081-1087
5. Klemes, V. (1983): Conceptualization and scale in Hydrology, *J. of Hydrology*, vol.65, pp.1-23.
6. Smettem, K. R. J. and Collins-George, N. (1985): Prediction of Steadystate ponded infiltration distributions in a soil with vertical macropores, *J. of Hydrology*, vol.79, pp.115-122.
7. Tsukamoto, Y. and T. Ohta (1988): Runoff process on a steep forested slope, *J. Hydrology*,

- 102, pp.165-178.
8. 太田猛彦・塚本良則, 城戸毅(1982): 丘陵性自然斜面における洪水流出機構について, 水文・水資源学会, 1989 年度研究発表会要旨集
 9. 恩田裕一・板倉尚子(1994): 斜面表層のパイプ形成に及ぼす沢ガニの影響, 第 105 回日林大会講演要旨集, p.110.
 10. 金丸(1961): 流出を計算する場合の山腹斜面の単純化について, 土木学会論文集, No.73, pp.7-12.
 11. 北原曜(1989): 林地緩斜面土層中のパイプフローの特性(II)パイプの水理特性, 日林誌, 71(8), pp.317-332.
 12. 北原曜(1996): パイプ流と大孔隙に関する研究史, 水利科学, No.227, 29(6).
 13. 佐々木恭・鷺見哲也・松林宇一郎, 高木不折(1997): 山地森林域における土壌の不飽和透水特性の計測と評価に関する研究, 水文・水資源学会 1996 年度研究発表会要旨集, pp.25-26.
 14. 貴家尚哉, 鷺見哲也, G. T. Velasquez, 松林雨一郎, 高木不折(1994): 山地小流域における雨水流出過程に及ぼす森林植生の影響, 水文・水資源学会, 1994 年度研究発表会要旨集, pp.310-311.
 15. 鷺見哲也・佐藤誠・松林雨一郎, 高木不折(1999): 山地森林域における微地形の流出への影響, 水工学論文集, 土木学会, 第 43 卷, pp.1091-1096
 16. 高棹琢馬・椎場充晴(1985a): 雨水流モデルの集中化に関する基礎的研究, 京都大学防災研年報, 第 28 号, B-2, pp.213-220.
 17. 高棹・椎場(1981): Kinematic wave 法への集水効果の導入, 京大防災研年報, No.23.B-2, pp.159-170.
 18. 高棹琢馬・宝馨・楠橋康広(1985b): 洪水流出モデルの確立過程的評価に関する研究, 京都大学防災研年報, 第 28 号, B-2, pp.221-235.
 19. 高木不折・松林宇一郎(1981): 流域内での流出特性の平均化過程と流出モデル, 土木学会論文報告集, 第 312 号, pp.73-81.
 20. 田中正・安原正也, 酒井均(1982): 丘陵地源流域における流出現象と地中水の挙動, 京大防災研年報, 第 25 号 B-2, pp.18-30.
 21. 田中正(1988): 降雨流出過程における地中水の流動経路についての一考察, 波丘地研究, pp.146-164.
 22. 塚本良則・峰松浩彦・丹下勳(1988): 斜面の表層に発達する地中パイプ, 波丘地研

- 究, 6, pp.268-280.
23. 日野幹雄・太田猛彦・砂田憲吾・渡辺邦夫 (1989) : 洪水の数値予報<その第一歩>, 森北出版, pp.140-166.
 24. 姫野潤子, 松林雨一郎, 高木不折(1997) : 斜面流出解析へのパイプフローの導入及びその効果に関する研究, 水文・水資源学会, 1997 年度研究発表会要旨集, pp.27-28.
 25. 藤田睦博(1980) : 斜面長の変動を考慮した貯留関数法に関する研究, 土木学会論文報告集, 第 314 号, pp.75-86.
 26. 星清・山岡勲(1982) : 雨水流法と貯留関数法との相互関係, 第 26 回水理講演会論文集, pp.273-278.
 27. 松林宇一郎, 高木不折, G. T. Velasquez, 貴家尚哉, 鷺見哲也 (1994): 山腹斜面における浸透特性と雨水流出径路への植生の影響, 水工学論文集, 土木学会, 第 38 卷, 1994, pp.185-190.
 28. 松林宇一郎, 高木不折, 古田直 (1994) : 不飽和浸透理論に基づく斜面流出モデルの集中化について, 土木学会論文集, 497/II-28, p.11-20.

第2章 山腹表層土壌の浸透不均一性に関する 実験的研究

2. 1 表層土壌の浸透不均一性の取り扱いとその有益性

本章では、山地表層土壌における浸透不均一性の実態を捉える為、現地実験と、土壌サンプルを用いた室内実験を行い、浸透不均一性の時空間情報を具体的な形で得ると共に、データに基づいて不均一な鉛直浸透過程のパターンを抽出し、議論する。

まず、実験で取り扱う空間スケールと、浸透不均一性の取り扱い方について述べる。山腹表層土壌の透水係数に代表される土壌の特性量の分布の不均一性は、これまでも多くの研究者が取り扱ってきたが、「空間不均一性」について考える際、取り扱う現象の空間情報について、そのフレームとなる大きさ(sampling window)と、解像度に当たる大きさ(resolution scale)の2つのスケールを基礎として、不均一性を認識する(図-2.1)。

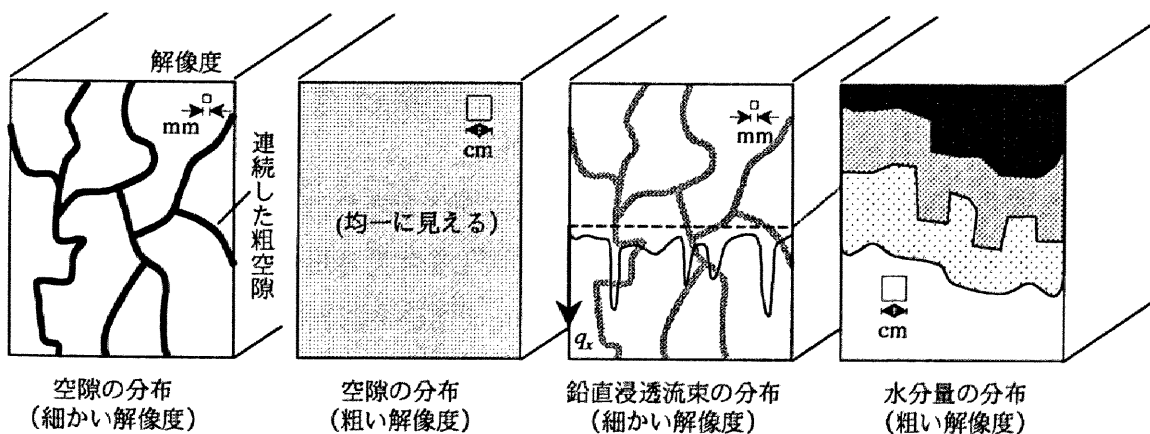


図-2.1 解像スケールの違いによる鉛直浸透に関わる物理量の不均一性

本論文では、空隙に関する不均一性を見る場合の解像度スケールは mm のオーダー、つまり粗空隙に匹敵する大きさにとり、フレームを、同一土層とみなせるような大きさ、例えば鉛直に数十 cm、水平に数十 cm～数十 m 程度にとったときの、不均一な浸透場が形成される状況を対象とする。解像度のスケールを数 cm にぼかせば、同一表層土層（例えば A 層）は均一に見えるが、それより小さな mm オーダーの解像スケールで現れる連続した粗空隙 macropore の存在が、鉛直浸透の空間不均一性を生む要因となっている。一方で、土壌水分の空間分布について見てみると、必ずしも mm の解像度で見なくても、つまり、cm 程度の解像スケールでぼかしても十分不均一に見える状況が生まれることはありうる。つまり、土壌の空隙の分布、土壌水分の空間分布、流束ベクトルの空間分布など、異なる物理量の分布をみると、その空間不均一性は異なる解像スケールによって現れることがあるので、注意する必要がある。本章においても、その点は注意してゆく。

ここで、このような小さな領域の細かい解像スケールで取り扱う鉛直浸透の不均一性を考慮することは、序章で述べた様に、量の問題である速い鉛直輸送と、質の問題である物質輸送の分散性への影響に対して重要であるが、具体的には、スケールの大きさを斜面全体に置いて粗視化して捉え直す時に、以下の点で有用である。

(1) 量の問題

飽和側方流へ雨水供給の役割をもつ鉛直浸透のモデルを考える時、不均一な浸透を引き起こすような粗空隙程度の大きさである mm オーダーの解像スケールから、水平に平均化して、鉛直 1 次元浸透のモデルに集約する、あるいは、さらに土層自体を一つの集中モデルにして下端への供給量を表現する貯留型モデルに集約する事を考える。このとき、土壌中の不均一浸透過程について、不均一性の空間特性と、その流束の値の分散の大きさを把握することが、効率的な集約化につながる。

具体例を考えてみよう。対象とする表層土層に降水が入力され、その出力として土層不飽和域下端（飽和領域との境界）への流束の時間変化を考える場合、その変換を表すモデルに集中化する時、鉛直 1 次元のモデルに集中するのであれば水平に平均化した見かけの透水係数などのパラメータの鉛直分布を、あるいは、貯留型モデルに集中するのであればそのパラメータを、評価しなければならない。しかし現象は不均一で、それを支配する土壌透水性は微視的に空間分布を持っている。そこで我々は現地の土壌浸透性について現地試験、あるいはサンプル土壌による試験を、どのような体積で、どの

ように空間的に配置して行くと最も効率的なのかを、知ることが重要になる。それゆえ、鉛直浸透の不均一性を認識できる大きさを解像スケールにとって、浸透不均一性を捉え、認識することがまず必要である。その不均一性の空間スケールと浸透強度の分布を把握し、それに比べてサンプルの大きさが十分小さければ、サンプル数とその空間配置について考慮することで、平均的としての透水性パラメータを推定することが可能となろう。また大きなサンプルを取ることができるのであれば、不均一浸透の空間スケールを飲み込む大きさに設定して幾つか採土して、試験を行えばよい。

多孔体の特性量や物理量については、実際には不均一であるが見かけ上それを意識しなくてよい場合がある(図-2.2)。それは、土壤の空間的に変動している量を測定したときに、その対象となったサンプルの体積内で平均化されて得られている場合である。つまり、適当な大きさをうまくとってそれを平均した形で測定すると、空間的にどこでも似たような値をとることがあり、これはわれわれにとって都合がよい。このような土壤を離散的階層構造を持った多孔体と呼ぶ。このような土壤であれば、不均一な現象がどの程度の体積で平均化されて一様になるかを調べて、測定の単位体積とすることができる。土壤特性の空間変動を予め細かく調べることの有益性はここにもある。

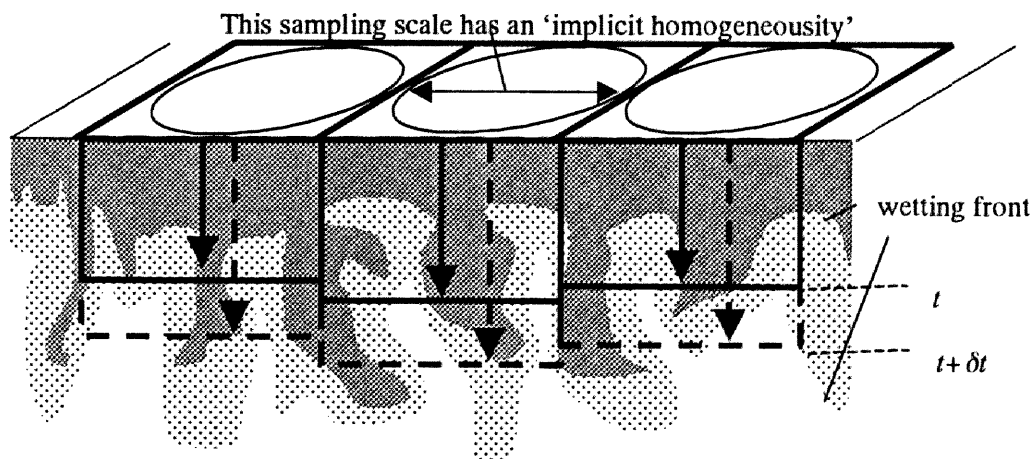


図-2.2 鉛直浸透不均一性が隠れるサンプリングスケール

(2) 質の問題

水による物質輸送は、上記のような解像スケールで見える場合、第一義的には移流による輸送が卓越する。水の流束が空間的に分布する以上、物質輸送流束も分布する。今、土層を粗視化して、土壤上端からの物質の流下を考えるとする。(汚染物質や、自然に

ある栄養塩類でもよい)。この流下による飽和側方輸送過程への供給量について、土層内で平均化して評価する場合、この土層中から下部への物質輸送フラックスの移流成分を、水の平均流束と物質の見かけの平均濃度との積によって表す事を考えるとしよう (図-2.3)。実際には濃度も空間に分布し、鉛直浸透する際の流束の分布によって、縦方向に分散することと、異なる流線間の水の交換によって決まる。流束の不均一が濃度の不均一を支配し、結果としてこの見かけの濃度の特性も決めることになる。よって、土壌内粗空隙の流れの不均一性に与える影響を評価することができれば、物質輸送の縦分散性の度合いの一次近似が可能となるという点で、不均一流れの微視的アプローチは有用である。

本章では、その不均一流れの有様をみることにする。

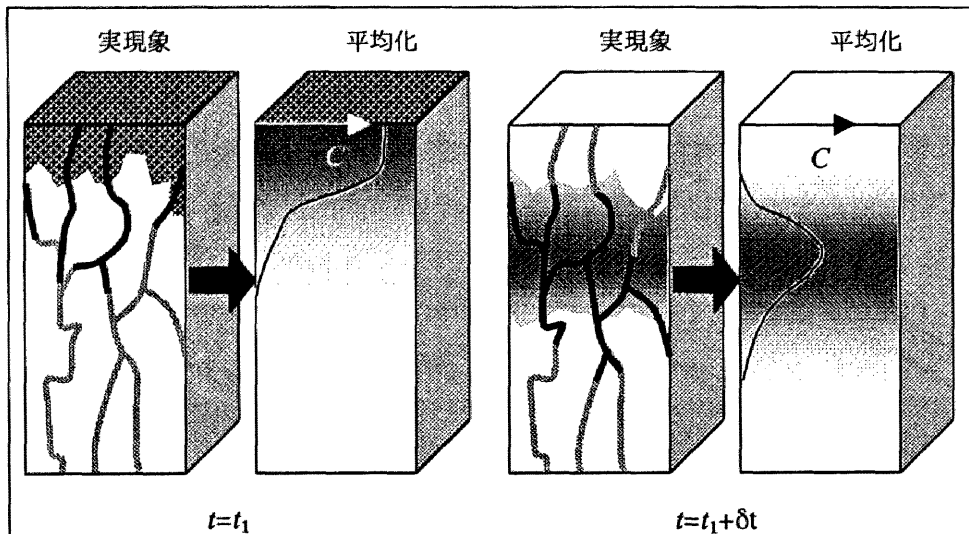


図-2.3 鉛直定常浸透過程の下での、物質輸送の平均化の例

2. 2 不均一な鉛直浸透現象に関する既往の研究と本章の目的

粗空隙に伴う不均一浸透の実態を調べるには、(1) 連続する粗空隙の幾何学的な実態 (2) そのような原因による土壌中の流れの実態、の2つを見なければならない。これらについて、現在までの主な研究と残された問題について概観する。

土壌中の大きな間隙 (側方パイプと macropore) の実態と、その存在に伴う不均一浸

透流の観察に関する研究は、1970年代から行われてきた。特に、圃場の灌漑の量の問題を意識した研究は農地土壌分野に多く見られ、山地森林域においては、側方への土壌パイプに関するものが殆どであった。山地森林域の macropore の空隙形状やその中での流れが詳細に観察された研究は非常に少ない。これには幾つかの理由が考えられる。

(1) 農地土壌における研究

農地での研究が進化したのには、山地土壌に比べて農地土壌の方が空隙に関する情報を得るのに有利であることが、背景としてあると思われる。それは、粗空隙とそうではない matrix 部（粗空隙以外の小さな空隙しか持たない、透水性の小さい部分の土壌の固まり）との違いが比較的明瞭であり、視認が容易であることである。特に深部においては、パイプ状、亀裂状の連続粗空隙が比較的疎に分布しており、また、matrix 部の透水性が非常に小さいことから、着色水の浸透等の方法によって視認が容易であることがある。農地土壌における粗空隙の可視化に関する研究には、例えば、Moran et al.(1989) が不透明エポキシ樹脂で土壌を固めて断面を見たものや、波田野ら(1983)はメチレンブルートレーサを用いてバイパス効果を確認したもの等が挙げられる。また、成岡(1988)は、軟X線を用い、農地および関東ロームの管状の孔隙の観察を行っており、他の研究者も火山灰土等での観察も行っている。このように多くの方法で土壌内粗空隙の状態を捉えてきた農地土壌の分野に対し、山地表層土壌については、地表に近いほど粗空隙が多く、密に存在することが多いことから着色液を浸透させても、周辺 matrix 部への浸透が促進され、断面を切ってみてもほぼ面的に着色しまい、粗空隙と matrix 部とを区分する事が難しい。また、土壌の断面を切った時に粗空隙がふさがってしまう事が多く、粗空隙の視認が容易ではない。

(2) 山地土壌における研究 ー側方パイプー

同じ山地森林域における粗空隙内の流れでも、側方パイプ流に関しては国内外で多くの研究がある。地形形成、砂防の分野においては、側方パイプ流が速い流出を形成する直前の過程にあることや、それが斜面崩壊のきっかけを作ることがある事などから研究が行われてきた。(パイプからの流量とともに土砂の排出が計測される例は多い。)山地での側方パイプは斜面の下端付近(沢付近の急勾配部)や0次谷の途中に開口しているが、内径が数 mm から十 cm 程度までと大きく、その一つ一つを認識し、個々のパイプを対象とした観察・実験が可能であることが、研究を容易にしている。Jones (1987)は、

現地斜面のパイプ網を図化し、出水の主要因がパイプ流であること、また恒常的なものと一過性で流れるものとを区別した。しかし、パイプ網の構造まで明らかにした研究はまだ少ない。水理特性に関して調べられたものとしては、北原ら(1989a)が食塩をトレーサに用いてパイプ流速が1cm/s程度であることを示した。また、北原(1989b)は非攪乱土壌サンプルを用いて室内実験した結果、パイプ内は Darcy-Weisbach 式に従うとした。このように、近年、側方パイプの研究成果が多く報告された。

(3) 山地土壌における研究例 ー縦パイプー

一方で、表層鉛直浸透での粗空隙の研究は、側方パイプ流に関するものより遅れている。その要因としては、その粗空隙のスケールが小さく、粗空隙内部の径が mm オーダー以下と小さく、また多数あるということ、土壌内部へ向かっていることから、流れている状態の観察が難しいこと、等が挙げられる。

山地土壌における実際の粗空隙の観察を行った数少ない研究としては、王ら(1993)の研究がある。波丘地において、水平に1m四方の区画を鉛直に220cmまで掘り下げ、数mmから15mm程度の内径を持つ縦パイプ(macropore)の状態を明らかにした。この縦パイプは、1m四方に3本あるいは10本存在し、疎に分布するものである。現地の自然降雨と人工降雨による現地散水実験において、飽和水面位置と土壌間隙水圧を計測し、間接的にはあるが、縦パイプによる飽和域形成過程を推定した。それを受けて、序論で述べたように、速い鉛直浸透が飽和側方流形成に果たす役割を主張している。

(4) 山地土壌の縦パイプとは異なる粗空隙の認識 ー潜在パイプー (対象土壌)

しかし、実際の山地表層土壌の速い鉛直浸透に寄与する粗空隙は、王らの示した様な明瞭な縦パイプばかりではなく、管路としての構造を明確には持っていない2,3mm以下の視認し難い空隙が比較的密に分布し、互い連続しており、その中の流れが支配的であるものもある。それは、潜在パイプと呼ばれる macropore の一種とされている(塚本ら(1998))。本章では、そのような山地土壌を対象にする。しかし、潜在パイプの空隙構造や流れの状態を明らかにしているものはこれまで特に見あたらない。

そのような土壌において、具体的に連続粗空隙と matrix とを区別する事は難しいが、別の方法からその態様を伺わせる情報はこれまでも得られている。Watson et al.(1986)が、土壌表面との接地部での水圧を負圧にまで制御可能な形にした負圧式浸透能計を用い、飽和時の浸透水量のうち、直径1mm以上の孔隙中を流下する水が73%を

占めることを示した。これは、粗空隙の空間的な情報は得られないが、そこを流れる流量の寄与について得られるという点で有用な情報である。また、鉛直浸透の不均一性の空間スケールを推し量るものとして、サンプリングスケールを考慮するアプローチが考えられる。太田ら(1988)は採土円筒の大きさを5種類用意して透水係数を測定した結果、内径が150~200mm程度が安定した値を得るのに適当であることを報告したことから、平均スケールをその程度にとる事で、浸透の不均一性が平均化によってのみこまれることが伺える。

本章では、潜在パイプとよばれる粗空隙を持つ表層土壌における鉛直浸透の空間不均一性を直接的に捉える為、次節2.3にて現地斜面での散水実験を行い、その態様について議論する。また、不均一浸透が量の形で見たとでの議論をするため、2.4節において現地不攪乱土壌を用いた室内カラム実験を行う。両節の議論を総合して、これまでの研究では見られなかった、潜在パイプ含む土壌中の不均一浸透の機構を明らかにする。2.5節では、その不均一な流れとなって鉛直流下するその流れ場を簡単なモデルによる表現を試み、その特徴を抽出する。

2. 3 現地散水実験による浸透不均一性の調査

2. 3. 1 対象斜面と土壤

(1) 対象流域の概要

本論文での研究の対象とした山腹斜面は、愛知県犬山市にある名古屋大学地震観測所付近の犬山試験流域(面積 171,000m²) 内の斜面である(図-2.4)。この流域の基岩を構成する岩石は、主にチャート・砂岩(古生代ないし中生代)であり、基岩上部は風化しており割れ目も多い。斜面ではこの基岩上を表層土が薄く覆っており、表土の厚さは尾根部で0.3m、河道付近では崩積土の堆積により0.5m から1.5mに達する。

対象地点付近は、勾配が30度程度の急な斜面であり、天然の広葉樹林である。樹高5m程度のヤブツバキ・アラカシ等の広葉樹が多く、所々樹高10m以上の高いヤマザクラが生えていて、下草は生えていない。これらと2m程度の低いネズミモチや、フジが植生のほとんどを占める。河道付近には、スギの植林が施されているが、対象地点はその範囲ではない。本節で述べられる現地散水実験の対象斜面は、図中矢印で示された、河道まで十数m程度離れた地点である。

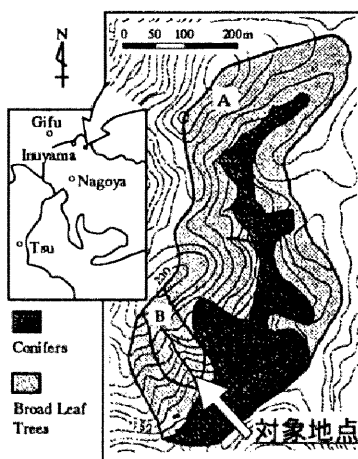


図-2.4 実験対象地点付近植生分布

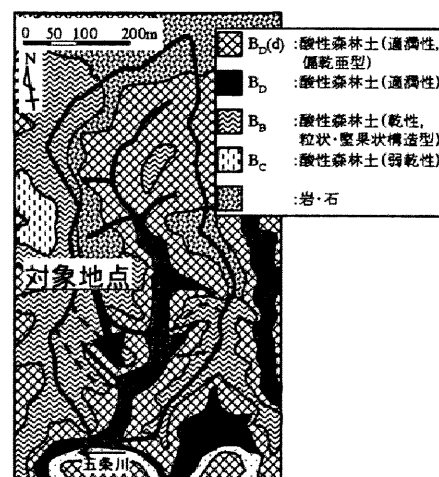


図-2.5 実験対象地点付近の土壤分布

(2) 対象土層の概要

対象地点付近の流域は、主に褐色森林土に区分される土壤に覆われており、対象地点はその中でも酸性褐色森林土（適潤性、偏乾亜型 $B_D(d)$ ）とされる（図-2.5）。散水実験対象地点付近は、斜面上方からの崖錐堆積物の影響で必ずしも安定した土層構造をもっていないが、対象地点付近では基岩の風化による下部の鉍質土層から地表まで漸変する比較的安定した土層を形成しており、トレンチ掘削時や、土壤サンプルの採取時の観察は以下の通りである。土層の構造は、図-2.6 に示されるように、深さ数十 cm までは、およそ以下の3つの層に分けられる。

①表面付近の腐葉層（ A_0 層）

②根茎のかなり発達した有機物に富んだ黒っぽい土壤の層（A層）、

③有機物の少ない、やや明るい褐色の、固い、

安定した土壤層（B層）

A層は、根茎の発達した上層と、そうでない下層に分離できる場合もあった。A層は数 cm と薄く、 A_0 層は20~30cm 程度あり、その下にB層が続く。所によっては、 A_0 層とA層の間に、斜面上方から崩積した小石の層が厚く（10 から 20cm 程度）存在する場合もあるが、本節にて記される現地実験と室内実験に用いる土壤のサンプリングはその方法上、その様な地点を除外して選んだ。

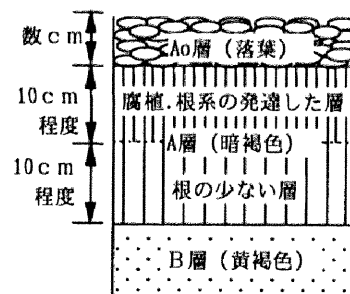


図-2.6 土壤の鉛直層位

(3) 対象土壤の粗空隙に関する情報

現地土壤の粗空隙の状態を図る方法は、先述したように農地土壤においては多く研究されてきたが、山地土壤のものはきわめて少ない。それは、土壤内の粗空隙（約 1mm 以上）が密に分布し、着色水浸透などの方法では粗空隙周りへの拡散が結果として面的な着色を引き起こすこと、断面を取りながら視認する際に構造が壊れやすく、把握するのが難しいなどの問題がある。著者は、メチレンブルー着色液による方法、固化樹脂の浸透による方法等を試みたが、いずれも空隙構造を視覚化するのに成功していない。本論では、土壤水分特性計測と、軟X線撮影により空隙構造に関する情報を得たので、以下に述べる。

空隙の情報を間接的に土壤得る最も簡単な方法は、土壤水分特性曲線 (ψ - θ 関係, ψ : 土壤水毛管圧力水頭・サクシオン圧, θ : 体積含水率) を計測することである。対象地点付近の A 層の土壤水分特性を、土柱法により計測された 5 点の土壤サンプルのうちの一つを図-2.7 に示す。図中, Ahuja&Swarzendruber 式,

$$\frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} = \frac{1}{1 + \alpha|\psi|^n} \quad (2.1)$$

によるパラメータ同定では、飽和体積含水率 $\theta_s=0.36$, 残留体積含水率 $\theta_r=0.25$, $n=3.2$, $\alpha=6.5$ (ψ の単位:m)を得ている。比水分容量 ($d\theta/d\psi$) 曲線を併記したが、いずれのサンプルにおいてもサクシオン 10cm 付近にピークを持ち、その毛管圧に対応する 0.3mm 前後の径の空隙が、全体の間隙の多くを占めていることがわかる。この空隙径は、農地土壤では粗空隙 macropore の分類にされるものであるが、しかし、1mm 以上の粗空隙に対応する毛管圧力水頭で約 3cm 以下については、測定の精度上、正確な土壤水分特性曲線を得ることはできなかった。他の報告にもあるように、粗空隙が土壤空隙の体積全体に占める割合は非常に小さい。

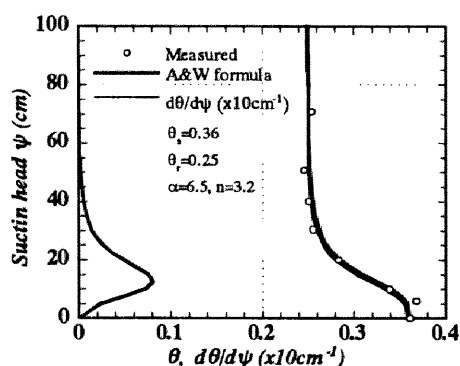


図-2.7 現地土壤の土壤水分特性曲線

一方で、粗空隙構造と粗空隙内の浸透場を視覚的に調べるために、成岡(1990)の方法を参考に、軟X線を用いた土壤空隙の撮影を試みた。これは、土壤サンプルに造影剤を浸透・注入し、これを軟X線撮影装置で撮影・現像することで、CTスキャン法等に比べて比較的解像度のよい像を得ることができるとされている。名古屋市工業研究所の協力を得て以下に述べる撮影を行った。成岡の方法は、主に農地土壤に適用されるものであり、土壤サンプルの厚みを 3cm 程度、造影剤の各種注入方法、撮影装置の管電圧や

照射時間等を提唱しているが、本研究のサンプルは、土壤粗空隙の連続性等も見るためであることから内径 10.5cm と大きく装置の設定をこれとは変える必要があること、また粗空隙が比較的多いことから高粘性造影剤圧入法等の方法を取れないことによって、試行錯誤の結果、図-2.8 のような像を得た。この作業の内容と条件について、以下に簡潔に述べる。

- ・サンプルは、本節実験対象地点の 10m 程斜面上方における A 層から非攪乱で（塩化ビニールパイプに内径 10.5cm，高さ 11cm）採土した。研究室で下端に穴を開けた板をパイプに接着した。
- ・造影剤は、土壤サンプルを水で下端から徐々に飽和させた後、上端を造影剤（ヨードメタン，比重 3.32）を 3mm 程度の深さで湛えるようにすることで浸透させ、下端から造影剤が落ちるようになった時点で下端を塞ぎ、上面も密封した。この作業は、土壤を水中に置き、比重 3.32 の液体で重力浸透させたことに相当する。
- ・撮影は、名古屋市工業研究所において、軟 X 線撮影装置を用いて行った。設定は、管電圧 140kV，電流 2mA，照射時間 3min とした。

実際得られた像は、連続粗空隙のネットワークの形には視覚化されなかったものの、浸透が一様にはおきなかったことを示している。また、水の浸透と異なり、重力が効き、毛管力が弱いため、サンプル土壤内に残留した造影剤は、サンプル全体の体積の約 2% であった。よってこれらは、比較的大きな空隙を造影剤が流れた痕跡として付着している部分、あるいは、それより小さいが造影剤が侵入しとどまっている部分であると解釈できる。②の写真からは、鉛直に中間付近右側を避けるように浸透しており、上面から

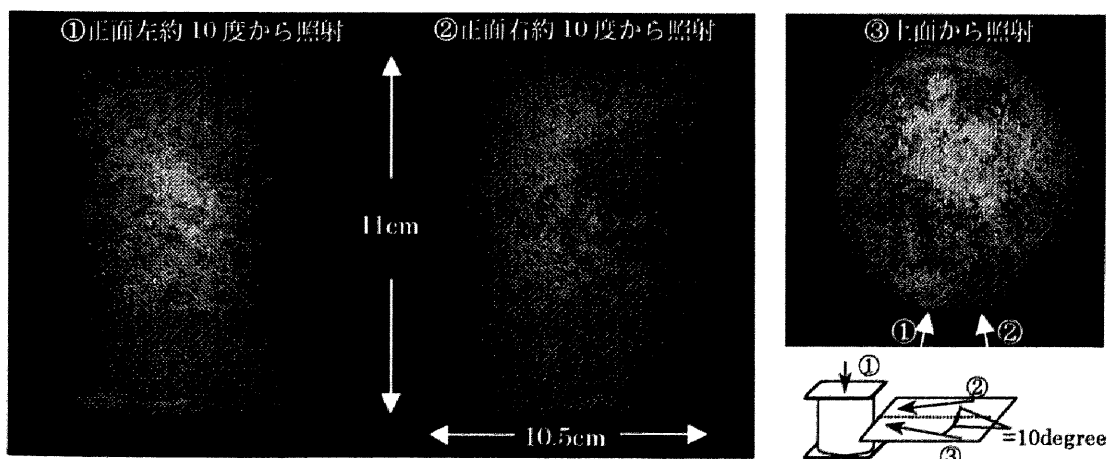


図-2.8 軟 X 線撮影された不攪乱土壤サンプル

の写真③においては、浸透を避けている部分はかなり多く分布していることがわかる。このように、粗空隙の偏った分布による造影剤の不均一浸透がこのスケールにおいても見受けられることから、水の浸透においても同様の事が起こることが推察される。

続いて、次の散水実験を行い、現地斜面の表層土壌における、上記サンプルよりも大きなスケールの浸透不均一性について詳しく見ることにする。

2. 3. 2 現地散水実験の方法

(1) 実験の目的と概要

本実験の目的は、山腹斜面表層土層内の不均一浸透の空間情報を得ることである。表層土壌のマクロポアは土壌を崩すと特性が変わりやすいと考えられるので、現地で採土しないで直接測定の方がよい。ここでは、水分量が土壌中の電気伝導性に変化を与えることに着目し、電極を持ったプローブを作成して現地土壌中に差込み、時空間的に一樣な降雨を与えた時の土壌中の電気伝導度(EC)の時空間変化を測定した。そして、それにより cm オーダーの解像度の下での浸透不均一性の把握を試みた。EC は電極間の抵抗の逆数（単位 S）で表される。

(2) 実験装置及び実験方法

測定装置は主に、①プローブ、②EC 測定・記録部、③降雨発生装置 から成る（図-2.9）。以下にそれぞれについて記述する。

a) プローブ

一つの地点で 4 つの深さでの EC を測定できるように、5 つの電極を持ったプローブを作成した（図-2.10）。電極は外径 3mm のステンレスパイプであり、これを内側から絶縁のためのテープを巻かれた外径 2mm のパイプで支えている。電極の間隔は、その部分の局所性が極度に効かないように 5mm と設定した。このプローブ 20 本を斜面勾配方向に対して直角、即ち水平方向に一行に、間隔 2.5cm で注意深く鉛直に土壌中へ差し込んだ。これにより、隣合う電極間の付近の土壌、即ち深さ 4.5, 9, 13.5, 18cm を中心とする部分の EC を測定した。なお、このプローブの列を斜面下方から見て左側より、Probe1, Probe2・・・と呼ぶことにする。

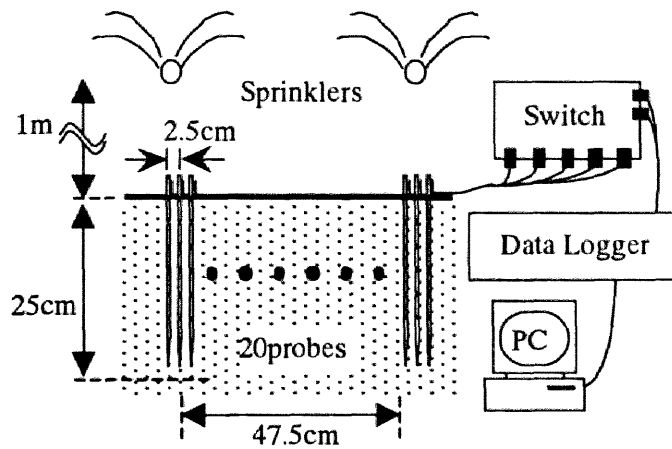


図-2.9 現地散水実験装置の概略

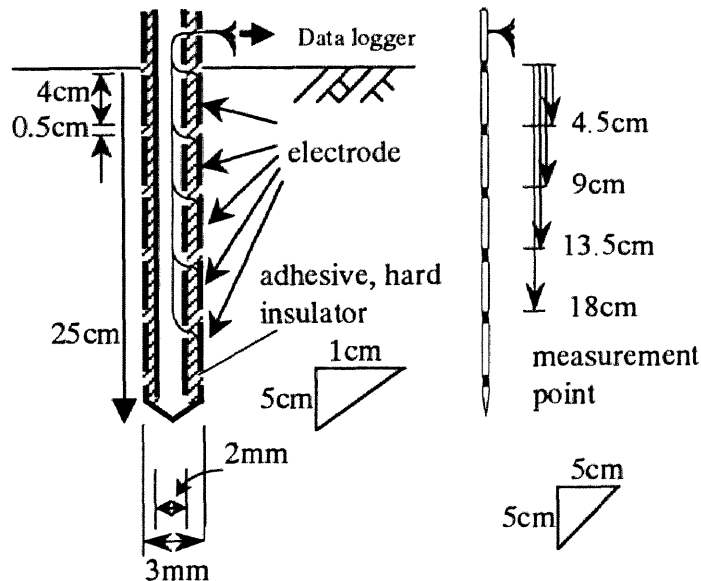


図-2.10 電気伝導プローブ

現地土壌における測定位置選定には、大きな岩やれきが表層付近にない地点を選んだ。

b) EC 測定・記録部

本地点のプローブ電極間のECの計測は、データロガー（東京測器研究所：TDS301）を用いて行った。本来この計器は歪ゲージ（120Ω）を用いた計測のために開発されたものであるが、ここでは計測のブリッジ回路の一辺に固定抵抗（120Ω）とプローブ（通常数100Ω）を平行に入れ、全体として、プローブによる抵抗が歪と同一の働きを

するようにして計測した。計測の同期のコントロール、データの記録等はパーソナルコンピュータを用いて行った。また、それらとプローブとは、測定をする電極を深さ方向に切り替えるスイッチで接続している。測定間隔は各深さについて1分とし、測定装置に接続する電極を15秒毎に切り替えて、1分間に4深度を走査した。

c) 降雨発生装置

スプリンクラーを高さ1m程度の所に設置した。その際、給水パイプへの付着水の落下の影響がないよう、プローブ設置場所の真上を避けるようにした。模擬降雨の空間的一様性については、測定点付近に数個のコップをおいて散水し、その分布を測定した。その結果、降雨強度の空間変動は各測定値の平均値に対して80%から120%の範囲内であることから、問題はないと思われるが、降雨強度の大きいケースの変動が大きかった。

d) 実験条件

発生させる人工降雨は、表-2.1の3つのケースの各条件で行った。また、測定は降雨終了後の排水過程の初期まで行った。

表-2.1 散水条件

	散水強度 (mm/hr)	継続時間 (min)	総降雨量 (mm)
Case-A	19.7	56	18.4
Case-B	17.2	50	14.3
Case-C	43.7	40	29.1

2. 3. 3 実験結果の整理と考察

上の測定によって、20個のプローブの4点の深さで1分毎の、ECの時空間変化に関するデータが得られた。例として、Case-Aにおける、幾つかのプローブの深さ13.5cmの位置でのECの時間変化を図-2.11に表す。これを見ると、水平距離約50cmの間の浸透現象を見ているにも拘わらず、ECが大きく上昇する降雨開始からの時刻は、場所によって大きく異なり、3分から数十分の範囲であった。このスケールでも浸透速度に空間的なばらつきがかなりあることがわかる。また、急激にECが上昇したところでは、降雨終了後ECの減少が比較的速やかである傾向がある。そのような部分では浸潤・排

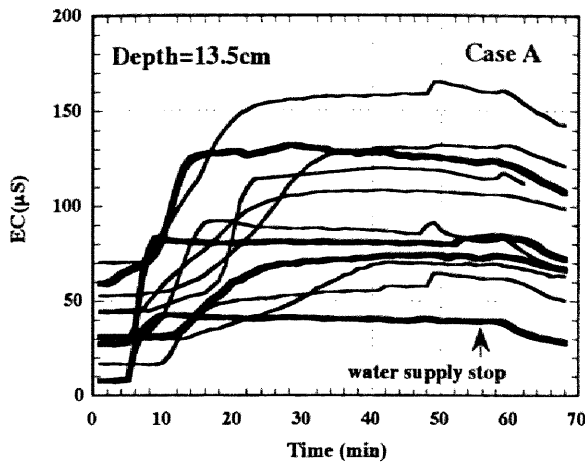


図-2.11 電気伝導度の時間変化の例
(Case-A)

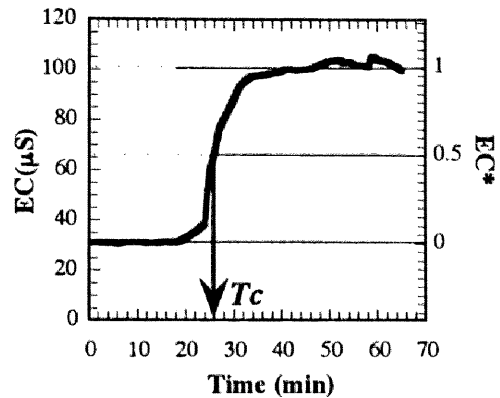


図-2.12 水分到達時間 T_c の定義

水が速やかに行われる事を示しているが、空隙が大きい事によりよると見られる。可能であれば、この EC と水分量との関係を予め把握して水分移動の時空間変化を定量的に把握すべきところであるが、土壤の EC は水分量その他、周辺の空隙状態、イオン濃度や温度の関数でもあるので、 EC から体積含水率に変換し、時空間的に把握することは困難である。このような困難はあるものの、 EC の時間変化がその点での水分変化特性を示しているのは事実であるから、 EC の時間的変化の空間変動を取り扱うことによって、土壤の不均一性を議論することにする。つまり、水分到達を意味する EC の上昇の時刻（水分到達時刻 T_c ）が土壤内各点でどの程度異なるのかを見ることで、浸透不均一性の空間的な大きさを捉えることにする。

EC の位相変化を見るため、まず EC を次式で基準化する。

$$EC^* = \frac{EC - EC_i}{EC_s - EC_i} \quad (2.2)$$

ここで、 EC_i は散水前の EC 、 EC_s は一定強度での散水によって値が安定した時の EC （または最大値）である。ここで、各点での EC の上昇の割合が大きいと思われる $EC^* = 0.5$ となるときの時刻を T_c とし、これを水分の到達時刻と見ることにする（図-2.12）。Case-A におけるこの T_c の断面内の空間分布を図-2.13(a)に示す。

この図においては、 T_c の高い値は水分の遅い到達を、低い値は早い到達を意味する。図中、同一深さに対しても T_c は水平に大きく変動している。つまり、水分の到達時刻には大きなばらつきが水平方向にあり、浸透速度に不均一性が認められる。このように水分到達時刻は空間的に大きく変動しているが、この水平方向の自己相関を Case-A につ

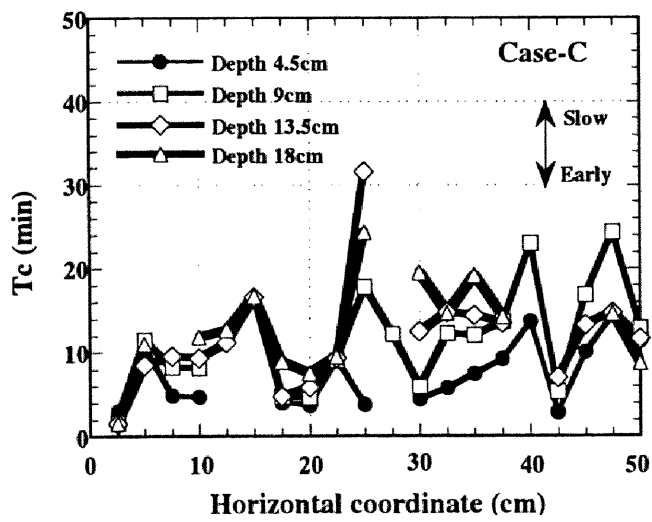
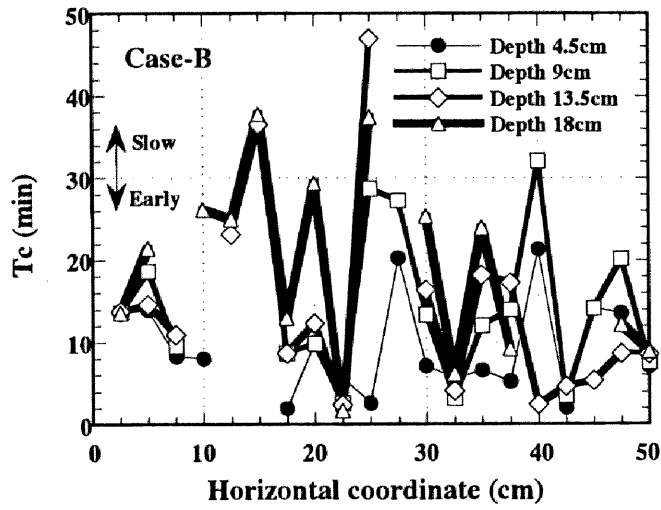
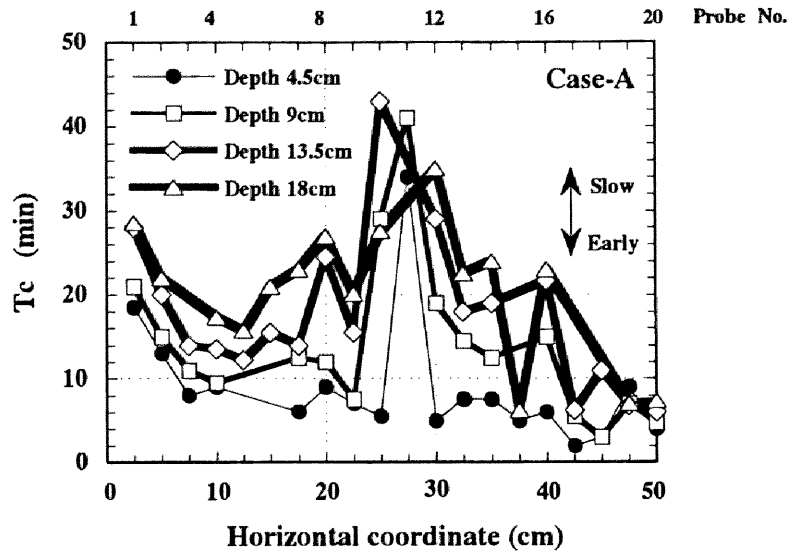


図-2.13 T_c の分布

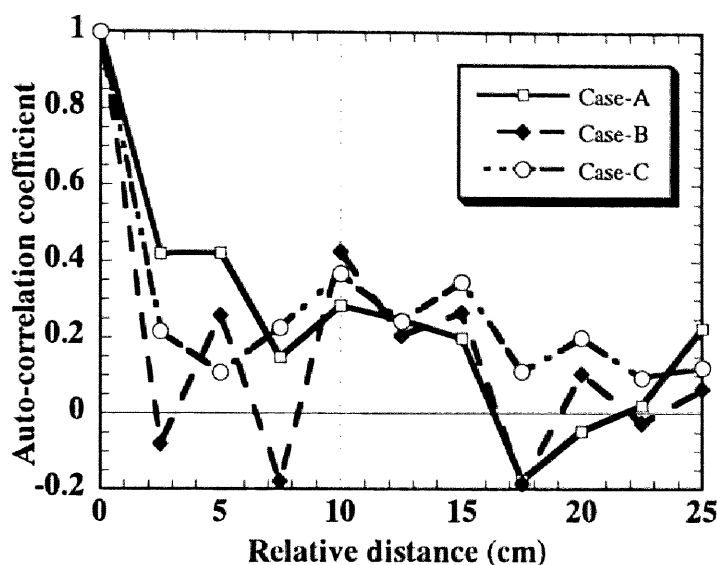


図-2.14 T_c の水平方向の自己相関係数

いて図-2.14 に示す。但し、ここで示す自己相関係数とは、深さ毎における T_c の水平方向の自己相関係数の4つの深さで平均をとったものを指すことにする。これを見ると値の水平方向の連続的な相関はあまり認められず、かえって相対距離5cmと10cm（プローブ2個及び4個分の間隔）で周期性が若干認められる。すなわち、水平方向の変動はかなり大きい、その変動の空間スケールはかなり小さい事がわかる。一方、鉛直方向について見ると、図-2.13において、異なる深さの間で T_c の空間変動が同じような形を示すことから、 T_c の鉛直方向の相関が認められる。これは鉛直浸透により当然予想される結果である。同一プローブの隣合う深さの間の相関係数（隣合う深さの間の T_c の相関係数を3つの深さの組で平均をとったもの）をとったところ、Case-A~Cの平均で0.76であった。

次に、横方向の水分輸送について考えてみる。表-2.2は、Case-Cにおける各測定点の T_c と、隣合う深さの間の T_c の差を示したものである。つまり隣合う深さの間の T_c の差を見ると、表中において太枠で囲まれた部分（負の値）では隣合う深さにおいて下方が先に水分到達したことを示している。下方が先に水分到達を示すのは、この付近にはやく流下する水みちがあって、そのような別経路からの横方向の水分供給を部分的に受けているためと思われる。例えば、表-2.2において、Probe19では深さ13.5cmや18cmの方が深さ9cmより早い水分到達が認められるが、これはその周辺に速く流下する経路があり、そこから横方向の水分移動があるとみられる。他にも同様の部分が所々あり、

表-2.2 鉛直に隣り合う測定点間の T_c の差(Case-C)

Probe No.	到達時刻 T_c (min)				鉛直に隣接する測定点間の T_c の差 (min)		
	深 さ				区 間		
	4.5cm	9.0cm	13.5cm	18.0cm	4.5cm-9.0cm	9.0cm-13.5cm	13.5cm-18.0cm
1	3.0	1.6	1.6	1.6	-1.3	-0.1	0.0
2	10.7	11.5	8.5	11.0	0.8	-3.0	2.5
3	4.8	8.3	9.6	0.0	3.5	1.3	
4	4.7	8.2	9.4	11.9	3.5	1.2	2.5
5			11.2	12.7			1.6
6			16.6	16.8			0.2
7	4.0	4.7	4.8	8.9	0.7	0.1	4.1
8	3.7	4.6	5.9	7.5	0.9	1.2	1.7
9	9.1	9.1	9.4	9.5	-0.1	0.3	0.1
10	3.8	17.9	31.6	24.3	14.1	13.7	-7.3
11		12.3					
12	4.5	5.9	12.5	19.5	1.5	6.6	7.0
13	5.8	12.3	14.8	14.7	6.5	2.5	0.0
14	7.5	12.1	14.5	19.2	4.6	2.5	4.7
15	9.2	13.7	13.5	14.3	4.5	-0.2	0.7
16	13.7	23.1			9.4		
17	2.9	5.3	7.0		2.5	1.7	
18	10.0	16.9	13.3		6.8	-3.5	
19	14.4	24.4	14.8	14.6	9.9	-9.6	-0.1
20	11.4	12.9	11.7	8.8	1.5	-1.2	-2.9

*空白は、欠測あるいは T_c を得られなかった測定点。

*太枠線内は、水分の到達が鉛直に隣接する下の測定点の方が早かった事を示す。

その中には、隣接したプローブにおいて早い流下が認められないものもあるが、これは測定断面に直角方向、つまり斜面の勾配方向の水移動が起こっているためとみられる。このように、深い測定点へ先に水分到達したのは、60 の測定点間のうち、Case-B と Case-C においてそれぞれ 12 あった。これは、測定したものの中の 25%にあたるが、深さ 4.5cm から 18cm の間で鉛直に 4.5cm 下る毎に、少なくとも 25%の確率で、バイパスのように別経路からの早い水供給を受けていることになる。

次に、Case-B と Case-C の T_c の分布を図-2.13(b)及び(c)に示す。図-2.13(a)の Case-A も併せて比較すると分かる通り、各ケースの間で T_c の分布がかなり異なる。 T_c の空間分布が降雨毎に変化する原因はどこにあるのであろうか。2.3.1で述べたように、斜面の地表には数 cm 程度の腐葉で覆われた A_0 層がある。この層の腐葉は、葉の原形をある程度とどめているものが多かった。そこに一様散水されても腐葉に遮断され、A層に到達するまでにある程度水を局所的に集める効果があるものと見られる。表面 4.5cm

までの水の到達は A_0 層の状態を反映しており、一様散水された水を下方へ分布して給水するフィルターの役割を果たしているとみることができる。さらに、今回の実験は Case-A から Case-C までは約 1 ヶ月経っていることから、落葉の腐食の進行や、風による落葉の移動などによって、一様散水された水の A 層上端への局所的に集水される様子が変化してゆくことが考えられる。つまり、雨水の流路はこの A_0 層の細かな状態の変化に大きく影響されるであろう。こうした見方に基づいて、 A_0 層のフィルター的な役割をなるべく除去した形で土壌内の不均一浸透を見るため、図-2.15 に、深さ 9cm から 18cm における T_c から、深さ 4.5cm の T_c を差し引いたものをプロットした。これらはいずれも同じ様な分布を描いており、これから A_0 層より下に水が供給されてからの水分到達の早さの特徴には再現性があるように見える。この再現性は、軟 X 線写真で見たような A 層土壌（ここでは深さ 4.5cm 以深の土壌に対応する）の不均一な空隙構造（あるいは浸透性の不均一な分布）によって、安定的して現れたものと考えられる。

以上、本実験の考察を要約すると以下の通りである。

- 1) 水の到達時間は、水平方向にかなりばらつき、その変化の空間的相関性は乏しい。
- 2) 水の到達時間は、鉛直方向に相関が高いことから、鉛直流れが水平方向に対して高い独立性を持っているが、少なからず周辺の早い流下部分から、横方向の水分供給を受けることがある。
- 3) A_0 層の影響により、水の到達時間が大きく影響されるが、水が A 層に到達してからの水分移動の特徴には再現性があり、それは流れが空隙構造に支配されていることによると思われる。

なお、以上の議論は、水の移動を量的に捉えたものではなく、降雨時の水分上昇の時空間分布を捉えて、浸透の不均一性を見たものである。次節では、 A_0 層の影響を除いた上で、空隙構造の不均一性に伴う流れの不均一性への影響のみを抽出するため、また、量的な議論を補足するために、現地土壌サンプルを用いた室内カラム実験について述べる。

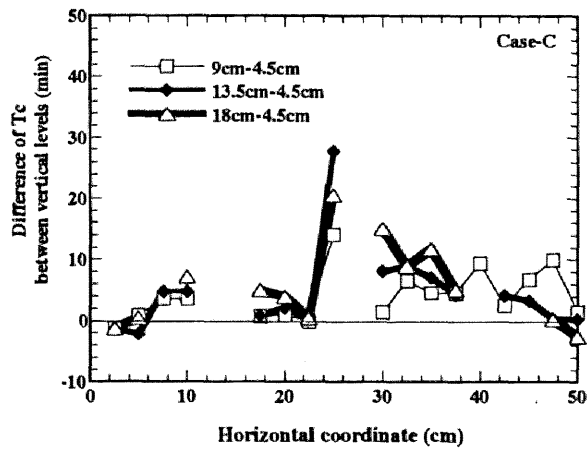
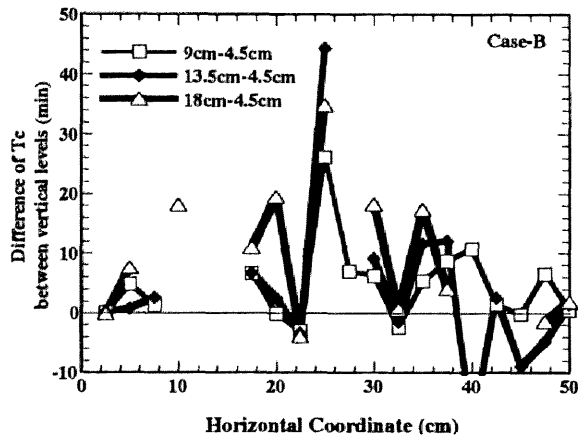
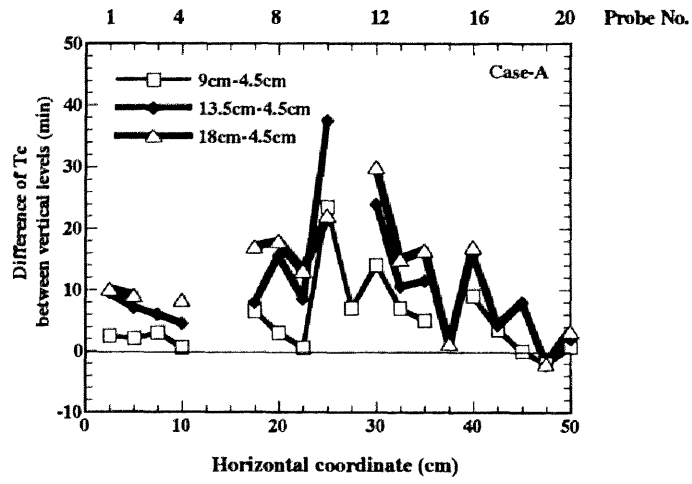


図-2.15 T_c の深さ 4.5cm との差

2. 4 現地サンプル土壌を用いたカラム内浸透実験

2. 4. 1 実験目的

2. 3節では、現地において水の不均一な浸透を、土壌内の各点で水分量の上昇が時間的に異なることによって捉えた。これは、土壌内各点での水分量の上昇を位相的に見たものといえるが、水分の輸送量(フラックス)自体を捉えたものではない。そこで、現地の非攪乱土壌サンプルを用いてカラム浸透試験を行い、その下端からの流出水フラックスの水平分布を見ることで、表層土層内の不均一な浸透について、2. 3での実験に対する「量」の点での知見を補完するとともに、実験で捉えられた現象の対比を行なう。

前節における実験では、山腹表層土壌(通常は A_0, A, B 層を指す)のうち、落葉を含む A_0 層と A 層における鉛直浸透の不均一性について論じたが、本実験では、落葉を取り除き、前節の実験において影響が認められた落葉層による A 層への給水の不均一性を考慮しないこととした。

2. 4. 2 実験装置及び実験方法

実験装置は主に、給水装置・カラム・流出量測定装置の3つの部分からなる(図-2.16)。給水装置は、供給水の貯水槽としてメスシリンダー(1リットル)から、定量マイクロポンプによって散水部分に水を送り、カラム上端に水を与える様になっている。メスシリンダーを用いたのは、給水槽の機能及び給水量の計測のためである。また、散水部分は、多数の注射針によってカラム上端に水を均等に分散するようにしてある。定量マイクロポンプは、給水量の調節が可能である。土壌カラムは、ステンレス製の内径10.5cmのパイプに採土されたものであり、土

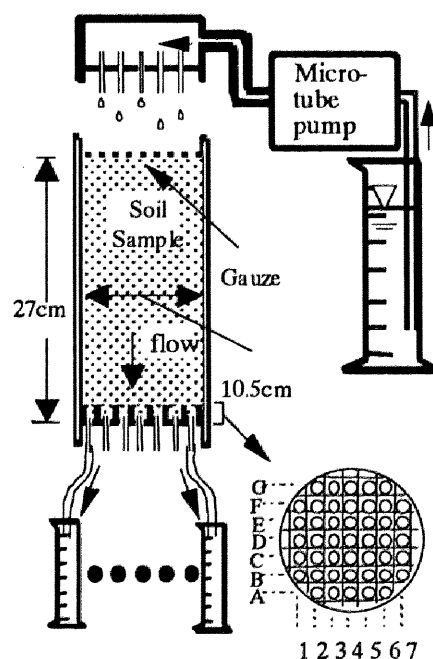


図-2.16 室内カラム実験の概要

壤の深さは 27cm である。この土壌は、2. 3 節の実験の行われた地点から約 10m 離れた地点において、ステンレスパイプを土壌中に注意深く鉛直に押し込むことによって得られた。また、土壌は、A 層のみであり、腐植を含んだ部分である。土壌表面の落葉のみを予め除去した後、ガーゼを敷いて、散水された水による攪乱を避けながら水を均一に供給できるようにした。また、セル間隔 1.45mm、高さ 1cm のプラスチック製ライトフレバーとアクリル板を張り合わせてカラムの底を作り、各セルからの流出水を測定するための穴を各セルの中央位置に開け、これをカラム内の土壌下端に密着させた。さらに、各セルからの流出量測定のため、各々の穴にビニールチューブを取り付けた。そして、各々のチューブをメスシリンダーに導き、流量測定を行った。カラム下端のセルは、図-2.16 中の右下に示されているように 45 個配置されている。セルの番号を図中の記号を用いて A-1,A-2…のように表記することとする。

実験は、予めカラム上端から空気を 8liter/min で約半日間通して残留土壌水を排水させておき、給水量（散水強度）を調整した後に散水を開始した。下端からの各セル毎の流出量測定は 5 分間隔で行なった。流出量が給水量にほぼ等しくなるまで散水を続けた後給水を停止し、その後も測定を続けて流出量の低減も観察した。

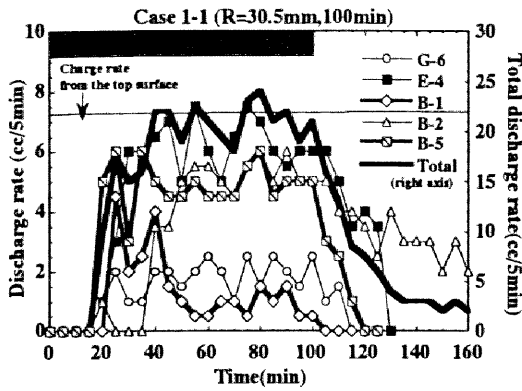
実験は、表-2.3 の 4 つの条件について行った。但し Case1-2 は、Case1-1 を行った 170 分後に散水を開始したケースである。これは初期水分状態が異なる場合の挙動の違いを見るためである。

表-2.3 散水条件

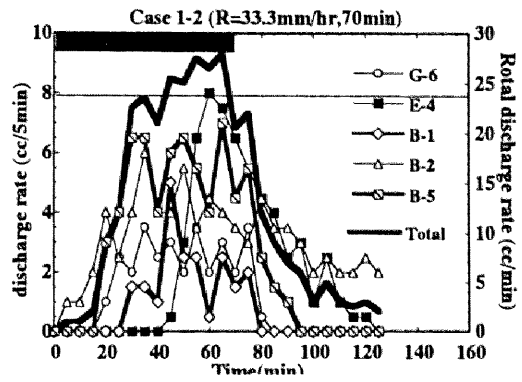
	散水強度 (mm/hr)	継続時間 (min)	総散水量 (mm)	備考
Case1-1	30.5	100	50.8	
Case1-2	33.3	70	38.9	Case1-1 の散水終了後 170min 後に開始
Case2	50.0	125	104.2	
Case3	80.6	75	100.8	

2. 4. 3 実験結果と考察

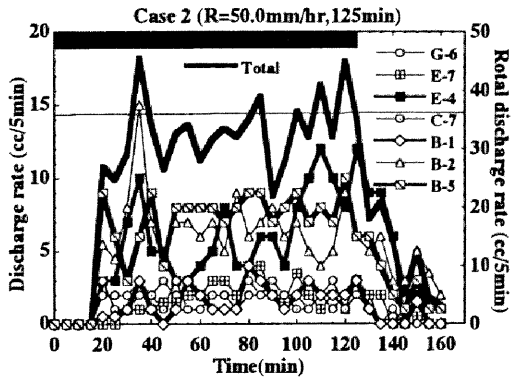
図-2.17 は、カラム下端前面からの流出強度の総量（右縦軸）と、各セルからの流出強度（左縦軸）の時間変化を示したものである。ここには、流出の無いものや総流量に



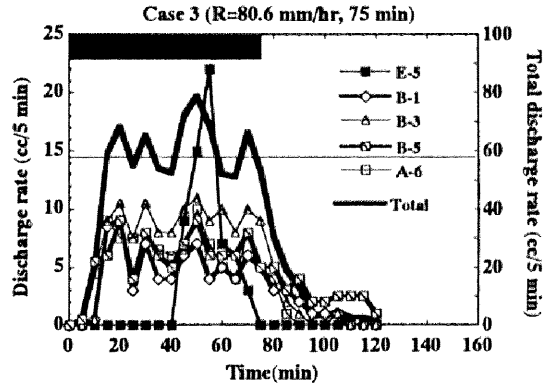
(a) Case 1-1



(b) Case 1-2



(c) Case 2



(d) Case 3

図-2.17 流出強度の時間変化

対して流量の少ないものを除外してある。下端総流量の立ち上がりは 10～25 分くらいであり、このグラフを流量破過曲線と見るならば、下端までの水の流達に要する速度は 1～2cm/min 程度である。パイプのような空隙を流れる速さには対応せず、管状の構造を持たない潜在パイプとみることができる。また図中の横線は、カラムへの給水強度である。また、図から分かる通り、流出水は時間的に変動しているのので、図-2.18 に各セルからの流出強度(単位:cc/5min)を流出開始後から給水終了まで平均し、それを給水強度(単位:cc/min)で除した割合を百分率で示した。この図から、下端からの流出は非常に局所的であることがわかる。流出するセルは、各ケース間でほぼ同じであり、土壤内を局所的に速く流下する部分はほぼ固定されていると言える。また、それを引き起こす要因は、土壤内の空隙構造が不均一である事によるもの以外には考えられない。

早い流れの生ずる部分のお互いの間隔について見てみると、図-2.18 中の Case1 や Case2 においては、B-2, B-5, E-5 の3つのセルからの流量が卓越しており、お互いの間隔はおよそセル3つつまり 4.5cm 程度と見ることができる。一方、現地実験での水分到達の早い部分には、図-2.13 においては、例えば Case-B において Probe9, Probe13, Probe17 において速い水分到達が見受けられるように、水平間隔でおよそ 10cm 程度である。現地実験ではプローブを水平に1列に並べた上で 10cm 程度の間隔で速い水分到達が見られ、水平2次元に見たときに流出の集中するところが 4.5cm 程度の間隔で見られることから、速い流れのある部分の頻度を考える上では、両者で大体整合性があると言えよう。

図-2.17 を見ると、断面全体の流出強度は、いずれのケースも時間的にかなり揺動し

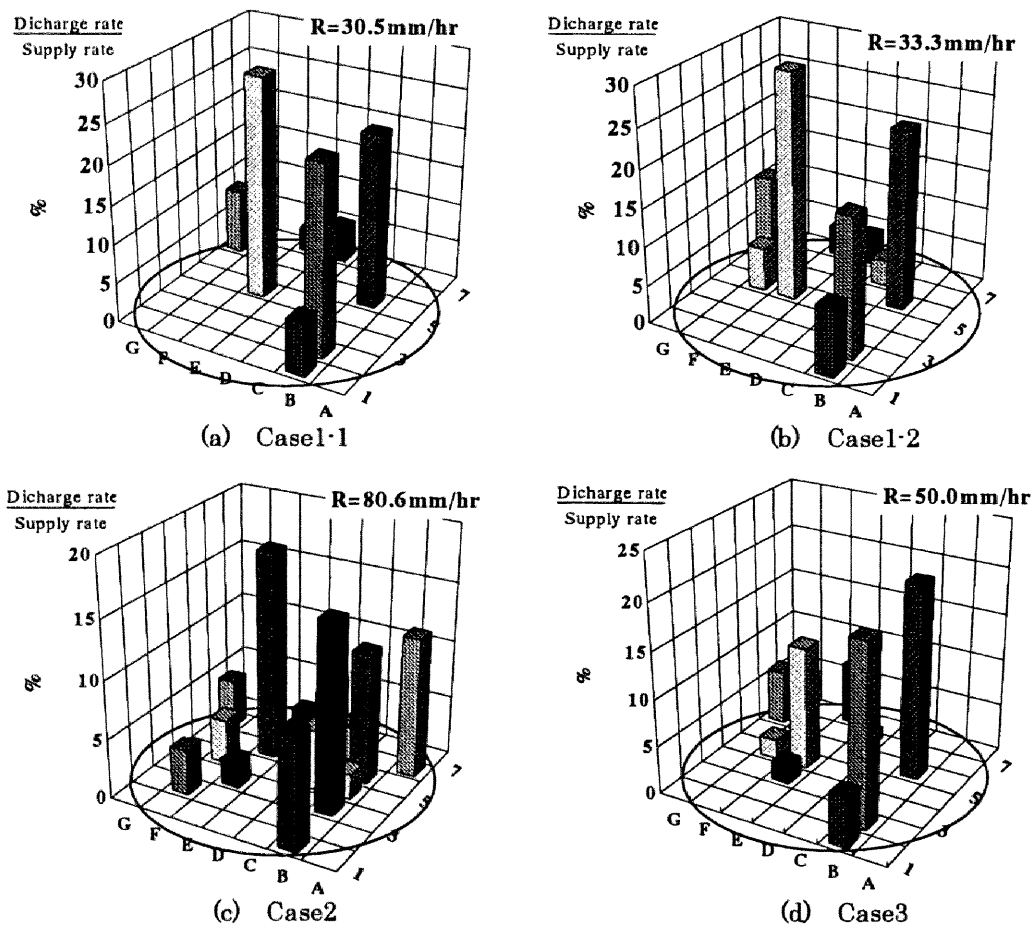


図-2.18 カラム下端からの流出強度の分布（対給水強度）

ている。Case1-1 と Case1-2 について見ると、この二つはほぼ同じ降雨強度であるにも拘らず、各セル毎の流量の変化は Case1-2 のほうが大きい。Case1-2 では、各セルの流量の全体流量に対する割合も時々刻々と大きく変化している。この事は、カラム内部で流れの速い部分の流路が幾つか存在し、上端から供給される水がそれらの速い流路を不安定に選択しているのではないかと考えられる。Case1-2 では Case1-1 で細かい空隙に水が行き渡ったあとに再び水を供給していることになるが、そういった条件下では散水された水の速い流路を選択する自由度が高まるということであろう。逆に、初期に乾燥していると、セル毎の流量の時間変動は少なく、Case2 及び Case3 においても流出強度は E-4 以外は、初期を除いて大体安定している。初期乾燥状態からの散水において各セルからの流量が安定しやすい物理的理由は明らかではないが、速い流路以外の部分へのゆっくりした浸透が、速い流路の選択を安定させる効果があるのではないと思われる。

また、Case1 には、各セルの間に同位相の変化をするものがある (Case1-1: B-2 と B-5, Case1-2: B-1, B-5 および G-6)。これらが、断面全体の流出強度の変化に寄与しているようである。これらの同位相的な変化は、下端に到達するまでに共通の流路を部分的に持っており、そこでの流量の変化が下端まで影響しているものとみられる。

Case3 のセル E-5 を除いた各セルの流出強度の変化も同位相的である。これは、カラム下端で土中の飽和度が上昇して水の連続性が高まることにより、圧力伝播的に同位相の応答が現れたものと考えられる。また、このケースでは B-2 が流出していないが、何等かの構造の変化により隣の B-3 に流出点に移ったものと考えられる。E-5 の突然の流出とその停止は、このセルからの流出水が他のものに比べて濁っていたため、これも空隙の構造に変化があって発生したものとみられる。流出するセルの数の散水強度による違いについては、降雨強度が強いと流出するセルの数が多くなっている (図 2.18)。また、図-2.17 において、他の 2 ケースに比べて流出の開始時刻が短くなることから、さらに流出の速い流路が増加していることが分かる。

水の到達時間 (グラフの立ち上がり) については、断面全体では給水強度が増大するにつれ短くなっている。各セルについては、B-1 及び B-2 の立ち上がりは早かったり遅かったりするが、B-5 がどのケースも早く現れ、その次に G-6 が現れる。

次に水の「集中度」について考察する。Case2 において各セルから出る流出強度をセル 1 個当たりの給水強度で除すと、そのセルからの流出のためにカラム上端で何個分のセルの面積から集水しているのかがわかる。これをここでは集中度と呼ぶことにする。

表-2.4 カラム下端への集中度 (Case1-1)

G		0	0	0	0	3.4	
F	0	0	0	0	0	0	0
E	0	0	0	11.7	0	0	1.3
D	0	0	0	0	0	0	1.9
C	0	0	0	0	0	0	0
B	2.8	9.9	0	0	9.2	0	0
A		0	0	0	0	0	
	1	2	3	4	5	6	7

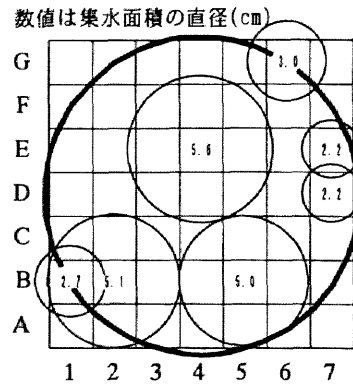


図-2.19 下端グリッドでの流出の集水面積

表 2.4 は、Case1-1 における集中度の分布を示す。表中、3ヶ所において集中度9以上を示している。図-2.19 はその集水面積について、それが円であったと仮定して示したものである。集水半径は、流出セル毎の流量で重み付き平均すると、Case1 と Case2 では 2.04~2.27cm となった。給水強度の高い Case3 では流出点が増加して平均集水半径が 1.64cm に減少する。水がカラム上端から下端に至るまでにこの程度の集中がおこっていることになるが、高さ 27cm のカラムを鉛直流下する中で徐々に流路が集中するのか、あるいは地表付近か下端付近にて局所的に起こるものなのかは不明である。

これまでの考察をまとめると、以下のように述べられる。

- 1) カラム下端からの流出は局所的であり、その位置には降雨毎の再現性がある。よって、土壌の中には何等かのほぼ固定した水平方向の集水プロセスがある。また、給水強度が増大すると流出は分散する。
- 2) 流出の立ち上がりは、給水強度の増大と共に短くなり、流下速度の増大を示唆している。
- 3) 各セルからの流出強度の同位相の変化から、これらの流出点へ到達するまでの流下プロセスが独立ではないことがあることを示している。つまり、ネットワークを作っていると考えられる。

2.3節および本節でのこのような水の流下プロセスに対する考察を基に、次節ではこのような不均一な浸透形態のモデル化を試みる。

2. 5 浸透の態様とそのモデリングについて

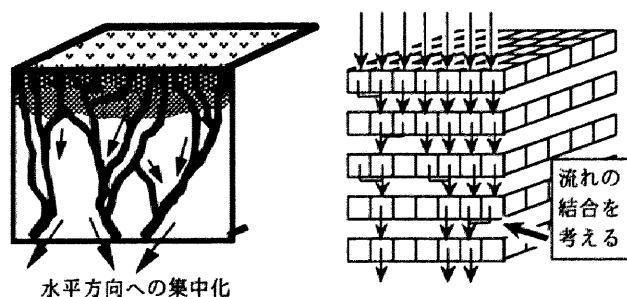
2. 5. 1 現地土壌の浸透形態に対する認識

2. 3節および2. 4節での実験結果から推測される鉛直浸透のプロセスをまとめると、

- 1) 鉛直方向に連続した速い流下部分が認められるが、横方向への移動もあり、土壌下方では、その速い流路は一部に集中化される。
- 2) その速い流下に寄与するような流路は、主に下方に収束されるようなネットワークを構成しているものとみられる。
- 3) ごく地表付近では、落葉などがその下の土壌への水の供給に偏りをもたらすとみられる。
- 4) 降雨強度が増大するにつれ、流下速度と下層での流下に寄与する断面が増大する。つまり、横方向の流れの収束の度合が弱まる。

が挙げられる。

これらの考察に基づくと、流速が速く、浸透流量に対して支配的な流れ（マクロポア流れ）のイメージは、図-2.20(a)のような、水みちのネットワークで描かれる。表面付近では面的に水の供給を受けるが、その内の一部が流下するにしたがって水平方向へ流路の結合を行って流下断面を減少させて速い移動を行うようになるという見方ができる。その流れを許すような部分がどのような状態なのかは明らかにはなっていないが、2. 4節でのカラム実験においてほぼ限られた位置からの流出があることから、土壌の構造がこのような水みちを確保していることが推測される。



(a) 集中化の概念 (b) 流れの結合のモデル化

図-2.20 鉛直流下フラックス収束のモデル化

一般の山地表層土壌についても言えることであるが、本章で取り扱った土壌には、潜在パイプと呼ばれる2,3mm程度以下の macropore を多く含むと見られる。しかし、その粗空隙の連続性については技術的な問題から視認することが難しく、また、その粗空隙内流れの物理的扱いについては明らかになっておらず、本章で見てきたような浸透不均一性を考えるような物理モデルを考案できる段階にはない。まずは、2.3節の実験から得られた流れの場の不均一性に関する情報と、2.4節の実験から得られた、鉛直浸透における流れの集中化の量的な情報を合わせて、流れの場自体がどのようなになっているのかを推測することが大切である。そこで、局所局所での鉛直輸送の速さと流路の結合の有様、つまり流れ場の状態を、わかりやすいパラメータを用いて表し、それから粗空隙のある姿（鉛直輸送性の空間分布との特徴とその水平方向の連続性）を理解しやすいものとするのがよい。

本節では、本章で行われた2つの実験の鉛直浸透形態の観察から、速い流れの大きさの分布とその流れの結合について、不均一性を表すパラメータを用いて確率的に表現する事を試みる。ここでは、浸透する流れにおいて、浸透流束の大半を占めると見られている潜在パイプと見られる流れの速い部分にのみ注目し、その流れの構造を模擬的に表現する。

2.5.2 不均一性を表すパラメータを用いた浸透流路形成のモデル化

ここで表すモデルは、次の前提に立っている。

- ・このモデルは、飽和度の比較的低い状態において、水が流下するに従って水平方向に水が集まりながら局所的に流れている状態を示すものである。
- ・前節のカラム実験の流出の分布の様な偏った水の流れのシミュレートを行う。
- ・土壌内部では、流出に寄与する流れの経路、つまり定常状態になって、流入してきた水を下端の流出まで輸送するルートを模擬的に確率的に創り出す。
- ・上端に一様に散水された水が下端に達するまでに集中するのであるから、流下する間に結合する部分が出てくる。その場所を確率的に与えることで経路を創り出す。結合によって流れが限られてくるが、それは潜在パイプのよう速い流れの有る部分を表しているとする。
- ・結合は考え、分岐は考えない。
- ・ルートからはずれた部分への水の吸収等については考慮しない。

- ・ 土壌の中における局所的な透水性の大きさは、これも確率的に与える。但し、その値の空間相関性については、考慮する。

具体的には、次の手続きを行った。

- 1) 図-2.20(b)の様に、土壌を立体格子（セル）に区切り、要素の大きさは、水平にはカラム実験での下端セルと同じ 1.45cm 間隔とする。鉛直に 20 個（29cm）、水平には境界の条件の異常を受けにくい様に、21x21 個のセルを確保して、周辺の影響の無い中央の 7x7 個分についてのみモニターした。
- 2) 上端の各セルに降った体積 1 の水が、基本的には鉛直に流下し、ある確率で水平方向へ流路を転換して水平隣の鉛直流れに結合するものと仮定する。移動方向は水平 8 方向に一様に乱数で決めた。
- 3) 各セルを流下する速さは、セルの中で単位深さを鉛直移動する時間 t_p （実流速の逆数）で考える。その t_p が空間分布すると仮定する。これにより、運動に関する情報を与える。Richards 式を解く場合は透水係数の分布を考えるが、このモデルでは、鉛直の水移動の速さ自体を扱う。

2)の手順を踏むことで、上端セルに降った水の全流路を結合すると、流れ場が仮定できる。下層ほど流水断面が減少することになる。このように流れの場を与えると、上端の各セルに散布された水が、この土層下端のいずれのセルに流達するかがわかる。通過してきたセルにおける $t_p \delta z$ (δz はセルの高さ) の総和が、その上端セルに降った水の到達時刻となる。

そこで、セル毎の流下の速さ t_p と、横移動のセルの場所を割り当てる必要がある。

次のように t_p の分布を与える。まず、 t_p の統計的特徴である平均値 m と標準偏差 σ を与える。これは、カラム実験の結果から、直接得ることとした。地表から流下してゆく間に流路となっていない部分へ水が吸収されないとすると、カラム下端での流出破過曲線はカラムの上端から下端へ通過する時間の累積分布関数に給水強度を乗じたものと見なすことができる。その分布関数（流出破過曲線を給水強度で除したもの）を元に、カラム上端から下端まで流下する時間の平均値 m_{tot} と標準偏差 σ_{tot} を得る。これらをカラム高さで除して、セルでの単位高さ当たりの通過時間 t_p の平均値 m と標準偏差 σ を得た。

次に、現地実験における浸透性の空間相関性を考慮して、各要素の t_p を 3 次元的な空

間相関が、現地実験と同一となるようにランダムに各セルに与える。これは、各要素の t_p を確率変量と考え、 t_p の平均値が3次元的に一様で等方的な空間相関を持つ確率場をシミュレートすることに相当する。いま、 t_p の正規化された t_p^* (平均は0, 分散は1) が、相関関数として $\rho(v)=e^{-b|v|}$ (v は相対位置ベクトル) を持つとすると、 t_p のそのフーリエスペクトル周波数の分布関数 $G(\omega)$ は、次式となることがわかっている (Bras and Rodriguez(1985)).

$$G = \frac{4}{\pi} \left[-\frac{\omega/b}{2[(\omega/b)^2 + 1]} + \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\omega}{b} \right) \right] \quad (2.3)$$

次式の級数形の確率過程を考えると、 $N \rightarrow \infty$ でエルゴード性が保障されることがわかっている。

$$t_p^* = \sqrt{\frac{2}{N}} \sum_{i=1}^N \cos(\omega_i \mathbf{x} \cdot \mathbf{y}_i + \theta_i) \quad (2.4)$$

ここに、 \mathbf{x} は各セルの中心位置の位置ベクトル、 θ_i は位相、ベクトル \mathbf{y}_i は半径1の単位球面状の点を表すベクトルであり、それぞれ一様分布により発生させる。 ω_i は、式(2.3)に従ってランダムに与える。この手続きによって各セルでの t_p は、 $t_p = m + \sigma t_p^*$ で与えられる。 t_p の空間相関性を与えるパラメータ b は、現地散水実験での深さ方向の到達時間 T_c の空間相関 (図-2.14) に合わせて得たところ、 0.47cm^{-1} (相関距離 2.1cm) となったので、これを用いることとする。

次に、水みちが横に移動するセルの選択を行なう。これが流路のネットワークを決定づける。今、流路が鉛直に平均的に $(1/\lambda) \text{cm}$ 流下すると一度横移動が起こる現象とみることにする。この横移動を起こす点の鉛直間隔 z は次の指数分布に従うと仮定する。

$$f(z) = \lambda e^{-\lambda z} \quad (2.5)$$

この確立密度関数を用いて、横移動を起こすセルをランダムに割り当てた。2.3の現地実験を参考にする。横方向の水分移動により水分到達が鉛直方向で逆転する場合があった。これの起こる割合は、Case-BとCにおいてみると、地点深さ4.5cmから深さ18cmの内に測定点区間4.5cmが3つあり、それが水平方向に20地点あるので、全部で60区間あるが、その内12の区間で起こっていた。つまり、4.5cmの区間を単位として少なくとも20%の確率でそれが起こると見ることができる。平均的には、4.5cmをこの確率

表-2.5 集中度分布 (試行結果例, $\lambda=0.044$)

G	3	1	1	0	4	1	2
F	0	2	0	0	0	1	1
E	1	0	0	1	1	1	0
D	1	1	1	1	1	1	0
C	0	0	1	1	1	2	1
B	0	0	2	2	1	2	1
A	1	2	1	0	0	0	0
	1	2	3	4	5	6	7

表-2.6 集中度分布 (試行結果例, $\lambda=0.40$)

G	4	0	0	0	2	0	4
F	0	0	0	0	0	0	0
E	0	0	0	0	1	0	0
D	0	0	0	0	10	0	0
C	8	0	0	0	0	0	0
B	2	7	0	3	0	0	0
A	0	0	0	0	0	0	0
	1	2	3	4	5	6	7

で除した 22.5cm を鉛直にゆく間に一度は横方向の移動が生じている計算 ($\lambda=1/22.5\text{cm}=0.044\text{cm}^{-1}$) になるが, T_c の鉛直逆転が起こっていなくても横方向への移動があるとも考えられるので, これは過小な見積りかも知れない. 表-2.5 はこの λ を与えたときの試行の一つにおける, 集中度の分布を表している. このパラメータにおいては, いずれの試行においても集中が弱く, カラム実験の結果と異なり, 流出が面的になった. この理由は明確ではないが, 先に述べたように, 水分到達が鉛直逆転して下方に速く起こっていることだけを考慮して λ を与えたことが挙げられる. もっと高い頻度で流路の横移動がおこっているが, そのような逆転として現れるのはもっと少なかった, ということかもしれない.

そこで, λ を変化させたところ, 試行の度にかなり集中度の分布のはかなり異なるが, 49区画のうち, $\lambda=0.4\text{ cm}^{-1}$ (次に横移動をおこすまでの鉛直移動距離=2.5cm)において, 集中度が2以上のセルが5回の発生で平均で6つのセルとなり, カラム実験 Case1-1での状況 (表-2.4) に近くなった. その試行の一例を表-2.6に示す.

この計算では, 流れ場の特徴として, 平均的には, 鉛直に 2.5cm 下る毎に 1.45cm の横移動をおこす, という程度の流路の変化があることがわかる. この条件で, 実験で得たように流下するに従って流路が集中する, という過程を表すことができた. つまりかなりの頻度で横移動する, あるいは個々の流路が傾きをもって, 結合しながら流下するという特性がこのパラメータの値でわかる.

流路選択に関するこのような条件の下で, 流下の時間的特性を与えるべく, カラム実験 Case1-1 (降雨強度 $R=30.5\text{mm/hr}$) を想定して, 各セルに t_p を与える計算を行った. t_p を決める条件として, 先述した下端全段面流出量の流出破過曲線 (図 2.17(a)中の Total) を用い, $m=0.975\text{min/cm}$, $\sigma=0.490\text{ min/cm}$ を得て, t_p の分布を発生させた.

この条件下でのある試行について, 下端面からの総流出強度(cc/5min)と, 流出のあつ

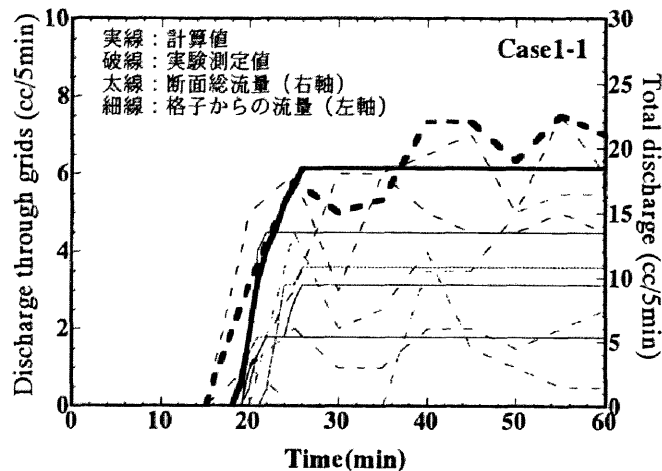


図-2.21 カラム下端流量の変化（試行結果と実験値）

た主なセルからの流出強度の時間変化について、計算値と実験値を、図-2.21 に示す。この図中の計算値は、次のようにして得られている。上端の各セルに降った水は下端の土のセルに流出するのかがその経路から決まっており、そこに到達するまでの時間は先述したように通過してきたセルの t_p によってこれも決まる。上端の各セルに入力された水が下端に到達する時間が来る度に、その上端セルへの流入強度(cc/5min)を出口セルの流出強度に加算してゆく。こうして出口各セルから流出量の時間変化が描かれる。図を見るとわかるように、計算値は流量がほぼ定常になってからの時間的な変動は表現できないが、その立ち上がりの時間的な特性は、当然ではあるが t_p を決める元となった流出破過曲線を反映している。 t_p の平均値は $m=0.975\text{min/cm}$ と、必ずしもそれほど大きな値ではない。しかし、標準偏差が $\sigma=0.490\text{min/cm}$ (変動係数 $\sigma/m=0.5$) であることから、 t_p が非常に小さい値、つまり速いセルを生む確率は低くはない。 t_p の逆数をとって速度で見た場合には、速く流下するセルをかなりの頻度で与えている。しかし、空間相関性が相関距離で 2.1cm であることから、その値の連続性は少なく、隣り合うセル（セルの大きさは 1.45cm）までであれば連続性を持つ程度である。流れの速さについては、その程度の空間の相関性を持ち、速い流れの場ができていると見ることができる。

本計算では、粗空隙とその連続構造が、不均一な浸透に対してどのように寄与しているのかについて力学的には明らかにはできていない。しかし、土壤中の輸送（流束）の場を確率過程を用いて、鉛直流下の速い流路が集約するのを表現できることを示した。そのモデル化の中で、速い流路の形成を特徴づける確率的パラメータ (λ) や、流下の

速さの分布を特徴づけるパラメータ (b) を導入することで、潜在パイプを持つような土壌内での現象の理解を容易にした。このような流れ場の構造の特徴を念頭において、運動則を組み込む形で力学的にこのような浸透場を表現されることが望まれる。流れの不均一性の空間的な情報と流れの速さのばらつきに関する情報について示せたことは、次の様な力学的な計算手法への貢献が考えられる。

今回用いた山地表層土壌の様な土壌での macropore flow は、潜在パイプと呼ばれる、管状の粗空隙を持たない様な部分を速く流れるものと認識されるが、そのような部分がどのように分布しているのか、今回の模擬手法を用いて、上記のパラメータを使って模擬的に与えることができる。対象領域を非常に細かく分割し、それぞれの部分の透水性を、先のモデルでは k_p という形で与えていたところを、潜在パイプに相当する透水係数を与える。その割り当て方は、空間相関性を特徴づけるパラメータ b を用いることができる。また、上記のモデルでの方法を流れのルートとなる部分を選ぶ。その際、流れのルートの結合頻度を定めるパラメータ λ を用いることができる。ルートに選ばれた領域を残して、他の部分は matrix 部に相当する団粒構造を持った土壌の透水係数を割り当て、そして全体に Richards 式を適用する事で、流れの場や水分分布の変化を力学的に考察することが可能である。2次元的な概念図を図-2.22 に示す。もし、Richards 式によって力学的に解ければ、そのフラックスの分布から、速い鉛直輸送を土壌全体で評価することが可能であり、また、土壌内部での潜在パイプと matrix 部との干渉について、すぐに評価することができる。

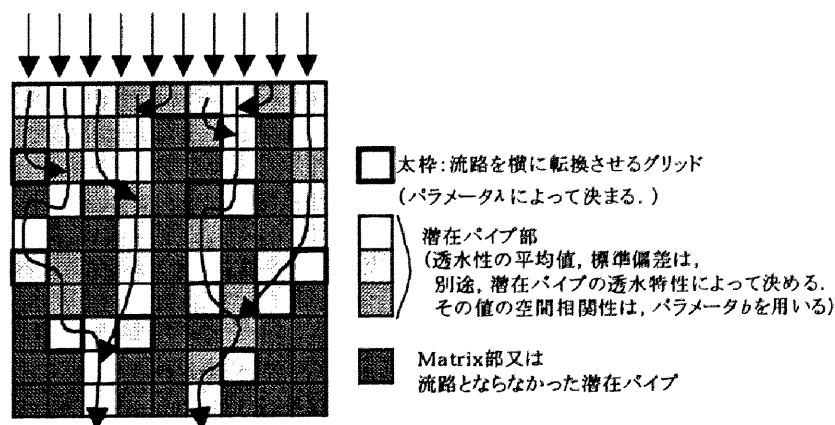


図-2.22 Richards 式で解く場合の概念図

ここで述べた応用方法については、潜在パイプ型の粗空隙内の透水性について評価しておく必要がある。また、その分割グリッドの大きさをどの程度にとるのか、という事について考慮する必要がある。これについては、別途実験的に調べる必要があるが、現在その方法は技術的に難しい。また、分布する潜在パイプの内、実際流れるルートについては、流量が増えるほど結合の頻度は減るので、今回のカラム実験をさまざまな散水強度で行い、評価しておく必要がある。

ここで述べた方法を土壌全体の挙動への集約化する方法については、4.2節において述べることとする。

2.6 結 語

本章では、犬山試験流域斜面の土壌の高い浸透不均一性に注目し、ロッド型電気伝導プローブを用いた現地散水実験と、現地土壌を用いた室内実験を行った。これらは、山地表層土壌の浸透不均一性の実態に関する情報の空白を補うものである。以下に、得られた知見を述べる。

- 1) 山地表層土壌中のいわゆる中間流の流出過程における、浸透の空間不均一の問題に関して、そのスケールに関して整理され、本研究の対象である最も小さいスケールで見る表層土層での浸透不均一性が量と質の問題でどのような位置づけ、取り扱いが必要であるのかが示された。
- 2) 犬山試験地の表層土壌サンプルが、軟X線を用いて透過撮影され、実際の山地土壌の空隙分布の空間情報および浸透不均一性の潜在性が見いだされた。
- 3) 自作の電気伝導プローブを用いた、現地散水実験が行われ、水平方向の空間不均一性について表示され、それは 10cm 以下の空間相関性を伴うものであった。この点は、軟X線撮影された写真との整合性が見られた。
- 4) A₀層の変化により、A層以深への水分供給の空間配分は、左右された。しかし、それ以深の土壌での水の鉛直浸透性は安定している。
- 5) 現地散水実験と現地土壌サンプルを用いた室内カラム浸透実験から、山地表層土壌の鉛直浸透においては、土壌内での水の水平集水過程を起こすネットワークの存在を示した。
- 6) 室内カラム実験からは、散水強度の増大と共に、深部における不均一な浸透は平

滑化される傾向にある。

- 7) 潜在パイプをもつ土壌内の流れの構造について、両実験結果を基に、鉛直輸送性の空間分布と水平方向への輸送の確率場を模擬発生する手法で表すことを試み、確率パラメータや空間相関性を表すパラメータを導入してその特徴をわかりやすく示すことができた。
- 8) 今後潜在パイプの分布の実態の把握とその透水性の評価が可能になれば、これらのパラメータを用いて土壌全体を Richards 式で解くことが可能となる事を示した。

参考文献

1. Bras, R. and I. Rogrguez-Iturbe (1985): Random functions and hydrology, Addison Wesley.
2. Jones, J. A. A. (1987) : The effect of soil piping on contributing areas and erosion patterns, Earth Surface Process and Landforms, 12, pp.229-248.
3. Moran, C. J., A. B. McBratney and A. J. Koppi (1989): A rapid method for analysis of soil macropore structure: I. Specimen preparation and digital binary image production, Soil Sci. Soc. Amer. J., 53, pp.921-928.
4. Watson, K. W. and R. J. Luxmoore (1986): Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer, Soil Sci. Soc. Amer. J., 50, pp.578-582.
5. 王棟・窪田順平・塚本良則(1993)：山腹斜面土層の飽和面形成における縦パイプの役割, 日本林学会誌, 75(2), pp.88-99.
6. 成岡市(1990)：土壌の粗孔隙の計測法とその物理機能に関する研究, 東京農大総研紀要, 1, pp.1-58.
7. 太田猛彦・片桐真 (1988)：大型透水試験器による森林土壌の透水係数の測定(I), 日本林学会誌, 70, pp.367-370.
8. 北原曜・清水晃・真島征夫 (1989a)：基岩表面地下水流の測定法と水理特性, 日本林学会誌, 71(8), pp.317-322.
9. 北原曜 (1989b)：林地緩斜面土層中のパイプフローの特性(II)パイプの水理特性, 日本林学会誌, 70(7), pp.318-323.
10. 塚本良則・峰松浩彦・丹下勲(1988)：斜面表層に発達する地中パイプ, 波丘地研究, 6, pp.268-280.
11. 波田野隆介・佐久間敏雄・岡島秀夫(1983)：メチレンブルートレーサ法による水み

ちの分布状態，日本土壤肥料学会誌，54(6)，pp.490-498.

第3章 粗空隙内不飽和流の機構

3. 1 粗空隙を持つ表層土壤中流れの実態とそのモデル化に関する既往の研究

(1) Macropore 流れの定義と実態

鉛直浸透の不均一性は、場の不均一性に起因するものが主であるが、特に A 層内を流下・集水するプロセスに対しては、粗空隙＝マクロポア (Macropore) が偏在することが大きく寄与している。粗空隙ネットワークの中を、水が選択的に流れるために、流れに不均一性をもたらしている。ここで言う粗空隙の定義は、序論にて述べたように研究分野、研究者によって様々であり、粗空隙の大きさを指すものと、パイプ流の流れの状態を指すものなどがある。その際に述べたとおり、本論文では主に空隙の大きさで、1mm 程度以上の径を持つ連続した粗空隙を Macropore と定義することとする。その物理的な意味としては、内径 1mm が鉛直円管内を満管層流状態で流れる時に乱流になる限界に近い (内径 2mm で Re 数が 2450) ことがある。

山地等の表層土壤における不均一な鉛直浸透を引き起こすような連続した粗空隙の形態には、主に、

- ① 視認できない数 mm 未満の粗空隙を比較的密に (直径 10cm 円内に多数) 含み、その分布によって不均一に偏った浸透を引き起こすもの。
- ② 縦パイプと呼ばれる、内径数 cm までの明確な穴が視認でき、比較的疎に分布するもの。1 m² に数本から十数本程度のもの。

に分類される。①は、第2章で現れたような不均一を引き起こすもので、潜在パイプとよばれるものである。これは、視認が難しい直径数 mm の大きさで連続した粗空隙で、着色液の浸透によって認められるものが含まれる。②は、王ら(1993)の研究において、関東ロームにみられるような連続縦パイプがそうである (図-3.1)。いずれも、表層下部での早い飽和側方流形成に寄与し、物質輸送に対しても、平均流のみの取り扱いを許さ

ない作用がある。

本章では、主に②のタイプの明瞭な管状の構造を持つ粗空隙について、その中の不飽和流れの特性について調べる。その流れの詳細は明らかにされていないが、モデル化については多く提案されてきた。

(2) 2-domain モデルの例

粗空隙を持つ土壌の浸透のモデル化を行うに際し、拡張 Darcy 則が支配する土壌塊 (Matrix) の領域と、粗空隙 Macropore の領域に分け、それぞれの領域での流れと互いの水交換を定式化するモデルが、これまでに多く提案されている。

Gerke and van Genuchten(1990)は、macropore と matrix の 2 領域をそれぞれ Richards 式で表すことを提案している。これは、macropore 領域の流れの非線形性を表現できない。

Beven and Germann(1981)は、土壌内粗空隙を鉛直に配置された亀裂あるいは円管にモデル化し、残りの Matrix 部を Richard 式 (拡張 Darcy 則) に従うようにモデル化した。粗空隙領域は半理想的な円管と亀裂に単純化し、層流状態の不飽和流を表す式を展開し、鉛直 flux が macropore 領域の体積含水率のべき乗に比例することを半理論的に示した。また、粗空隙内流れを解くのに、支配方程式を kinematic wave の形で表し、そこに流量と粗空隙内飽和度とのべき関数関係を理論的に導入することで、土壌の鉛直輸送がどのようになるのかを数値計算によって示した。乱流状態も含めた実際の粗空隙流れの流量-飽和度関係を知ることができれば、この方法は実際の現象との比較ができるようになる。

一方、Germann(1981)はそれまでの他研究者 (Berger や Ehlers) の非攪乱土壌サンプルのデータ等を用い、単位面積当たりの macropore 流束 flux が macropore 体積含水率の 2 乗に比例することを統計的に示した。しかし、この研究では macropore の体積を飽和状態から 24 時間の重力排水によって排水された水の体積率で定義しており、空隙径の情報に関して欠落している。一方ではミミズの穴の浸透量のデータが Hagen-Poiseuille の式形を支持していることも統計的に示した。これらの研究の問題点は流れが全て飽和流

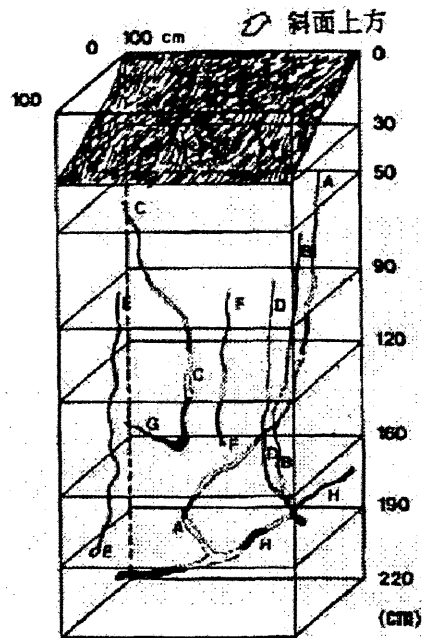


図-3.1 関東ロームにおける縦パイプ (王ら(1993))

であるという前提があることである。またこれらのデータは、無理に飽和にして流し込んでいることから、実際の降雨の際の強度で粗空隙内の不飽和な流れを想定していない。

Chen and Wagenet(1992a,b)は、物質輸送をも視野に入れた 2-domain モデルで、macropore内の流れについて、層流に対して Hagen-Poiseuille式を、乱流領域で Chezy則、Manning則を適用することを提案した。これも満管流れのみを考慮している。

粗空隙内の流れを実測しようという研究もこれまでに幾つか見受けられる。北原(1996)は、定山溪試験地において側方パイプを2種類に分類し、そのうちの内部が完全には空洞になっていない透水性のよい多孔質のパイプ群についてサンプリングを行い、その透水特性が非線形な Darcy-Weisbach式に従うことを示した。このタイプのパイプの輸送を考える上では有用な情報であるが、空洞になったパイプでの鉛直輸送の場合、そのエネルギー勾配の大きさから macropore内の内径が大きいほど、不飽和流れが起こり、それをどう表現するかが問題になる。

(3) モデル化への本質的な問題

2-domain モデルは、特に物質輸送の面からよく使われるが、主な問題は、次のように整理される。

a) Macropore 領域の構造と流れの仮定

- ・管を考えるのか、亀裂とするのか
- ・鉛直一次元構造とするのか2次元/3次元的に考えるのか
- ・粗空隙の連続をどのように仮定するのか。
 - ・鉛直独立な多数の管・亀裂の群を仮定する。
 - ・ネットワーク構造(2次元, 3次元)を仮定する。
- ・Macropore内は不飽和流れも考えるのか。
- ・乱流もとり扱うのか。

b) 周辺 Matrix 部との間の水輸送のモデル化

本章では、管状空隙からなる Macropore を仮定し、これまで取り扱われなかった、乱流状態も考慮した不飽和流れを持つ粗空隙内の流れの表現を行う。また、本章では、ネットワークやパイプ群として捉えた macropore 領域全体について扱うのではなく、その一部を切り出した単独のパイプの中の不飽和流れの水理特性を取り扱う。その理由は、

一つには、現象として数 mm オーダーの粗空隙内の不飽和流れについて現象がよくわかっていないことと、その水理特性が調べられていないことがある。もう一つは、以下に述べるように過去の研究者によって展開されてきた 2-domain model(Macropore 領域と Matrix 領域をそれぞれで支配方程式を立てる方法) の中で、macropore 領域を解くのに必要な情報が得られていない事がある。

2-domain モデルについて、先述した②のタイプの、つまり macropore が鉛直 2 次元、あるいは 3 次元のネットワーク構造を持つ場合を考えると、モデルは、matrix 土壌の中に多数のパイプがネットワークをもったまま埋め込まれたものが想定される (図-3.2)。以降、この管状粗空隙のことを単純にパイプと呼ぶこととする。いま、鉛直上方から水が浸透して、水が粗空隙を流れるような状況が発生したとする。一旦粗空隙内を流下し始めた流れは、流合あるいは分岐し、または周辺 matrix 部との吸収・滲出を伴いながらも、流下する部分での空隙の大きさ、壁面の粗さといったものに支配されてその中の流速や水分の飽和度が決まる。(パイプ領域と matrix 部との水輸送 flux は、パイプ表面の圧力を境界条件とした matrix 側の力学的挙動の結果として表れる。) パイプネットワーク領域は、個々のパイプ部の運動則と物質保存則は kinematic wave の形で次のように表され、結合・分岐のルールが定められればそれらをすべて満たす結果として全体の流れが得られる。

パイプの方向に微小な長さを取り、そこでの水の流れを考えるいま、パイプ内の水の連続式は次のようになる。

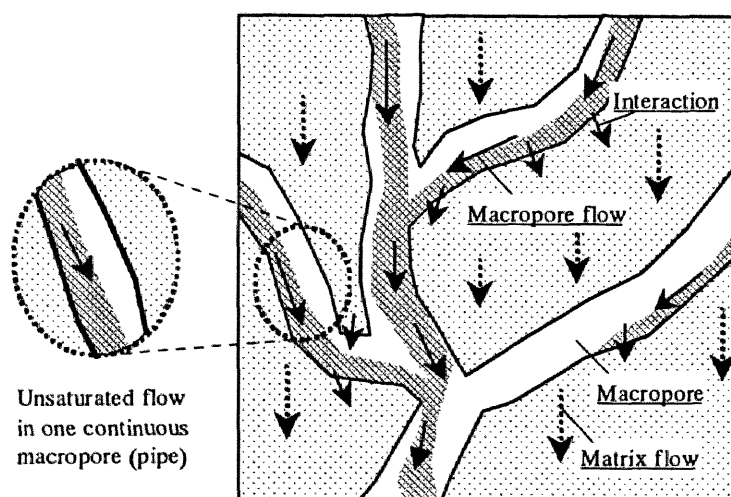


図-3.2 ネットワーク状マクロポア構造とパイプの抽出

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} = q_{in} \quad (3.1)$$

ここに、 Q はパイプ内の流量、 θ はパイプ内飽和度（空隙中の水が占める体積率、断面積の言えばパイプ断面中の水の占有率）、 q_{in} は、パイプの単位長さ辺りの周辺マトリクスからの流入流量（流出はマイナス）、 s はパイプの軸線下方の距離座標である。ここで飽和度は、パイプの空隙の体積に占める水の体積の割合であり、パイプの横断面で見ると、断面積の中の水の占める面積の割合に当たる。パイプ内の流れを等流と仮定すると、飽和度 θ はパイプの傾き、内径、粗度、流量で決まるが、流量以外のものを固定すると流量と飽和度が関係づけられる。その Q - θ 関係を用いて、式(3.1)を変形すると、次の kinematic wave 型の式で流れを表せる。（Bevenら(1981)）

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial s} = q_{in} \quad (3.2)$$

となる。ここで波速を表す $\partial Q / \partial \theta$ は Q - θ 関係に依存する。このように、流量-飽和度関係を把握することは、モデルを考える上で重要であることがわかる。

管状の粗空隙内流れのモデルはこのように提案されているが、土壌としての水・物質輸送特性をマクロなスケールで見ると、鉛直1次元への単純化が必要な場合もある。しかし、現実の2次元・3次元構造を考えるにせよ、1次元に単純化するにせよ、粗空隙内の不飽和流れがもつ特性を把握することは重要であり、まずは必要である。これまでのところ、その不飽和流特性をパイプの幾何学的特徴から得る具体的な数理的表現はなされて来なかった。その最も単純な素過程である、ネットワーク構造を持たない単独の粗面パイプの中の流れについて、運動則としての飽和度と流量の関係（上2式中の Q と θ の関係）を得、その定式化を本章の目的とする。

(4) 本章での実験の目的と具体化

本章では、その個々の単独パイプと見なせる連続粗空隙（分岐・結合していない区間）を取り出し、その粗空隙パイプ内の飽和・不飽和流れを表すため、滑面あるいは粗面を持つ単純なパイプにモデル化し、その定常流について定量的に把握し、数式上のモデル化を行う。抽出された連続粗空隙＝パイプの特性として、内径、傾き、壁面の粒径を取り込む。これを簡単な室内実験によって、流量と管内飽和度（流水断面積／管内断面積）との関係を得、その数式による表現を行う。

3. 2 滑面パイプ内の不飽和流に関する室内実験

3. 2. 1 実験の目的

粗空隙内流れは、不飽和であることが考えられ、mm オーダーの径を持つ macropore 内の流れのモデル化に際し、その飽和度-流量の関係を得ることが望まれるであるが、これまで実物を用いて実験的に調べられた例はない。これは、粗空隙の幾何学的情報やその連続構造を把握し、かつ非破壊で室内実験を行うことが困難であるからである。そこで、本章では連続粗空隙を模擬する粗面をもつ mm オーダーの管路を作成し、その中の定常状態での流量-飽和度の関係を得、それを理論的に説明することを目標とする。それに先立ち、その定式化を容易にするため、本節 3. 2 にてより単純な滑面での管路内不飽和流れについて実験を行い、流量-飽和度関係を表現することを試みる。それを踏み台にし、次節 3. 3 においてより煩雑な粗面での実験による流量-飽和度関係の把握とその定式化を行う。本節は、その前段階である。

3. 2. 2 滑面円管内不飽和流の理論的アプローチ

(1) 層流状態の定式化

先述したように、Beven and Germann(1981)は、Macropore を鉛直円管および亀裂内の層流での不飽和流を幾つかの仮定のもと、その含水量（体積含水率）と流量との関係を理論的に示した。そのうち、円管の不飽和流については以下の様に導出している。半径 R の鉛直円管の管壁に一様な厚み f で等流を維持していると仮定する（図-3.3）。管中心

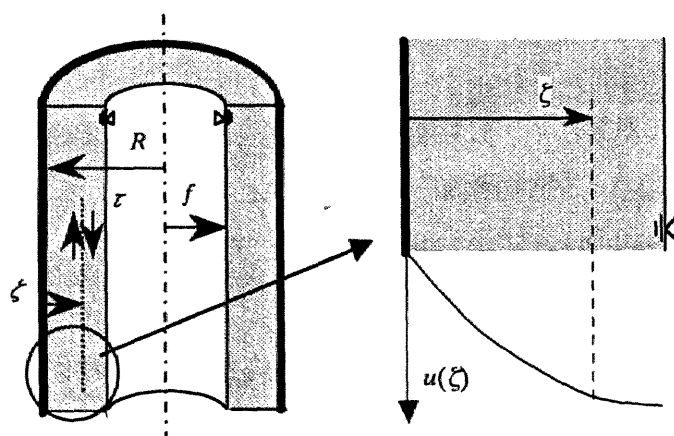


図-3.3 管内不飽和流のモデル（層流）

からの距離を r 、管壁からの距離を ξ とする。次式の力の釣り合い式と、Newton の式、は次の通りである。

$$\tau = \rho g i \frac{r^2 - f^2}{2r} = \rho g i \frac{(R - \xi)^2 - f^2}{2(R - \xi)} \quad (3.3)$$

$$\tau = -\rho \nu \frac{du}{dr} = \rho \nu \frac{du}{d\xi} \quad (3.4)$$

ここに τ :せん断応力, ν :動粘性係数, u :局所流速, g :重力加速度, ρ :水の密度, i :エネルギー勾配(ここでは等流より,管軸線の重力方向への余弦)である。 $y=r$ で $u=0$ となる境界条件を用いると,流速分布は,上2式を解いて,

$$u = \frac{g i}{4\nu} \left\{ R^2 - r^2 + 2f^2 \ln \frac{r}{R} \right\} = \frac{g i}{4\nu} \left\{ R^2 - (R - \xi)^2 + 2f^2 \ln \frac{(R - \xi)}{R} \right\} \quad (3.5)$$

となる。これを断面で積分して,管内流量 $Q_{B\&G}$ は,

$$Q_{B\&G} = \frac{\pi g i}{8\nu} \left\{ (R^2 - f^2)(R^2 - 3f^2) - 4f^2 \ln \frac{f}{R} \right\} \quad (3.6)$$

となる。各諸量は図-3.3 中のとおりである。以後,この式を B&G 式と呼ぶこととする。Bevenらは,鉛直浸透の等流仮定から,エネルギー勾配は $i=1$ としたが,実際の粗空隙には傾きを考慮すべきである。この式を変形し, Hagen-Poiseuille 式(この式の満管の式)

$$Q_{HP} = \frac{\pi g i}{8\nu} R^4 \quad (3.7)$$

を用い,満管流量 Q_{HP} に対する不飽和流量理論値 $Q_{B\&G}$ の比率を表す項 $\alpha_{B\&G}$ を導入して,

$$Q_{B\&G} = Q_{HP} \cdot \alpha_{B\&G}, \quad \alpha_{B\&G}(f^*) = (1 - f^{*2})(1 - 3f^{*2}) - 4f^{*2} \ln f^* \quad (3.8)$$

と表すこととする。ここに, $f^*=f/R$ である。 Q_{HP} は内径と勾配の関数であり, $\alpha_{B\&G}$ は $f^*=f/R$ の関数,つまり飽和度の関数である。管内飽和度(管の断面内の水が占める割合)は $\theta=1-f^{*2}$ で表され,これで,理論上の不飽和流量の満管流量に対する比 $\alpha_{B\&G}$ を表すと,

$$\alpha_{B\&G}(\theta) = \theta(3\theta - 2) - 2(1 - \theta)^2 \ln(1 - \theta) \quad (3.9)$$

と表されることになる。

(2) 乱流状態の定式化

乱流状態の不飽和流も,層流の場合と同様に膜状に流れると仮定する(図-3.3)。ここ

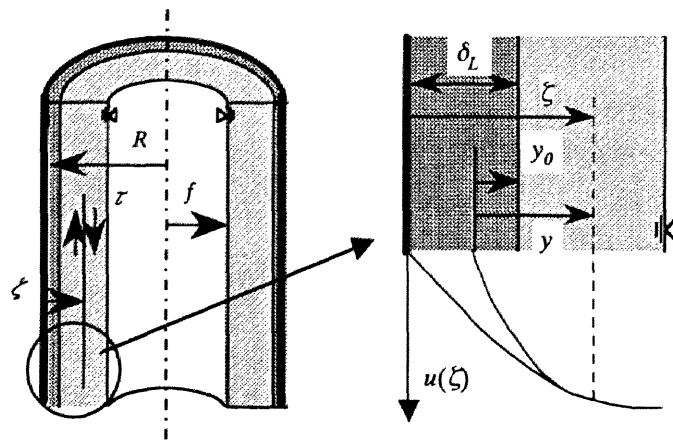


図-3.4 管内不飽和流のモデル（乱流，滑面）

での定式化においては，管路の満管流れ，あるいは広矩形開水路流れにおける対数分布則への展開の時のようには単純に解析的に式が得られないことがわかっており，また，mm オーダー以下の細い管の不飽和流れであることから，粘性底層の影響を含めた形で以下のように展開してゆくこととする．

壁面近くでは流れが層流状態である粘性底層 δ_L が存在し，その外側（管の中心側）が乱流となっているとする（図-3.4）．まず粘性底層の層流領域 $\xi:[0, \delta_L]$ において，式(3.3)と(3.4)が支配する点では同じであり，よって流速分布も式(3.5)と同一である．然るに，粘性底層が持つ流量は，

$$\begin{aligned}
 Q_L &= 2\pi \int_0^{\delta_L} (R - \xi) u(\xi) d\xi \\
 &= \frac{\pi g i}{8\nu} \left[\left\{ R^2 - (R - \delta_L)^2 \right\} \left\{ R^2 - 3(R - \delta_L)^2 \right\} - 4f^2 \ln \frac{R - \delta_L}{R} \right] \quad (3.10)
 \end{aligned}$$

と表される．

さて，これより中心側の乱流領域について，力のつり合い式は同様に式(3.3)で表される．せん断応力と流速の関係は，渦動粘性係数 ε を導入し，これが動粘性係数に対して卓越するとすると次式が与えられる．

$$\tau = -\rho\varepsilon \frac{du}{dr} = \rho\varepsilon \frac{du}{d\xi} \quad (3.11)$$

ε は Prandtl の運動量輸送の理論から $\varepsilon=l^2|du/d\xi|$ とし，混合距離 l に対する壁面乱流における Prandtl の仮説， $l=\kappa y$ ($\kappa=0.4$, y : 乱流仮想壁面からの距離)を適用すると，せん断応力は対数分布則導出時と同様，次式で表される．

$$\tau = \rho \kappa^2 y^2 \left(\frac{du}{d\xi} \right)^2, \quad \text{但し, } y = \xi - (\delta_L - y_0) \quad (3.12)$$

ここで y を便宜上壁面からではなく、粘性底層の縁から壁側に y_0 だけ離れた位置からとる。これは対数分布則において流速 0 を与える位置に相当する。粘性底層を無視した従来の対数分布則において、 y_0 は摩擦速度と動粘性係数の関数で与えられたが、ここでは、この境界で速度勾配も接続するとした。これに従うと、式(3.3),(3.4),(3.12)より、

$$y_0 = \frac{\nu}{\kappa} \sqrt{\frac{2(R - \delta_L)}{gi \{ (R - \delta_L)^2 - f^2 \}}} \quad (3.13)$$

を得る。乱流側の流速分布は、式(3.3)および(3.12)から、

$$\frac{du_T}{d\xi} = \sqrt{\left(\frac{gi}{2\kappa^2} \right) \frac{(R - \xi)^2 - f^2}{(R - \xi)(\xi - \delta_L + y_0)^2}} \quad (3.14)$$

を得、これを積分するに際し、 $\xi = \delta_L$ において、式(3.3)に接続する条件を用いると、流速分布 $u(\xi)$ は、次式となる。

$$u_T(\xi) = \int_{\delta_L}^{\xi} \sqrt{\left(\frac{gi}{2\kappa^2} \right) \frac{(R - \xi)^2 - f^2}{(R - \xi)(\xi - \delta_L + y_0)^2}} d\xi + u_L(\delta_L) \quad (3.15)$$

但し、

$$u_L(\delta_L) = \frac{gi}{4\nu} \left\{ R^2 - (R - \delta_L)^2 + 2f^2 \ln \frac{(R - \delta_L)}{R} \right\} \quad (3.16)$$

である。以上で、層流・乱流領域それぞれの流速分布として、式(3.5)、(3.16)が得られたことになる。

ところで、これまでに粘性底層厚さ δ_L がまだ定まっていない。通常の満管流れにおいては、Nikuradse 他の管内流速分布の測定実験により、対数分布則と層流理論曲線の交点 (図-3.5) から、粘性底層厚さの無次元量 $\delta_L u_* / \nu = 11.6$ と与えられている。(ここに、 u_* は摩擦速度で $\sqrt{gR_H i}$ 、 R_H は水理径深であり満管時は半径の半分 $R/2$ である。) しかし、式(3.15)の乱流式を実験結果にフィットさせると、 $\delta_L u_* / \nu = 8.0$ となった。 $\delta_L u_* / \nu = 11.6$ はあくまでも対数線形と層流理論曲線の境界と見なす厚みであるが、ここでは層流状態の粘性底層の上限を $\delta_L u_* / \nu = 8.0$ にとることと、そこでの流速勾配の接続を仮定することで、粘性底層と乱流領域の両方を同時に示す方法を考えた。無論、これは、従来純粘性底層は $\delta_L u_* / \nu = 5.0$ であるという説と僅かにずれを持つてはいるが、ここでは層流領域の

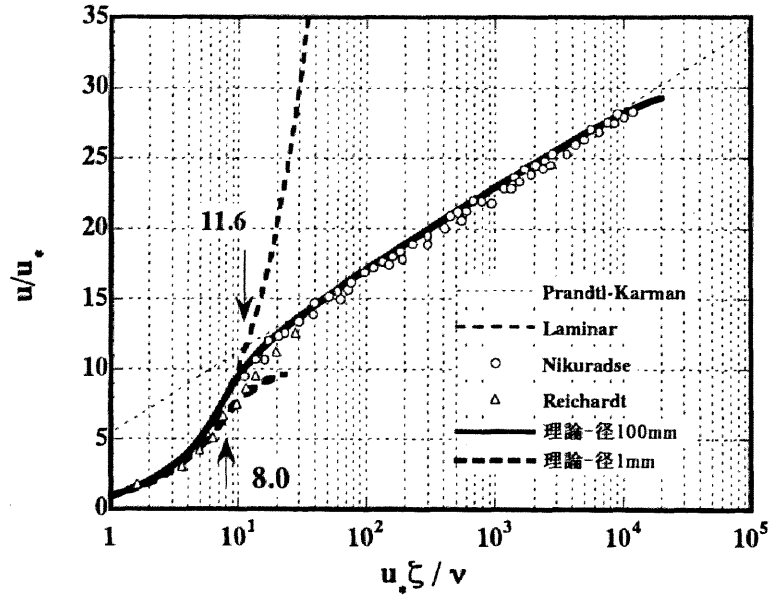


図-3.5 Nikuradse 他の実験結果と理論式

厚みを無視しないで考えるため、このような仮定の下で、流速分布を表現することとした。

満管時($f=0$)には、(3.14)の積分は実行でき、

$$u_{Tsal}(\xi) = \frac{2}{\kappa} \sqrt{\frac{gi(R - \delta_L)}{2}} \left\{ a_1 - a_3 + a_2 \ln \frac{(a_2 + a_1)(a_2 + a_3)}{(a_2 - a_1)(a_2 - a_3)} \right\} + \frac{gi}{4\nu} \left\{ R^2 - (R - \delta_L)^2 \right\},$$

$$a_1 = \sqrt{R}, \quad a_2 = \sqrt{R - \delta_L + y_0}, \quad a_3 = \sqrt{R - \delta_L}$$

(3.17)

となる。よって、管内流量 Q は、粘性底層も加えて、式(3.15)および(3.10)から数値的に計算できる。

$$Q = 2\pi \int_{R - \delta_L}^{R - f} (R - \xi) u_T(\xi) d\xi + Q_L$$

(3.18)

満管の場合は、流量についても計算できて、

$$Q = \frac{\pi}{\kappa} \sqrt{\frac{gi}{2}} \left\{ -\frac{5}{12} a_3 (3a_3^4 + 5a_2^2 a_3^2 + 15a_2^4) + a_2^5 \ln \frac{a_2 + a_3}{a_2 - a_3} \right\} + \frac{\pi gi}{8\nu} (R^4 - a_2^8)$$

(3.19)

となる。

ここまでの流量の理論式の展開は、次の仮定の上で行われた。

- ・ 曲がりを考えない。
- ・ 管軸に対象な水面を形成する。
- ・ 壁面は滑面である。
- ・ 等流流れ。つまり、エネルギー勾配は、管軸の水平面となす角の正弦。
- ・ 乱流流れにおける粘性底層を無視しないための、2つの仮定 (δ_L と y_0 の設定)

その結果、層流流れについては式(3.6)~(3.9)、乱流流れについては、式(3.18)及び(3.19)によって、流量 Q は内径、管の傾き及び、飽和度 θ (つまり f または f) の関数で表された訳である。

これらの理論式を得た上で、滑面を壁面に持つ円管内の不飽和流れに関する実験を行い、理論式との比較を行い、考察及び式の補正を試みる。

3. 2. 3 滑面パイプの不飽和流の実験

この実験では、4mm から 10mm の内径を持つ滑円管内の不飽和流れの状態を明らかにすると共に、流量 Q と飽和度 θ との関係を測定し、3. 2. 2 において展開された理論式との比較を行う。

(1) 実験装置と方法

実験装置の概略を図 3.6 に示す。装置は管部、低水槽、給水装置、給水部の順に水が循環するようになっている。給水装置は、マイクロチューブポンプを使用しており、流量が調整できるようになっている。給水部では、自由水面から管へ流入するようになっている。

管内の流量は管下端において容器に水を受けてその時間を計る方法で測定した。管内飽和度は、管の上下端を同時に指で封鎖し、下端側を開けて容器に受けた水の容量を測った。これを管内体積で除して管内飽和度 θ とした。

実験に用いる滑面管は、内径 4,6,8,10mm のものを用い、透明な塩化ビニール製 (内径 4mm のものはガラス管) を採用した。内径をこれ以上小さなものを

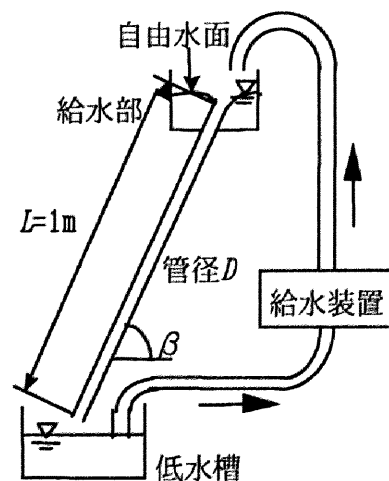


図-3.6 実験装置の概略

選択しなかったのは、細管の毛管力による残留水が飽和度測定の精度を落とすことと、次節で行う粗面の管を作成するのに技術的問題があり、細管での粗面管との対比ができないという事情がある。管の長さ L は、鉛直条件 $\beta=90^\circ$ の場合については 2m, その他の角度では 1m とした。別の実験を行った結果、管長の違いによる流量-飽和度関係の違いは確認されなかった。管の角度は、 $\beta=90,85,68,30^\circ$ の 4 つを行った。管の諸元と実験のケースを表 3.1 に示す。

表-3.1 実験条件 (滑面)

管長 L (m)	角度 β ($^\circ$)	勾配 i	管内有効内径 D (mm)			
			4	6	8	10
$L=2\text{m}$	90	1	○	○	○	○
$L=1\text{m}$	85	0.996	○	○	○	○
$L=1\text{m}$	68	0.927	○		○	
$L=1\text{m}$	30	0.5			○	

これと同時に、幾つかのケースについては、水をメチレンブルーで青色に着色し、流れの状態の観察を行った。尚、水温を測定し、粘性が変化しないように留意した。

(2) 流れの状態に関する観察

通水する水を着色することにより流量に応じて変化する流れの状態が、以下の様に観察された。鉛直に置いた場合($\beta=90^\circ$)を図-3.7 に、勾配をつけた場合を図-3.8 に概略図を示す。

それぞれ、<a>,および<c>に区分しているが、これは流量の小さい方から見られた状態の変化である。<a>は、鉛直のケースではいわゆる環状流であり、壁面に沿った膜状の流れである。実際に管と同じ同心円の水面を作っているかどうかは確認できなかった。むしろ流入口が同心円で空気の開口部を作っていない場合は非常に偏った流れを形成していた。また、細かく見ると転波列を引き起こしながら流下するケースも見受けられた。勾配を持たせたケース (図-3.8<a>) においては、円管内の傾斜した側の壁面に沿って偏った流れを持っていた。しかし水面は、すなわち流水断面形がどのようになっているのかは、詳細にはわからなかった。これらの<a>の状態はいずれも、後に述べるように層流状態であることが確認された。

図-3.7,3.8 両図のは、気液混相流と言うスラグ流と呼ばれるもので、空気のプラグ

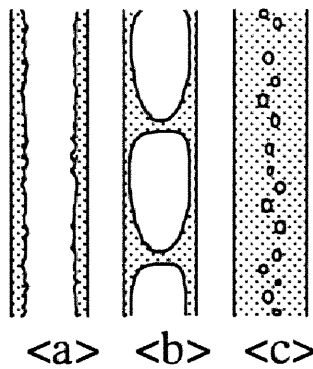


図-3.7 流れの状態の分類（鉛直）

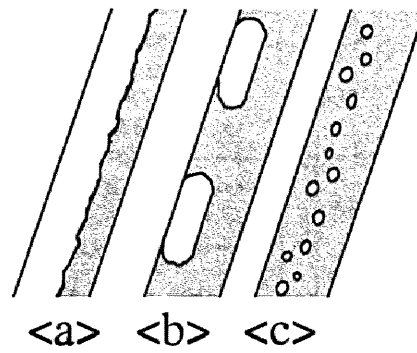


図-3.8 流れの状態の分類（傾斜）

と共に流下する流れである。傾いた場合はこの空気のプラグが上方に偏る。

さらに流量を上げるとみられる<c>の状態は、気泡流と呼ばれ、流入部での渦糸の部分で吸入された小さな気泡が高速で流下するのが確認された。後の議論で、この流量の領域では乱流であることがわかっている。流量を増加させた場合、流れが飽和して満管となるまでこの状態になる。

ここで観察された状態の区分<a>~<c>は、後の量の議論でも用いられるが、管内部の流れの状態が見られない次節の粗面での実験結果の解釈を助ける情報ともなる。

3. 2. 4 測定結果とその整理

まず、鉛直に管を立てたケースの結果について、流量 Q と飽和度 θ の関係を図-3.9 に示す。このうち、小流量領域を拡大したものを図-3.10 に示す。これらの図中に、先述した流れの状態（図-3.7 中<a>~<c>）との対応を観察に基づいて区分けして示した。

このデータを、Moody 線図にプロットしたものが、図-3.11 である。この整理の際、平均流速 $v=Q/A$ 、流水断面積 $A=\pi r^2\theta$ とし、潤辺 $s=2\pi r$ 、よって水理径深 $R_H=r\theta/2$ とした。摩擦速度 $u_*=\sqrt{gR_Hi}$ であり、よって摩擦損失係数 $f=8u_*^2/v^2$ 、Reynolds 数 $Re=4vR_H/\nu$ とし、Moody 線図を作成した。

図中、およそ-1の勾配を持つ層流と見られる部分と、緩やかに Re 数と共に減少する乱流部分が認められ、これらがそれぞれ、流れの状態の分類<a>及び<c>に対応した。

さて、この結果と前節 3.2.3 における理論式を比較する。図-3.9 及び図-3.11 を見ると<c>の領域において両者はほぼ一致している。実際は気泡流であるが、理論において環状流を仮定して乱流状態を考えていたから、これは幸運な一致と言える。この一致の理

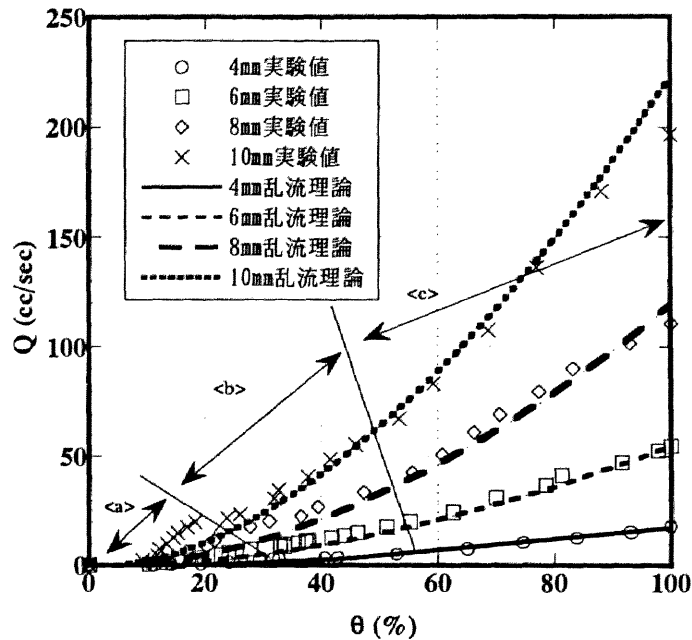


図-3.9 Q - θ 関係 (滑面, 鉛直, 全体)

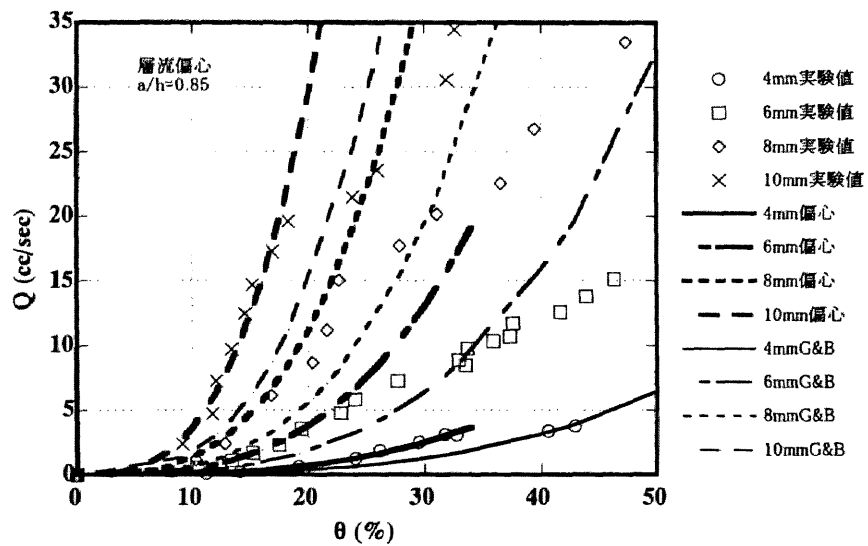


図-3.10 Q - θ 関係 (滑面, 鉛直, 小流量)

由として考えられるのは、理論において管中心付近 (水面付近) において、流速に余り変化がないが、そこでの理論上の流速と、実験において気泡流が流下する管中心付近での流速が一致することであろう。言い換えれば、

- ・飽和度が一致しているという事実、
- ・気泡流が中心付近だけを下っており、理論においてせん断力の殆ど働かない水面付近 (中心付近) の気液のあり方が違うだけで、壁面付近でのせん断応力分布の

摩擦損失係数 f

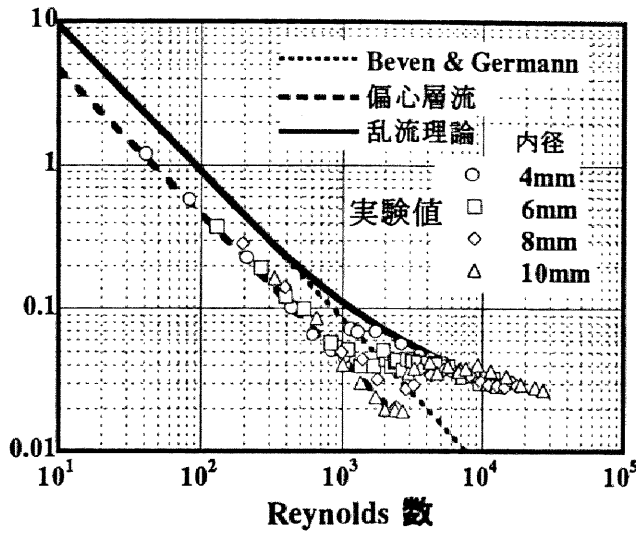


図-3.11 Moody 線図 (滑面, 鉛直)

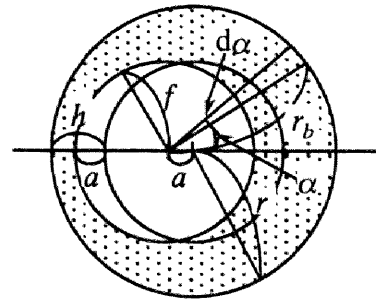


図-3.12 空気柱の偏心した層流モデルの説明図

理論と実験との間に違いが起きないと考えられることが理由として挙げられる。

次に、流量の少ない領域 (図-3.10) における、層流の理論 B&G 式との比較を見てみよう。実験値は B&G 式よりも大幅に上回ってプロットされている。これは、理論で仮定しているような完全に一様な薄膜とはなっていないことによると考えられる。実際、着色した状態を見ても流れの中に若干濃淡が見られた。これは流れやすくなるように水が偏った流水断面をつくったものともみられる。そこで、このような流水断面の偏りを考慮に入れて B&G 式を補正することを試みた。流れの断面形状を図-3.12 のように仮定してモデル化した訳である。すなわち、B&G のモデルにおける空気柱の中心を水膜の厚みの何割か偏らせた断面を仮定し、層流の理論式をたて直す。流量は、偏心させた点からある方向に微小角 $d\alpha$ だけとり、その中での流量として計算する。管壁までの距離 R_a を見かけの管径とし、B&G 式において R に R_a を代入した流量算定式 $Q_{B\&G}$ に $d\alpha/2\pi$ を乗じたものを $dQ(\alpha)$ とする。これを α について $0 \sim \pi$ まで積分したものを流量の理論式とする。

$$Q_{Lb} = Q_{HP} \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \left\{ (R_b^*(\alpha)^2 - f^{*2})(R_b^*(\alpha)^2 - 3f^{*2}) - 4f^{*4} \ln\left(\frac{f^*}{R_b^*(\alpha)}\right) \right\} d\alpha \quad (3.20)$$

$$R_b^*(\alpha) = R_b(\alpha) / R, \quad R_b(\alpha) = a \cos \alpha + \sqrt{R^2 + a^2(\cos^2 \alpha) - 1}$$

これを偏心層流式と呼ぶことにする。この式は、 $a/(R-f)=0.85$ としたときの実験値とほ

ほぼ一致することがわかった (図-3.10 中の「偏心」)。

また, Moody 線図 (図-3.11) において, 層流から 領域のスラグ流へ遷移する限界は, $Re=1000\sim 2000$ 前後であることがわかった。

以上, 滑面鉛直管については, 乱流状態においては理論式(3.18)(3.19)を, 層流状態については偏心層流式(3.20)を適用できることが確認された。

次に, 管に傾きがあるケースについて見る。まず代表として内径 $D=8\text{mm}$ のケースについて見る。図-3.13 に流量-飽和度関係を, 状態区分及び乱流理論曲線と併せて示す。乱流領域 <c> においては, 角度 β が小さくなるにつれてエネルギー勾配の減少に伴い流量が小さくなる。理論式との対応も鉛直の場合と同様に良好である。

図-3.14 に図-3.13 の低流量領域の拡大図, 図-3.15 に Moody 線図を示す。図-3.14 において, $\theta < 20\sim 25\%$ が層流領域と見られるが, この領域では管を傾けても似たような関係を示し, エネルギー勾配を変化させているのにある飽和度の流量が変わらないという事は, 理論 (B&G 式(3.6)あるいは偏心層流式(3.20)) とは矛盾する現象である。しかし, 実際には傾けることで流水断面はより偏り, 同一の飽和度での潤辺長の減少 (図-3.16) により, 流れやすくなっている。 $\beta=30^\circ$ 程度までであれば, 傾けることによってエネルギー勾配の減少よりも潤辺の抵抗の減少に伴う流量増加の効果が大きいことがわかる。

図-3.15 からわかるように, 層流領域からスラグ流への遷移は, Re 数で $1000\sim 2000$ 付近で起こっている。また, 層流領域においては傾き毎のプロットの列が異なっており,

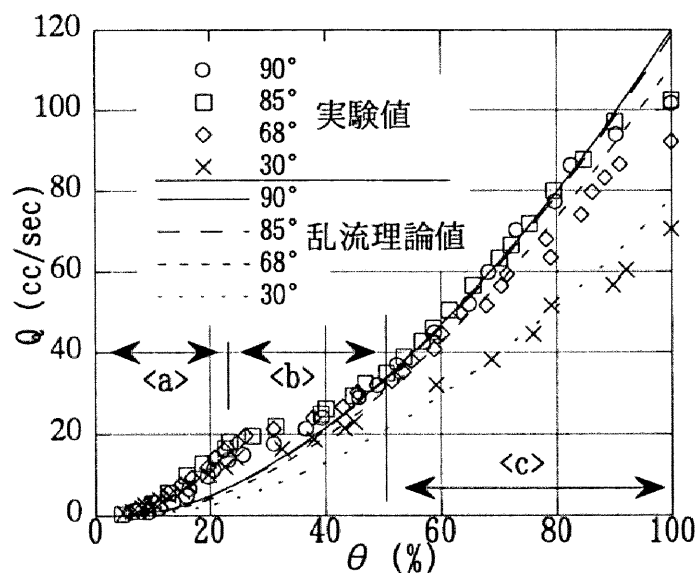


図-3.13 $Q-\theta$ 関係 (滑面, 傾斜, 全体, $D=8\text{mm}$)

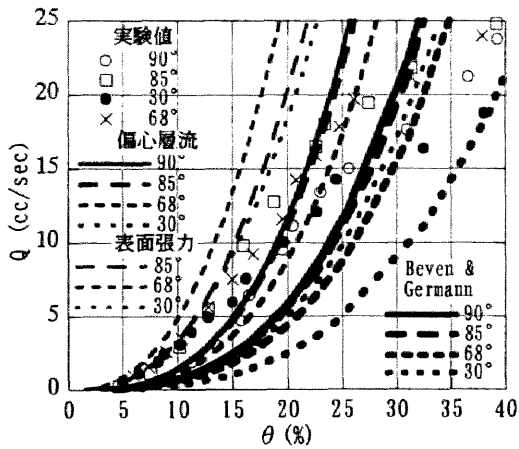


図-3.14 $Q-\theta$ 関係
(滑面, 傾斜, 小流量, $D=8\text{mm}$)

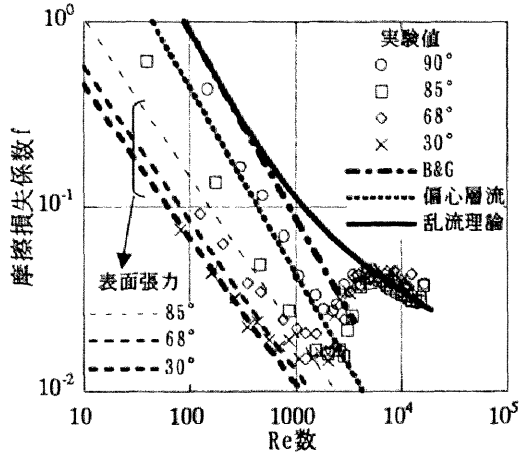


図-3.15 Moody 線図 (滑面, 傾斜)

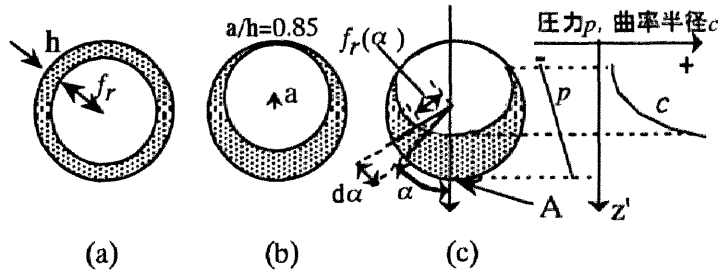


図-3.16 流水断面形のモデル

Re 数計算の為の潤辺を $2\pi R$ としていることによって、流れの偏りの違い反映しておらず、潤辺長（あるいは水位理径深）が適切でないことがこのようなプロットとなっている原因である。

これら図中に層流偏心式及び B&G 式を併記しているが、層流領域においては、いずれの理論式も実験値を大きく下回る。そこで、管の傾きに伴って現れる重力による流れの偏りと表面張力とを考慮するため、第 3 の水面形状のモデル化を行った。この考え方の仮定は、次の通りである。(図-3.16(c))

- (1) 水面と壁面との接触角は 0° とする。
- (2) 流水断面を管軸に垂直にとったとき、内部の圧力分布 p は、 $\rho g \cos\beta$ の割合で断面内下方 (図-3.15 の z 方向) に増加する。つまり、図中の点 A での圧力 p_0 が決まれば、圧力分布を得る。
- (3) 水面の曲率は、その表面上の点のすぐ内側の圧力 (負圧) p の大きさで決まり、表面張力を σ としたとき、曲率半径 c は $\sigma/|p|$ で与えられる。これは、水面が一方向にのみ丸みを持った場合の、表面内側の水圧と表面張力との釣り合

いから得られる。

- (4) 点 A での圧力 p_0 が未定だが、ある θ に対応する流水断面積であり、かつ、上記(1)~(3)の全ての条件を満たす断面形となるには、1つの p_0 のみ存在する。

実際の断面形の計算では、図-3.16(c)中の点 B の位置を決め、上記(1)~(3)の条件を満たすカーブを、 p_0 を変化させながら数値的に探ることで得る。この方法の利点は、管の傾きによる断面形の偏りを、重力ベクトルの断面内成分を考慮することで表せることである。

この方法による理論値を図-3.14 及び図 3.15 中に「表面張力」として記した。図-3.14 において、この理論の流量は約10%において実験値のものを上回っているが、これは、飽和度が高まるにつれて壁面内流水部の偏りが弱くなるからであると思われる。この理論曲線は、必ずしも実験値を的確に表現できているとまでは言えないが、流水断面の偏りの効果がこの理論と同等程度かそれを下回ることはわかった。

ここまで、理論的に層流領域における流量-飽和度関係を説明することに努めてきた。しかし、実用上は、内径、勾配が与えられて、流量-飽和度関係を与えられるという事が問題であり、層流領域においては $\beta=90^\circ$ 以外では、つまり、 $30^\circ < \beta < 85^\circ$ においてほぼ同じ関係を示しており、流下する粗空隙の傾きとして現実的な角度の領域であるこの範囲で傾きの大きさによる変化が少ない利点を持っていることから、もし粗面でも同様の関係を示せば、その関係をその内径のものとして与えることとしてよいと考える。

他の内径も含めたケース ($d=4,6,8\text{mm}$) について、 $\beta=90^\circ, 85^\circ, 68^\circ$ における流量-飽和度関係を図-3.17 に示す。いずれも飽和度が高い乱流領域においては、乱流の理論式がよく表している。低飽和度領域の同関係について図-3.18 に示すが、ここでも層流領域では内径毎に角度によらないひとつの関係を示している。また、いずれも層流偏心式より実験値の方が高い流量を示したが、内径 4mm においてはこの式がほぼ実験値の関係を示した。これは、管が小さいが為に、水面が壁面と接しないで水膜が管壁を覆ってしまうため、その結果、偏心層流式に従うものと思われる。

また、層流について、流量を B&G 式 (式(3.6 または 3.8)) での流量で除した無次元量 $\alpha_q = Q/Q_{B\&G}$ と飽和度との関係を内径 8mm について図-3.19 に示す。これは、同一の飽和度について、実際の流れの偏りに伴い、理想の環状流に対しどの程度の輸送性が高まっているのかを示している。傾き β が小さいほど、また飽和度が小さいほどこの比率は高まり、流れの偏りが顕著になることがわかる。また、 $\beta=90^\circ$ に近いほど偏心層流理論

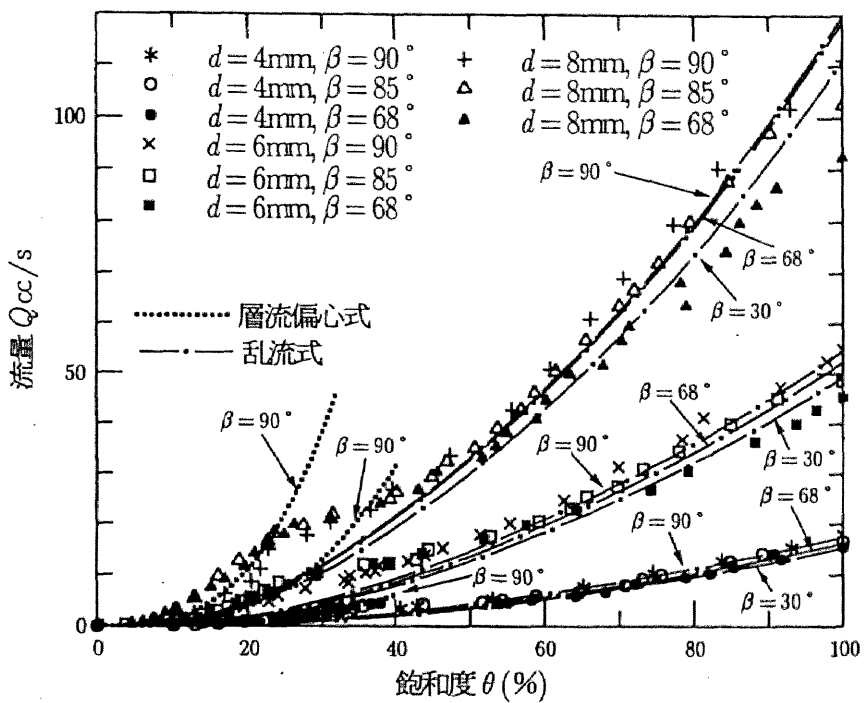


図-3.17 Q - θ 関係 (滑面, 傾斜, 全体)

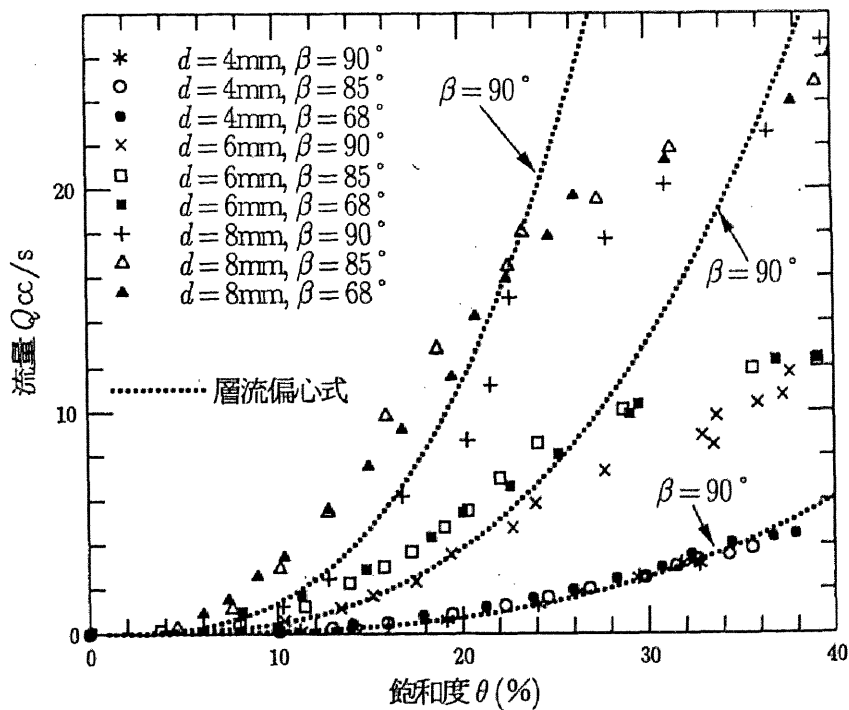


図-3.18 Q - θ 関係 (滑面, 傾斜, 小流量)

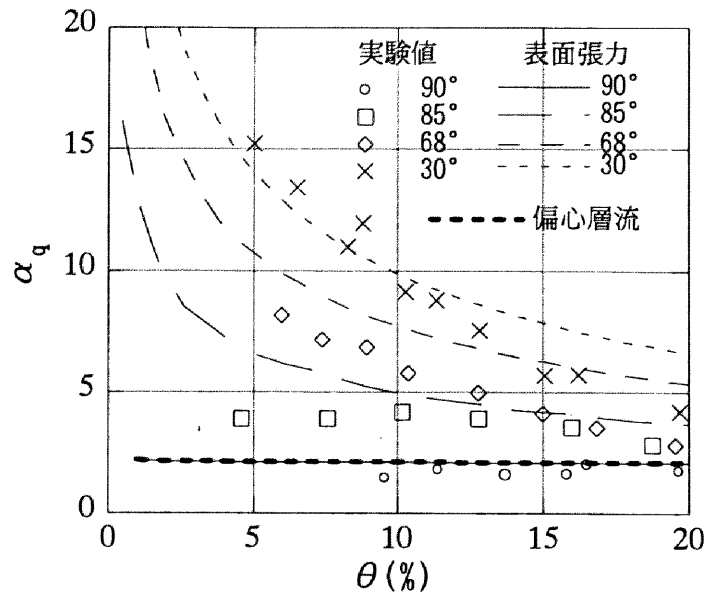


図-3.19 無次元流量（層流）と飽和度の関係

値であるおよそ2付近に分布し、先述したような偏った環状流を形成していることに対応している。図中で表面張力の理論は、実験値を上回る傾向があるものの、管の傾きによる流れの偏りをおこす効果を定性的には表しているように見て取れる。

粗面において、管内径、傾き、粗度をパラメータとして与えられたとき、このパラメータとの関係が既知であるならば、層流領域においては、流量-飽和度関係を表すというという本章の目的は達せられるはずである。

ここまで滑面での流れについて議論してきた。乱流状態については、提案した理論でほぼ実験値を表すことができ、層流領域については、Bevenらが提案した式を応用して展開した理論式で定性的には表すことができた。次節では、実際の土壌中の粗空隙を想定し、模擬的に作成した粗面の管を用いて、上記と同様の実験を行う。

3. 3 粗面パイプ内の不飽和流に関する室内実験

3. 3. 1 粗面円管内不飽和流の理論的アプローチ

乱流領域について、滑面と同様の仮定をおいた流速分布モデルによる表現を試みる。完全粗面にそのまま適用すると、粘性底層が粗度の大きさの中に埋没してしまうので、それを考慮せず、流水断面全域を乱流とする。いま、図-3.20のように管内を均一の厚みで水が流下していると仮定すると、壁面（ここでは壁面の平均の位置とする）から内側の距離 y でのせん断応力 τ は、力の釣り合いから式(3.21)で表され、滑面の場合と同様に Prandtl の運動量輸送理論および混合距離を決める Prandtl の仮定から、式(3.22)を得る。ただし、式(3.22)においては、簡便のため水面付近で混合距離が0に近づくという対数則導出の際にとりこまれていた効果は、ここは組み込んでいない。

$$\tau = \rho g i \frac{r^2 - f^2}{2r} = \rho g i \frac{(R - y)^2 - f^2}{2(R - y)} \quad (3.21)$$

$$\tau = \rho \kappa^2 y^2 \left(\frac{du}{dy} \right)^2 \quad (3.22)$$

流速0とみなす壁面からの距離 y_0 は、粗度に規定されるとする。これについては、実験結果と共に後述する。

上の2式と境界条件 $u(y=y_0)=0$ から、流速分布 $u(y)$ は次式となる。

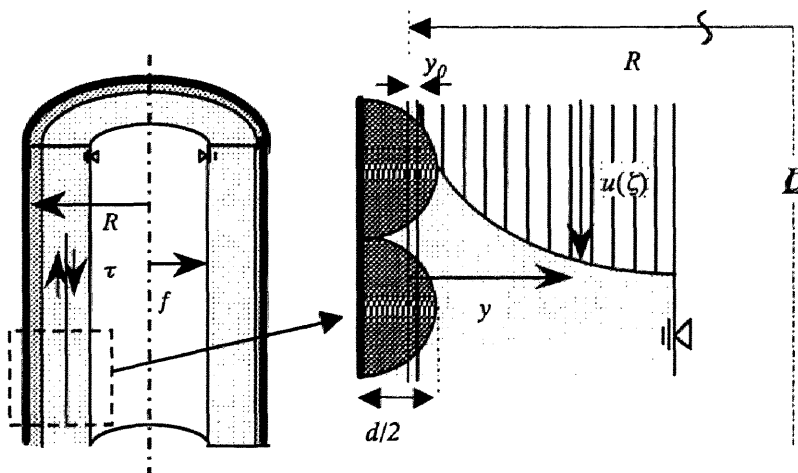


図-3.20 管内不飽和流のモデル（乱流，粗面）

$$u(y) = \int_{y_0}^y \frac{1}{\kappa} \sqrt{\frac{gi}{2}} \frac{\sqrt{(R-y)^2 - f^2}}{y\sqrt{R-y}} dy \quad (3.23)$$

$$\begin{aligned} u(R, f^*, y_0^*, y^*) &= \sqrt{\frac{giR}{2}} \int_{y_0^*}^{y^*} \frac{1}{\kappa} \frac{\sqrt{(1-y^*)^2 - f^{*2}}}{y^* \sqrt{1-y^*}} dy^* \\ &= \sqrt{\frac{giR}{2}} \text{func}(f^*, y_0^*, y^*) \end{aligned} \quad (3.24)$$

これは、満管($f=0$)の場合、解析的に解けて、 $\eta=(1-y/R)^{1/2}$, $\eta_0=(1-y_0/R)^{1/2}$ とおいて、

$$u_{sat} = \frac{1}{\kappa} \sqrt{\frac{giR}{2}} \left\{ 2(\eta - \eta_0) + \ln \frac{1+\eta}{1-\eta} \frac{1-\eta_0}{1+\eta_0} \right\} \quad (3.25)$$

が得られる。

流速を断面で積分して流量が得られる。

$$\begin{aligned} Q &= 2\pi \int_{y_0}^{r-f} (r-y)u(y)dy = 2\pi R^2 \int_{y_0^*}^{1-f^*} (1-y^*)u(y^*)dy^* \\ &= 2\pi R^2 \sqrt{\frac{giR}{2}} \int_{y_0^*}^{1-f^*} (1-y^*) \text{func}(f^*, y_0^*, y^*) dy^* \\ &= \pi R^2 \sqrt{\frac{giR}{2}} \phi(f^*, y_0^*) \end{aligned} \quad (3.26)$$

ここに ϕ は無次元量で、 $f^*(=f/R)$ の関数、つまり管内飽和度の関数であり、粗度の情報 $y_0^*=y_0/R$ をパラメータに持つ。ここで、満管 ($f^*=0$) の場合は、

$$\begin{aligned} Q_{sat} &= \pi R^2 \sqrt{\frac{giR}{2}} \frac{1}{\kappa} \left\{ -2 \left(\eta_0 + \frac{1}{3}\eta_0^3 + \frac{1}{5}\eta_0^5 \right) + \ln \frac{1+\eta_0}{1-\eta_0} \right\} \\ &= \pi R^2 \sqrt{\frac{giR}{2}} \phi_{sat}(y_0^*) \end{aligned} \quad (3.27)$$

となる。

ここで、式(3.26)における無次元量 ϕ の特性について見てみる。この関数は $f=0$ の場合、式(3.27)の ϕ_{sat} に相当する。満管での対数分布則との比較のため、 y_0 の代わりに相当粗度で見ることとする。Colebrookが相当粗度 k_s を用いた時の対数分布則における y_0 を、完全粗面において、

$$y_0 = k_s/33 \quad (3.28)$$

と関係づけたことを用いる。Colebrookによる完全粗面の対数式によると、 ϕ に対応する

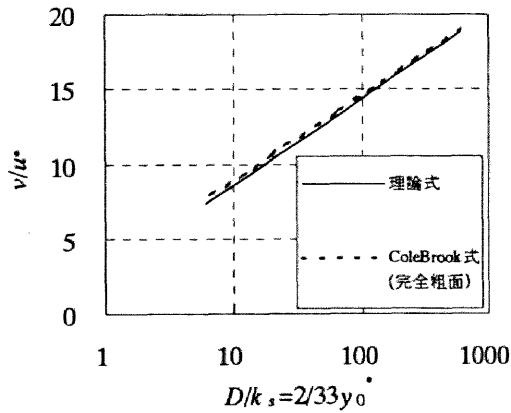


図-3.21 飽和流量理論式とColebrook式との比較

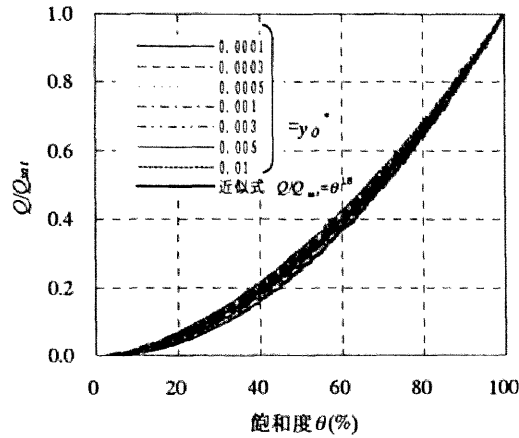


図-3.22 不飽和流量理論式の飽和度と粗度による影響

無次元量 $Q/\pi R^2 \sqrt{\frac{giR}{2}}$ は、満管時平均流速を v 、摩擦速度を u_* としたとき、相対粗度 $k_s/2R$ により、

$$\begin{aligned} Q/\pi R^2 \sqrt{\frac{giR}{2}} = \frac{v}{u_*} = \phi_{sat}(y_0^*) &= 6.62 - 5.66 \log_{10} \frac{2k_s}{R} \\ &= 6.62 - 5.66 \log_{10} 66 y_0^* \end{aligned} \quad (3.29)$$

で表されるが、 $\phi_{sat}(y_0^*)$ と式(3.27)の ϕ とを比較したところ、図-3.21 に示すように、殆ど差が見られなかった。パラメータ y_0^* にどの程度影響を受けるのかを見ると、相対粗度のオーダーが1つ上がる毎に、無次元量が5.7程度上昇する。つまり、相対粗度の2~3倍程度の変動に対し、無次元量 ϕ は10付近で20%程度の変動に対応する。

また、飽和流量に対する不飽和流量の割合について示したのが図-3.22 である。これは、式(3.26)を(3.27)で除したもので、つまり不飽和状態の流量を飽和流量で除した比率 $\phi(f^*, y_0^*)/\phi_{sat}(y_0^*)$ と飽和度の関係を示している。 y_0^* をパラメータにして、この二つの量の関係は若干変化する程度であり、これら曲線群は、

$$\phi(f^*, y_0^*)/\phi_{sat}(y_0^*) = \theta^{1.8} \quad (3.30)$$

で近似される。以上から、粗面での乱流状態の不飽和流は、近似的には、

$$\begin{aligned} Q &= \pi R^2 \sqrt{\frac{giR}{2}} \phi_{sat}(y_0^*) \theta^{1.8} \\ &= \pi R^2 \sqrt{\frac{giR}{2}} (6.62 - 5.66 \log_{10} 66 y_0^*) \theta^{1.8} \end{aligned} \quad (3.31)$$

で表すことができる。ここで、 ϕ_{sa} は、簡便のため式(3.29)の Colebrook 式の完全粗面式を採用し、実験結果との比較には、これを理論式として示す。

3. 3. 2 粗面パイプの不飽和流の実験

この実験では、4mm から 10m の内径を持つ滑円管内の不飽和流れの状態を明らかにすると共に、流量 Q と飽和度 θ との関係を測定し、ここまでに展開された理論式との比較を行う。

実験装置の概略及び、実験方法は滑面の場合と同様である。ただ、土壌の団粒の壁面からなる管路を模擬する点が異なる。

粗面のパイプは、より土壌パイプに近い構造にするために、図-3.23 のように、半径 4mm の半円状の直線の溝を彫った 2 枚の塩化ビニール板を用意し、接着剤を薄く塗布した溝の表面に平均粒径 0.75mm または 1.77mm のガラスビーズを張り付け、お互いの溝をあわせて作成した。接着剤はビーズと塩ビ板表面との隙間が埋まる程度の厚みで塗布した。長さ L は 1m とした。

管内の有効体積 V_{se} は管内を飽和させるのに必要な水の体積を用い、管の飽和度はこれを基準として計算した。また、これから得られる有効内径 $2(V_{se}/\pi L)^{1/2}$ を以後内径として用いる。飽和度の測定については、滑面と同様の方法で管の上下を封鎖し、排水させた水量と、粗面に付着して残留する水の体積を加えたものを管内貯留量とし、これを有効体積で除したものを飽和度とした。

管は上記の様に、ビーズの粒径は 0.75mm または 1.77mm の 2 種類作成し、傾斜角度 β には 90° , 85° , 73.6° , 48.6° , 30° の 5 ケースをとした。表-3.2 に実際に行った実験条件と有効内径を併記し、示す。ビーズ粒径 0.75mm から実験を行ったが、角度 90° , 85° , 73.6° については、後述するように実験結果に殆ど違いが見られなかったことから、ビーズ粒径 1.77mm についてはこれら 3 つの角度を 90° 一つに絞った。

層流状態での理論式には、滑面における議論を踏まえて比較する。

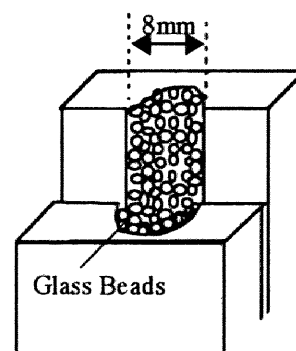


図-3.23 粗面を持つパイプ

表-3.2 粗面実験における

ガラスビーズ粒径 $d(\text{mm})$	0.75		1.77	
管内有効半径 $R(\text{mm})$	3.19		2.41	
管内有効内径 $D(\text{mm})$	6.38		4.82	
角度 β , 勾配 i	$\beta(^{\circ})$	i	$\beta(^{\circ})$	i
	90	1	90	1
	85	0.996		
	73.6	0.959		
	48.6	0.75	48.6	0.75
	30	0.5	30	0.5

3. 3. 3 実験結果と考察

上述した粗面パイプを用いた実験によって得られた $Q-\theta$ の関係を図-3.24 (全領域) に示す. このパイプでは内部の流況が観察できないが, 遷移領域 $\langle b \rangle$ が明確ではない事は, 滑面と同様, 低流量で壁面に付着した層流流れと, 高流量において気泡流となっている乱流状態とに分割される. それは, Moody 線図 (図-3.25) において, $Re=2000$ 付近にみられる乱流領域と層流領域とのグラフの傾きの変化に現れている.

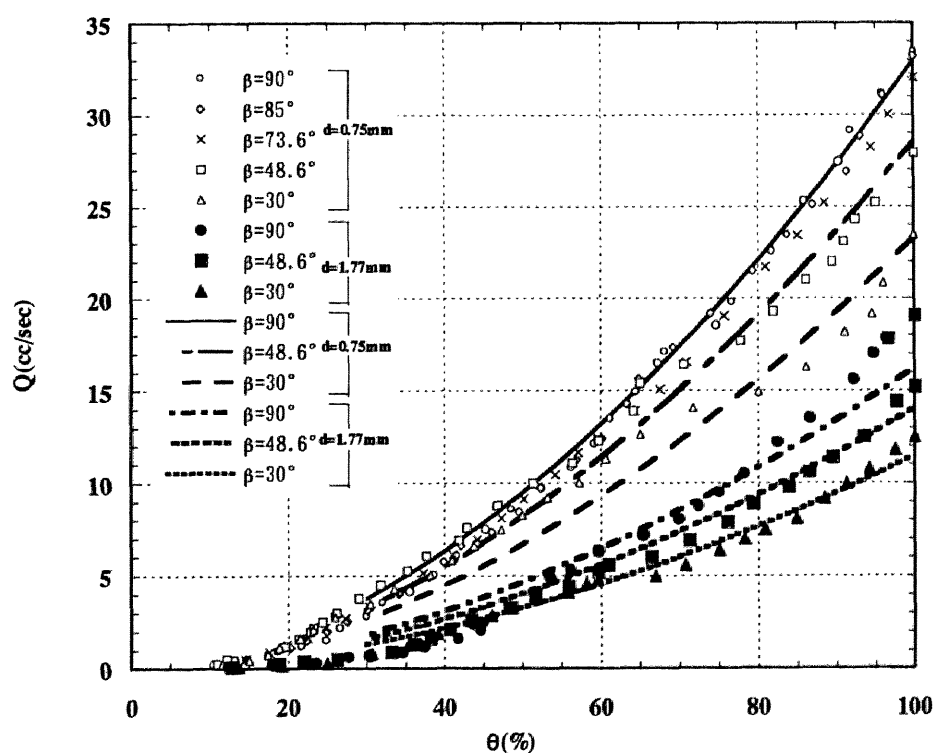


図-3.24 $Q-\theta$ 関係 (粗面, 全体)

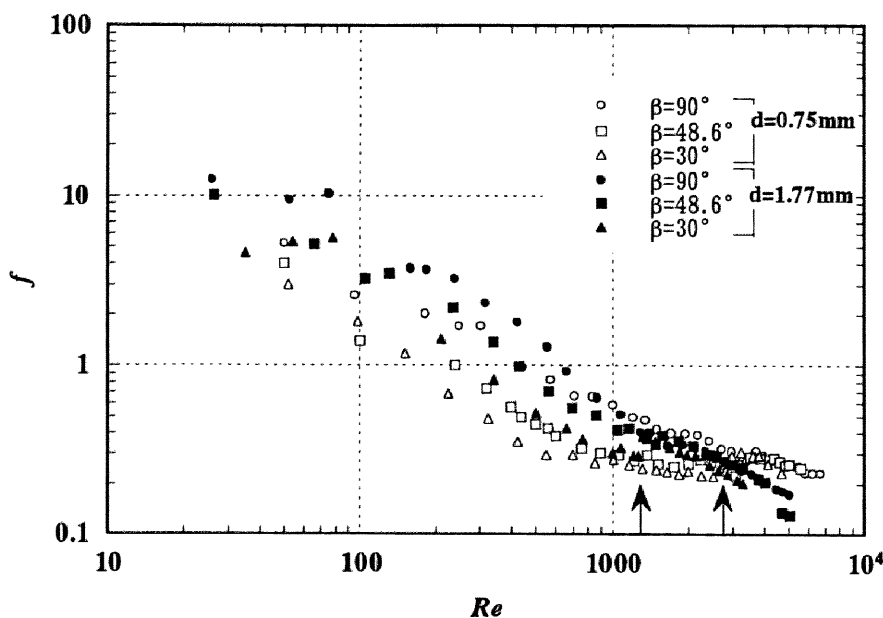


図-3.25 Moody線図（粗面）

（１）乱流領域の理論式との比較

$d=0.75\text{mm}$ の管において、満管時の実際の流量に合うように式(3.29)から y_0^* を算定したところ、いずれの傾斜角においても $y_0^*=0.008$ となった。Colebrook が相当粗度 k_s を用いた時の対数分布則における壁面粗さの特性量 y_0 は $k_s/33$ としたことを用いて k_s を求めると 0.82mm で、壁面に付着させたガラスビーズ平均粒径 d の 1.1 倍 ($=k_s/d$) となり、Shlichting(1936)による実験結果と比較すると、球状粗度を壁面に比較的密に千鳥配列で配置されている場合の範疇に入っている。これを式(3.31)に適用した理論値を図-3.24 中に曲線で併記したが、不飽和の乱流領域 ($\theta > 70\%$)において、実験値と良い一致を見てとれる。

この $y_0^*=0.0080$ を、 $d=1.77\text{mm}$ のケースに対して式(3.31)に適用したものを同図中に併記した。この時の相対粗度は 0.361 と小さいが、 $\beta=90^\circ$ の飽和に近い部分を除けば実験値を比較的よく表している。実際に張り付けたガラスビーズの密度は $d=0.75\text{mm}$ の場合と大きな違いはないことから、相対粗度が小さいと言う点で疑問が残るが、粒径が内径の大きさに迫っており、またビーズ一つ一つの滑らかさがあることもあり、この場合の粗度は「渦を作る粗度」というよりは、「壁面形状の変化」という形での影響が強く、従来の粗い管路のアプローチでの限界があるものと思われる。式(3.29)を実際の土壌パイプに適用する上で、このパイプの空隙の大きさと壁面を作る土壌の粗度の情報を取り入れる際に、この相対粗度の部分をどうするのかの詳細については課題として残る。

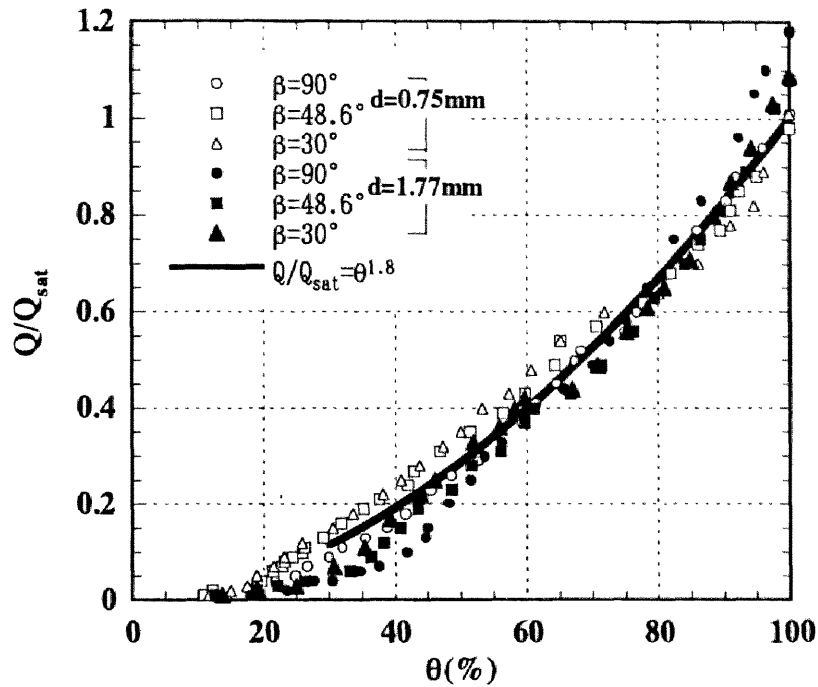


図-3.26 Q/Q_{sat} の実験値と近似式との比較

表-3.3 ガラスビーズ粒径と粗度

ビーズ粒径 $d(\text{mm})$	0.75	1.77
有効半径 $R(\text{mm})$	3.19	2.41
γ_o (-)	0.0080	0.0080
$k_s=33 \gamma_o R(\text{mm})$	0.82	0.32
相対粗度 k_s/d (-)	1.10	0.36

しかし、飽和度のべき関数の形で近似することで、乱流則を不飽和領域に拡張することが可能となったと思われる。図-3.26に、実測流量 Q を上記の粗度での満管流量 Q_{sat} で除した比率を示す。これらはほぼ同一曲線状にあり、式(3.30)の近似式が $\theta > 70\%$ の乱流領域においてこれらを表している。

(2) 層流領域の理論式との比較

層流領域は、飽和度で $\theta < 50\%$ であるが、流量-飽和度関係の拡大図が図-3.27である。図中に層流の理論式である B&G 式を併記したが、大半のケースで理論式を下回っている。これは、壁面が粗面であり、壁面付近の流線が延びて粘性のせん断抵抗が滑面よりも効きやすいことから、容易に理解される。図-3.28に実験値流量を B&G 式理論値で除した比を示すが、0.2 から 1.2 の間に分布する。管の角度が小さいほど高い値を示すが、

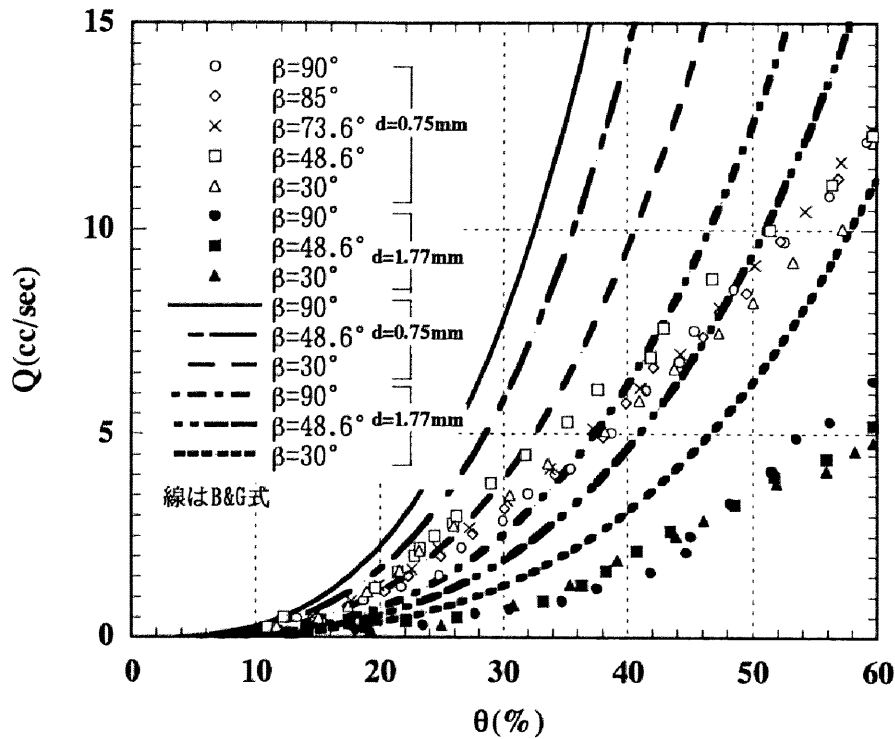


図-3.27 Q - θ 関係 (粗面, 低流量)

これは、滑面の場合と同様に、管が鉛直から角度を持つに従って駆動力としての重力の管軸方向成分が減少する一方で、管内の流水断面の偏りが水を流れやすくする効果がほぼ拮抗していることが原因と考えられる。その結果、図-3.27 において、実験値は勾配によらず管毎にほぼ同じ曲線上に載っている。そこで、図-3.28 では実験流量を B&G 式で除したが、B&G 式中のエネルギー勾配を除いた $Q_{B\&G}/i$ で実験流量を除いたものを図-3.29 に示す。ここでは、およそ定まった範囲に実験値が定まる。我々がここで注意すべきであるのは、この勾配が影響しにくい角度の範囲は、 $\beta > 30^\circ$ 程度であろうということである。なぜならこれ以上小さな角度では、管内の流水断面の変化はそれほど期待できない一方で、駆動力が減少するからである。本論文が対象とする鉛直浸透における粗空隙内流れでは、この範囲を考慮するだけで十分と思われるが、側方パイプ流れを考える場合は、この点に注意すべきである。

ここまで、単純な土壌内連続粗空隙を想定して、粗面を持ったパイプ内の不飽和流れについて、流量-飽和度関係を実験によって得、その数式による表現を試みた。結果、 $Re=1000 \sim 2000$ を境界に、低流量領域を層流領域とし、図-3.29 のように B&G 式 (式

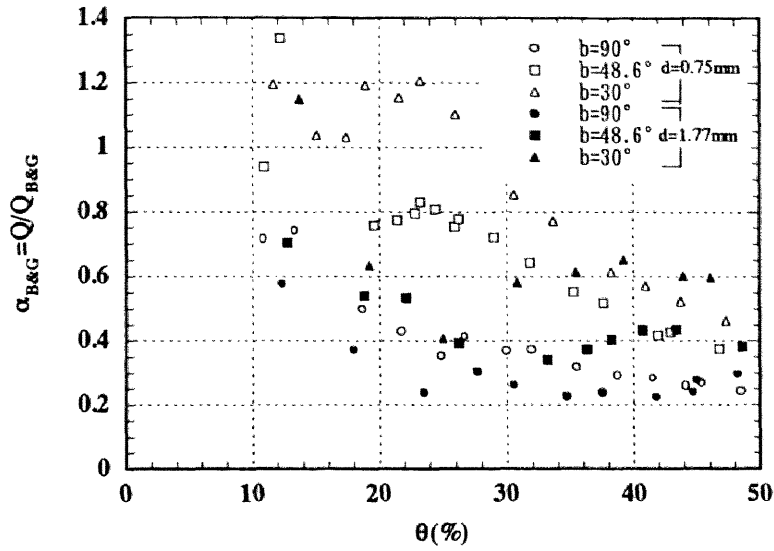


図-3.28 $Q/Q_{B\&G}$ 関係

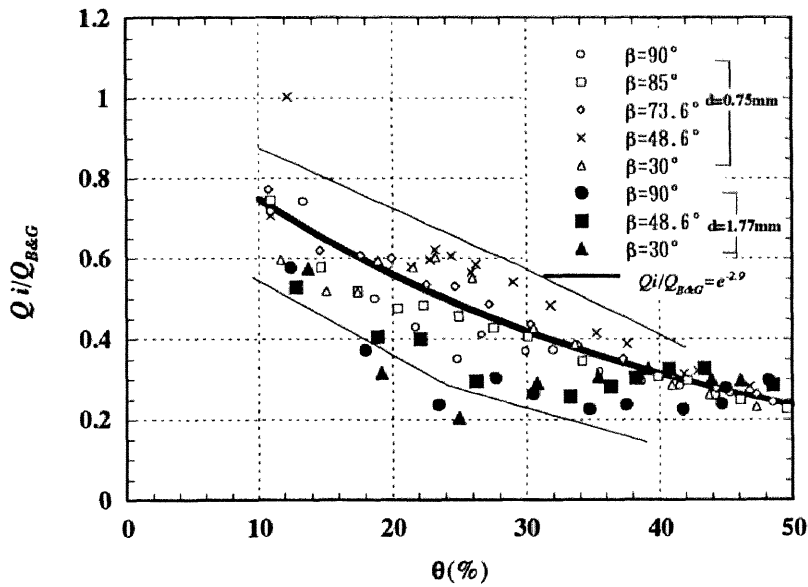


図-3.29 $Q_i/Q_{B\&G}$ 関係

(3.8),(3.9) を利用した無次元化で整理され、高流量領域は乱流状態とし、単純な仮定の下に展開された理論の簡略化された式 (式(3.31), 図-3.26) によって、およそ表すことができた。既往の研究においては、パイプや亀裂状の粗空隙の単純化により計算上のモデル化を行い、マクロポア流れの特性について議論されてきたが、本章のような結果は、土壌内粗空隙流れを伴う水輸送を扱ってきた既往の研究において、実際のパイプの輸送特性を理解するものを求めながらも得られないできた。本章で得たのは、単独のパイプ

表-3.4 粗面管不飽和流の Q - θ 関係

層流領域	B&G式(式(3.8), 式(3.9)), 図-3.29 ($Q_i/Q_{B\&G}=e^{-2.9}$)
乱流領域	式(3.31), 図-3.26
層流・乱流境界	Re 数=1000~2000

に対する不飽和輸送特性であるが、実際のマクロポアの実態を反映するには、粗空隙の連続性や曲がり、または分岐・結合による接続を考えることを迫られる。また、より大きく見た時の粗空隙の集合を考える時には、パイプ一つ一つでの鉛直輸送を、まとまりとして取り扱う為に系全体の輸送特性の数式化を発展させることが求められる。その意味で、本章で得た結果はそれらのステップの最初の段階であり、本章の実験によって得た結果はその最初の段階として有用な情報である。土層全体挙動のモデル化と、平均化の手続きについては、4.2にて議論する。

3.4 結 語

本章では、連続粗空隙 (Macropore) を持つ土壌中の水輸送過程において、そのうちのひとつのプロセスである、単独粗空隙内の飽和・不飽和流れを表すため、これを単純なパイプに模擬し、その中の流量-飽和度関係を実験によって捉え、理論をなるべく用いて数理的に表すことを試みた。その結果得られた結論を、以下に述べる。

- 1) mm オーダーの径を持つ細管内の不飽和流れは、滑面パイプでの実験により、流量の増大に伴い、環状流・プラグ流・気泡流の3つの状態があることがわかり、水理学的には層流・遷移流・乱流にかなり近い区分となることがわかった。
- 2) 滑面の実験においては、層流領域において管の傾きが流量-飽和度関係の B&G 式からのずれが非常に大きく効いたが、粗面においては、その抵抗の大きさにより理論式よりも小さかった。また、管を水平から 30° 以上の角度であれば、管の角度による流量-飽和度関係の変化は小さく、管を倒すにつれて、駆動力としてのエネルギー勾配が減る一方で、重力が流れを偏らせて抵抗を減らす効果があることが理由であった。

- 3) 乱流流れについて、環状流を仮定した不飽和流れの理論式を提案し、飽和時の流量が対数分布則にほぼ等しいことが確認され、この時の満管流量 (Colebrook 式) に対する流量比が、飽和度の 1.8 乗で近似できることがわかった。また、その近似曲線は、粗面乱流の不飽和領域において、良い一致を見た。

課題としては、粒径が管径に匹敵するようなパイプにおける粗度の取り扱いをどうするのかということ、また、実際の土壌から、Macropore やパイプに幾何形状 (内径、傾き、粗度、連続性等) に関する情報をどのように得るのかという点が残る。

参考文献

1. Beven, K. and P. Germann (1981): Water flow in soil macropores II A combined flow model, *J. Soil Sci*, 32, pp.15-29.
2. Beven, K. and R. T. Clarke (1986): On the variation of infiltration into a homogeneous soil matrix containing a population of macropores, *Water Resour. Res.*, 22(3), pp.383-388.
3. Chen, C. and R. J. Wagenet (1992a): Simulation of water and chemicals in macropore soils. Part 1. Representation of equivalent macropore influence and its effect on soilwater flow, *J. of Hydrology*, vol.130 pp.105-126.
4. Chen, C. and R. J. Wagenet (1992b): Simulation of water and chemicals in macropore soils. Part 2. Application of linear filter theory, *J. of Hydrology*, vol.130, pp.127-149.
5. Gerke, H. H. and M. T. van Genuchten (1993): A dual-Porosity model for simulating the preferential movement of water and soil in structured porous media, *Water Resource Research*, vol.29, No.2, pp.305-319.
6. Germann, P. and K. Beven (1981): Water flow in soil macropores III, A statistical approach, *J. Soil Sci.*, vol.32, pp.31-39.
7. Germann, P. and K. Beven (1985): Kinematic wave approximation to infiltration into soils with sorbing macropores. *Water Resour. Res.*, 21, pp.990-996.
8. Germann, P. and K. Beven (1986): A distribution function approach to water flow in soil macropores based on kinematic wave theory. *J. of hydrology*, 83, pp.173-183.
9. 北原曜 (1992): 森林土壌におけるパイプ流の特性, *水文・水資源学会誌*, vol.5, No.1, pp.15-25.

10. 王棟・窪田順平・塚本良則(1993)：山腹斜面土層の飽和面形成における縦パイプの役割，日本林学会誌，75(2)，pp.88-99.

第4章. 粗空隙構造を持つ土壌流れの挙動と そのモデル化

4. 1 パイプネットワークを持つ土壌内浸透をモデル化した室内 実験

4. 1. 1 本実験の目的

第3章の実験は、連続粗空隙の不飽和流の特性だけを対象としたものであった。しかし、第2章、第3章でも述べたとおり、実際の山腹表層土壌では、Darcy 則が成立するような透水性の低い土壌からなる領域である Matrix と、粗空隙 (Macropore や側方パイプ) が混在しており、それぞれの流れが相互に複雑に干渉しているはずである。従って、山腹表層土壌内での流れを微視的・物理的に扱うためには、これらの個々の流れ構造と相互干渉を扱う必要性に迫られる。このような視点に立ち、本章ではその両方の領域を抱える土壌内の水の鉛直浸透の挙動について、Macropore 流れの発生とその Matrix 流に与える影響等に関して、室内実験によって検討を行う。

粗空隙と Matrix 部の両方を考慮した計算モデルはこれまでも幾つか提案されている。鉛直浸透モデルに関しては、例えば、Bevenら(1981)などすでに多くの研究者が提案している。また、側方パイプについては姫野ら(1997)がパイプ流を考慮した飽和・不飽和浸透流解析を行い、土壌パイプの状態や Matrix 土壌の透水特性による斜面流出特性への影響について検討している。

ところが、モデルの提案がなされる一方で、Matrix 部、Macropore 部両方の挙動に着目しながら流れの物理量測定や観察を行う事が技術的に難しいこともあり、実際の挙動を両者の干渉までを含めて実態として捉えた研究例は殆どない。粗空隙流れが水分を速

く運ぶことの重要性は先述した。そこで本章では、

- ① 土壌中に粗空隙がネットワークで構成されているものを模擬的に作成し、人工散水を与える室内実験を行い、Macropore 流れの発生機構と Matrix 流やそれと Macropore 流れとの干渉について検討する。
- ② 飽和水面が地表に近い土壌での鉛直流れの素過程について検討を行う。

4. 1. 2 実験装置

図-4.1 のように粗空隙ネットワークを持つ鉛直 2 次元の土槽を模擬的に作成した。粗空隙ネットワークは、Macropore のネットワークを拡大したものと見なしている。以降、便宜上この実験についての説明に限り、このネットワークをパイプネットワークとよび、この中の流れを鉛直パイプ流、又は単にパイプ流と呼ぶこととする。

土槽は高さ 50cm、幅 50cm、奥行き 10cm で、前面は透明アクリル板になっていて、この透明アクリル板の内側にパイプネットワークを張り付けることで正面からパイプ内の流れの様子および土壌マトリクスの状態が観察できるようにした。パイプネットワ

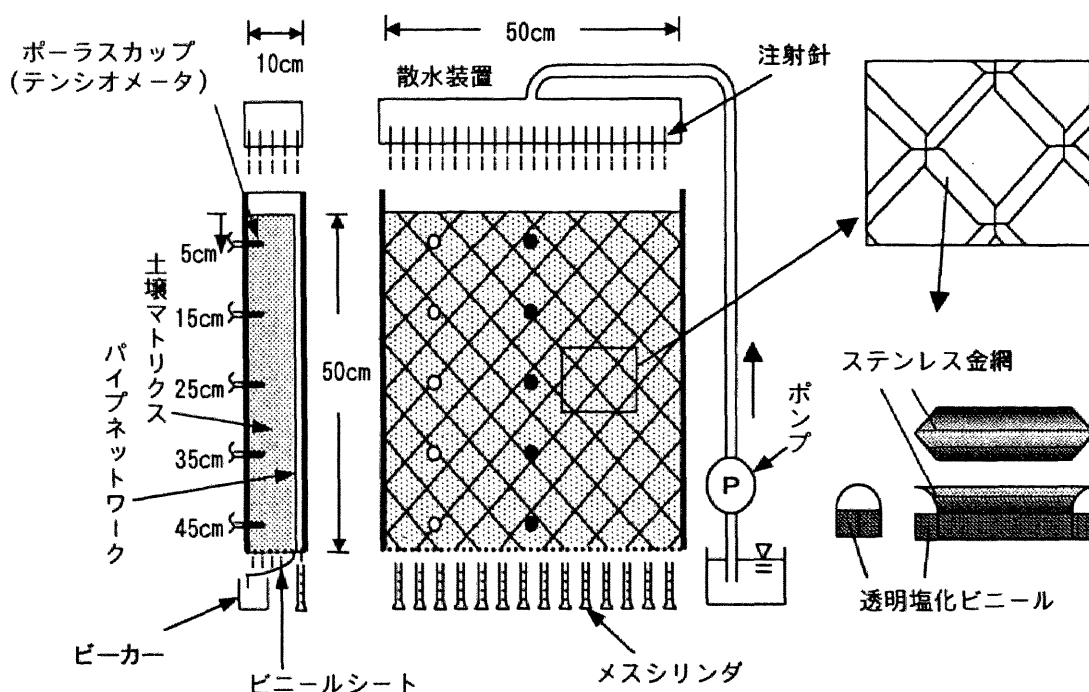


図-4.0 実験装置の概要

ークはマトリクス表面から 45° 傾いた一辺 5cm の正方格子になっている。パイプネットワークの上端と下端は開放されていて、左右端は側面を対象面として現象が反対側の部分でも同様に起きると仮定し、側面の塩化ビニール板で折り返してつなげた。上端はマトリクス上端面と同一面にある。パイプネットワークの下端出口には各パイプでの累加流量が測定できるようにメスシリンダを個々の出口に配置した。それぞれの出口には長さ約 5cm のゴムホースを取り付け、その上からビニールシートをかぶせ、パイプ部からとマトリクス部からの流出を分離できるようにした。

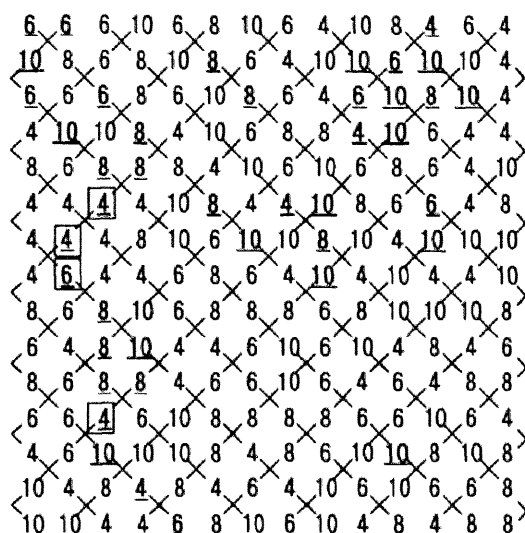


図-4.2 パイプ径の分布

個々のパイプは半円断面とし、円周の壁面にはマトリクス部との水移動を可能にするために 0.25×0.25mm の格子状のステンレス製網を用い、図-4.1 右下部分の様に透明塩化ビニール板の六角形片上に円弧アーチ状に渡して作った単独パイプ片を前面透明アクリル板に正方格子状に張り付けて配置した。ネットワークの交点での隙間は上からガーゼで覆い、土壌マトリクスがパイプ内に侵入しないようにした。図-4.2 は前面アクリルの内側に張り付けられたパイプ要素の様子である。数字は一辺のパイプの内径であり、4, 6, 8, 10mm の各径の総個数がほぼ同数になるようにランダムに配置してある。×印の部分がパイプネットワークの交点を表している。

パイプネットワークの背後には土壌を均一になるように充填した。裏面の塩化ビニール板には、マトリクス部の深さ 5,15,25,35 および 45cm のところ(図 4.1 の●部分および○部分)に直径 8.3mm の穴をあけてテンシオメータを設置して土壌の圧力状態を経時的に捉えることができるようにした。

パイプネットワーク背後の土壌マトリクス部には園芸用赤玉土を細かくすりつぶしたものをを用いた。この土壌特性については後述する。マトリクス部上端は開放されていて、上端面にはガーゼを敷いて降雨が均一に浸透するようにした。下端は、下端面の塩化ビニール板に直径 2.1mm の穴を無数に空けてその上にガーゼを敷いて大気圧開放とした。これは、この面が飽和水面であることと同じであることに注意する。

実験で用いた土壤の水分特性および透水特性については、別途作成した土壤サンプルを用いて非定常法によって（佐藤(1998)）測定を行った。飽和透水係数 K_s は、通常の透水試験に準じて得ており、 $K_s=4.1 \times 10^{-4}$ cm/sec となった。図-4.3 は、得られた土壤水分特性としての毛管ポテンシャル（サクシヨン） ψ と体積含水率 θ の関係であり、図-4.4 は不飽和透水係数 K と毛管ポテンシャル ψ の関係を両対数表示で示したものである。これらの関係を関数で表わしたものの一つに Brooks-Corey(1966) のものがあり、次の様に表わされる。

$$S_e = (\psi_b / \psi)^\lambda \quad (|\psi| \geq |\psi_b|) \quad (4.1)$$

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \quad (4.2)$$

$$K(\psi) = K_s (\psi_b / \psi)^{1+\lambda} \quad (|\psi| \geq |\psi_b|) \quad (4.3)$$

ここに、 θ_s : 飽和体積含水率、 θ_r : 残留土壤含水率、 θ : 体積含水率、 ψ_b : bubbling pressure(水分量が飽和状態でありうる最大負圧)、 K_s : 飽和透水係数、 λ : 空隙径分布指数である。式(2.1)、(2.2)が土壤水分特性を、式(4.3)が不飽和透水特性を表わしている。

図-4.3 のデータに式(2.2)および式(2.3)を当てはめ、別途得ていた飽和体積含水率 $\theta_s=0.53$ を用いると、 $\psi_b=-1.1$ cm となる。一方、図-4.4 は $K-\psi$ 関係を両対数グラフで表したものであるが、このデータに式(4.1)を当てはめる際、先の $K_s=4.1 \times 10^{-4}$ cm/sec の値を用いると、 $\psi_b=-3.6$ cm となる。しかしこの K_s の値を用いると理論的には 40mm/hr 位の降雨強度で水が土壤に浸透できなくなるはずであるが、実際には降雨強度が 80mm/hr であっても、土壤表面で湛水することはなかった。これは、室内実験で用いた土壤は、土槽の土壤と詰め方が厳密には異なっており、得られた K_s が実際の土壤の K_s よりも小さかったことが原因だと考えられる。また、 $\psi_b=-1.1$ cm を用いて図中の式を用いた時の飽和透水係数は $K_s=8.43 \times 10^{-3}$ cm/sec である。

散水装置は、降雨が均一に降るように塩化ビニール板で作った縦 10cm、幅 50cm、奥行き 10cm の箱の底面に医療用注射針を 131 本均一にはりめぐらせたものを用い、給水装置にはマイクロチューブポンプを用いて任意の降雨強度で散水させた。

4. 1. 3 実験の方法

後述するように3種類の実験を行ったが、基本的な手続きは次のとおりである。まず、所定の散水強度で散水できるように予めポンプを調整しておく。前回の実験等による散水のあと48時間以上排水状態で放置して排水し終えた後、初期条件としての全水頭の一様分布（何れの位置でも下端の位置水頭に一致）をテンシオメータの値で確認した。テンシオメータの自記測定を開始した後、散水装置を装置上端に設置したのちポンプを起動する。この時刻を実験開始時刻として、後に述べる様に、観察及び測定を行った。パイプ流発生と発達を観察を、必要に応じて目視及びビデオ撮影により記録した。装置下端からの流出量については、パイプからのものはメスシリンダを読むことによって、マトリクス部からの流出量は重量を測定することによって測定した。

本章での実験は、以下の3通りである。その測定内容と目的を次の様に設定した。

(1)ケース1

実際の降雨波形を参考にした降雨強度で実験を行い、macropore 流れに対応するパイプ流(以下、単にパイプ流と呼ぶ)とマトリクス流の下端からの流出量の比較、およびテンシオメータによりその時の土壤の圧力状態の変化を経時的に調べ、このような土壤での基本的な挙動について見る。

(2)ケース2

パイプ流の発生条件を調べるために、降雨強度30~80mm/hrの下で散水実験を行い、テンシオメータによりその時の土壤の圧力状態の変化を経時的に調べる。

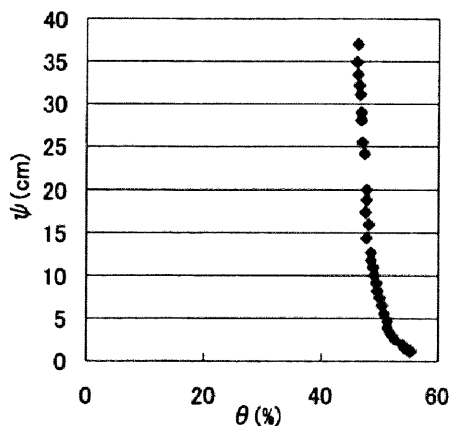


図-4.3 マトリクス土壤の土壤水分特性

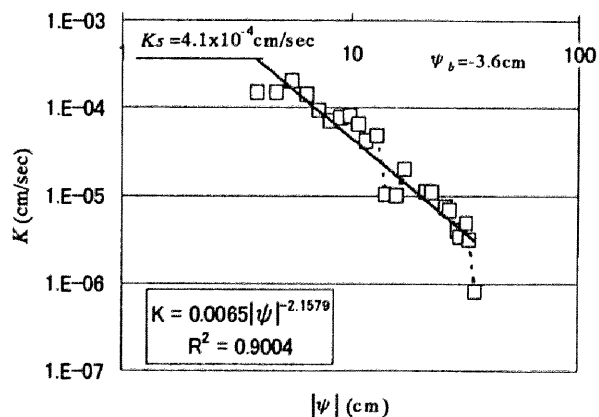


図-4.3 マトリクス土壤の不飽和透水特性

(3) ケース 3

ケース 1 およびケース 2 において、パイプネットワークの左側部分でパイプ流の発生が多く見られた。そこで、このパイプネットワークの左側部分に着目し、テンシオメータを図-4.1 の●の位置から○の位置に付けかえ、パイプ流の流下(進行)に伴う土壌マトリクス内の圧力変化の関係を調べることで、パイプ流とマトリクス流の挙動の関係について検討を行った。

4. 1. 4 降雨の実測データに基づいた散水実験について (ケース 1)

(1) 散水条件

4. 1. 3 で述べた「ケース 1」として、実降雨に近い形の降雨入力に対して、どのような現象がおきるのか観察し、全体での挙動を把握するため、実験を行った。岐阜県山岡町兼平試験流域で観測された降雨波形を参考に、散水装置によって散水強度 13.5mm/hr で 20 分間散水の後、87mm/hr で 20 分間散水させた (総降雨量 33.3mm)。装置前面からパイプ流の位置を特定し、観察を行った。また、下端からのマトリクス及びパイプからの累加流量を、散水終了時の 40 分、1 時間、2 時間及び 24 時間後に測定した。

(2) 実験結果

図-4.5 は、パイプネットワークおよびマトリクス内の下端からの流出量を、散水開始から 24 時間 後まで、4 つの区間に分けて計測したものである。パイプについている 1~14 の番号は、下端のパイプネットワーク部分の出口に設置した 14 本のメスシリンダに正面左から順番に付したものである。図 4.6 は、マトリクス部表面から深さ 5,15,25,45cm の部分(図 4.2 ●部分)に設置したテンシオメータによって計測した、散水開始から 2 時間までの土壌水圧の経時変化の様子である。これらを見ながら以下に議論を進める。

(3) 実験の観察

実験において、パイプネットワークと下端流出について、以下の事が観察された。

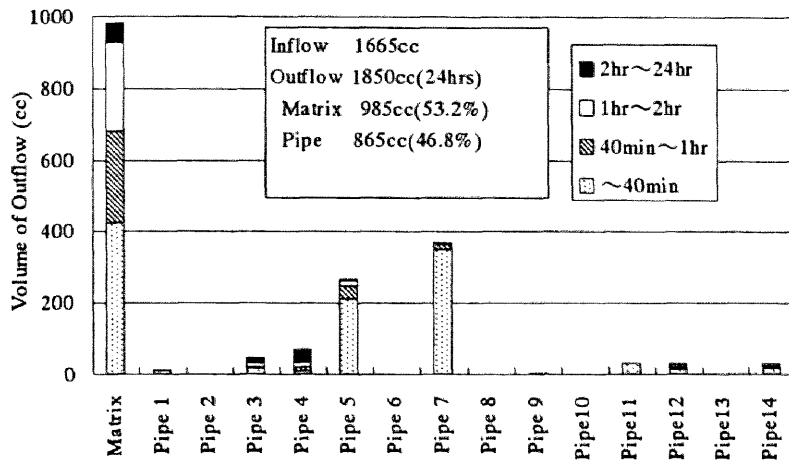


図-4.5 下端からの流出量の分布

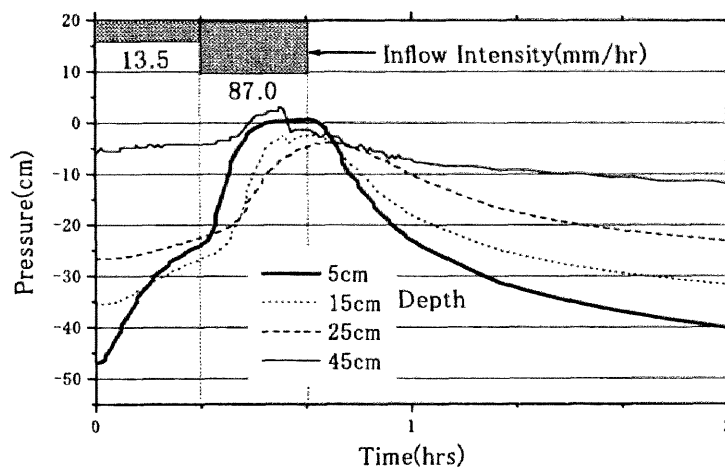


図-4.6 土壌水圧の経時変化

- ・ 散水開始から 20 分までパイプ流は発生しなかった。
- ・ 15 分後には pipe5 とマトリクス部分からの流出があった。
- ・ 23 分後には表面付近でパイプ流が発生した。このとき地表では灌水していなかった。
- ・ 30 分後パイプ流が下端まで達し， pipe7,11,12,14 で流出が始まり， 40 分後に散水を停止すると 1,2 分で下端パイプからの流出は極端に減ったがマトリクス部からの流出はその後も続いた。これは、図-4.6 から伺うことができる。
- ・ 図-4.2 のパイプネットワークの配置図において、アンダーラインのついた部分が主にパイプ流が発生したところである。その流れの殆どは薄く壁面に沿った流れと水滴状

の流れであったが、一部細いパイプ（内径4mmと6mm、図-4.3太線枠部分）とその結合部では空気との縞をなす流れ（プラグ流）となった。

これらの観察された現象について、得られたデータと比較して、以下に考察する。

（4） 実験結果の考察

パイプ流は散水強度を上げた23分後に発生したが、このとき地表では湛水しておらず、発生したパイプ流は図-4.7のように、表面から2~3cmの飽和したマトリクス部からパイプ内に流入したものであることが分かる。15分後(表面付近でパイプ流が発生する前)にマトリクス部と共に流出があった pipe5 については、飽和したマトリクス最下部からパイプ内に流入したものであると思われるが、パイプ内の薄い壁面に沿った流れを持つところと流れのないところを目で区別するのが困難なため明らかではない。

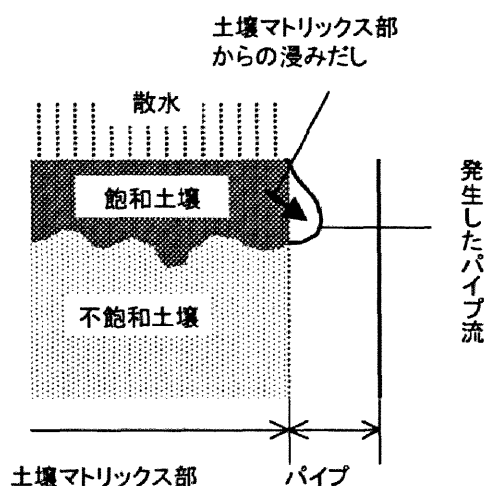


図-4.7 パイプ流の発生過程

図-4.5の中でも示しているが、2時間後までのパイプからの流出は、流出全体の53.2%と約半分を占めているが、マトリクスからの流出は2時間の間継続するのに対して、パイプからの流出は強い散水強度の時間内(20~40分の間)でほぼ終わってしまうという点で、これらの時間特性には大きな違いがある。また、パイプ流が発生してから下端に達するまでの時間は約7分と短く、これらの結果を実際の連続粗空隙を持つ土壤に置き換えて考えてみると、きわめて速やかな水分鉛直輸送と見ることができる。

また、図-4.2、図-4.5を見ても分かるように、パイプ流は均一ではなく、パイプ径の分布によって下端からの流出量には大きな偏りが発生している。図-4.2でパイプネットワークの結合部において、流れが分岐するのではなく、一方に流れが集中している部分が見られる。そして、このように流れが集中したパイプ流はマトリクス部に途中で吸収されることなく維持されて下端まで達し、その部分からの流出量が多くなっていることが分かる。

図-4.6は、テンシオメータで捉えたマトリクス部の水圧の経時変化のグラフである。

これを見ると、散水直後からいずれの点でも圧力上昇が始まり、散水強度が上がる 20 分後からは浅い方(マトリクスの上層部)から順に急激に上昇している。深さ 45cm でのサクションが、深さ 15cm とほぼ同時(散水開始から約 30 分後)に急上昇を見せており、パイプ流の下端到達とほぼ同時刻であることを考えると、土壌水の圧力の急激な上昇は、パイプからの水分供給によるものである可能性が高い。この現象については、「ケース 3」の実験の考察において詳説する。

4. 1. 5 パイプ流の発生条件について(ケース2)

4. 1. 3の結果からパイプ流は、表面付近の飽和したマトリクス部からパイプ内に流入する形で発生することがわかった。ここでは、表層付近のパイプ流がどのような条件で発生するのかを降雨強度、土壌水の圧力状態について調べた。所定の強度で一定のまま散水し、それでパイプ流の発生があるか、あった時の発生時刻はいつなのかを見ることとした。

(1) 実験結果

表層付近のパイプ部分に着目し、降雨強度 30mm/hr,40mm/hr,60mm/hr,80mm/hr で散水実験を行った結果、40mm/hr以上の降雨強度においてパイプ流が発生した。それより小さい降雨強度では散水開始から 30 分を超えてもパイプ流は発生しなかった。以下に降雨強度 80mm/hr で 25 分間散水させた時のデータを示す。図-4.8 は表層付近のパイプ流の発生状況を表したものである。図中の数値は、パイプ流の発生が確認されたパイプ流の発生時刻である。また、図-4.9 はマトリクス部表面から深さ 5,15,25,35,45cm の部分(図 4.1 中●部分)に設置したテンシオメータによって計測した、散水開始から 40 分までの土壌水圧の経時変化の様子である。以下、これらのデータも含めて、議論を進める。

(2) 実験結果の考察

図-4.8 に示しているように、パイプ流が最も早く発生したのは 6 分 30 秒後である。パイプ流はランダムに異なった時刻で発生している。また、図-4.9 において深さ 5cm の所に設置したテンシオメータによって計測された土壌水の圧力の値を見てみると、約 15 分後に飽和状態になっている。パイプ流が発生する場所は均一ではなく、発生時刻

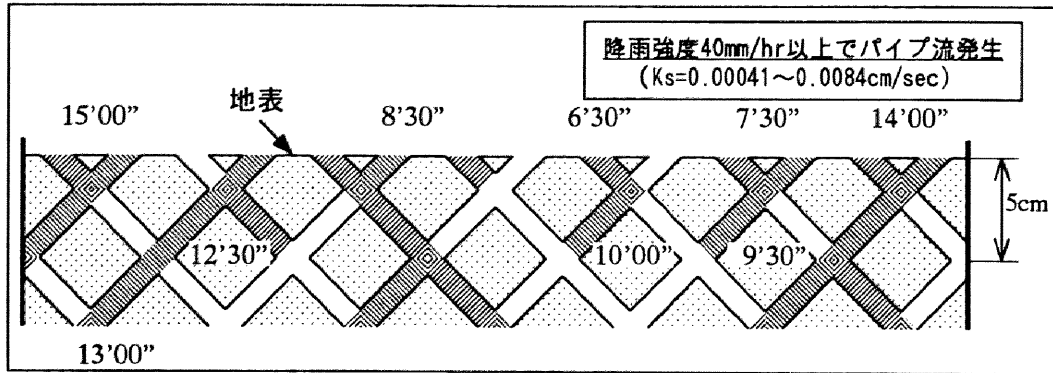


図-4.8 表層付近のパイプ流の発生状況

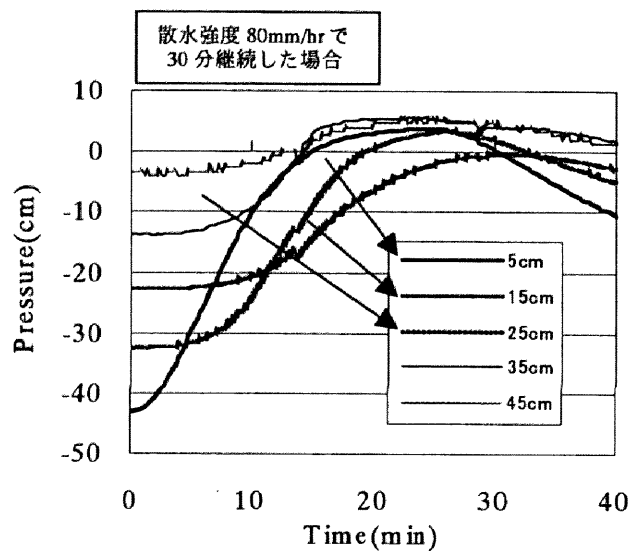


図-4.9 土壌水の圧力の経時変化

もそれぞれ異なるため正確なことは言えないが、表層から 5cm(深さ 5cm)の部分におけるパイプ流は散水開始から平均して約 10 分前後に発生している。また、地表から 2 段目の結合部までが深さ約 5cm であり、図-4.8 に見られるように、その範囲内で 15 分までにパイプ流が発生しているので、正圧となったマトリクスの部分からパイプ内への流入するという解釈において、矛盾なく対応している。

以上の結果から、表層付近においては、マトリクス部の圧力上昇はパイプ流によるものではなく、パイプ流はマトリクス部の圧力上昇によって発生することが分かる。

今回の実験ではパイプ流の発生限界は降雨強度が 40mm/hr のときという結果が得られたが、これは別のサンプルで測定した飽和透水係数の値(15mm/hr) より大きい。散水初期においては、浸潤面より下側の毛管圧により、土壌上端付近の動水勾配が鉛直下向

きに1より大きくなっていることが考えられ、流束は散水強度に釣り合うが、時間が経つに従い、下降する浸潤面と上端との距離が離れて動水勾配が緩くなることにより、浸透しきれない水がパイプ側に溢れた、という経緯が考えられる。よって、始めに透水係数よりも大きな強度で浸透し、途中から浸みだしたものと推測される。

4. 1. 6 パイプ流の流下と土壌マトリクスの圧力との関係（ケース3）

4. 1. 5ではパイプ流の発生条件として、表層付近の土壌水の圧力状態と、パイプ流発生との関係を調べたが、パイプ流の発生が時間的にも空間的にも均一ではないため、正確な比較が行えなかった。そこで、ここではパイプ流れの発生しやすい、パイプネットワークの正面左側部分だけに着目し、テンシオメータを図-4.1における●部分から○部分に付けかえ、パイプ流の流下(進行)と土壌マトリクスの圧力との関係について調べた。

(1) 実験結果

パイプネットワークの左側部分に着目し、降雨強度 80mm/hr で 20 分間散水させたときのデータを以下に示す。

図-4.10 の下半分は、マトリクス部表面から深さ 5,15,25,35,45cm の部分(図-4.2○部分)に設置したテンシオメータによって計測した、散水開始から 40 分までの土壌水圧の経時変化の様子である。また、同図の上部はパイプ流が発生してから下端まで達するまでのパイプ流の先端の進行過程を表したものであり、パイプ流発生時刻は散水開始から 7 分 30 秒後、下端到達時刻は 14 分 40 秒後であった。こうした時間的な情報を把握した上で、以下の議論に移ることとする。

(2) 実験結果の考察

図-4.10 を見ると、パイプ流が深さ 5,15,25,35,45cm の各地点に到達する時刻は散水開始からそれぞれ 7 分 30 秒後、9 分 30 秒後、12 分後、13 分後、14 分後である。それぞれのパイプ流が到達した時刻における土壌水の圧力の状態を図-4.10 においてみる。

まず深さ 5cm は、パイプ流発生位置とほぼ同じであり、マトリクス部の圧力が大気圧になる頃にパイプ流が発生している。つまり、パイプ流は飽和したマトリクス部から

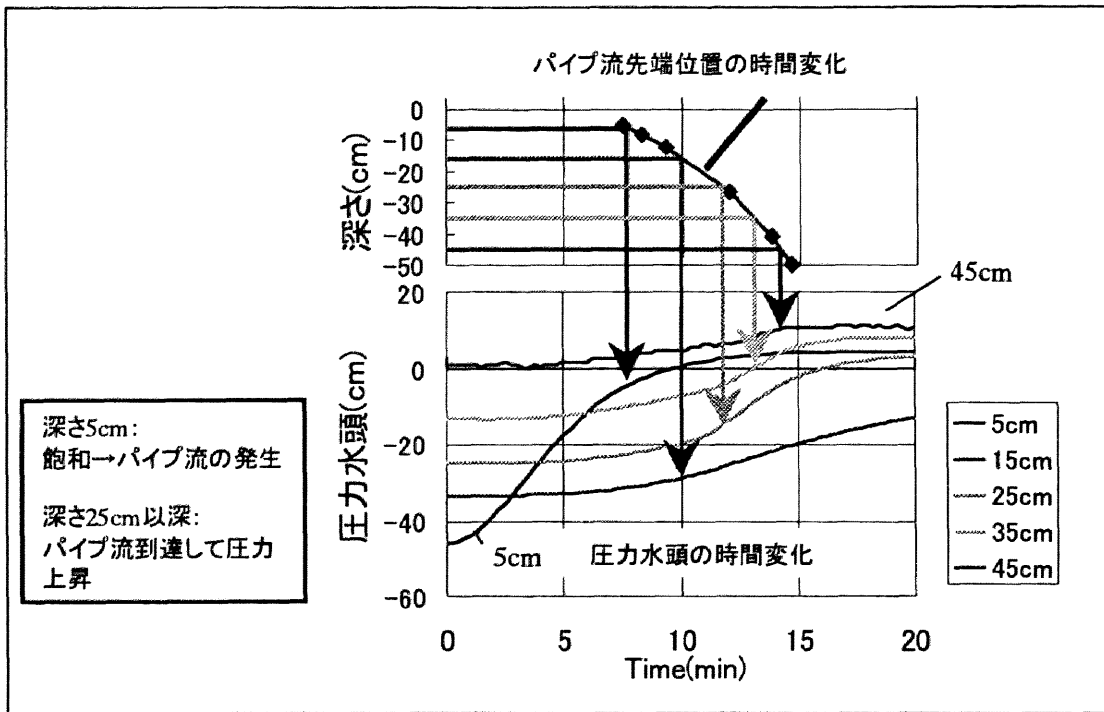


図-4.10 パイプ流の発達と土壌水圧力

の流入によるものである。深さ 15cm では、パイプ流到達後土壌水の圧力は上昇しているが、傾きはかなり緩やかであり、パイプ流に浸潤ではなく、マトリクス土壌内の浸透による浸潤を示していると思われる。深さ 25cm と 35cm では、パイプ流が到達した時刻の直後、土壌水の圧力は急激に上昇しており、これはパイプ流の土壌マトリクスへの浸透によるものだと考えられる。深さ 45cm においては、パイプ流が到達する前にほぼ圧力上昇を終えており、25cm および 35cm での圧力の時間変動に似ている。これらの挙動について、次のように整理する。

図-4.11 はパイプ流が発生してから下端に達するまでの過程を模式的に図示したものである。パイプ流は表層付近の飽和したマトリクス部からパイプ内に流入する形で発生し①、その一部はパイプ内を流下するにつれて再びマトリクスへ浸潤する②、ここまでは、実際計測された深さ 35cm までのパイプ流とマトリクス土壌水の圧力と挙動と対応している。さらに、パイプネットワークの結合部において流れが集中化したパイプ流は、パイプ内を流下して下端まで達する③。パイプ流が下端に流達する頃の水の挙動について、次に詳しく考察する。

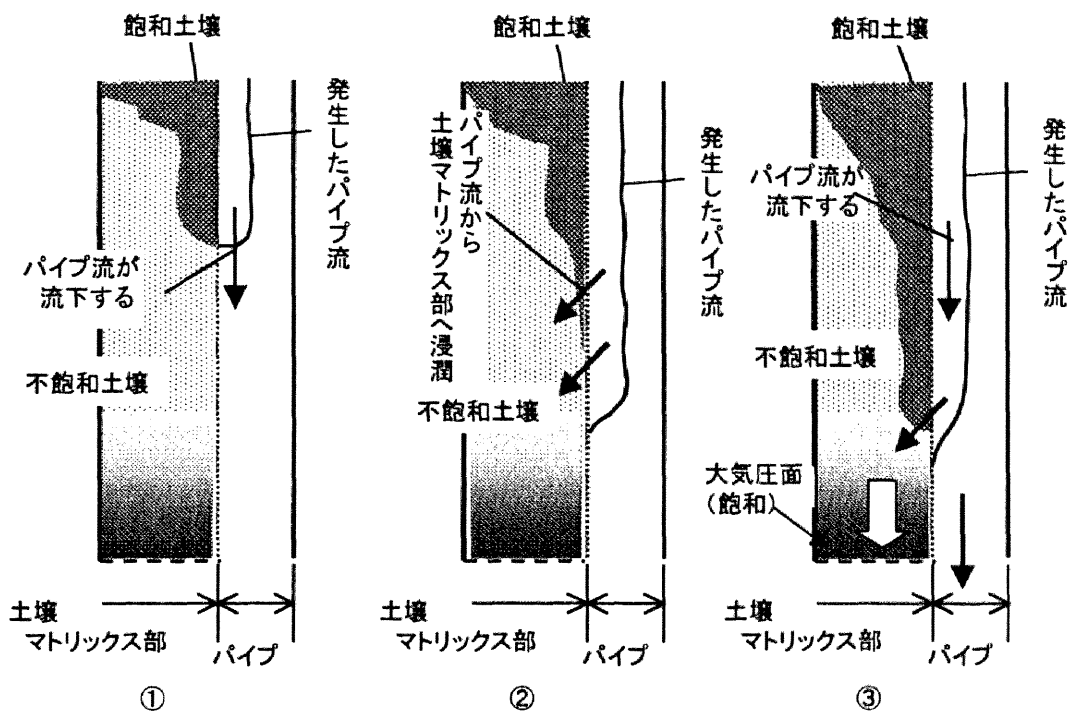


図-4.11 パイプ流とマトリックス部との間の水輸送過程

(3) 実験で得た知見と実際の山地流出での問題との対応

土層下端付近、つまり飽和面に付近においては、マトリックスの飽和度は元々高く、透水性も上部に比べてかなり高い。よって、パイプ流の流下が進み、下端付近に近づくと、パイプ流で濡れた部分付近の土壌マトリックスの水圧はほぼ大気圧となり、その付近のマトリックス側のポテンシャル上昇が速やかに行われる。さらに、その付近は飽和度が高く、従って透水性も高い事から、それ以深の水が流動しやすくなり、押し出し的に流下を始めることになる(図-4.11③下部)。つまり、土壌マトリックスの下端付近(大気圧面)付近では飽和度が高いために、高い飽和度を持つ部分の上部付近にパイプ流が到達することが、マトリックス流促進する効果があることを示している。

このことは、Macopore 流れにより流下した水粒子そのものが必ずしも飽和側方流を作る必要はなく、その毛管水縁付近まで到達し圧力上昇を促すことでマトリックス土壌の流動を引き起こし、それが飽和側方流にきよすることがある、ということを示している。これは「ケース1」の実験において、比較的早い段階でマトリックス部からの流出がはじまっていることに対応している。つまり、Macopore 流れが、比較的飽和度の高い部分

に到達することで、マトリクス流による短時間の飽和水流動を引き起こすという役割があるものと解釈できる。序論において、速い側方流形成には速い鉛直浸透が必須であると述べたが、それには必ずしも macropore 流れが直接側方流を形成する必要はないことを意味している。

この考察は、現地観測との情報とも対応する。兼平試験流域（岐阜県山岡町，小里川）において、山地小流域からの古水・新水（現在降った水か、それ以前に降った水かどうか）の流出成分を酸素同位体を用いて調べた結果、90%程度が古水である結果があり（松林ら(1989)）、これは、新水（その降雨イベントで降った雨水）が直接出るような過程では起こり得ない。つまり、速い鉛直浸透がそのまま側方飽和流・側方パイプ流になってしまう過程ではないことを示している。それが速い部分的な鉛直浸透が引き金になって起きる機構であるということについて、王ら(1993)が間接的にそれに近い考察を行っているが、これまでに直接裏付けられた例はみあたらない。このように、速い鉛直浸透（Macropore 流れ）は、土壌の飽和度の比較的高い領域まで到達すれば、それ以深の古水が速やかに流動することで説明できる。量的に古水 90%というような値になるのかどうかについては、2-domain モデルを組んで計算を試みなければわからないが、少なくとも、大量の鉛直パイプ流が直接飽和域に達しているのではないことは明らかである。

このように、本章で行った実験で見られた Macropore 流れと Matrix 流れの挙動は、現地の挙動を説明する良い支えとなっている。

以上の議論は、パイプネットワークの存在により、地表付近での土壌からパイプへの水輸送、パイプ内の鉛直輸送、そして深部でのパイプから土壌への水輸送の3つの過程が全体の現象を代表していると見ることができる。そしてそれは、速い鉛直輸送のみでなく、土壌マトリクスの状態量へ影響すること、さらには、鉛直パイプ流が毛管水縁付近の古水と置換する形で飽和側方流形成に重要な役割を示している事を示唆している。

4. 2 粗空隙を持つ土壌中の不飽和浸透流のモデル化における本研究の役割

前節では、模擬的に作成した土層ではあるが、粗空隙を持った土壌内の水の挙動について実験を行い幾つかの定量的・定性的な結果を得るとともに、実際の現地での状況との対応についても議論した。しかし、それをモデル化するには、まだ幾つかの問題を抱えている。本節では、このような土壌内の鉛直浸透のモデル化と、さらなる平均化の手順について議論し、ここまで得てきた知見を山地での浸透現象の解明にどう生かすべきか、また、どのような課題が残されているのかについて述べる。

序論や第3章で述べたように、本論文の各章での研究は粗空隙を持つ土壌の流れに関する研究の一段階である。その目的は、そのような土壌の中の流れの素過程や土壌全体のスケールでの水の挙動について詳しく知る事、すなわち、次のようなモデルに資することである。

- ・鉛直浸透の不均一な流れの詳細を示すことにより、下方の速い飽和側方流形成にどのように寄与するのかを見だし、そのモデル化によって定量的に示すこと。
- ・スケールを大きくとり、一つの土層あるいは斜面全体、さらには小流域全体の雨水の輸送モデルを示すこと。
- ・汚染物質や窒素等の物質輸送を考える上では、土壌内の水輸送の詳細を知り、記述した上で、土壌全体としての物質輸送の挙動を記述すること。

いずれの目標を達するにも、まずは、粗空隙内流れを含め、流れの微細な過程を認識し、その中でも現象を特徴づける様な素過程については定量的にその特徴を把握した上で、それぞれの目標に合った形で単純化・モデル化の整理を行うことが必要である。本論文中の第2章以降の実験に基づいて得た知見は、この手続きの中での幾つかの部分を明らかにするものである。

図-4.12 は、この研究で扱っているタイプの土壌について、上記に羅列した目的に対応するためのモデル化の手続きの概略を示している。図中、A-1~4 は土壌内の流れの個々の素過程を認識し、実験や理論によってモデル化するプロセスを示しており、Bはそれを

総合して全ての微細な過程を認識する段階を表している。C-1~2はAやBの段階において必要とする、実際の土壌の情報や現象に関する調査などを示している。図中の個々の四角の中の白部は粗空隙=macropore 領域を、トーンの部分は matrix 領域を示している。

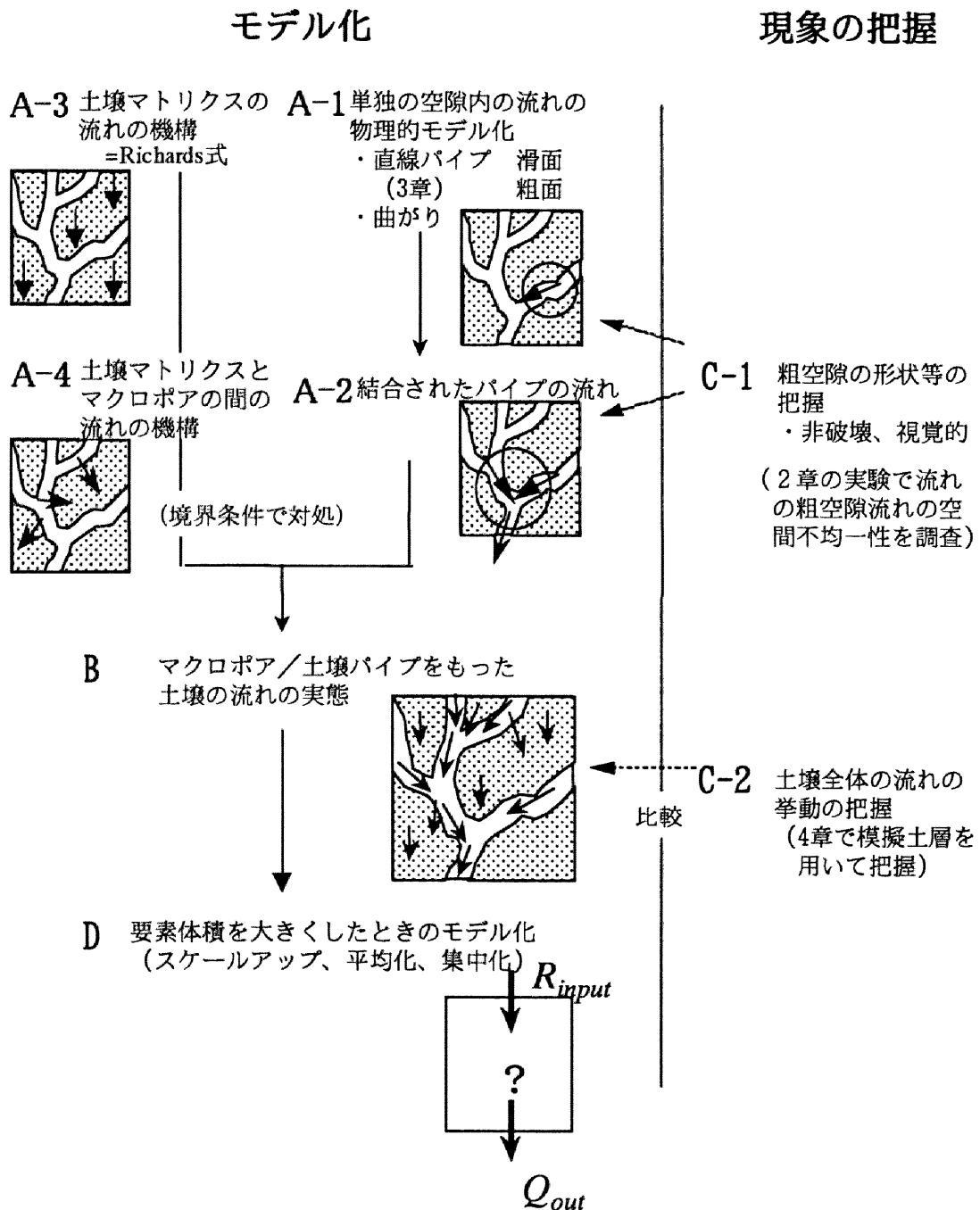


図-4.12 粗空隙を持つ土壌内鉛直浸透のモデル化のプロセスと平均化

A-1~4 は土壌内の流れの個々の微細な素過程を記述するもので、例えば、第3章の実験は、A-1のような単純な粗空隙内の流れの数理的表現を可能にした。

表-4.1 macropore と matrix の境界条件

		macropore領域	
		流れがある	流れがない
matrix領域	飽和	大気圧	大気圧
	不飽和	大気圧	不透過条件

第2章の実験で支配的であった潜在パイプについても、実験などにより定式化は可能であろう。粗空隙内に限った流れの過程には他に、粗空隙の連続部の曲がり(A-1)、粗空隙の結合・分岐による流量配分の過程(A-2)がある。一方、A-3のmatrix土壌内の流れについては、Richards型の支配モデルで表わす事ができ、A-4の粗空隙とmatrix土壌との干渉については、粗空隙側に流れがあるかどうか、matrix側が飽和か不飽和かという条件に応じて不透過あるいは大気圧という形で与えられ(表-4.1)、これらの過程については実験等で確認する必要は認められない。このように、粗空隙を持つ土壌内の浸透は、多くの微細な素過程の組合せからなっている。

さて、実際の土壌の中の流れを反映させたモデルを構築するには、C-1のように、粗空隙の形状や幾何学的連続性の特徴、または水理学的特徴を知る必要がある。本論文の第2章は、潜在パイプを流れる流れの空間的特徴や輸送特性の空間分布について把握したものである。

A-1~4の過程のそれぞれを認識し、理想的にはそれぞれが定式化され、Bのようにこれらすべてが組上がった形でモデル化されれば、微細な流れも含めすべてを表すことができる。しかし、粗空隙一つ一つの形状や繋がり方を認識する事は実際問題としては不可能であって、その土壌を代表するモデルを組むということは、細かい構造をそのまま表した計算を行うことではない。実際の現象の物理に立脚したモデルにおいて対象とする特性を適切に表すことができるようにするには、素過程に関わる情報の中でも、対象とする特性量に対して支配的なものを直接、あるいは整理された形で引出して、考えなくてはならない。その情報とは、何を表すモデルにするのかによって、異なってくる。

いま、「速い鉛直浸透」を表す巨視的なモデル、すなわち、降雨を入力とし、表層土層下端付近の飽和側方流への供給流量を出力とするモデルの構築を考える(図-4.12中のD)。ここで、これまでのRichards型モデルが表し得なかった「飽和側方流への速い水分供給」を表すには、単独の領域あるいはブラックボックスを持ったモデルではなく、macroporeを代表する領域とその他のmatrixを表す領域に分割することが、現象を反映

したモデルには必要である。それは言うまでもなく、A-1,3,4 の各素過程をモデルの基礎とするということである。概念的には、図-4.13 の様に 2-domain モデルに単純化し、具体的には図-4.14 の様に表す。本論文の中で、前節 4.1 における実験は、A-2 の過程をも組み込んだ土層を作成した実験であって、速い鉛直浸透が A-1,3,4 の 3 つの素過程に支配されている機構を明らかにし 2-domain モデルの合理性を裏付けたものと解釈されよう。

以上のように、本論文での実験によって得た知見は、このような「速い鉛直浸透」を特徴づける過程について把握しモデル化する中で、個々のステップにおいて貢献している。

しかし、序論でも述べたように現在のところ粗空隙の幾何学的情報を得るのが困難なために、モデルの幾何学的パラメータ（macropore を代表する内径や matrix 領域の奥行きなど）をなお決めえないので、最終的なモデル化を完成するには至っていない。今後、実際の土壌の粗空隙構造を直接観察する、あるいは土壌水分特性を利用するなど間接的に得る方法の発展が望まれる処である。

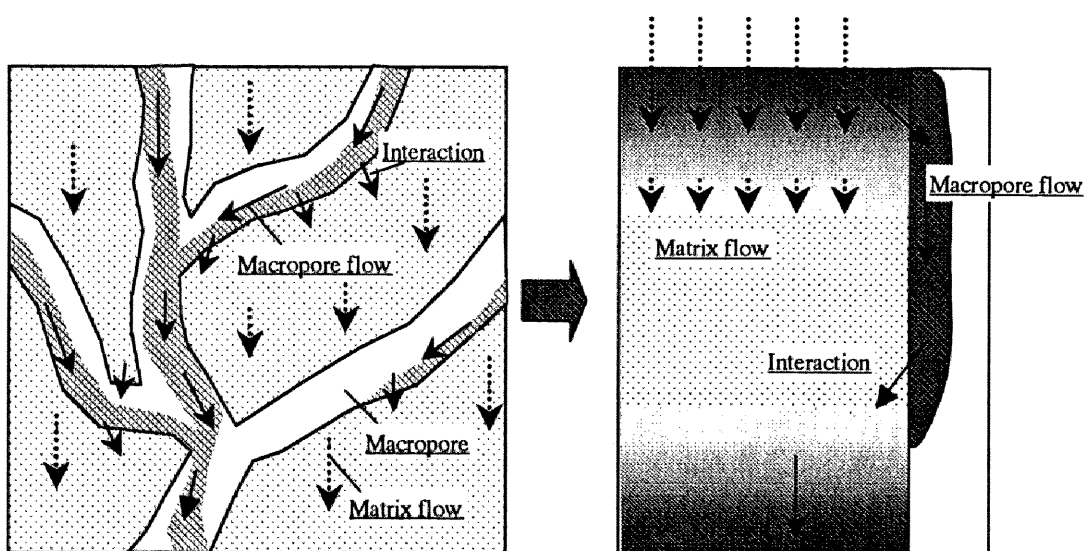


図-4.13 粗空隙を持つ土壌内鉛直浸透の集中化モデルの一例

支配方程式

matrix領域：Richardsの式

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z} \right\}$$

$K(\theta)$: 不飽和透水係数

$\phi (= \psi + z)$: 水理ポテンシャル

ψ : 圧力水頭, z : 位置水頭

$C (= d\theta/d\psi)$: 比水分容量

macropore領域：kinematic wave式

$$\frac{\partial \theta_{ma}}{\partial t} + \frac{\partial Q_{ma}}{\partial \theta_{ma}} \frac{\partial \theta_{ma}}{\partial s} = q_{in} \quad , \quad Q_{ma} = Q(\theta) \quad \dots \text{式(3.2)}$$

Q_{ma} : パイプ内の流量 (3章の結果)

θ_{ma} : パイプ内飽和度

q_{in} : パイプの単位長さ辺りのmatrixからの流入流量

s : パイプの軸線下方の距離座標

図-4.14 粗空隙を持つ土壌内鉛直浸透のモデルの諸条件

これまで、「速い鉛直輸送」を量的に表すモデルについて述べたが、他のものを表すモデルにする場合についても、その量を大きく支配する素過程を抽出・整理することが重要である。

物質の鉛直輸送を表すモデルであれば、移流的特徴、縦分散性、matrixへの吸収に伴う遅れ効果などの特徴を支配する量を整理することが重要である。その中で、無論macropore流れは移流の特性・分散性を支配することから、本論文で得た知見はそのモデル化においても役割をはたすことになる。

実現象を反映した形で一つのモデルに平均化・集中化するプロセスにおいては、いくつかの細かい過程のうち、どれがその平均化の問題に対して重要であるのかを見極めることが重要であるが、とりわけ、実態としての個々の現象の特性に基礎をおくことがその基本となることは言うまでもない。その点にこそ、本論文で得た知見の意義があると言ってよい。

4. 3 結 論

本章では、山腹斜面における連続した鉛直粗空隙を模擬した、異なる内径パイプを分布させて作ったネットワークを伴った土槽を作成して室内実験を行い、粗空隙内流れの発生と流下の過程について観察、測定を行った。その結果、以下の事が得られた。

- 1) Macropore を見立てたパイプネットワーク内流れと Matrix 流れの挙動について、その実際が、それまで Beven らが計算で示唆したものをおよそ包含していることがわかった。
- 2) ネットワーク下端からの流出量には大きな偏りが発生し、粗空隙を持つ土壌中の流れの鉛直流下に伴う集水性をよく示した。
- 3) 本実験装置においては湛水によるパイプ内への流入はなかったが、40mm/hr 以上の降雨強度において、表面付近の飽和部からパイプ内への流入があり、比較的高い透水性を持つ Matrix におけるパイプ流発生が観察された。
- 4) パイプ内流れの流下過程においては、パイプ結合部での集中化がパイプ内流れの継続を促したとみられる。
- 5) パイプ内流れの存在とマトリクス部との相互作用という点では、上端付近では前者が後者の影響を受け、下部においては前者が後者の圧力上昇に寄与している。
- 6) パイプ流れが飽和面に達することなく、土壌マトリクス部内の飽和度が高い部分にパイプ流れが至るだけで、飽和面付近の Matrix 流れが促進されることが、実験と理論によって示された。
- 7) 粗空隙を持つ土壌内鉛直浸透のモデル構築の方法について示し、その中で、本研究の果たす役割について示された。特に、各章で行われた流れの空間情報、粗空隙流れの定量的特性、そして土壌全体としての挙動の特徴の把握という作業が、モデル化への単純化の過程に重要な役割を果たすことが論じられた。

参考文献

1. Beven, K. and P. Germann (1981): Water flow in soil macropores II, A combined flow model, J. Soil Sci, 32, pp.15-29.

2. Brooks, R. H. and A. Y. Corey(1966): Properties of porous media affecting fluid flow, J. of Irrigation and Drainage Div., Proc. ASCE, Vol.92, (IR2), pp.61-88.
3. 佐藤誠(1998):山地森林域における地形的な違いが流出に与える影響に関する研究, 名古屋大学大学院工学研究科修士論文, pp.9-12.
4. 松林雨一郎, 高木不折, 渡辺茂(1989): 流出解析における流出成分の分離の意味に関する研究, 土木学会水工学論文集, Vol.33, pp.49-54.
5. 王棟・窪田順平・塚本良則(1993): 山腹斜面土層の飽和面形成における縦パイプの役割, 日本林学会誌, 75(2), pp.88-99.

第5章 結 論

本論文では、山腹斜面の水移動過程において重要な役割を果たす表層土壌中の鉛直浸透過程について、その不均一な浸透に着目し、その中でも特に、これまで概念的にしか捉えられてこなかった粗空隙を持つ土壌内の浸透過程について、実態を捉えることによってその機構を明らかにし、モデル化における方向性について検討してきた。

本論文は、そのような表層土壌中での鉛直浸透現象について、現象を支配する基礎的な過程を見るために細かい視点で現象を見て、

- ・粗空隙に伴う不均一な浸透の実態の把握と空間情報の整理。
- ・粗空隙内の流れの定量的特性について把握と数式化。
- ・個々の素過程が土壌全体での鉛直輸送に与える影響の把握。

の3点に焦点を合わせて検討を行ったもので、土壌内の鉛直浸透現象をその素過程から理解するとともに、現象を単純化し、モデル化を行う際に必要な情報を与えようとするものである。

本章では、各章での議論の内容と得られた知見を今一度取りまとめ、本研究のまとめとする。

まず、第1章においては、本研究の背景と目的について示した。特に、山地水文学の中の位置づけにおいて、本研究で取り扱った山地表層土壌内の鉛直浸透過程が、山地表層土壌での水輸送過程の中で果たす役割について論じた。表層土壌の浸透不均一性、特に早い鉛直輸送の早い流出ピークの形成に対する重要性について述べた。その上で、本論の構成について示している。

第2章では、表層土層における鉛直浸透の不均一性について論じた。まず、不均一な鉛直浸透の取り扱いにおける問題点について触れ、その解明の必要性について議論している。すなわち、土層の透水性を評価するための代表空間スケールを見いだす上で、浸

透不均一性の空間スケールを認識することの重要性について述べた。また、物質輸送を考える上では浸透不均一性を認識する事は決定的に重要である事を示した。

その上で、実際の土壌における浸透不均一性の実態を調べるため、現地実験と室内カラム実験を行った。まず、現地散水実験によって、浸透不均一性のスケールを見いだした。犬山試験地の表層土壌は、潜在パイプとよばれる粗空隙構造をもった土壌であることがわかった。浸透の速さの分布を調べた結果、その空間相関スケールは高々10cm程度であり、そのような浸透速度の分布は、A0層による水の振り分けと、土層自体が持つ空隙の不均一性によるものと結論づけた。また、同現地の表層土壌サンプルを用いた室内カラム実験を行った結果、鉛直浸透の過程で、流路が互いにつながることによって、集水するように水みちが形成されることがわかった。さらに、これらの結果は、浸透速度の分布に関する空間相関性や、速い流路の結合の度合を示すパラメータに集約され、鉛直方向の水の連続を表現するモデルを組むことによって、流下過程での土壌中の流路の集中の状態を表現しうることを示した。

このように、2つの実験によって得られた不均一性に関する情報を整理し、流下過程を推察することによって、不均一な浸透現象の空間的特徴の表現を与えた。これは、実際の山地の表層土壌についての詳細な計測に基づくもので、新しい貴重な情報を提供するものである。

第3章では、空間的に不均一で速い雨水鉛直浸透を引き起こす粗空隙内流れ（Macropore 流れと呼ぶ）に着目し、連続粗空隙内の不飽和流れの現象と水理特性を実験的に把握することを目的とした。実際には、連続粗空隙を、粗面をもつ単純なパイプに模擬し、その流量と飽和度の関係を簡単な室内実験によって得た。その実験の前に行った滑面の実験によって、細管内の不飽和流れについて観察を行い、環状流・スラグ流・気泡流の状態が現れ、そしてそれに対応して流れの領域が層流・遷移・乱流領域に対応づけられることがわかった。そして、乱流・層流の各状態での流量-飽和度関係の水理学的表現を試みた。すなわち、流量-飽和度関係を、乱流領域において、不飽和領域に拡張できるような独自の理論的定式化を行い、飽和流れについては従来の対数則で表しうることを、さらに、不飽和流れについては対飽和流量比を飽和度の単純な関数で表現できることを導いた。層流についても、理想的環状流の流量を基準にして輸送特性を整理した。このように、土中の空隙形状から流量を評価することを可能としたことは、土壌中の鉛直浸透を支配する素過程としての粗空隙内流れのモデル化に大きな寄与となる。

第4章では、まず、実際の土壌内でおこる粗空隙と周辺土壌塊（マトリクス）とで一体としておこる鉛直浸透過程について、個々の領域（粗空隙とマトリクス）とそれらの間で発生する水輸送について詳しく観察し、その流れ機構を解明するための実験を行った。実際の土壌では個々の領域での現象を観察することができないため、この実験では粗空隙をもつ土壌を模擬した実験土層での散水実験によって、水移動の挙動・機構について観察・測定を行った。この実験では幾つかの重要な過程が観察された。粗空隙を模したパイプネットワークの中の流れは弱く、大半では乱流とはならなかったが、その発生は必ずしも地表流の発生を必要とせず、地表付近が飽和することによってその土壌部分からの横流入によることが明らかにされた。これは従来見いだされなかった過程である。また、下方の比較的湿潤な不飽和土壌部へパイプ流が到達すると、その時点から、それ以深の土壌マトリクス全体の速やかな流れを促進させる効果があることが認められた。この事は現地の短期流出において古水の割合が高くなる事実を矛盾なく説明している。個々で得られた知見は、これまで主に理論でのみ議論されてきた粗空隙内流れの役割の実態を明らかにするものである。

最後に、この実験で見られた過程が主に3つの素過程（粗空隙流れ、マトリクス流れ、及び両者の間の流れ）に支配されているという認識は、山腹表層土壌内の不均一な浸透現象とその機構のモデル化に新しい基本的指針を与えるものである。

以上の研究は、先述したように、山地水文過程における、特に表層土壌内の不均一で局所的に卓越した浸透を取り扱うもので、その素過程の実態を理解し、モデル化する為の基礎となる研究である。このような、実際の流れの物理に立脚したモデル化は、従来の概念的な流出解析法をより一段精緻なものとし、単なる量の問題ばかりでなく、流域内での流れによる物質移動や、人為的行為による流域内の流れの変化過程などの解析手法にまで発展させ得るであろう。

謝 辞

本論文は、著者が名古屋大学工学研究科地圏環境工学専攻に入学して以来、今日までに行った研究成果の一部をまとめたものであります。研究室に配属されて以来、終始温かくご指導いただき、また、研究の生活へとお導きいただき、そして本研究を遂行するにあたってご鞭撻を賜りました。名古屋大学大学院工学研究科教授 高木不折 先生に深く感謝の意を表します。先生には、研究においては、著者がともすれば視野が狭くなりすぎてしまうところを高い視野から見る姿勢に何度も正していただき、また、研究に限らず多くの教示をいただきましたことは、著者にとって大きな糧となっております。

本論文をまとめるにあたり、名古屋大学大学院工学研究科教授 浅岡 顕 先生、同教授 辻本 哲郎 先生には、熱心にご指導・ご助言いただきました。論文の内容やまとめ方等、未熟な点を懇切丁寧にご指摘頂きました。ここに深謝申し上げます。

本論文の研究をすすめるにあたっては、終始、研究室の先輩後輩に支えていただきました。特に、実験を進めるにあたり、高柳俊伸様、加藤健治様、額原宇一郎様にはご協力をいただきました事、お礼申し上げます。また、犬山試験流域において現地実験をお許し下さいました、志知龍一先生ならびに名古屋大学地震観測所の関係者の方々に感謝申し上げます。現地土壤の軟X線撮影にあたっては、名古屋市工業試験場元職員の板倉国男様に、懇切丁寧にご指導・ご協力いただきました。ここに厚くお礼申し上げます。助手の仕事の傍ら論文をまとめる間、助手の北村忠紀先生、井上康先生、ならびに秘書の目黒泰代様にはご迷惑・ご苦勞をおかけいたしました事、謝りますとともにお礼申し上げます。

最後に、昨年7月に亡くなられました松林宇一郎先生は、本研究の芽をまき、幹を育てていただいた方であります。現象を捉えようとする先生の姿勢に接し、学生であった著者に研究の面白さを教えていただきました。本論文の研究内容について、最も議論し、ご助言いただきたかった先生を亡くし、誠に残念であります。雲上の人となりました先生に、本論文をお読みいただけなかったことに対するお詫びと、多くを与えていただきました事にお礼を申し上げたいと思います。