地下水の涵養量推定のための水理実験(1)

著者	富永 雅樹
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	20
ページ	123-135
発行年	1978-11
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000782

556.332.6

地下水の涵養量推定のための水理実験　(1)

富　永　雅　樹*

国立防災科学技術センター

An Experiment of Infiltration in Large Scale Ground Models

By

Masaki Tominaga

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

An experiment of downward infiltration of rainfall in large scale ground models is described. Coarse sand (0.5—2.0 mm), fine sand (0.0—0.5 mm), Kanto loam and Kanuma pumice are used as the experimental materials. The size of the ground models is 2.4 m × 2.4 m (square surface) × 2.0 m (depth). Time-varying water distribution in soils were observed qualitatively by measurement of specific resistance of the materials under a condition of constant rainfall intensity for 2—4 hours.

1. まえがき

地下水は地表水とならんで我々が日常使用できる水の供給源である．近年水源を確保するためのダム建設とともに都市部では地下水を積極的にくみ上げて使用するようになってきた．現在上水として使用されている水の17%は地下水によるものである．ところで地下水の主な構成要素としては，第一にもともと岩石中に存在していた水，第二に当該地域への降水が地中に浸透したもの，第三に周辺地域からの地下帯水層への流入に分けられる．従来地下水が開発されていなかったところでは，地下での水収支は流入と流出が等しい平衡状態を保っていたと考えられる．したがって地下水をくみ上げれば自然の水収支の機構が形を変えることになる．とくに平衡を破るような過剰の地下水をくみ上げている地域では，地盤沈下が発生している．したがって地下水を資源として恒久的に確保するためには，地下での水収支を考慮しつつ利用しなければならないことが近年叫ばれるようになった．このような事情のもとで，昭和51年度から3カ年計画で特別研究促進調整費による「地下水の水収支の解析手法に関する総合研究」が開始された．当センター降雨実験室では，その中の「水理模型実験による地下水の基本的特性に関する研究」を担当することになり，昭和51年度には実験装置を作

＊　第3研究部降雨実験室

成し，昭和52年度から降水の不飽和層中の鉛直浸透など主として地下水の鉛直補給に関する実験を行なっている．本稿では本実験の概要およびこれまでの結果について報告する．

2.　地下水の水収支の概要と実験の位置づけ

自然状態では地下水の水収支の目やすとなる井戸の水位は1年を周期として変化することが知られている．我が国でも地下水の涵養源となる降水，および主な需要である水田への揚水等が季節的に変化するのでこのような周期的変化がおこると考えられている．従って，年降水量の変動が少なく毎年同じ時期に観測された地下水位が変わらなければ，地下での年間を通した水収支が平衡を保っているということができよう．一方，毎年水位が低下する現象があるならば水収支の平衡がくずれており，地下水の枯渇・地盤沈下等が懸念される．このように地下水位を目やすとして地下の水収支を云々するのは少々雑な議論ではあるが，水収支について次のように考えることができるだろう．

(地下水量)＝(直流成分)＋(交流成分)

すなわち直流成分は年間を通じて蓄えられている地下水の平均量を示すもので定性的には年平均地下水位によって推定される．交流成分は地下水量の季節的変動をあらわし，地下水位の季節的変化によって推定される．地下水位等高線図の作成や地下の地質構造から水の流れを追跡する研究は上記直流成分についての収支を解明するものと考えられる．他方交流成分の収支のうち揚水量については揚水の記録（ポンプの稼働時間など）を集計することによって得られるが，このような記録は一般に公開されていないし，多数の小規模の井戸においては記録さえない．これに変わる方法として井戸台帳を用途別に集計し，用途に応じた揚水量を想定してやれば全体の揚水量が推定できる．降雨は交流成分の入力と考えられる．これが地下水に直接加わるまでには蒸発散による損失の他に重力や毛管力などの作用をうける．今回の総合研究で調査対象地域となっている熊本東部では地下水位が深く，その上部に厚い不飽和層が存在しているので，この層における鉛直浸透は交流成分の解明になくてはならない要素である．したがって，不飽和層中の鉛直浸透に関する実験は主として交流成分の収支の中の涵養量を推定するために行なうものとして位置づけられる．

3.　実験の概要

降雨による鉛直降下浸透実験を行なうにあたって考慮したのは次の5点である．

(1)　実験装置について

供試土を入れるための実験装置として，51年度に当センターの大型降雨実験施設（国立防災科学技術センター，1977）内に図1（写真1）で示される地下水水理実験用土槽を作成した．昭和49年11月に当センター降雨実験室で行なった砂質土斜面の雨水浸透実験で降雨強度50mm/hの降雨を1時間散水した結果では，表面下約1m付近で，降雨停止後乾燥を始める

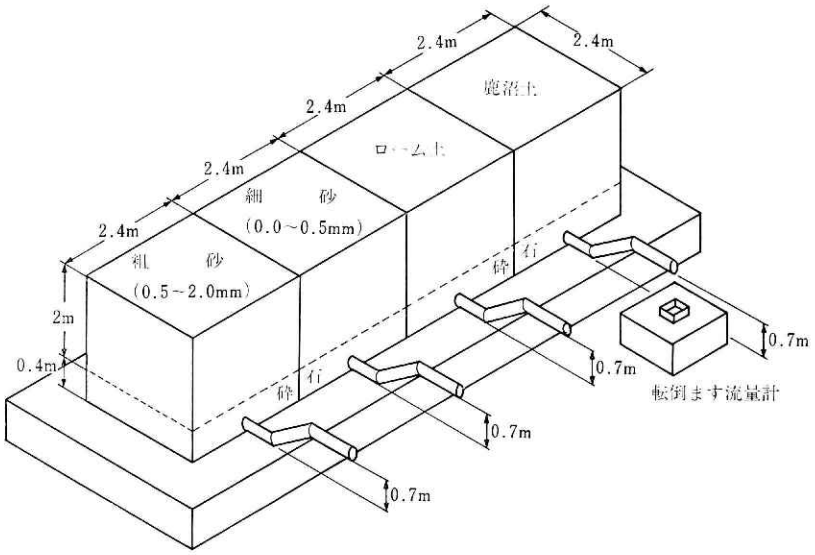


図 1　実験用土槽
Fig. 1　Large scale ground models (lysimeter).

部分とそのまま浸透が続いていく部分が分かれる様子がみられた．この結果から土槽の深さを 2.4m にして，そのような現象も観測できるようにした．また後述する 4 電極法による土中の比抵抗測定や中性子水分計による水分量の測定では電極やプローブの周囲の試料の容積が少なければ測定の精度が悪くなる．したがって土槽の広さは電極間隔や中性子線源と検出器の間隔に対して十分な広さと考えられるタテ 2.4m×ヨコ 2.4m とした．このように土槽は 1 辺 2.4m の立方体とし，それらを 4 個並べた形にした．土槽はそれぞれ上部を開放し，下部には浸透によって流出してくる地下水をとり出すためのパイプが溶接してある．52年度は，これら 4 個の土槽に 4 種の土を充てんし（土槽の下部には厚さ 0.4m の砂利層をおき，その上に供試土の層がある），土質の違いによる浸透状況の観測を行った．

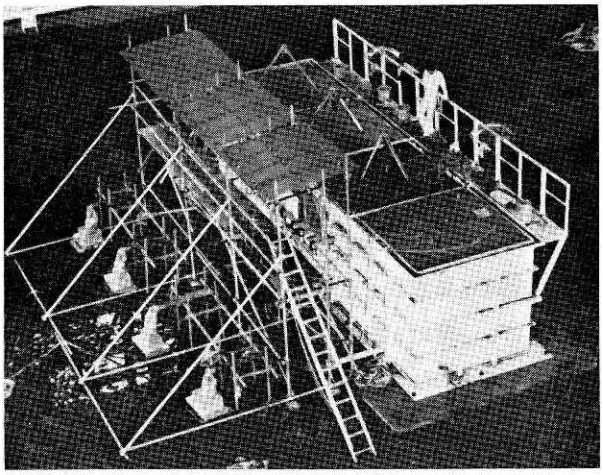


写真 1　実験用土槽（昭和53年 5 月）
Photo 1　Aerial view of lysimeter.

(2)　供試土について

今回の研究の対象地区になっている熊本東部の地層は，砂礫層と降下火山灰土（ローム土）・凝灰岩層が交互に重なっているところである（建設省，1977・1978）．当センターの降雨装置で行ないうる実

物大実験は表層付近の地層についてであるので，現地の土質に近い降下火山灰質土について実験を行なった方が有用なデータが得られそうである．しかし降下火山灰質土を実験に使用する場合には模擬地盤の作成のしかた，たとえば転圧・養生等で浸透の性質が大きくちがってくる．一方土層中を鉛直下方に移動していく水分の分布状態がどのようなパターンになるのか予測できない．このような理由から52年度はなるべく種々の浸透のパターンを見ようということで，粗い砂（粒径0.5～2.0mm，茨城県鹿島産）・細い砂（粒径0.0～0.5mm，茨城県鹿島産）・鹿沼土（降下軽石質土，栃木県鹿沼産）・ローム土（降下火山灰質土，茨城県桜村産）の4種を供試土に選んだ．これらの結果をみた上でローム土を中心とした実験を行なうことにした．

(3)　降雨入力について

入力として与える降雨のパターンは対象をどのようなモデルとしてとらえるか（今回の実験の目的）によってきまるものである．それでは不飽和土層中の鉛直降下浸透はどうモデル化できるのだろうか．これは着目する物理量によって変わる．たとえば土中水の化学ポテンシャルに着目すれば浸透水の運動は拡散方程式で表現できると言われている(Klute, 1952)．筆者は雨水の浸透を現象として見る立場に立つことにした．すなわち“雨水が何故浸透するのか”にはふれず，“どのように浸透するのか”ということに着目した．雨水が鉛直下方に浸透すれば，地層各部の水分の量が時々刻々変化するであろうから，その現象を観測すれば地下水の涵養量を予測できるのではないかと考えられる．したがって土中の水分の量を時間の関数として表現できるモデルであればよいことになる．それにはシステム理論で云われるところの動的過程の考え方が適当であろう．動的過程（高橋，1968）とは，あるシステムの現在の状態（“出力”ともいう）には現在のみならず過去の入力も関係しているような現象のことである．システム（今回の実験では雨水の鉛直降下浸透現象のこと）を動的とみるか静的（ある時点における出力がその時点における入力だけによってきまる現象）とみるかは，我々が対象を見る立場に依存するが，降雨による浸透水分は土中各部で蓄積されつつ鉛直下方に浸透していくから動的システムと考えるのがよい．

さて以上のような動的システムのモデルを推定するのに利用される入力としては主としてインパルス状・ステップ状および正弦波状のものがある．簡単なシステムの場合にはこれらの入力に対する出力を解析することによってモデルを作成することができる．今回の実験では入力として，各種の降雨強度の雨を一定時間降らせることにした．これは近似的にスラップ状の入力を与えるためである．また降雨強度を一種にしなかったのは，降雨強度によって浸透のモデルが変わりうる（すなわち非線型モデルになりうる）からである．

(4)　測定項目について

降雨が地下水を涵養するに至るまでの過程を土層中の水分分布状態から推定するために，土中水分について3項目，地下水流出について2項目の実験を行なった．

〔土中水分〕

1. 土中各部での比抵抗値

水分の多→少に応じて比抵抗値が小→大と変化することを利用し，主として定性的な立場から土中での水分移動を追跡するものである．4電極法による測定を行なった．

2. 土中各部での水分量

中性子水分計によって土中各部の水分の絶対量を測定するものである．筑波大学樋根研究室が担当した．

3. 土中各部での水分ポテンシャル

水分ポテンシャル理論によって土中の水分の浸透量を推定するために，土中各部の水分ポテンシャルをテンションメータによって測定するものである．

〔地下水流出〕

4. 地下水流出量

土中を鉛直方向に浸透した水が下部から流出する量を測定し地下水涵養量の推定に利用するものである．

5. 地下水位

今回の実験では地下水位を一定に保つようにした．しかし降雨強度の違いによっては地下水位が変動することもありうるので，それを観測しようとするものである．

(5) 測定のタイムスケール

一つの目やすとして今回の研究の試験地区となっている熊本の例（古閑原）では，年間を通しての降雨のピークが6月ごろであるのに対し，地表から約80mの深さ付近にある地下水位のピークは9月ごろになっている．地下水位が上昇した原因がすべて降雨の鉛直降下浸透によるものとは言えないが，

$$80\text{m}/3\text{ヵ月}=0.9\text{m}/\text{日}$$

となる．本実験で使用する供試土の厚さは2mなので (4) でのべた各項目について散水後約一昼夜は5分～1時間おきの測定を行なうことにした．地下水流出量は実験期間中常時観測を行なった．

4. 実験結果および考察

昭和52年度に行なった実験の内容を表1に示す．6月期および11月期の実験の始めには地下水位を発生させるための散水を行なった．6月期の実験では測器の準備が間に合わなかったこともあり，前述した全項目についての測定は行なえなかった．ここではすべての実験について測定が行なわれた土中の比抵抗測定* の結果をもとにして土中の水分の移動状況について述べる．

* 4電極法による鉛直方向の比抵抗測定については（寺島他，1976）を参照のこと．

表 1　昭和52年度実験一覧表
Table 1　Table of experiemnt.

月日	強度×時間	測定項目				摘要
	mm/h×h	粗砂	細砂	ローム土	鹿沼土	
6/ 6	30×2	1 2 3 4	1 2 3 4 5		1 2 3 4	地下水位一定
8	50×2	1 2 3 4	1 2 3 4 5		1 2 3 4	〃
13	100×2	1 2 3 4	1 2 3 4 5		1 2 3 4	〃
16	70×2	1 2 4	1 2 4 5		1 2 4	〃
11/ 7	30×2	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5	〃
10	30×4	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5	〃
14	50×2	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5	1 2 3 4 5	〃

1　比抵抗値……4電極法水分測定装置による
2　地下水流出量……地下水流出量測定装置による
3　水分量……中性子水分計による
4　地下水位……メジヤーによる測定
5　テンション……テンシオメータによる

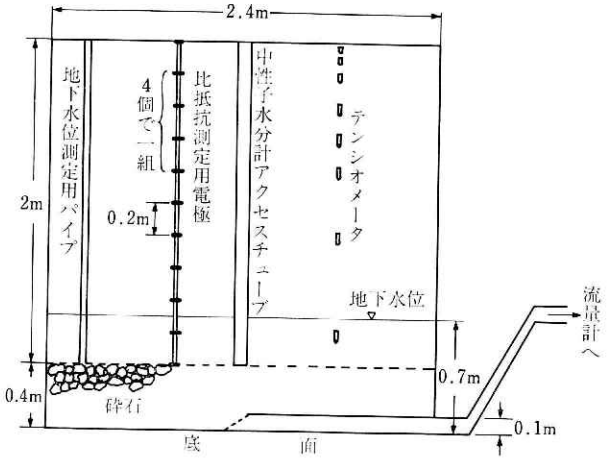


図 2　計測器配置図
Fig. 2　Location of measuring instruments.

比抵抗測定用の電極配置を図2に示す．電極棒は外径18mmの塩化ビニールパイプに20cm間隔に電極を取り付けたものである．最上部の電極を地表面に一致させ，隣りあう4個の電極を一組として順次電流極と電圧極をスイッチで切りかえながら下方へ移動させ，地中各部の比抵抗値を測定した．

雨水が地中に浸透し水分量が増加すればその地点の比抵抗値は小さくなる．逆に水分量が減少すれば比抵抗値は大きくなる．したがって雨水の浸透状況について定性的に次のことが言える．

1. 地中の比抵抗値が降雨開始前と比較して低下しはじめれば，その時点において浸潤面が当該地点に到達している．
2. 地中の比抵抗値の分布状態が降雨継続中に変化しなくなれば，当該降雨入力に対して地中の水分分布が平衡に達している．平衡状態は降雨強度の強さ（0 mm/h も含む）によって異なる．

図3・4・5・6・7・8 は昭和52年6月期の実験において粗砂・細砂・鹿沼土のそれぞれに降雨強度30mm/h および100mm/h の雨を2時間降らせたときの地中での比抵抗値を示して

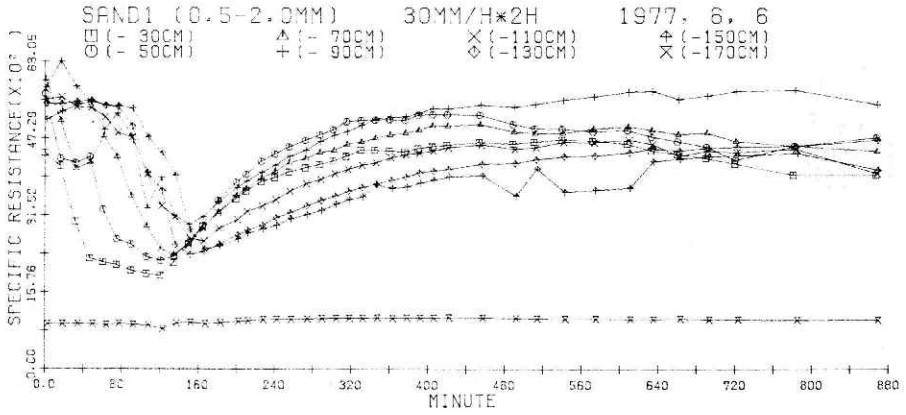


図 3 各深さでの比抵抗値 (Ωm), (粗砂, 30mm/h×2時間)

Fig. 3 Specific resistance curves showing the time-varying vertical distribution of water in the coarse sand, under a condition of rainfall intensity (R.I) of 30 mm/h for 2 hours.

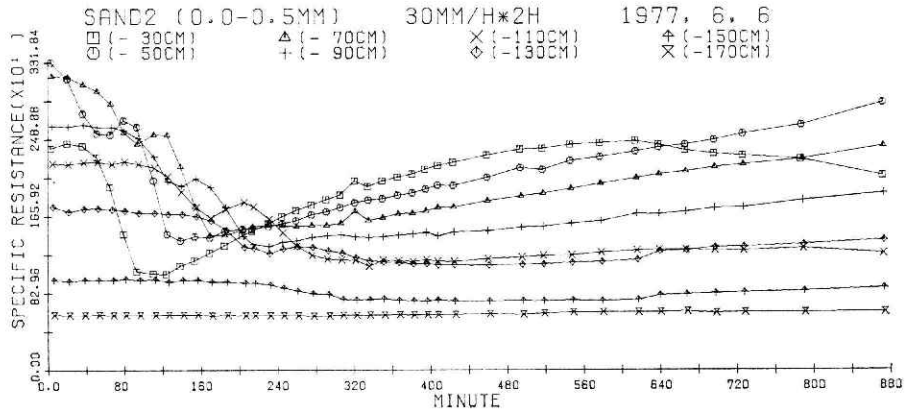


図 4 各深さでの比抵抗値 (Ωm), (細砂, 30mm/h×2時間)

Fig. 4 Specific resistance curves for the fine sand, 30 mm/h of R.I. for 2 hours.

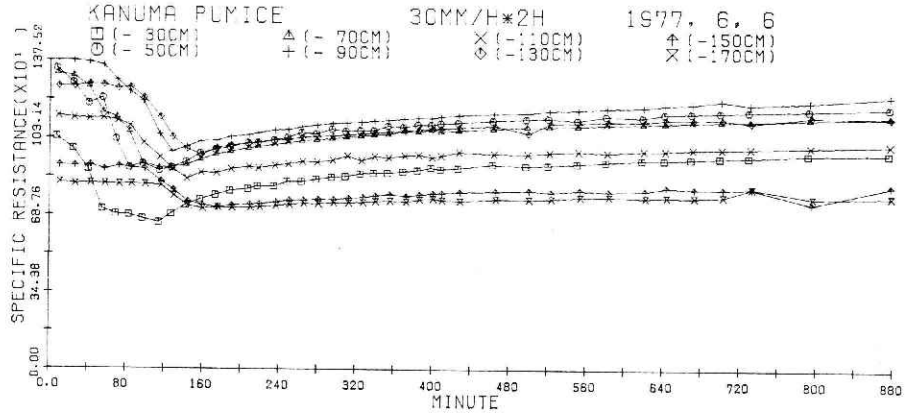


図 5 各深さでの比抵抗値 (Ωm), (鹿沼土, 30mm/h×2時間)

Fig. 5 Specific resistance curves for the Kanuma pumice, 30 mm/h of R.I. for 2 hours.

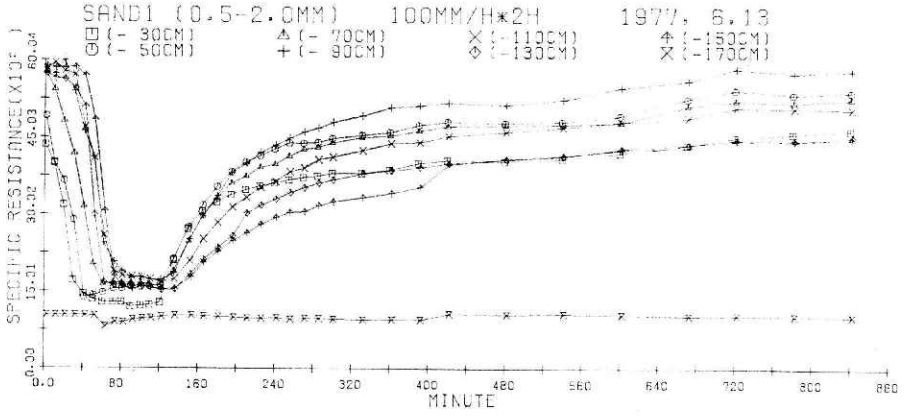


図 6　各深さでの比抵抗値（Ωm），（粗砂，100mm/h×2時間）

Fig. 6　Specific resistance curves showing the time-varying vartical distribution of water in the coarse sand, under a condition of rainfall intensity (R.I.) of 100 mm/h for 2 hours.

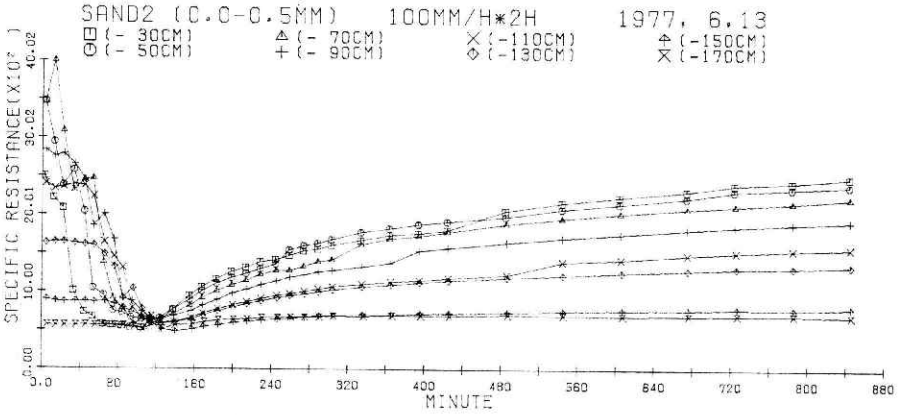


図 7　各深さでの比抵抗値（Ωm），（細砂，100mm/h×2時間）

Fig. 7　Specific resistance curves for the fine sand, 100 mm/h of R.I. for 2 hours.

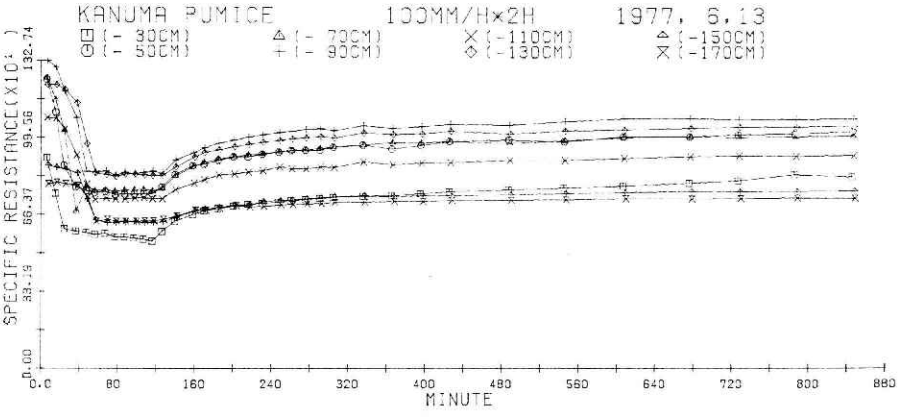


図 8　各深さでの比抵抗値（Ωm），（鹿沼，100mm/h×2時間）

Fig. 8　Specific resistance curves for the Kanuma pumice, 100 mm/h of R.I. for 2 hours.

いる．これらの図から降雨開始後まず表層付近の比抵抗値が下がりはじめ，その変化が除々に下方に伝わっていることがわかる．比抵抗値の減少は当該地点付近の水分量の増加に対応するから，これらの結果は雨水が鉛直下方に除々に浸透していった状況を定性的に示している．

粗砂では30mm/hの入力に対しては雨水の浸透速度が100mm/hにくらべて遅く降雨時間中には平衡状態には達しなかった．100mm/hの入力では約80分後に全層で比抵抗値が変化しなくなり上述した平衡状態に達したものと思われる．

細砂では30mm/hの入力に対する浸透速度は粗砂にくらべるとゆるやかである．また100mm/hの入力でも平衡に達するのが遅く約120分後と思われるが，この時点で降雨を終了しているので確実ではない．120分の時点で全層にわたって比抵抗値がほぼ等しい値を示しているのは水分量が全層にわたってほぼ等しい状況にあったのではないかと思われる．細砂は粗砂と比較すれば保水性がいいのでこのような現象が起こると思われる．図6の平衡状態の比抵抗分布から，粗砂では下部と比較すれば上部が水分量が少ない分布をすると思われる．また−30cm地点での比抵抗値が他より小さくなっているのは，最上部の電極が地表面と一致しているので地表面に一時貯留される雨水の影響をうけたものと思われる．

鹿沼土は砂質土にくらべ平常の水分保持量が多いため，比抵抗値の変動幅が少ない．鹿沼土は粒径が大きく（供試土では重量比で約80%が1～10mmである），かつ土粒子自体の保水性もいい．したがって降雨がないときの水分量も全層にわたって多く，かつ降雨を与えたときの浸透水の鉛直降下速度も速いと考えられる．降雨強度100mm/hのときの平衡に達した時刻もおよそ50分であり，粗砂とくらべても早いようである．

散水後の比抵抗値の回復状況は30mm/hの場合にはいずれの土質でも表層部が直ちに乾燥し始めているのに対し下層ではまだ水分が増加している．乾燥を始める時刻も下方ほど遅くなっている．100mm/hの場合には散水を停止した瞬間からいずれの土質でも全層で乾燥を始めている．12時間以後の測定値では，粗砂は全層で高い比抵抗値を示しているのに対し細砂は表層から下方になるに従って比抵抗値が小さくなっており，保持されている水分量が下方ほど多くなっていることがわかる．

図9・10・11・12・13・14は図3・4・5・6・7・8に示した比抵抗値を，各実験の初期値を1.0として正規化し，それらを縦軸を深さ（単位cm），横軸を時間軸にとって等高線によって表示したものである．この図から各土質・各降雨入力についての浸潤面の降下状況，平衡状態および降雨停止後の乾燥状況が把握できる．

図15・16・17・18は昭和52年11月期の実験において降雨強度30mm/hの雨を4時間与えたときの正規化した比抵抗値の等高線である．

細砂では雨水の浸透によって土中各部の比抵抗値が減少しはじめる前に，一時的に比抵抗値が高くなる現象が見られる．この現象は上層から下方へ伝わっているので土中の空気が下

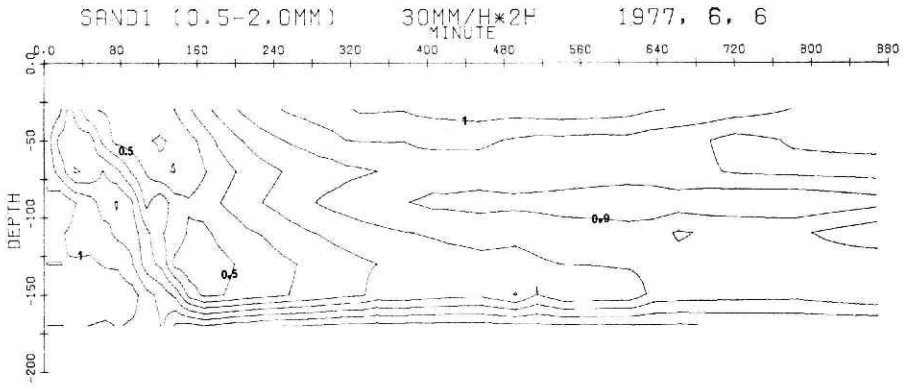


図 9　初期値を 1 とおいたときの比抵抗値の等高線（粗砂，30mm/h×2 時間）
Fig. 9　Contour map of normalized specific resistance in the coarse sand, 30 mm/h of R.I. for 2 hours.

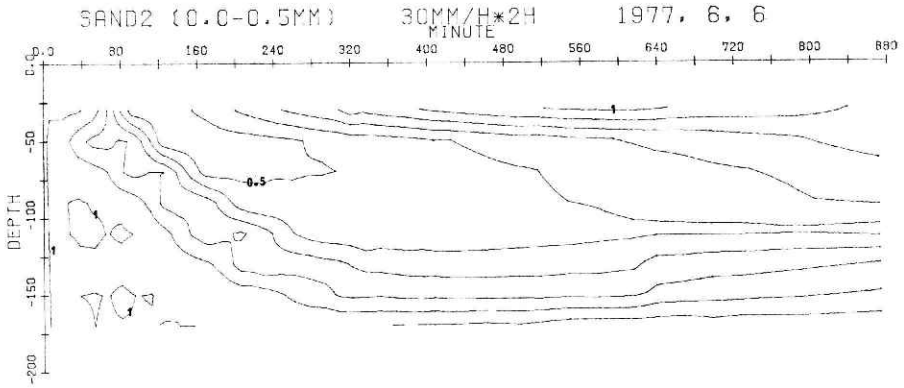


図 10　初期値を 1 とおいたときの比抵抗値の等高線（細砂，30mm/h×2 時間）
Fig. 10　Contour map of normalized specific resistance in the fine sand, 30 mm/h of R.I. for 2 hours.

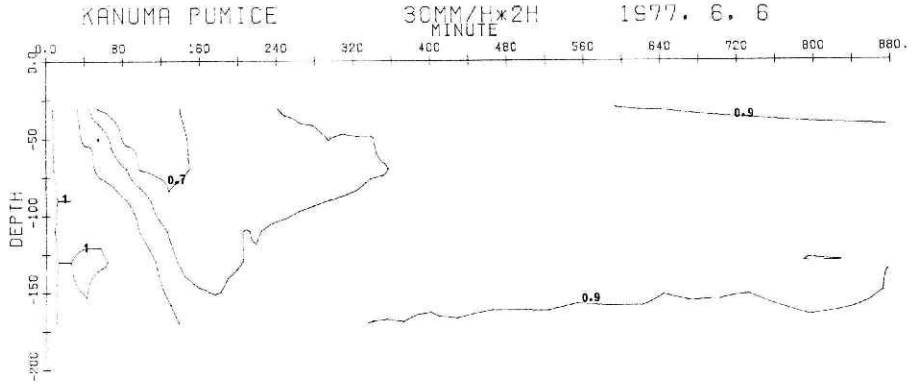


図 11　初期値を 1 とおいたときの比抵抗値の等高線（鹿沼土，30mm/h×2 時間）
Fig. 11　Contour map of normalized specific resistance in the Kanuma pumice, 30 mm/h of R.I. for 2 hours.

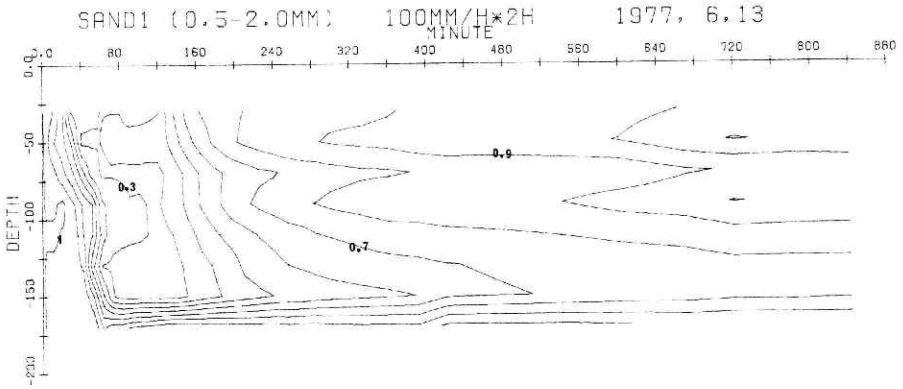


図 12 初期値を 1 とおいたときの比抵抗値の等高線（粗砂，100mm/h×2 時間）
Fig. 12 Contour map of normalized specific resistance in the coarse sand, 100 mm/h of R.I. for 2 hours.

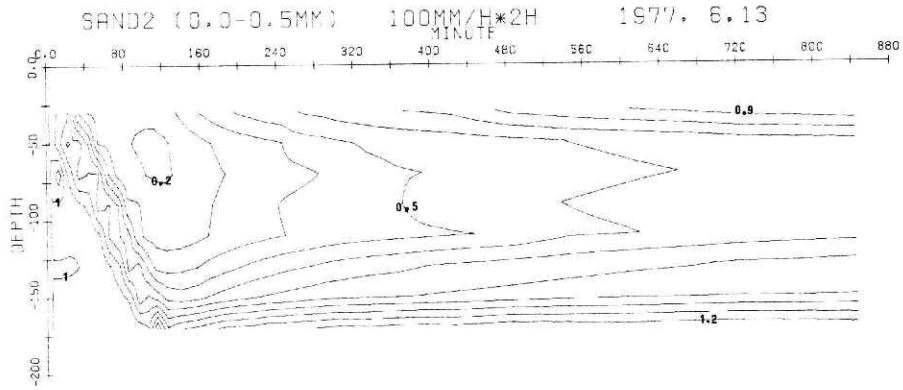


図 13 初期値を 1 とおいたときの比抵抗値の等高線（細砂，100mm/h×2 時間）
Fig. 13 Contour map of normalized specific resistance in the fine sand, 100 mm/h of R.I. for 2 hours.

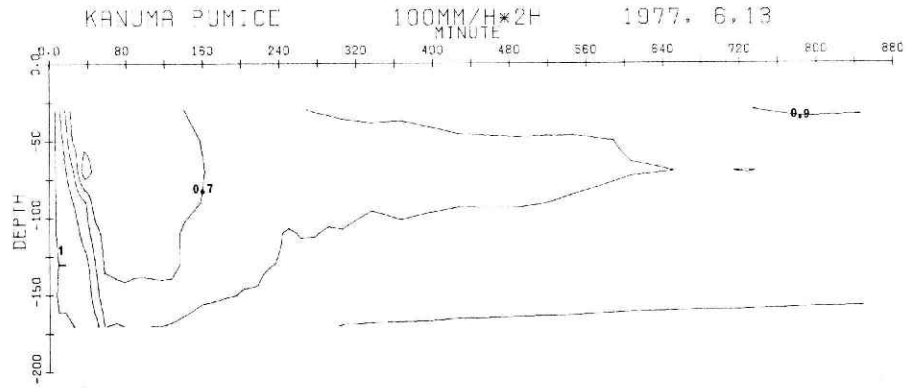


図 14 初期値を 1 とおいたときの比抵抗値の等高線（鹿沼土，100mm/h×2 時間）
Fig. 14 Contour map of normalized specific resistance in the Kanuma pumice, 100 mm/h of R.I. for 2 hours.

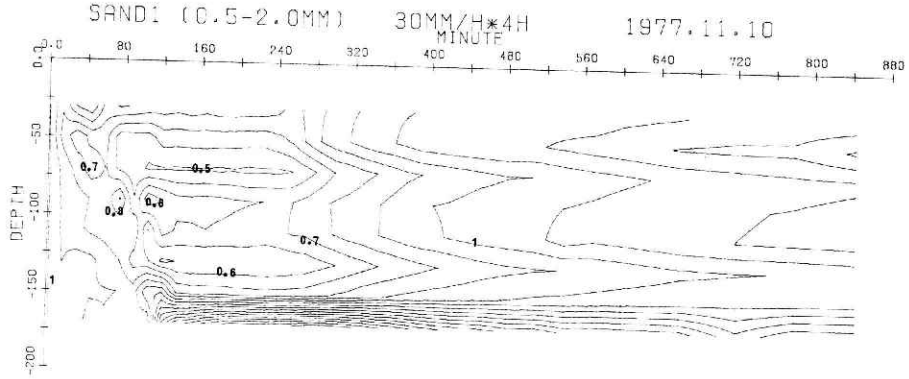


図 15　初期値を 1 とおいたときの比抵抗値の等高線（粗砂，30mm/h×4 時間）
Fig. 15　Contour map of normalized specific resistance in the coarse sand, 30 mm/h of R.I. four 4 hours.

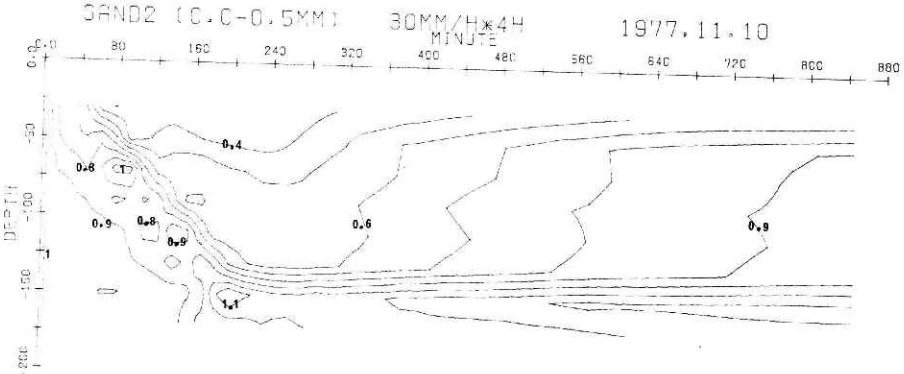


図 16　初期値を 1 とおいたときの比抵抗値の等高線（細砂，30mm/h×4 時間）
Fig. 16　Contour map of normalized specific resistance in the fine sand, 30 mm/h of R.I. for 4 hours.

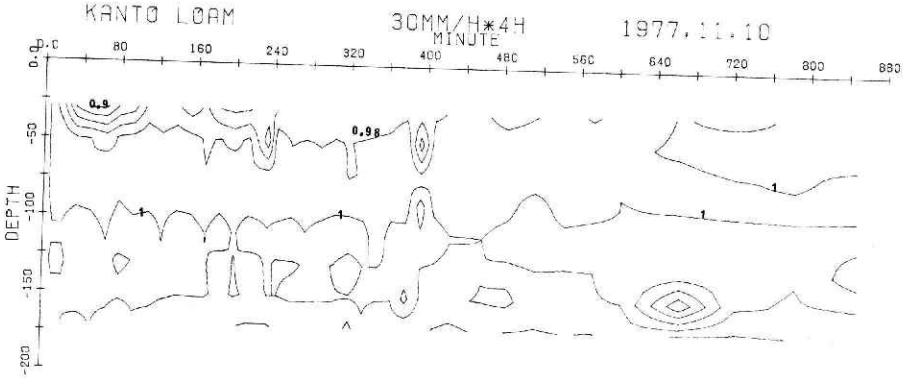


図 17　初期値を 1 とおいたときの比抵抗値の等高線（ローム土，30mm/h×4 時間）
Fig. 17　Contour map of normalized specific resistance in the Kanto loam, 30 mm/h of R.I. for 4 hours.

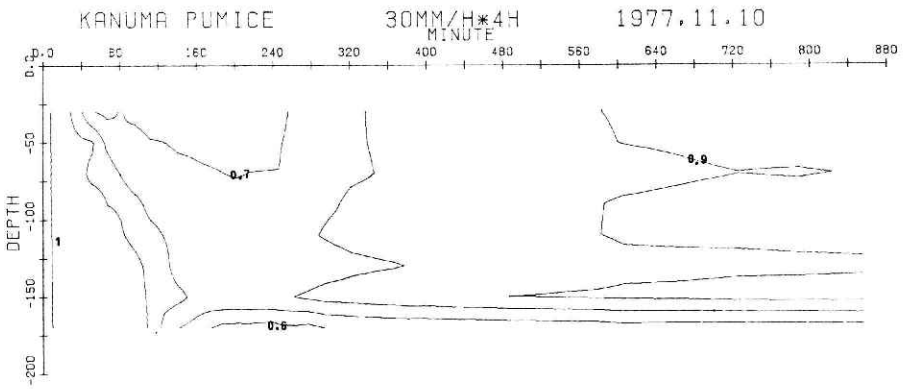


図 18 初期値を1とおいたときの比抵抗値の等高線（鹿沼土，30mm/h×4時間）
Fig. 18 Cou Contour map of normalized specific resistance in the Kanuma pumice, 30 mm/h of R.I, for 4 hours.

方へ移動したとも考えられる．6月期の実験（図4・7）でも同様な現象がみられる．粗砂においても細砂ほど顕著ではないが同様な現象が認められる．

鹿沼土では6月期の実験では認めにくいが，11月期には比抵抗値が減少する途中でしばらく変化しなくなる状況が観察される．

ローム土は地盤作成時の転圧が強かったために浸透現象は観測されず降雨は地表面上に湛水した．

6. 結　　語

降雨による土中への鉛直降下浸透はこれまで考えられていたよりは，かなり応答が速い現象である．4電極法による比抵抗測定法はこのような動的な変化に充分追随できる水分測定法であるので，今後比抵抗値と水分量の定量的な結びつきが望まれる．

本報告では当センターで行なっている実験の概要と今まで得られた結果の概略を述べた．土中の水分量の変化から流出量を推定すること・比抵抗値と他の測定項目との関係およびこれらのモデル化については別の機会に述べる．なお本実験は，当センター第1研究部長木下武雄・筑波大学助教授樋根勇両氏の指導の下に行なわれた．

参 考 文 献

1) 建設省九州地方建設局熊本工事事務所（1977，1978）：熊本県合志地区散水実験報告書．
2) Klute, A. (1952): Anumerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. *Soil Science*, Vol. **73**, No. 2, pp. 105/116.
3) 国立防災科学技術センター（1977）：大型降雨実験施設（説明用パンフレット）．
4) 高橋安人（1968）：システムと制御（岩波書店）．
5) 寺島治男他（1976）：斜面崩壊機構に関する実験的研究，国立防災科学技術センター研究報告，**15**号，pp. 75—88.

(1978年7月17日原稿受理)