

土壌温度をトレーサーとした土壌水分移動の追跡

Investigation of water percolation by measuring soil temperature

国立公害研究所水質土壌環境部

大坪 国 順 Kuninori OTSUBO

国立公害研究所水質土壌環境部

久保 井 徹 Toru KUBOI

Unsaturated water percolation was investigated by measuring the soil temperatures at twelve different vertical points. Warm/Cold pure water of 65 l was given on a lysimeter as an artificial rainfall once a week. From the time variations of soil temperatures due to the warm/cold water, we attempted to know how fast and how far the water went down in the lysimeter. By estimating the effect of the thermal diffusion in soil on the experimental data of soil temperatures, we have reached the conclusion that the rain water percolated to 8 cm deep within ten minutes; however, after that, it went down very little.

Keywords: percolation, unsaturated infiltration, lysimeter

1. まえがき

著者らは、ライシメータを用いた実験により、不飽和土壌中での水分の実質的な鉛直移動速度は、土壌中の水分量分布の伝パン速度より、数十倍小さい事を明らかにしてきた¹⁾。この結果は、土壌内水分移動を、重水をトレーサーとしてラグランジュ的に追跡すると同時に、サクションメータを用いてオイラー的に追跡することにより得られた。しかし、鉛直方向に設置した各計測機器の間隔が25cmと少し粗く、降雨直後における表層付近の水分の挙動は不明であった。そこで今回は、水分の実質的な移動を追跡するトレーサーとして、土壌温度を用いることを試みた。

2. 実験の方法

土壌温度が20℃を保つように制御されているライシメータに、サーミスタ・センサーを土壌表面から、0, 2, 4, 6, 8, 10, 13, 16, 20, 25, 30, 40 cmの深さに埋め込んだ。また、土壌表面から2 mm程度離れた位置にもサーミスタ・センサーを設置した。このライシメータには、その他にも25cm間隔で、サクション・メーター、水分（電気伝導度）計、土壌水サンプラーが設置されている¹⁾。ライシメータに、水温 5℃もしくは50℃の蒸留水を、模擬降雨 Q_r として毎週一回の頻度で65 l与える。

図-1は、模擬降雨条件とライシメータ最下部で得られる累積浸透量 Q の時間変化を示したものである。模擬降雨を与えた後、土壌温度と土壌内電気伝導度を、パソコン(NEC PC-8801)で制御されるサーモ・ダック(ETOH DENKI)により自動的にモニターさせ、同時に各層でのサクションを適当な時間間隔で測定した。二つの温度条件とも、実験は数週間繰返し行った。トレーサーである温(冷)水がサーミスタ

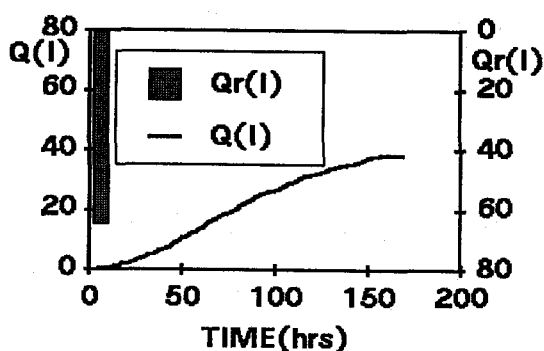


図-1 模擬降雨条件と累積浸透量の時間変化

・センサーに到達すれば、土壌温度に変化が生じ、実質水分の到達が感知できる。一方、各層の水分量の時間変化は、サクションメーターや水分計から知ることができる。

3. 実験結果

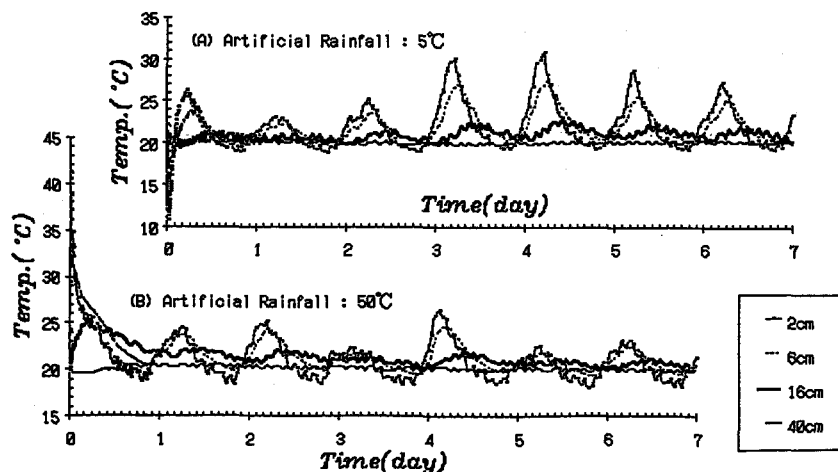


図-2 各層の土壌温度の時間変化の一例 ((A): 5℃の模擬降雨、(B): 50℃の模擬降雨)

図-2 は5℃および50℃の蒸留水を散水した時の土壌温度の時間変化である。右上 (A) が5℃の場合、左下 (B) が50℃の場合である。各深さのサーミスタ・センサーの時間変化には以下の三つの要因が重なっていると考えられる。

- ①. 温かい (冷たい) トレーサー水の到達。
- ②. 降雨により温められた (冷やされた) 表層部土壌からの熱の伝導。
- ③. 地上温度の日周変動。

図-2 の二つの図より以下のことが言える。(1). 温 (冷) 水模擬降雨の影響はせいぜい数時間である。(2). 上層から順に地上温度の日周変化の影響を受け始める。(3). 40cm層の土壌温度には、温 (冷) 水模擬降雨の影響や地上温度の日周変動の影響は見られない。以上のことから、温 (冷) 水をトレーサーとした土壌水分の挙動の追跡は、深さはせいぜい30cm層まで、時間は降雨後2、3時間までが限度と考えられる。しかし、この限界は今回の作土層での水分移動を研究するには支障ないと考えられる。

土壌温度の実測値から②、③の要因を取り除くことができれば、トレーサー水の鉛直移動特性を評価する事が可能となる。今回は、与えられた土壌層での温度の時間変化を境界条件として、その層以下の土壌温度変化を伝導のみを考えた熱拡散方程式(1)から計算することによって、②、③の要因を評価した。

$$\partial T / \partial t = k(\partial^2 T / \partial z^2) \quad (t > 0, \quad 0 < z < \infty) \quad (1)$$

$$T = g(z) \quad (t \rightarrow 0) \quad \dots \text{初期条件} \quad (2)$$

$$T = A \cdot f(t) \quad (z \rightarrow 0) \quad \dots \text{境界条件} \quad (3)$$

ここで、 T は土壌温度、 t は時刻 (降雨開始時が $t = 0$)、 z は土壌深さ ($z = 0$ が地表面) である。 k は土壌の熱拡散係数で、通常、土壌水分量 θ と間隙比 e の関数である。

上記の解析には、 $k(\theta, e)$ の値が必要となる。サンプリングした試料に対して k の値を実測した例としては、粕淵²⁾の研究がある。今回は、 k の値を、時刻 $t \rightarrow \infty$ での各深さでの土壌温度変化の位相遅れ、および減衰比の実験データから評価した。

図-2 において、降雨後1日目以降では、各深さで日周変動が認められ、深くなるにつれて温度変化

の位相遅れと振幅の減衰が大きくなっている。

境界条件が日周変動するとして、それを周期 ω の三角関数、式(4)で近似すれば、 $t \rightarrow \infty$ での各層の温度の時間変化は式(5)で与えられる。

$$T = A \cdot \cos(\omega t - \varepsilon) \quad (z \rightarrow 0) \tag{4}$$

$$T = A \cdot \exp(-\sqrt{\omega/2k}z) \cdot \cos(\omega t - \sqrt{\omega/2k}z - \varepsilon) \tag{5}$$

式(5)から、各層の温度変化 T の、境界条件に対する位相遅れと振幅の減衰比は、熱拡散係数 k と境界条件の周期 ω により与えられることがわかる。

表-1 位相差から求めた k の値

$z(\text{cm})$	4	8	14	18
$T_d(\text{hr})$	1.89	3.83	6.54	8.51
$k(\text{cm}^2/\text{h})$	8.58	8.30	8.69	8.54
λ	0.0012	0.0012	0.0012	0.0012

$\lambda: \text{cal}/(\text{cm}\cdot^\circ\text{C})$

表-2 振幅の減衰比（実測値と k をパラメータとした計算値）

Damping Ratio of the Amplitude of Daily Oscillation of Soil Temperature						
$z(\text{cm})$	Exp.	Calculated Value for given $k(\text{cm}^2/\text{h})$				
		8.53	10.0	12.5	15.0	20.0
4	0.629	0.609	0.633	0.664	0.688	0.723
8	0.520	0.371	0.400	0.473	0.500	0.523
14	0.239	0.176	0.201	0.239	0.270	0.322
18	0.196	0.107	0.127	0.158	0.186	0.233

この関係を利用し、周期を24時間とし、数週間分の温度変化データ（降雨後1日目以降）から境界条件との位相 T_d の遅れを読み取り、 $k(z)$ の値を逆算した。その結果の一例が表-1である。各層を通じて、 $k=9\text{ cm}^2/\text{h}$ 程度であることがわかる。また同様に、各深さでの振幅の減衰比の実測値と、 $k(z)$ として8.5から20の値をあたえて振幅の減衰比を逆算した結果とを比較したものが表-2である。この場合、 $k=12.5\text{ cm}^2/\text{h}$ による計算値が各層の実測値との対応が最も良いようである。いま、比熱を $0.4\text{ (cal/g}\cdot^\circ\text{C)}$ とし²⁾、単位体積重量を 1.3 g/cm^3 （実測値）で与え、 $k=10\text{ cm}^2/\text{h}$ として土壌の熱伝導係数 λ を計算すると、 $0.0012\text{ (cal/cm}\cdot^\circ\text{C})$ となる。この値は、粕淵により実測された値とよい対応を示し、今回の k の推定方法が、現実とかけ離れた土壌の熱拡散係数を与えるものではないことがわかる。

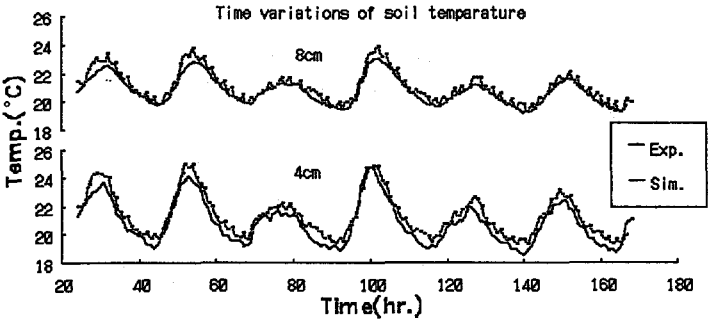


図-3 土壌温度の時間変化の計算値（B.C. is at 2 cm deep, $k=10\text{ cm}^2/\text{h}$ ）と実測値の一例

図-3は、式(1)より計算した、降雨後1日目以降の $z=4\text{ cm}$ と 8 cm での土壌温度の時間変化である。その際、 $k=10\text{ cm}^2/\text{h}$ とし、境界条件は $z=2\text{ cm}$ での実測データを与えた。図中の凡例のSim.1は計算結果を、Exp.は実測値を意味する。図-4は、境界条件を図-3と同じにして熱拡散係数の影響を見たもので、 $z=16\text{ cm}$ における k を $10\text{ cm}^2/\text{h}$ と $20\text{ cm}^2/\text{h}$ とした時の $T(z,t)$ の計算結果と実測値である。図中の凡例で、Sim.1は $k=10\text{ cm}^2/\text{h}$ とした計算結果を、Sim.2は $k=20\text{ cm}^2/\text{h}$ とした計算結果を意味する。 $k=20\text{ cm}^2/\text{h}$ の方は、実測値に比べて、振幅は過大となり位相が早くなりすぎる傾向がある。この傾向は深

くなるほど顕著となった。図-3、4の結果から、 $k = 10 \text{ cm}^2/\text{h}$ を用いて式(1)を計算すれば、ライシメータ内での熱伝導による土壌温度変化は再現できると判断した。

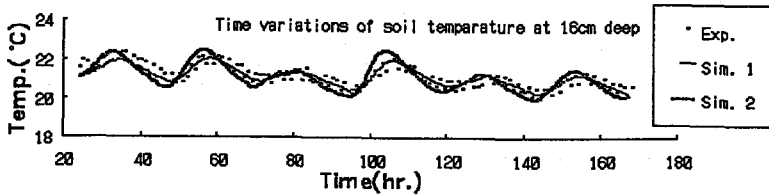


図-4 土壌温度変化の計算結果に及ぼす k の値の影響 (Sim.1: By $k = 10 \text{ cm}^2/\text{h}$, Sim.2: $k = 20 \text{ cm}^2/\text{h}$)

図-5、図-6に、B.C. (境界条件) を $z = 2 \text{ cm}$ としたときの、 $z = 4, 8, 13 \text{ cm}$ での降雨開始後6時間までの土壌温度変化の計算値と対応する実測値を示した。図中の凡例で、Sim.1およびSim.2は図-4と同じ意味である。 $z = 4, 8 \text{ cm}$ では $20 \text{ cm}^2/\text{h}$ というかなり過大の k の値を用いても、降雨後2~3時間後の実測データと計算値では大きな開きが認められる。 $z = 10 \text{ cm}$ でも同様で(図-7参照)、 $z = 4 \sim 10 \text{ cm}$ における降雨後数時間の土壌温度変化は、 2 cm 層からの熱伝導だけでは説明できない。実際、実験では散水後10分程度で、一時冠水していた水は土壌中に浸みこみ、間隙比を2.7、飽和度100%として、模擬降雨の浸透深さを計算すると約3.9cmとなる。一方、 $z = 13 \text{ cm}$ では、 $k = 10 \text{ cm}^2/\text{h}$ とした計算でも、実測データとの差は2~3°Cで、ほぼ実測結果を再現している。以上のことから、トレーサーは10 cm付近まで浸透し、付近の土壌温度を上昇(下降)させたと考えられる。

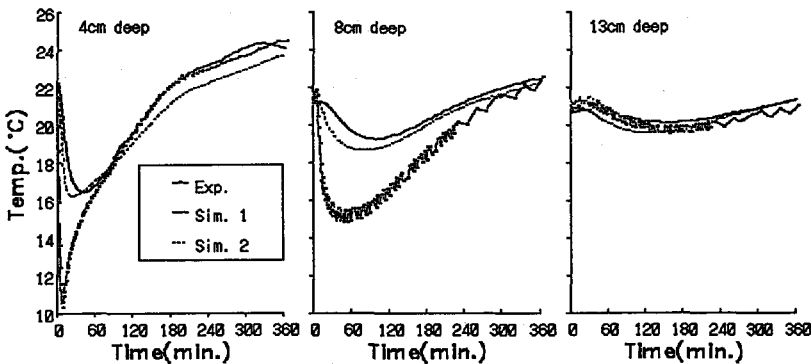


図-5 降雨後6時間までの土壌温度変化の計算結果と実測結果 (模擬降雨: 5°C)

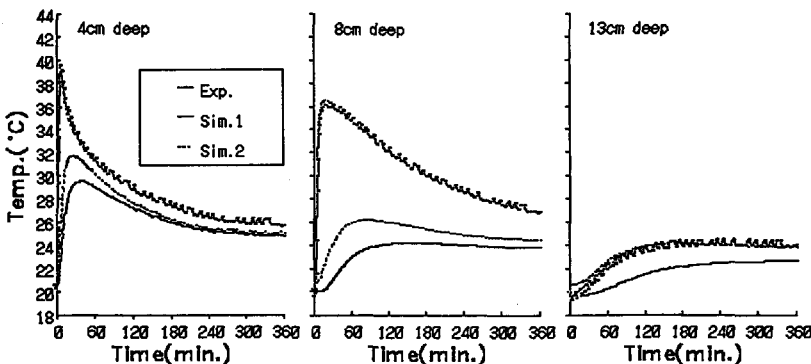


図-6 降雨後6時間までの土壌温度変化の計算結果と実測結果 (模擬降雨: 50°C)

4. 考察

そこで、トレーサー水が何cm程度まで浸透したかを以下の方法で推論した。ある層まではトレーサー水が到達して土壌温度を上昇（下降）させたとし、その層以深では熱伝導のみで土壌温度が変化したと考える。その層での土壌温度変化をB.C.として、以下の層の温度変化を式（1）で再現できれば、その層を模擬降雨の浸透深さとすると言うものである。

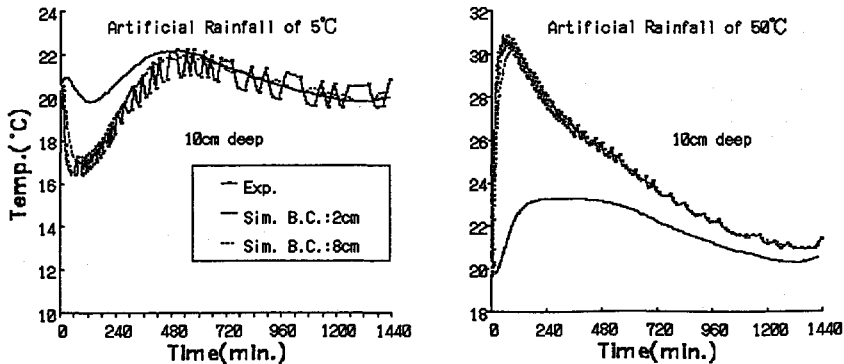


図-7 土壌温度変化の計算結果に及ぼす境界条件の位置の影響
(Real Line: B.C. is at 2cm deep, Dot Line: B.C. is at 8cm deep)

図-7は、B.C.を $z = 8$ cmとした時の、10cm層での温度変化（降雨後半日）の計算値と実測値である。B.C.を $z = 2$ cmとした場合の計算値も比較のため併示した。実線がB.C.を $z = 2$ cmとした場合、点線が $z = 8$ cmとした場合である。 $z = 10$ cmでの土壌温度変化は、 $z = 8$ cmからの熱伝導だけで説明できることがわかる。10 cmより深い層においても同様であった。 $z = 4$ cmをB.C.とした計算では、 $z = 6$ cm以深での温度変化が、 $z = 6$ cmをB.C.とした計算では、 $z = 8$ cm以深での温度変化が説明できなかった。図-8は、 $z = 8$ cmをB.C.として与えた場合、それより深い層での土壌温度の日周変化が再現されるかを、 $z = 10$ cmと16 cmを例にとり示したものである。図より、問題なく再現されることがわかる。

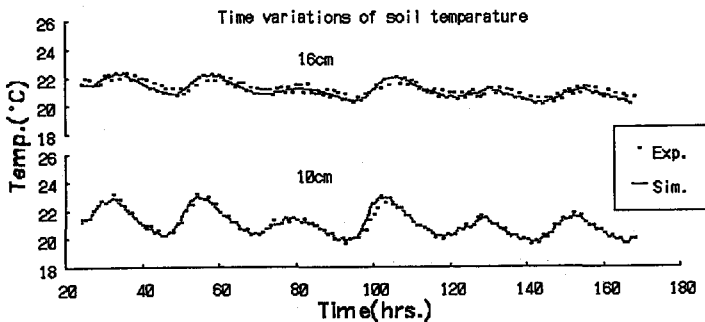


図-8 土壌温度の時間変化の計算結果
(降雨後1日目以降、B.C. is at 8 cm deep, $k = 10 \text{ cm}^2/\text{h}$)

以上のことから、85 lの温（冷）水に対する各層での土壌温度の変化は、8 cmまではトレーサー水の到達と熱伝導の複合的な影響を受けているが、10cm層以下では熱伝導のみの影響を受けていると考えられる。さらに、これらの土壌温度変化特性から、トレーサー水は数分間で8 cm程度まで浸透し、その後は殆ど鉛直下方に移動しなかったという結論が導かれる。

一方、サクシオンは図-9に示すように、降雨後20分後には30 cm層で、1時間後には55 cm層で、さらに2時間には75 cm層で低下し始めた。この様に、降雨による水分量の変化は、深い層にまでかなり速く伝パンする。しかし、図-8までの議論より、水分量の変化は降雨そのものが各層まで到達して起きたものではないと考えられる。図-10は、図-9をもとに、サクシオンの鉛直分布の時間変化を示したものである。降雨により形成された高い含水比の山部分が(低いサクシオンの山部分)が時間と共に減衰しながら下方へ伝パンしている。この山のピークが最下層に到達する前に、浸透量フラックスが最大になることも、各層での全水頭勾配の時間変化特性から推定されている³⁾。今回得られた結果は、著者が重水をトレーサーとして用いた実験¹⁾より導いた結論、即ち、不飽和浸透において、雨水の実質的な移動と水分量分布の移動とは別の現象であるという結論の正当性を支持するものである。

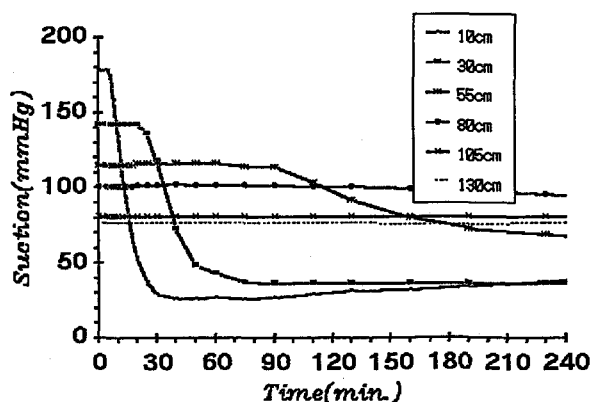


図-9 各層のサクシオンの時間変化

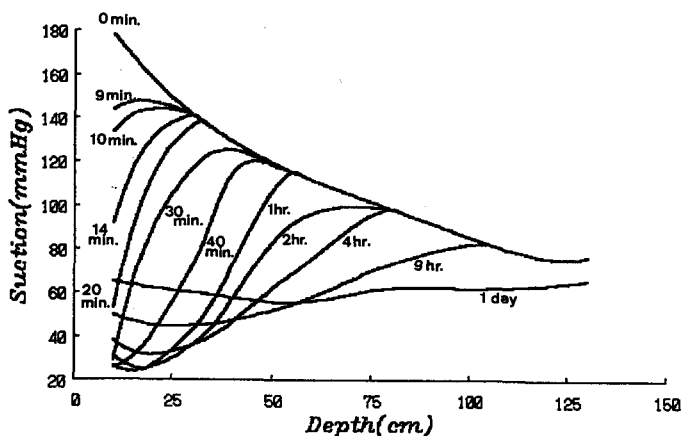


図-10 サクシオンの鉛直分布の時間変化

5. あとがき

温(冷)水を模擬降雨として与え、土壤温度を水分移動のトレーサーとした浸透実験を行った。その結果以下のことが明かとなった。

- (1)、温(冷)水をトレーサーとした土壤水分の挙動の追跡は、深さはせいぜい30 cm層まで、時間は降雨後2、3時間までが限度であるが、作土層での水分追跡には十分である。
- (2)、土壤温度変化の実測値から熱伝導の影響を取り除く解析によって、降雨として与えられたトレーサー水の挙動が明らかにできた。
- (3)、65 lの模擬降雨水は、数分で8 cm程度まで浸透するが、その後は殆ど鉛直下方に移動しない。

参考文献:

- 1)大坪国順(1988):大型ライシメタにおける不飽和土壤中の水分の鉛直移動特性,第32回水講,pp.107-106.
- 2)粕瀨辰昭(1982):土壤の熱伝導に関する研究、農業技術研究所報告B, No. 33.
- 3)大坪国順(1988):大型ライシメタにおける土壤水分の移動特性(II),土木学会第43回年講, pp.184-185.