

第IV章 土壤クラストの物理性

IV.1 クラスト形成に伴う土壤の乾燥密度の変化

IV.1.1 傾斜、降雨時間による乾燥密度の変化

Fig. IV-1には、地表面近傍の乾燥密度の降雨中の変化を示した。地表面から0.3、0.5、1.0cmの各深さまでの試料の乾燥密度は、6° から11° までの傾斜では傾斜による変化はなかった。これは、ライシメータの斜面長が短く、降雨実験中にライシメータ上で土粒子が堆積することがなかったためと考えられる。表層0-0.3cm、0-0.5cmの試料は、降雨開始後、1回目のサンプリング時点で乾燥密度が増加し、その後ほぼ一定の値を示した。土壤表面の観察では、この時点では、まだそれほどはっきりしたクラストは形成していなかった。土壤薄片の観察から(III章)地表面に変化が無くとも土中では、目詰まりが生じるということは明らかになっているが、目詰まりからはこれほどはっきりした乾燥密度の増加は考えられない。他方、試料のサンプリングに使用したリングは、厚さ0.3cm、0.5cmというもので、3mm篩いを通過した供試土の団粒の大きさにかなり近いものである。以上のことを勘案すると、降雨初期における乾燥密度の急増加は、土壤構造の変化というよりも、降雨によって水分が増し、柔らかくなった団粒を乾燥密度測定リングに押し込んでしまった可能性が高いと考えられる。団粒の押し込みを避けるように長い(厚い)サンプルリングをもちいれば、クラスト部の乾燥密度を検出することはできないので、今後、 γ 線等の全く異なる測定方法の検討が必要とされる。

クラストが形成している場合、地表近傍数mmの層では、団粒構造がほとんどなくなっていることが土壤薄片の観察から明らかになっている。この場合は、前述のようなスケール(団粒径とサンプルリング)に依存するような誤差が減るものと思われる。従って、以後の測定では、降雨中の乾燥密度変化ではなく、クラストが形成している土壤の乾燥密度についての測定に重点を置いた。

IV.1.2 乾燥密度分布の変化

ここでは、降雨前に深さ方向に均一に土壤を詰め、表層5cmの供試土層における降雨中の乾燥密度分布の変化を調べた。

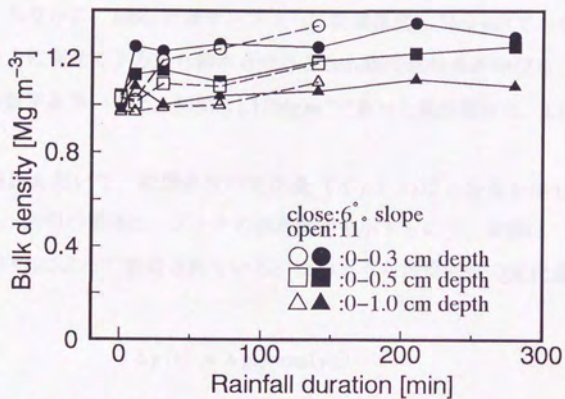


Fig. IV-1 Changes in bulk density of surface soil due to surface crust formation (Yamanashi clay loam)

降雨による地表近傍の乾燥密度の変化 (山梨粘土ローム)

(1) クラスト形成に伴う乾燥密度の増加

Fig. IV-2に、降雨後のクラストが形成している状態における地表近傍の乾燥密度分布を示した。山梨粘土ロームは、初期乾燥密度 1.0 Mg m^{-3} 、国頭マージは、 1.15 Mg m^{-3} である。山梨粘土ロームは、降雨後に下層土で 0.95 Mg m^{-3} 程度の乾燥密度の値を示したが、国頭マージは、供試体作成時には、乾燥密度 1.15 Mg m^{-3} であったにも関わらず降雨後に測定してみると下層土で、 $1.0 \sim 1.1 \text{ Mg m}^{-3}$ とライシメータ作成時よりも小さな値を示した。これは、水分の上昇と共に国頭マージが膨潤したためと考えられる。ちなみに、 100 cc 定積サンプラーに乾燥密度 1.15 Mg m^{-3} で土を詰めた後にサンドパットに乗せて下方から給水させると 2 mm 程度試料長が伸びることが観察された。この数字を用いると、初期に 1.15 Mg m^{-3} であった乾燥密度は、 1.10 Mg m^{-3} まで減少する。

下層土の実測値を用いて、乾燥密度の変化量 ($\Delta \rho$) の深さ分布を示したのが Fig. IV-3である。図中の横棒は、データの標準偏差を示すもので、曲線は、Muallem and Assouline(1989)によって提案されている、次のような乾燥密度の変化量の実験式である。

$$\Delta \rho(z) = \Delta \rho_0 \cdot \exp(\gamma z)$$

$\Delta \rho(z)$: 深さ z における乾燥密度変化、 $\Delta \rho_0$: 地表における乾燥密度変化。基準とする乾燥密度は、クラスト形成の影響を受けない任意の深さの値で Fig. IV-3では、深さ $2 \sim 5 \text{ cm}$ の位置の乾燥密度の値を用いた。 $\Delta \rho_0$ は、間隙率の90%、すなわち山梨粘土ロームで0.57、国頭マージで0.52を仮定した。このとき、 γ の値は、山梨粘土ロームのmoistで5.7、air dryで6.6、国頭マージのmoistで8.1、air dryで6.5であった。

サンプリングが小さいため、測定値には誤差が含まれるが、表層から深さ 0.5 cm くらいまでは、乾燥密度の増加が見られた。特に山梨粘土ロームの場合は、表層部で団粒構造が消失するなど特に土壌構造に変化のある層(seal)が 3 mm 程度と厚いため、 $0-0.3 \text{ cm}$ までの層で大きく乾燥密度が変化し、その下は変化が小さいという結果を示した。国頭マージの場合は、地表部の団粒構造の失われる層(seal)が

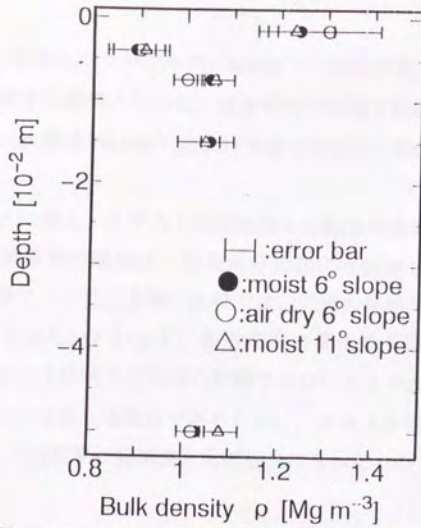


Fig. IV-2 Bulk density profile of crusted soil (Maji)

クラスト形成土層の乾燥密度分布 (マージ)

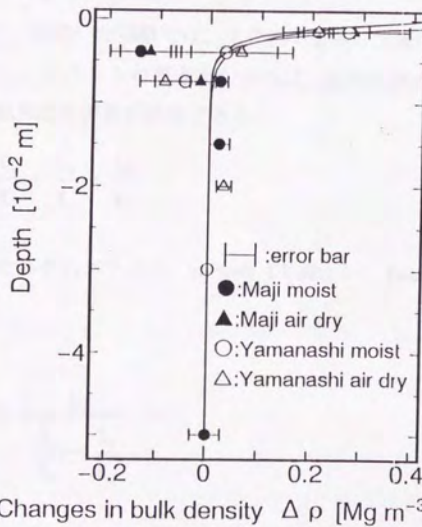


Fig. IV-3 Changes in bulk density profile due to surface crust formation (6° slope)

乾燥密度の変化量 (山梨、マージ)

1~2mmと薄いため、採取したサンプル内にseal直下の団粒が含まれるかどうかで乾燥密度が大きく変化する結果となった。加重平均で各層の乾燥密度を求めるため、最表層の影響で、次層(0.3-0.5cm)における値もきわめて変動の大きなものとなっている。

測定上の問題はあるにせよ、クラスト形成に伴って乾燥密度が増加することが確認できた。この乾燥密度の増加は、初期水分状態には依存しなかった。また、山梨粘土ローム、国頭マージの二土壌の比較では、同様の乾燥密度変化を示した。初期乾燥密度が異なるにもかかわらず、乾燥密度の変化量が類似しているのは、3mm篩いでふるったという供試土の処理の問題ではないかと考えられる。すなわち、同程度の団粒径からなる土壌構造であるために、クラスト形成の過程で閉塞される間隙量(主として団粒間の粗間隙)も同程度になったものと考えられる。

IV.2 クラストの透水係数

IV.2.1 クラストの飽和透水係数の算出

(1) 100cc定積サンプラーを用いた実験

100cc定積サンプラーを用いた実験では、クラストを含む土層の飽和透水係数が測定される。この値と、クラストの厚さがわかれば、直列抵抗のアナロジーである次式でクラストの飽和透水係数が計算できる。

$$\frac{L_c}{K_c} + \frac{L_s}{K_s} = \frac{L_t}{K_t} \quad (4-2)$$

下付きのc,s,tはそれぞれクラスト、subsoil(下層土)、Total(全体)を表している。

この式を整理すると

$$K_c = \frac{L_c}{\frac{L_t}{K_t} + \frac{L_s}{K_s}} \quad (4-3)$$

薄片などによる土壌断面の観察(III章)から、 L_c は、山梨粘土ローム、国頭マージとも0.2cm~0.5cm程度である。

(2) カラム実験、ライシメータ実験におけるクラストの透水係数の測定

カラム実験では、深さ0.5、2.5、5cmの位置にポーラスカップを挿入して、降雨中の土中水の圧力を経時的に測定した。またライシメータ実験では、深さ1、2、4cmの位置にポーラスカップを挿入し、降雨中の土中水の圧力を測定した。クラストが形成し、地表に薄く湛水し、かつ土中水の流れが定常になったときの圧力分布からダルシー則を用いて透水係数を計算した。実験中の深さ0.5cm（または、1.0cm）の部分の土中水の圧力の値を参考に地表から深さ1.0cmまではほぼ飽和領域にあると考えられるので、この透水係数は、飽和透水係数として100cc定積サンプラーで測定した値と比較した。

IV.2.2 クラスト形成に伴う山梨粘土ロームの飽和透水係数の変化

(1) ライシメータ表面からサンプリングした試料の飽和透水係数

ライシメータ実験終了後、地表面からサンプリングした試料の飽和透水係数を変水頭法で測定した。下層土の透水係数は、表層2cm程度を削った試料で測定したものである。下層土とはいいいながら、実際には地表のクラスト形成の影響を受けているため、下層土の透水性は低下している。しかしその低下量は、大きくても降雨前の飽和透水係数の10分の1程度であり、初期飽和透水係数とほとんど同じ値を示した試料もある（TableIV-1）。

サンプリングの際には、刃の鋭いサンプラーを選び、内壁にグリスを塗る等の工夫をしたが、多くの場合に地表面にクラックが形成してしまった。クラックの存在が及ぼす透水係数への影響は明白で、クラックのある試料では、クラスト部（厚さ0.3cm）の透水性と下層土の透水性が同程度になっているのに対し、クラックが形成しなかった試料では、クラスト部の透水係数は、下層土よりも3オーダー程度低い値を示した（TableIV-1）。

(2) 100cc定積サンプラーによる要素実験

Fig. IV-4は、降雨によるサンプラー内の供試土の飽和透水係数の変化を示したグラフである。長さ5cmのサンプル全体の透水性は、降雨開始後約70分間の急減期とその後の微減期の二つに分けられ、次のような式で表すことが出来る。

$$\begin{aligned}
 K(t) &= K_{t=0} \times \exp(-0.0353t) & r &= 0.97 \\
 K(t) &= K_{t=70} \times \exp(-0.00601t) & r &= 0.96
 \end{aligned}
 \tag{4-4}$$

tは降雨時間（分）、 $K_{t=0}$ 、 $K_{t=70}$ はそれぞれ降雨時間0、70分の時の飽和透水係数の測定値。

土壌構造の観察から地表近傍のクラストの厚さを0.3cmとしてクラスト部の飽和透水係数を算出した結果が図中の白丸である。クラスト部の透水係数は、5cmのサンプル全体のような顕著な折れ曲がりは見せずに減少した。降雨70分後でクラスト部の飽和透水係数は、降雨前の供試土の飽和透水係数の1000分の1に低下した。

(3) カラム実験、ライシメータ実験におけるクラスト部の透水係数

降雨中にカラム底部からの定常な排水を示している時、カラム地表面では、薄く（1から3mm程度）湛水し、土中水のマトリックポテンシャルも深さ0.5cmで-0.5～-2.2kPaであった。このとき、地表面のマトリックポテンシャルを0とし、深さ0.5cmの土中水の圧力を用いて計算したクラスト部の透水係数は、平均で $1.3 \times 10^{-6} \text{cm s}^{-1}$ であった。この値は、100cc定積サンプラーによるクラスト部の透水係数（ 10^{-6}cm s^{-1} ）よりもさらに1オーダー程度小さいものである（TableIV-2）。

ライシメータ実験には、深さ1.0cmの位置のマトリックポテンシャルが-0.35～-0.73kPaで、定常時の水フラックスから透水係数を計算すると平均で $4.6 \times 10^{-6} \text{cm s}^{-1}$ であった（TableIV-2）

IV.2.3 クラスト形成に伴う国頭マージの飽和透水係数の変化

(1) 100cc定積サンプラーを用いた実験

国頭マージの場合も山梨粘土ロームと同じ手順で、100cc定積サンプラーに土を詰めて降雨を与え、クラスト形成に伴う透水性の変化の測定を行った。また、サンプラーに詰める土の含水比を調整し、初期水分量のクラスト形成に及ぼす影響も調べた。

Fig. IV-5に、100cc定積サンプラーで測定した飽和透水係数の結果を示した。風

Table IV-1 地表面のクラックと透水係数 (山梨粘土ローム)

下層土の透水係数	カラム全体の透水係数	クラスト部の透水係数	クラックの有無
3.5×10^{-2}	3.45×10^{-2}	2.77×10^{-2}	○
	1.12×10^{-2}	1.03×10^{-3}	○
3.89×10^{-2}	1.44×10^{-2}	1.28×10^{-3}	○
	1.53×10^{-2}	1.36×10^{-3}	○
1.16×10^{-1}	3.6×10^{-2}	3.2×10^{-3}	○
	3.5×10^{-2}	3.2×10^{-4}	○
	1.2×10^{-2}	8.3×10^{-4}	×
2.5×10^{-2}	6.5×10^{-3}	5.8×10^{-5}	×
	7×10^{-4}	4.3×10^{-3}	×

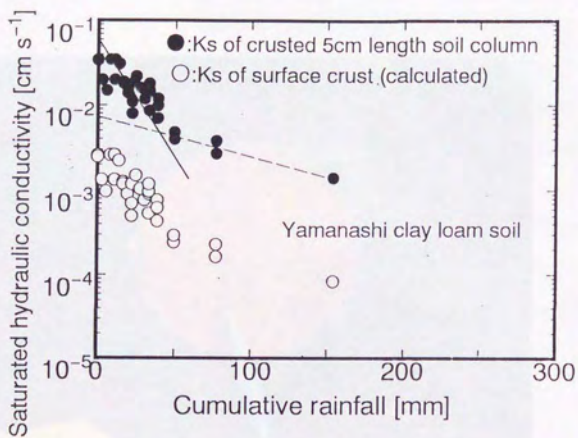


Fig. IV - 4 Saturated hydraulic conductivity of crusted soil column (moist soil, Yamanashi clay loam)
 クラスト形成に伴う飽和透水係数の変化(山梨粘土ローム)

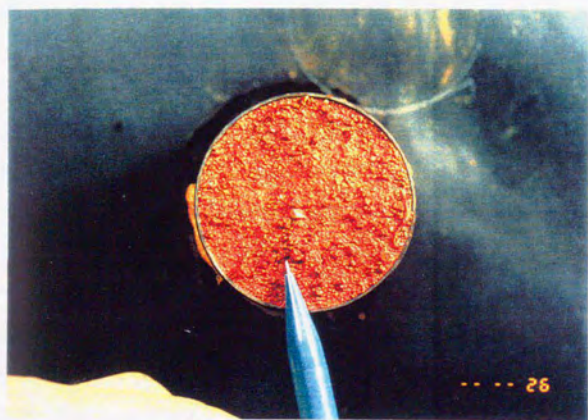


Photo IV-1 飽和透水係数測定中にクラストに発生した水みち

乾土(a)の場合と初期含水比25%の場合(b)は、降雨後も100cc定積サンプラーの透水性は余り変化しなかった。初期に十分湿潤にした試料では(c)、降雨時間が長くなると透水係数が低下する傾向を示したが、データのばらつきが大きかった。

測定中よく注意して観察すると、変水頭透水係数測定装置に装着して下方から飽和するときや上方に水深を与え変水頭法で透水係数を測定する際に試料表面の土壌構造に穴が開くという現象が観察された(PhotoIV-1)。すなわち、国頭マージの場合、下方からの飽和に伴う封入空気の変位(逃げ)にともなって地表部のクラストが破られてしまったり、湛水を与えて透水係数を測定する際にクラストの部分に急激に生じる圧力差によってクラストが破壊されたりして、飽和透水係数の測定がうまく行かないことがわかった。このため、風乾や初期含水比25%の場合では、クラスト部に穴が開いてクラスト形成による透水性の変化が検出されなかったと考えられる。また、初期に十分湿潤にした試料でも、クラストの破壊の有無で透水係数が大きく変動し、ばらつきの大きな結果となったものと思われる。

Fig. IV-5(c)では、適当な降雨時間の区間について透水係数の平均と標準偏差をとってプロットしている。降雨開始後140分間は、降雨前の供試土の飽和透水係数に比べて透水性が減少している様な傾向を示しているが、一方で標準偏差が平均値とほぼ同じというきわめて大きなばらつきを示している。このグラフで、透水係数をもっとも小さい降雨140分の時のデータ(測定値: $2 \times 10^{-4} \text{cm s}^{-1}$)を用いてクラスト部の飽和透水係数を算出すると $1.2 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$ となった。

(2) カラム実験、ライシメータ実験におけるクラスト部の透水係数

国頭マージの場合、100cc定積サンプラーを用いた要素実験での飽和透水係数の測定がうまく行かなかったため、カラム実験での測定結果をクラストの透水係数とした。

降雨中の深さ0.5cmの位置の土中水の圧力は、初期に湿った状態で-1.3~-1.5kPa、風乾土の場合で-0.7~-1.12kPaであった。カラム内の定常水フラックスを用いて深さ0~0.5cmのクラスト部の透水係数を計算すると、国頭マージでは、

湿潤土: $0.7 \sim 1 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$

湿土: $0.6 \sim 1.6 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$

風乾土: $6.5 \sim 7.5 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$

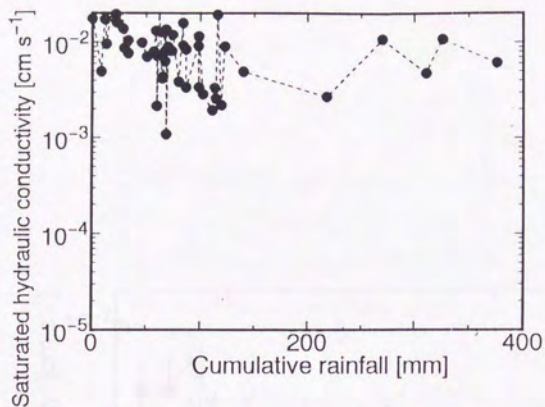


Fig. IV - 5(a) Saturated hydraulic conductivity of crusted soil column. (Maji, air dry)

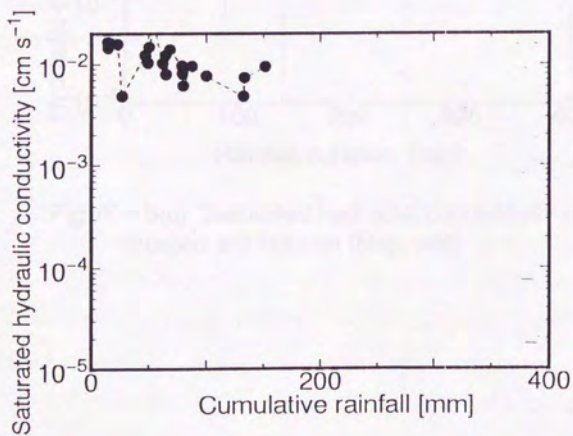


Fig. IV - 5(b) Saturated hydraulic conductivity of crusted soil column (Maji, moist soil)

クラスト形成に伴う飽和透水係数の変化 (国頭マージ)

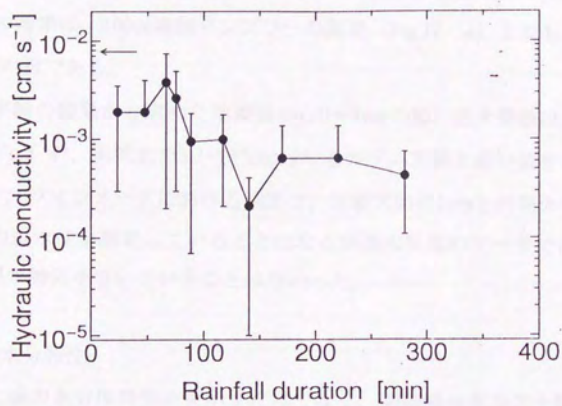


Fig. IV - 5(c) Saturated hydraulic conductivity of crusted soil column (Maji, wet)

というように初期の飽和透水係数の約1000分の1の大きさとなった。山梨粘土ロームの場合は、

湿潤土: $0.13 \sim 1.9 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$

湿土: $1.1 \sim 1.5 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$

で、最小で降雨前の約10000分の1程度であった。ここで、湿潤としたのは、降雨前に無衝撃給水で降雨強度と同じ定常水フラックスを与えていた実験である。また、1例を除いてクラスト部の透水係数は、初期含水量とは無関係のようであった。国頭マージの結果は、100cc定積サンプラーを用いた測定で湿潤土の透水係数の最小値から算出したクラスト部(表面から0.3cm厚さ)の値とも近いものであるが、山梨粘土ロームの結果は、100cc定積サンプラーの結果 (Fig.IV-4) よりもさらに1オーダー程度低い値である。

ライシメータ実験の結果から求めた地表面から0~1cmの層の透水係数は、マージの湿土で $1 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$ 、風乾土で $3.3 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$ とカラム実験と近い値を示した (Table IV-2)。ライシメータにおける測定は、対象区間が1cmと円筒カラム実験よりも厚い層の透水性を測定していることになるが透水係数のデータでは、ライシメータの結果が特に小さいということはない。

IV.3 クラストの水分特性

水分特性は、土壤の水分保持機能を示すだけでなく、間隙径分布など土壤の間隙構造に関する有用な情報を与えるものである。土壤クラストの水分特性を考える場合、土壤クラストの厚さがどの程度のものであるかという点が問題になる。前述のように、団粒構造がほとんどなくなってしまういわゆる seal と呼ばれる最上層は、山梨粘土ロームで3mm程度、国頭マージで1~3mm程度である。これに加えて、乾燥が進み水分が低下してきたような状態で地表面のクラストを剥がすとクラスト直下の土も一緒に剥がれる。このとき剥がれた土の厚さは、山梨粘土ロームで5~50mm、国頭マージで5~10mmである。さらに、円筒カラム実験とライシメータ実験の比較でカラムの0.5cm層の透水係数とライシメータの1cm層の透水係数に顕著な違いがなかったことから、厚さ1cmの「クラストを含んだ試料」の水分特性はクラストの水分特性と考えて大きな間違いはないと思われる。

Fig. IV-2 カラム実験、ライシメータ実験におけるクラストの透水係数

(a) カラム実験の結果

	定常底部排水 [cm s ⁻¹]	水頭勾配 [cmH ₂ O cm ⁻¹]	クラストの透水 係数 [cm s ⁻¹]	平均値
山梨 (湿土)	2.1×10^{-5}	4.6	4.6×10^{-6}	—
山梨 (風乾土)	1.5×10^{-4}	8.3	1.8×10^{-5}	—
国頭マーヅ (湿土)	1.3×10^{-4}	12.8	1.0×10^{-5}	1.1×10^{-5}
	1.5×10^{-4}	12.7	1.2×10^{-5}	
国頭マーヅ (風乾土)	2.9×10^{-4}	9.1	3.2×10^{-5}	3.3×10^{-5}
	3.5×10^{-4}	10.2	3.4×10^{-5}	

(b) ライシメータ実験の結果

	定常底部排水 [cm s ⁻¹]	水頭勾配 [cmH ₂ O cm ⁻¹]	クラストの 透水係数 [cm s ⁻¹]	
山梨 (湿潤)	5.9×10^{-5}	45	1.3×10^{-6}	1.2×10^{-5}
	5.9×10^{-5}	31	1.9×10^{-5}	
	3×10^{-4}	19.3	1.7×10^{-5}	
山梨 (湿土)	1.2×10^{-4}	11.1	1.1×10^{-5}	1.3×10^{-5}
	(4.0×10^{-4})	27.5	(1.5×10^{-5})	
国頭マーヅ (湿潤)	2.2×10^{-4}	31.1	7×10^{-6}	8.5×10^{-6}
	2.8×10^{-4}	27.4	1.0×10^{-5}	
国頭マーヅ (湿土)	(5×10^{-4})	31.9	(1.6×10^{-5})	1.1×10^{-5}
	1.2×10^{-4}	31.3	6.0×10^{-6}	
国頭マーヅ (風乾土)	(1.2×10^{-4})	15.2	7.5×10^{-6}	7×10^{-6}
	1.5×10^{-4}	23.0	6.5×10^{-6}	

吸引法による水分特性の測定は、排水開始後平衡に達するまでの排水量を用いて土壤の含水量を計算する方法や平衡に達したのを見計らって試料全体を計量し、測定終了後に求める乾土重の値と共に各サククションにおける含水量を求める方法がある。また、あるサククションに対して平衡に達したところで土壤試料を採取し、炉乾法で直接含水量を決定するサンプリング法と呼ばれる方法もある。今回の測定では、上記の各方法を試してみたが、結果に決定的な違いはなかった。しかし、排水量を用いて土壤の含水量を決定する方法では、試料が小さいために排水が少なくなることと平衡に達するまでの時間が長いことから、通常行う様な重量による測定では蒸発に由来する誤差が大きくなる。そこで、メスピペットを排水口に直結し、ピペット内の水量の増加（体積）から排水量を測定した。

IV.3.1 山梨粘土ロームの水分特性

Fig. IV-6には、降雨140分後に採取した試料の水分特性と降雨前の供試土の水分特性を示した。図中の曲線は、Van Genuchten (1985) による実験式である。

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{(1 + (-\alpha \psi)^n)^{\left(\frac{1 - \frac{1}{n}}{n}\right)}}$$

クラストの形成に伴って、マトリックポテンシャルの大きい (>0.5kPa) 飽和に近い領域で保水性が低下する一方、マトリックポテンシャルが<0.5kPa以下の領域では保水性が増している。また、空気浸入値(Air entry value)がクラストの形成に伴って0.2kPaから-1.5kPaへ低下した。これは、クラスト形成に伴う土壤構造の変化(Ⅲ章)、すなわち団粒間の間隙の閉塞が原因である。空気浸入値の低下からは、大きな間隙の閉塞が推察できる。空気浸入値の低下と-1kPa以下のマトリックポテンシャル領域における保水性の増大からクラスト形成に伴って主として大きな間隙のみが閉塞し、さらに大きな間隙の閉塞の際に大きな間隙が小さな間隙に分割されるということが推察される。

IV.3.2 国頭マージの水分特性

国頭マージでは、低サククション領域をより精密に測定した (Fig. IV-7)。図中

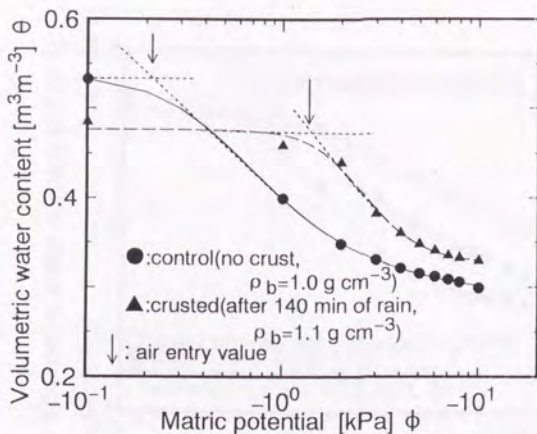


Fig. IV-6 Water retention curves of crusted soil samples (Yamanashi clay loam)

— $\theta_s:0.538$, $\theta_r:0.288$, $n:1.95$, $\alpha:2.13$

----- $\theta_s:0.476$, $\theta_r:0.325$, $n:3.45$, $\alpha:0.436$

クラスト形成試料の保水性 (山梨粘土ローム)

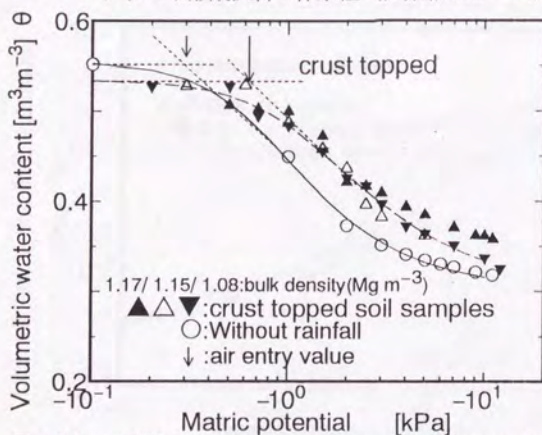


Fig. IV-7 Water retention curve of soil samples with and without surface crust (Maji soil)

— $\theta_s:0.55$, $\theta_r:0.3$, $n:2.58$, $\alpha:0.14$

----- $\theta_s:0.52$, $\theta_r:0.3$, $n:1.88$, $\alpha:0.082$

クラスト形成試料の保水性 (国頭マージ)

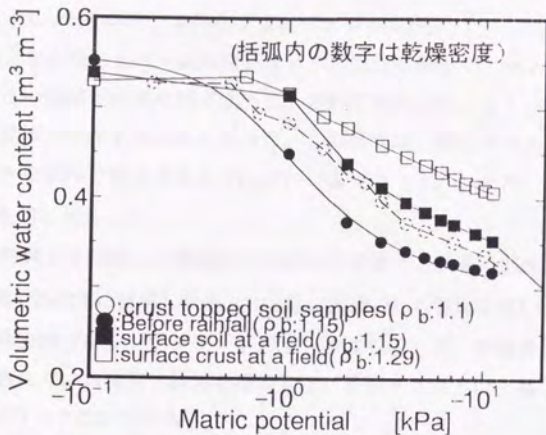


Fig. IV-8 Water retention curve of soil samples with and without surface crust (Maji soil)
保水性：現場試料との比較 (国頭マージ)

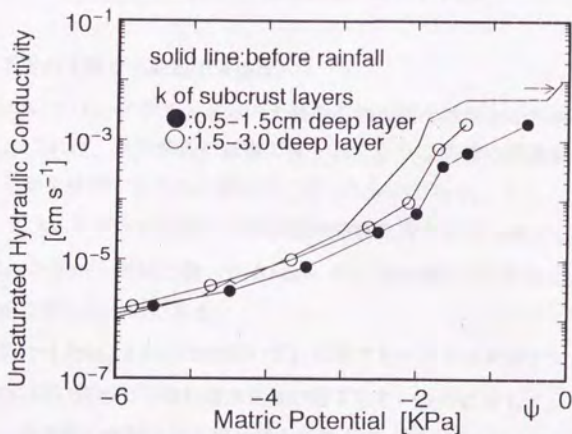


Fig. IV-9 Unsaturated hydraulic conductivity of Maji soil (crust topped, drainage process)
(axis shows saturated hydraulic conductivity of Maji soil)
クラスト下層の土の不飽和透水係数 (国頭マージ)

の曲線は、山梨粘土ロームの場合同様Van Genuchten式である。また、クラストは、それぞれ乾燥密度が異なったので、平均化せずにプロットした。

国頭マージの場合も山梨粘土ローム同様クラストの形成に伴って、マトリックポテンシャルの大きい領域での保水性が低下し、これに対応してマトリックポテンシャルの小さい領域での保水性が高くなった。この傾向は、同じクラストでも乾燥密度のより大きな試料で明白である (Fig. IV-7▲プロット)。また、空気浸入値の低下の傾向も同じであった。

Fig. IV-8には、供試土を採取した現場近くの茶畑の表層土と表層に形成したクラスト、今回の研究で供試土に使用した土 (3mm篩い通過分) を乾燥密度 1.15Mg m^{-3} で詰めたと室内実験で形成したクラストの水分特性を示した。茶畑表層土は、現場でクラストが壊れている場所で試料を採取した。茶畑クラストは、壊さずに持ち帰った現場のクラストの試料である。

実験に用いた供試土と茶畑表層土は同じ乾燥密度でも水分特性が異なる。これは、供試土を3mm篩いを通過させた影響と茶畑の土が現場でのクラスト形成など土壤構造に様々な作用を受けているためと思われる (III章.3 参照)。

IV.4 クラスト下層の土層の不飽和透水係数

国頭マージについては、クラスト下方の土層の不飽和透水係数を圧力制御の定常法で測定した。これは、水分特性の結果で見られたような間隙の閉塞を別の側面から検出できるかを検討するために補足的に行ったものである。

Fig. IV-9は、クラスト下方の土層の不飽和透水係数を排水過程で測定したものである。測定は、クラスト形成土層 (長さ8cm) を圧力制御法の定常法による不飽和透水係数測定に供したものである。

クラスト直下0.5~1.5cm、1.5~3.0cmのいずれの層でもマトリックポテンシャル -3kPa 以上の飽和に近い領域で不飽和透水係数が低下しているのに対して、 -3kPa 以下の領域では、降雨前の供試土の不飽和透水係数とほぼ同じ値を示している。

Fig. IV-10は、乾燥密度を 1.15Mg m^{-3} から 1.3Mg m^{-3} へと大きく変化させたときの不飽和透水係数の変化である。乾燥密度の増大によって、細い間隙が寄与する -2kPa 以下の領域で透水性が増大するとともに大きな間隙によって決まる -2kPa 以上の飽和に近い領域での透水性の低下が生じている。これは、圧縮によって、団粒

間の比較的大きな間隙が減少したためと考えられる。

Fig. IV-9, 10から、クラスト形成に伴って土層内で目詰まりが生じて透水性が変化したこと、さらに目詰まりが生じるのは主として大きな間隙であることがわかる。この結果は、また、水分特性曲線の変化から推測される目詰まり状況とも一致するものである。

IV.5 飽和透水係数と乾燥密度

土壌クラストの形成において、乾燥密度の変化と透水係数の変化があることが実験的に確かめられた。一般に、乾燥密度が増大すると飽和透水係数は低下する。そこで、供試土の乾燥密度を調整して飽和透水係数を測定し、クラストの透水係数と比較してみた。

Fig. IV-11は、国頭マージの飽和透水係数の乾燥密度依存性を示したものである。

国頭マージの地表近傍の乾燥密度変化は、深さ0~0.3cmの層で平均0.22Mg m⁻³程度である。したがって、初期乾燥密度1.15Mg m⁻³に乾燥密度変化を加えて1.37Mg m⁻³とし、クラスト部の透水係数についてFig. IV-11の結果と比較した。

国頭マージは、圧縮を加えて乾燥密度を増大させていくと透水性が低下し、乾燥密度1.35Mg m⁻³の時では飽和透水係数が $8 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$ 程度になる。これに対して、クラスト部では、乾燥密度は同程度であるが、透水係数は、 $0.6 \sim 1.6 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$ と圧縮試料のさらに5~10分の1の値を示した。クラストの透水係数は、若干サクシオンがかかった状態で測定しているとはいえ、クラストを含んだ試料の空気浸入値と実験中のマトリックポテンシャル（V章、VI章）からみて、クラスト部は飽和とみなしても良い状態と考えられる。さらに、圧縮試料の透水係数の測定も完全飽和では行っていないため、条件はさほど変わらないとみなせる。Fig. IV-11では、各乾燥密度における透水係数測定の再現性は良いため、この違いは誤差の範囲を超えたものである。

乾燥密度と飽和透水係数の関係についての研究では、Campbell(1985)や宮崎、西村(1994)がある。Campbellは、乾燥密度と水分特性曲線の関係を示した実験式から、土壌構造に幾何的な相似形が存在すると仮定し飽和透水係数の乾燥密度依存性を導いた。Campbellの式は、基準とする乾燥密度が1.3Mg m⁻³で、今回の供試土のような構造の発達した土壌には全く適用できない。そこで、今回の実験の初期乾燥密

度と透水係数をCampbellの式の基準値として用いて、乾燥密度をパラメータとした透水係数の結果とクラストの透水係数の比較を試みた。修正したCampbellの式

$$K_s = K_{s0} \times \left(\frac{\rho_{b0}}{\rho_b} \right)^{1.3b}$$

ここで、 K_s は飽和透水係数、 ρ_b は乾燥密度、下付きの0は、基準値を表す。山梨粘土ロームでは、基準値は実測値から、 $K_{s0}=1.8 \times 10^{-4} \text{cm s}^{-1}$ 、 $\rho_{b0}=1.0 \text{Mg m}^{-3}$ を用い、国頭マージについては、実測値から、 $K_{s0}=8 \times 10^{-3} \text{cm s}^{-1}$ 、 $\rho_{b0}=1.15 \text{Mg m}^{-3}$ を用いた。

によれば、乾燥密度 1.3Mg m^{-3} の時に山梨粘土ロームは、 $1.05 \times 10^{-3} \text{cm s}^{-1}$ 、国頭マージは、 $1.05 \times 10^{-3} \text{cm s}^{-1}$ という飽和透水係数の値を示すことが予想されるが、この値は、実際の測定結果よりもはるかに大きなものであった。

宮崎、西村(1994)は、土壌内の間隙と固相の量に注目し非相型多孔質モデルを提案した。

$$\frac{K'_s}{K_s} = \left[\frac{(\tau^* \rho_s / \rho_b)^{1/3} - 1}{(\tau^* \rho'_s / \rho'_b)^{1/3} - 1} \right]^2$$

ここで、 ρ_b は乾燥密度、 ρ_s は土粒子の密度で、 K_s と τ^* は乾燥密度 ρ_b の時の飽和透水係数とその時に実験的に決定した形状係数、 K'_s は、乾燥密度 ρ'_b の時の飽和透水係数の推定値である。

このモデルは、他のいくつかの結果と共に国頭マージにおける乾燥密度と飽和透水係数の関係をよく表したが、前述したようにクラストの透水係数は、同じ乾燥密度の国頭マージ供試土よりもさらに小さいものであった。

同じ乾燥密度でこのような透水性の違いを生んだ原因は、III章2のクラストの構造の節で示したような団粒構造の消失が原因と考えられる。圧縮試料の場合は、乾燥密度 1.35Mg m^{-3} で詰めたときにも、変形はしていても団粒構造は維持されている。それに対して、クラストの場合は、団粒構造自体が消失してしまったり、よ

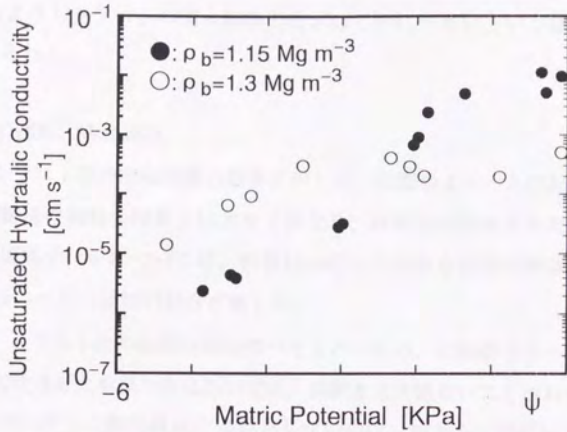


Fig. IV - 10 Changes in unsaturated hydraulic conductivity due to bulk density (Maji, desorption)

乾燥密度と不飽和透水係数 (国頭マージ)

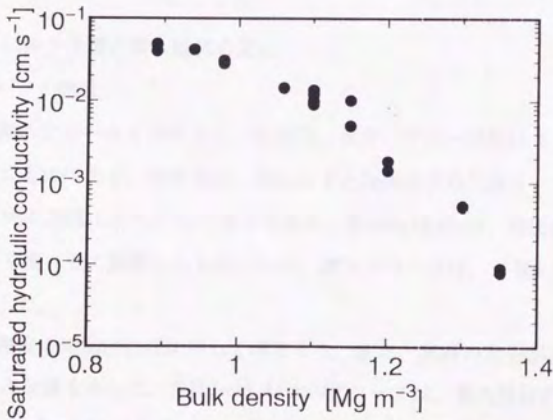


Fig. IV - 11 Changes in saturated hydraulic conductivity due to bulk density (Maji)

乾燥密度と飽和透水係数 (国頭マージ)

り小さな団粒の集合体に変化したりする。このことが、供試土を単純に圧縮しただけの透水係数よりもクラストの透水係数の方がはるかに小さいという結果を生んだ原因と考えられる。

IV.6 クラストの団粒、粒径組成

Fig.IV-12にクラスト部の団粒試験の結果を示した。山梨粘土ロームにおいては、粒径分布は土壌構造の観察の印象とは大きく異なり、降雨前の供試土と大きな変化はなかった。国頭マージについては、粒径1mm以上の大きな団粒の割合が減って、0.25,0.125mmの小さな団粒の割合が増した。

Fig.IV-13は、クラスト部の粒径分布を調べたものである。山梨粘土ローム、国頭マージとも単粒化させた粒径分布においては、供試土と大差ないことがわかる。

クラストの形成に伴って粒径組成に差が生じないのは、おそらくライシメータ表面からの流亡土量が少ないことと斜面が短いために流亡土砂の分級や堆積が生じなかったためと考えられる。逆に言えば、侵食作用がなければクラストの粒径組成は、降雨前の土と大差ないものと考えて良いといえる。

IV.7 クラスト形成に伴う土壌の貫入抵抗の変化

IV.7.1 ペネトロメータの特性

Fig.IV-14は、山梨粘土ロームを供試土に、団粒径、水分、プローブ径による貫入抵抗の違いを示したものである。団粒径は、3mm以下と2mm以下の二通り、水分は、含水比22%と32.5%に調整したものの二通りである。含水比32.5%は、加圧板を用いてpF1.4に対して平衡させて調整したものである。貫入プローブは、外径1.5、2、3、4mmの4本を使用した。

貫入抵抗は、乾燥密度の増加にほぼ比例して増加する。また、試料の水分が高い方が(含水比32.5%)小さな値を示した。直径3mm、4mmのプローブは、貫入抵抗が大きいつきに測定器がオーバーレンジしてしまう場合があったので、貫入力レンジを考慮して、直径2mmのものを使用した。

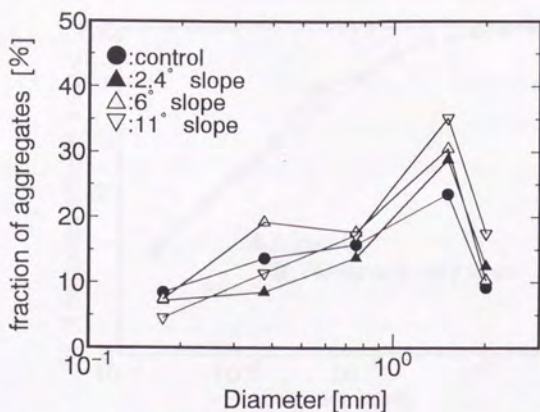


Fig. IV-12(a) Particle size distribution of aggregate (Yamanashi clay loam)

耐水性団粒組成 (山梨粘土ローム)

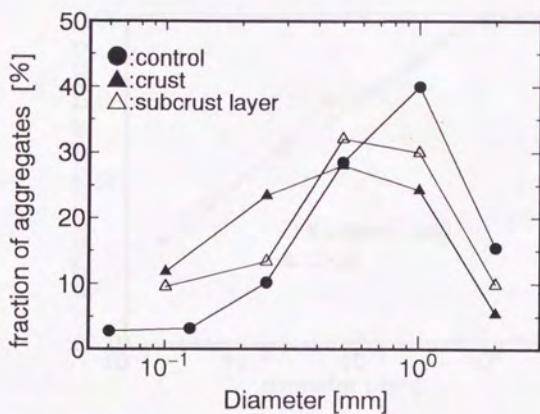


Fig. IV-12(b) Particle size distribution of aggregate (Kunigami Maji)

耐水性団粒組成 (国頭マージ)

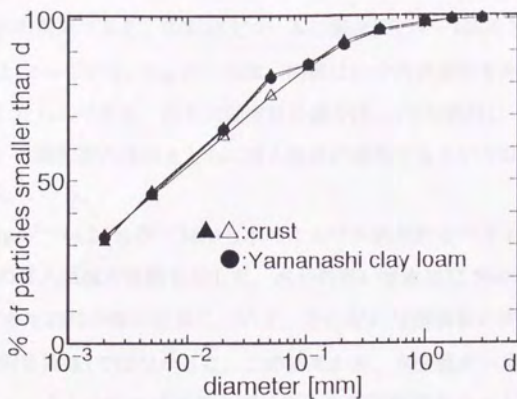


Fig. IV - 13(a) Texture of crusted and uncrusted soil (Yamanashi clay loam)

クラスト層の粒径組成 (山梨粘土ローム)

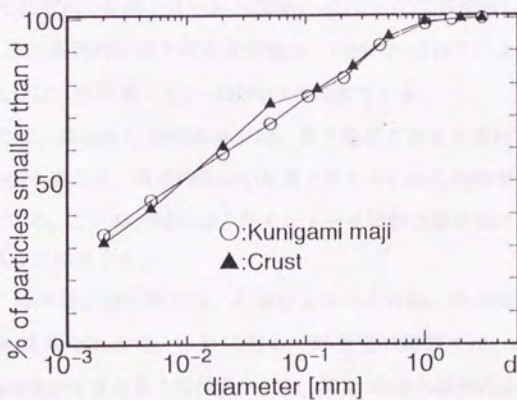


Fig. IV - 13(b) Texture of crusted and uncrusted soil (Kunigami maji)

クラスト層の粒径組成 (国頭マージ)

Fig. IV-15は、2mmプローブを用いて測定した含水比32.5%の時の国頭マージの乾燥密度と貫入抵抗の関係である。山梨粘土ロームの場合(Fig. IV-14b,d)と比較して50%程度大きな値となっている。Fig. IV-16は、同様に山中式硬度計を用いて試料の貫入抵抗を測定したものである。山中式硬度計の場合は、1つの試料について貫入は1回のみである。乾燥密度の増加とともに貫入抵抗が増加するという傾向はペネトロメータと一致している。

Fig. IV-17に、Fig. IV-14とFig. IV-16から求めた山中式硬度計とペネトロメータ(2mmプローブ)の貫入抵抗の比較を示した。水分の多い含水比32.5%の時の結果と水分の少ない含水比22%の時の結果について、それぞれ相関係数の高い直線回帰ができたが、比例定数は1ではなかった。この結果から、水分量が一定であれば、自作したペネトロメータと山中式硬度計の間に良い相関関係があることが確かめられた。

IV.7.2 クラスト形成に伴う地表面の貫入抵抗の変化

Fig. IV-18、19にそれぞれ山梨粘土ロームと国頭マージについて降雨後1,24,48時間後の貫入抵抗を示した。各試料の測定時の水分量は、Table IV-3以下のようになっている。また、貫入値は、各結果とも2~4試料の平均値である。

山梨粘土ロームでは、降雨後1,24時間後では、貫入抵抗にあまり変化がなかった。降雨48時間後の値を見ると、降雨時間60分を過ぎたくらいから48時間後の貫入抵抗が上昇し始めている。この降雨時間は、ライシメータ実験で地表面にクラストの形成が終了した直後に相当する。

国頭マージでも、降雨後1,24時間では、山梨粘土ローム同様、降雨時間による貫入抵抗の変化があまりなかった。これに対して降雨後48時間では、降雨時間120分以上で3000kPa程度の大きな貫入抵抗を示した。降雨180分の試料のように小さな貫入抵抗を示すものもあったが、降雨120分以上というクラストが形成している試料においては、乾燥が進むと急激に貫入抵抗が増加すると考えられる。同じ48時間後の試料でも貫入抵抗の小さいものは、700kPa程度で、きわめてばらつきの大きな結果となった。試料の水分量を見ると国頭マージの降雨48時間後の試料は、他の条件のものに比べて含水比の標準偏差が2~3倍の値になっている。

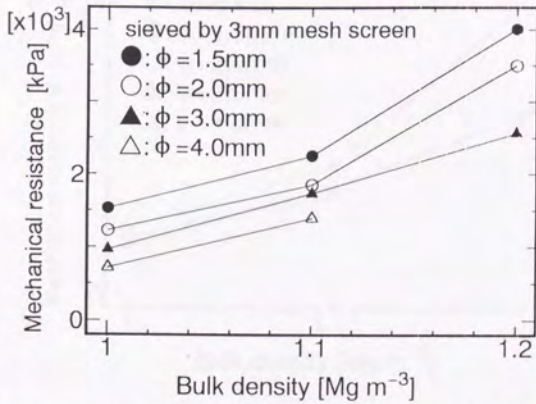


Fig. IV - 14(a) Effects of probe size and soil moisture on mechanical resistance (Yamanashi clay loam, $w=22\%$)

貫入抵抗 (貫入部のサイズと土壤水分の影響)

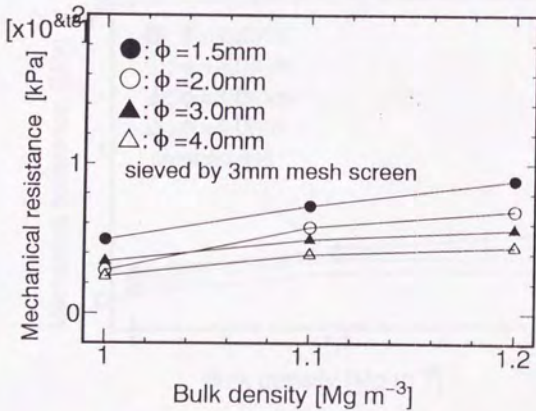


Fig. IV - 14(b) Effects of probe size and soil moisture on mechanical resistance (Yamanashi clay loam, $w=32.5\%$)

貫入抵抗 (貫入部のサイズと土壤水分の影響)

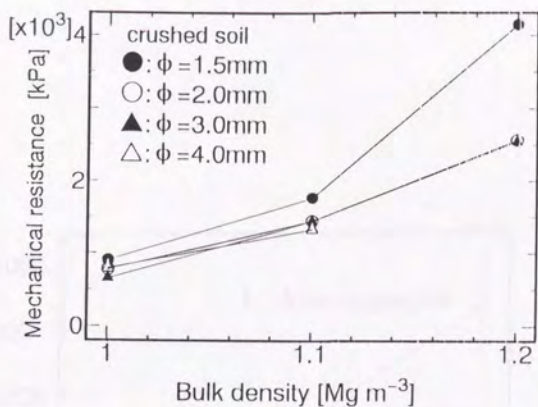


Fig. IV - 14(c) Effects of probe size and soil moisture on mechanical resistance (Yamanashi clay loam, $w=22\%$)

貫入抵抗 (貫入部のサイズと土壤水分の影響)

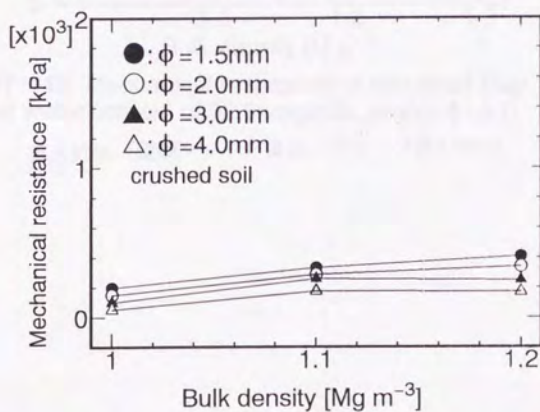


Fig. IV - 14(d) Effects of probe size and soil moisture on mechanical resistance (Yamanashi clay loam, $w=32.5\%$)

貫入抵抗 (貫入部のサイズと土壤水分の影響)

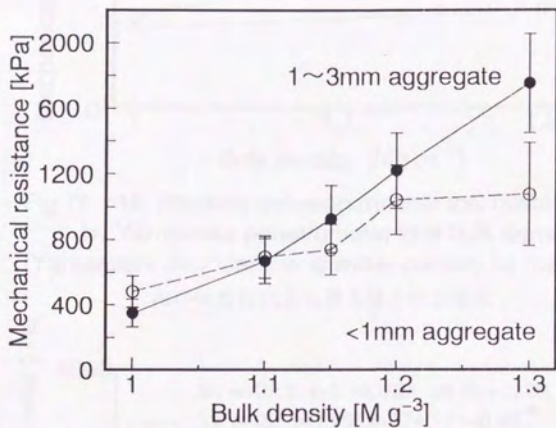


Fig. IV - 15 Mechanical resistance of disturbed Maji soil at water content of 32.5weight%, probe: $\phi = 2.0$

貫入抵抗 (国頭マージの場合、プローブ径2.0mm)

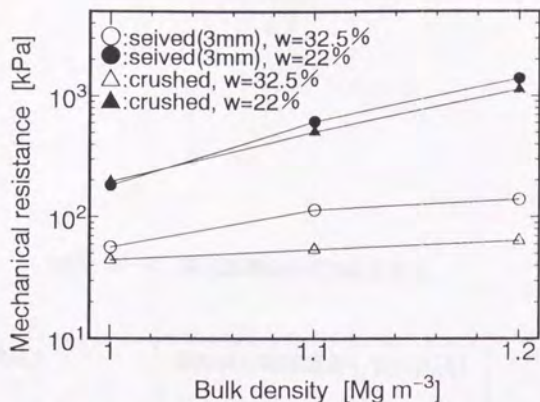


Fig. IV - 16 Relation between mechanical resistance by Yamanaka penetrometer and bulk density (Yamana clay loam, w is water content by mass)

山中硬度計による貫入値と乾燥密度

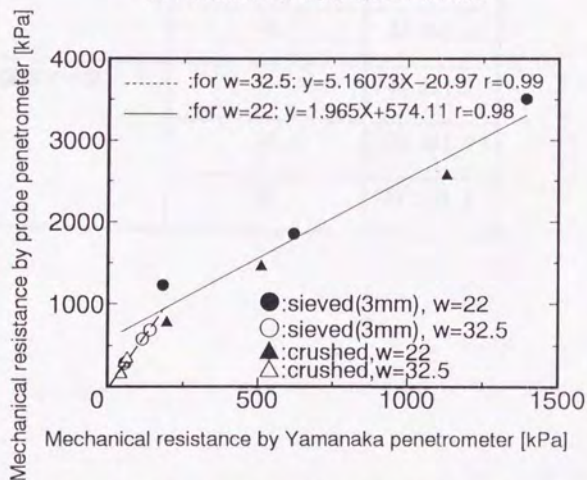


Fig. IV - 17 Comparison of mechanical resistance measured by Yamanaka and probe penetrometer (Probe: $\phi = 2.0\text{mm}$, w is water content by mass %)

プローブ貫入値と山中硬度計の貫入値の比較

Table IV-3 貫入試験時の試料の水分量

供試土	降雨後の時間経過 [hrs]	含水比[%]
山梨粘土ローム	1	41.6±2.1
	24	38.2±2.3
	48	35.0±1.8
国頭マーシ	1	41.9±1.7
	24	36.2±2.2
	48	27.5±5.2

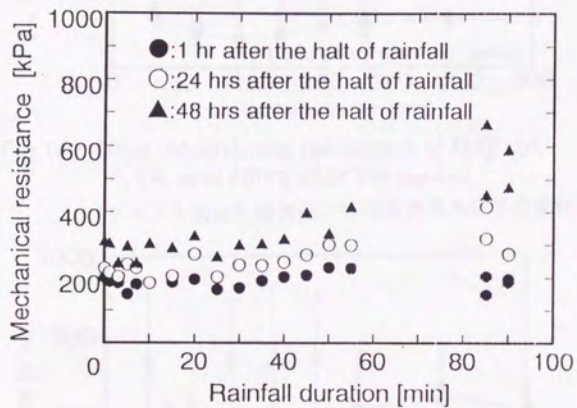


Fig. IV - 18 Mechanical resistance of Yamanaishi clay loam 1, 24, and 48 hrs after the rainfall

クラスト形成土層表面の降雨後の貫入抵抗の変化

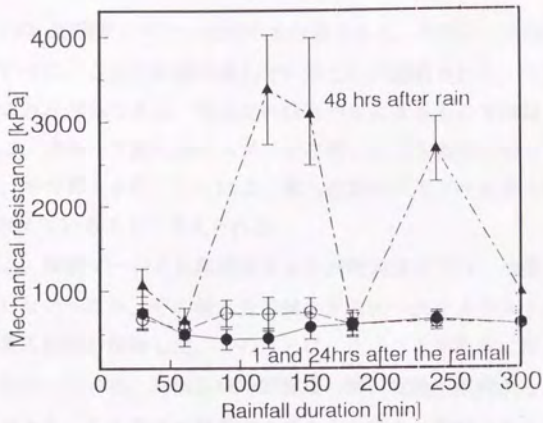


Fig. IV - 19(a) Mechanical resistance of Maji soil 1, 24, and 48hrs after the rainfall

クラスト形成土層表面の降雨後の貫入抵抗の変化

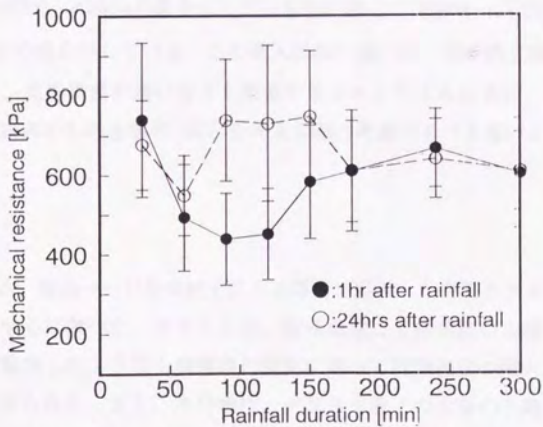


Fig. IV - 19(b) Mechanical resistance of Maji soil 1, 24, and 48hrs after the rainfall

クラスト形成土層表面の降雨後の貫入抵抗の変化

この含水比は、100cc定積サンプラー全体の水分量である。当然のことながらサンプラー表面においては、さらに乾燥が進んでいることが推察される。このことから、貫入抵抗の大きなばらつきは、含水比のばらつきによるものではないかと考えられる。さらに、プローブ貫入用のスタンドを用いてできるだけ均一な貫入を行ってはいるが、手で貫入を行うことによる貫入速度のバラツキも貫入抵抗のばらつきに影響を与えていることと考えられる。

山梨粘土ローム、国頭マージとも降雨直後から24時間後までは、地表面の貫入抵抗が余り変化しなかったが、その後水分が減少するにつれてクラストが形成している試料では貫入抵抗が増加した。このことは、クラストが乾燥に伴って硬化するというを示している。降雨後48時間程度の間、乾燥が継続することは全くふつうの現象である。この程度の乾燥でクラストの硬さが急増することは播種後の種子の出芽に大きな影響を与えるものと考えられる。

山梨粘土ロームと国頭マージの結果を比較すると、降雨1、24時間後の結果では、山梨粘土ロームが200~400kPaの値を示しているのに対して国頭マージでは、400~800 kPa とほぼ倍の値を示している。この貫入抵抗の違いは、両供試土固有の性質の違いのほか、乾燥密度の違いなども関連するものと考えられるが、後の章で述べるように地表面からの土壌の流亡を考える際に考慮すべき違いと考えられる。

IV.8 まとめ

山梨粘土ローム、国頭マージを供試土に人工降雨で形成した表層クラストの性質を土壌物理性を中心に調べた。クラストは、粒径組成こそ降雨前の土壌と変わらないが、Ⅲ章で観察したような土壌構造の変化に伴って乾燥密度の増大、大きな透水性の低下がみられた。また、水分特性、クラスト直下の土層の不飽和透水係数の変化から降雨前の土壌において存在した比較的大きな間隙がクラスト形成の過程の中で目詰まりしていることが明らかになった。

地表面の貫入抵抗については、国頭マージの場合にはデータのバラツキがでたが、降雨後乾燥が進むと急激にクラストの貫入抵抗が増すという結果が得られた。この土壌硬度の増大は、受食性、種子の発芽などに大きな影響を与えると推察さ

れる。

1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100.

1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100.

1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100.

1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100.

$$x = \left(\frac{a+b}{2}, \frac{a-b}{2} \right) \quad (1)$$

1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100.

$$\sum_{k=1}^n \frac{1}{k^2} = \frac{\pi^2}{6} \quad (2)$$

1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100.

1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100.

1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100.

$$\int_0^1 \frac{1}{1-x^2} dx = \frac{1}{2} \ln \frac{1+x}{1-x} \quad (3)$$

V章 土壌クラストの形成が水の浸透に及ぼす影響

V.1 クラスト形成に伴う水の浸透の変化

V.1.1 積分型のダルシー式

1950年代から近年に至るまで、Gardner(1958), Raats(1983), Warrick(1991)等によって、土壌中の水の流れを解析する手段の一つとして積分形のダルシー式についての研究が行われきた。

積分形のダルシー式とは、通常よく知られているダルシー式

$$q = k \left(\frac{dh}{dz} - 1 \right) \quad (5-1)$$

を定常な流れが生じているという条件下で不飽和透水係数 k 、定常な水フラックス q (上向きを正) について変形し、

$$z = \int_{h_{lower}}^{h_{upper}} \frac{1}{1 + \frac{q}{k}} dh \quad (5-2)$$

という定積分で、サクシオン(h)と位置(z)の関係を求めるものである。この積分は、水フラックスと不飽和透水係数の関数形、求めたいサクシオンの区間がわかれば、 Simpson法やDoubleexponential(DE)公式等で数値積分することができるが、解析的な積分式が得られれば、より容易に定常流下の水圧分布を算出することができる。

Gardner(1958)は、以下の形式の不飽和透水係数について解析解を導出した。

(1) $k(h) = a \times \exp(-ch)$ (ただし、 h :サクシオン、 a, b, n :定数) の場合

$$z = \left[h - \frac{1}{c} \ln [q \times \exp(ch) + a] + \text{const} \right]_{h_{lower}}^h \quad (5-3)$$

(2) $k = \frac{a}{h^n + b}$ ($n=1, \frac{3}{2}, 2, 3, 4$) の場合、(ここで、 h はサクション、 a, b, n は

定数)、 $n=4$ の時には、

$$z = \frac{a}{q} \int_{h_{lower}}^h \frac{1}{h^4 + (b + \frac{a}{q})} dh \quad (5-4)$$

$$= \left[\frac{a}{4r^3 q} \ln \left| \frac{h-r}{h+r} \right| - \frac{a}{2r^3 q} \tan^{-1} \left(\frac{h}{r} \right) + c \right]_{h_{lower}}^h$$

ただし、

$$r = \sqrt[4]{b + \frac{a}{q}}$$

このような不定積分は、数学の問題の解として他にも得ることができる。たとえば、上式で $n=8$ の場合を考えると

$$z = \frac{a}{q} \int \frac{1}{h^8 - r^8} dh \quad (5-5)$$

$$= \frac{a}{2qr^4} \int \left(\frac{1}{h^4 - r^4} - \frac{1}{h^4 + r^4} \right) dh$$

右辺第1項は

$$\frac{1}{4r^3} \ln \left(\frac{h-r}{h+r} \right) - \frac{1}{2r^3} \tan^{-1} \left(\frac{h}{r} \right) + \text{const} \quad (5-6)$$

第2項は、

$$\frac{1}{4\sqrt{2}r^3} \ln \left(\frac{h^2 + \sqrt{2}rh + r^2}{h^2 - \sqrt{2}rh + r^2} \right) + \frac{\sqrt{2}}{r} (\tan^{-1}(\sqrt{2}h+r) + \tan^{-1}(\sqrt{2}h-r)) + \text{const} \quad (5-7)$$

なので、この二項を組み合わせて、下端の境界条件に合うように (たとえば、 $z=0$ が地下水面であれば、 $h_{z=0}=0$ となるように) 積分定数を決めれば、水フラックス

qに応じたマトリックポテンシャル分布を計算することができる。

実際に測定した不飽和透水係数が上記の様な関数形で表すことができる場合は、定積分を用いて容易に定常状態のマトリックポテンシャル分布が計算できる。解析的な積分形が求められない場合は、数値積分を使用すればよい (Fig. V-1)。

本研究では、山梨粘土ロームについては、実測値から $n=4$ の場合の不飽和透水係数の式を非線形回帰であてはめ、この結果 (式(5-4)で $a=1.255 \times 10^{-3}$ 、 $b=0.3781$ 、 $n=4$) を用いて解析的積分からクラスト下方の降雨の影響を受けていない土層内のマトリックポテンシャル分布を計算した。また、クラスト直下の層のマトリックポテンシャル分布は (5-3)式の積分形のダルシー式を用いて計算した。国頭マージの場合は、クラスト下方の降雨によって変化しない土層のマトリックポテンシャル分布には供試土の不飽和透水係数を非線形回帰で $n=8$ の場合の不飽和透水係数の式に当てはめ ($a=0.209$ 、 $b=24.8095$ 、 $n=8$)、これを用いて積分形のダルシー式からマトリックポテンシャル分布を計算した。また、いずれの場合もクラスト層 (深さ0~0.5cm) については、飽和とみなした。

積分型のダルシー式では、不飽和透水係数の測定と実測値から求めた実験式がマトリックポテンシャル分布の計算結果を左右する。一方、不飽和透水係数には、ヒステリシスと呼ばれる水分履歴による値の変動がある。たとえば、今回使用した国頭マージについては、吸水過程と排水過程の不飽和透水係数 (第II章) をそれぞれ用いて、定常状態のマトリックポテンシャル分布を計算したのがFig. V-2である。この図から、吸水過程であるか排水過程であるかという違いで同じ水フラックスに対して0.5kPa程度マトリックポテンシャルが異なる場合があることがわかる。したがって、積分型のダルシー式適用の際は、ヒステリシスにも配慮をする必要がある。

V.1.2 クラストの無い場合の土壌カラム内の水の流れとマトリックポテンシャル分布の変化

供試土壌は、山梨粘土ローム、国頭マージともに透水性の良い土壌で、実験に使用した強度の降雨は容易に浸透できるものと考えられる。Fig. V-3は、降雨強度と同じ水フラックスの無衝撃給水を与えたときの土壌カラム底部からの排水速度の変化を示したものである。山梨粘土ロームは、飽和後24時間排水を行った状態

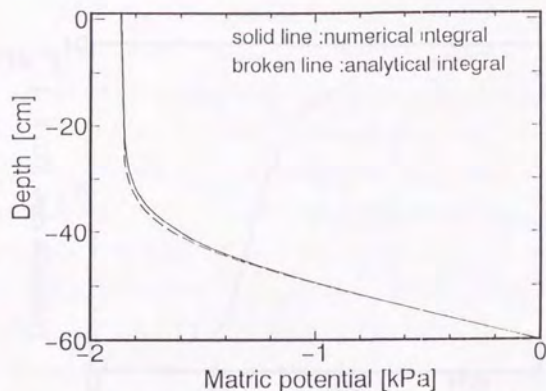


Fig. V - 1 Comparison between numerical and analytical integration of Darcy eq. (Yamanashi, $q=1 \times 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$)

積分型ダルシー式：解析的積分と数値積分の比較

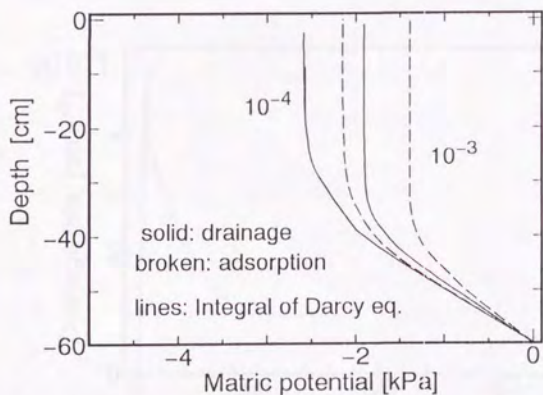


Fig. V - 2 Effect of hysteresis on matric potential profiles at steady infiltration (Maji soil $\rho_b=1.15 \text{ Mg m}^{-3}$)

不飽和透水係数のヒステリシスが積分型ダルシー式で求めた定常マトリックポテンシャル分布の与える影響例

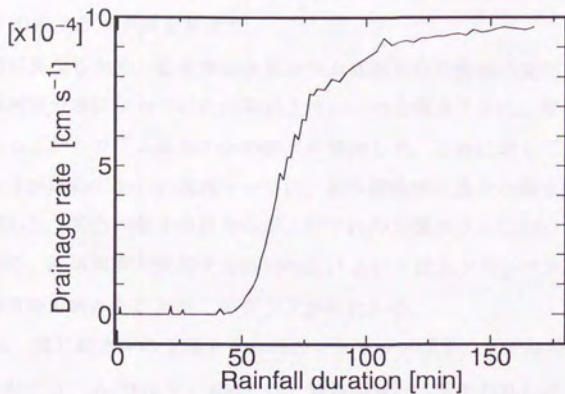


Fig. V -3(a) Effluent from the bottom of the soil column (Yamanashi Drip $q=10^{-3}$ cm s⁻¹)

無衝撃給水時の排水速度曲線(a)

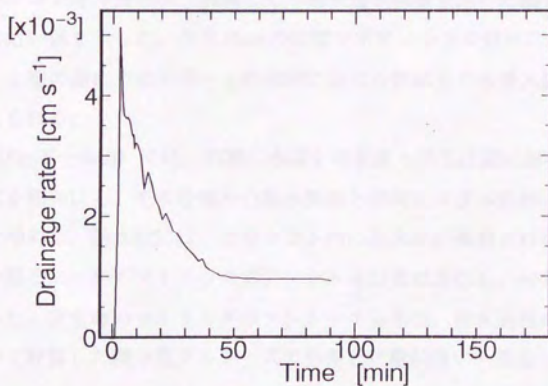


Fig. V -3(b) Effluent from soil column during infiltration (Maji Drip $q=10^{-3}$ cm s⁻¹)

無衝撃給水時の排水速度曲線(b)

を初期状態とし、国頭マージでは、土層全体を飽和にした状態を初期状態として約 10^{-3}cm s^{-1} の水フラックスを与えた。

初期状態が異なるため、給水開始後のカラム底部からの排水の変化は異なる。初期に平衡水分分布になっていた山梨粘土ロームの土層カラムは、給水開始後40分ほどたつてからカラム底部からの排水が開始した。これに対して、給水開始時に土層全体が飽和であった国頭マージは、給水開始時に最大の排水速度を示した後に漸減した。変化の様子は異なるが、いずれの土層カラムにおいても給水中に湛水はなく、降雨実験で使用する $9 \times 10^{-4}\text{cm s}^{-1}$ という給水フラックスがカラム内へ定常浸透可能であったことがこのグラフからわかる。

Fig. V-4は、同じ給水中の土層カラム内のマトリックポテンシャル分布の変化である。山梨粘土ローム (Fig. V-4(a)) は、地表面付近に若干の乱れがあるものの、マトリックポテンシャルが勾配1で、位置の変化に比例する平衡水分分布($t=0$)から、給水開始後は、浸潤前線がカラム下方へ進行し、給水開始後70分以降では、カラム内全体が -1kPa 前後のマトリックポテンシャルで定常になった。また、このときのマトリックポテンシャル分布は、実測した不飽和透水係数を用いた積分型ダルシー式の結果と近い値を示した。深さ 10cm の位置でポテンシャル分布におれ曲がりがあるのは、土層の詰め方の不均一と飽和時における供試土の水浸入値の影響等が原因と考えられる。

国頭マージ (Fig. V-4(b)) では、初期に水面を地表面と同じ位置において、土層カラム内全体を飽和にし、その状態から給水開始と同時にカラム底部の排水口を開いて実験を始めた。給水前には、土層カラム内に正水圧が観察された。給水開始後、時間を経るにつれてマトリックポテンシャル分布は変化し、40分以後はほぼ定常になった。定常時のマトリックポテンシャル分布は、排水過程の不飽和透水係数を用いて計算した積分型ダルシー式の結果と比較的良好一致を示している。

Fig. V-5は、無衝撃給水で給水強度を変化させたときの土層カラム底部からの排水速度の変化とカラム内のマトリックポテンシャル分布の変化を示したものである。x軸と図中の時間は、給水強度を変化させてからの経過時間である。結果は、国頭マージのものである。排水速度の変化は、給水速度を変えた後240分以上かかるのに対し、カラム内のマトリックポテンシャル分布は、給水速度を変えて

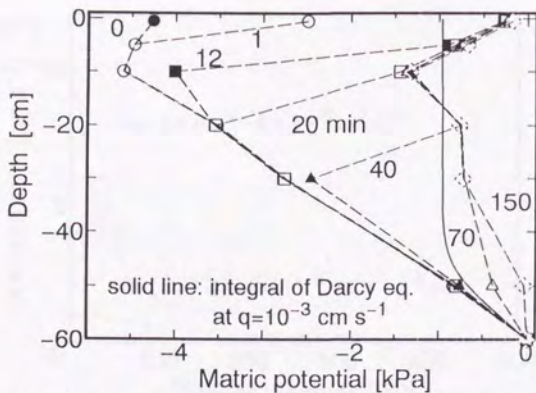


Fig. V - 4(a) Changes in matric potential profile during infiltration (Yamanashi, Drip $q=10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$)

無衝撃給水時のカラム内マトリックポテンシャル分布の変化(a)

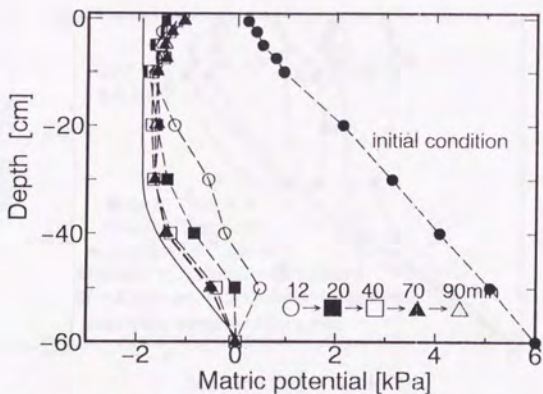


Fig. V - 4(b) Changes in matric potential profile during infiltration (Maji, $q=9 \times 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$,
(solid line: Integral of Darcy eq.)

無衝撃給水時のカラム内マトリックポテンシャル分布の変化(b)

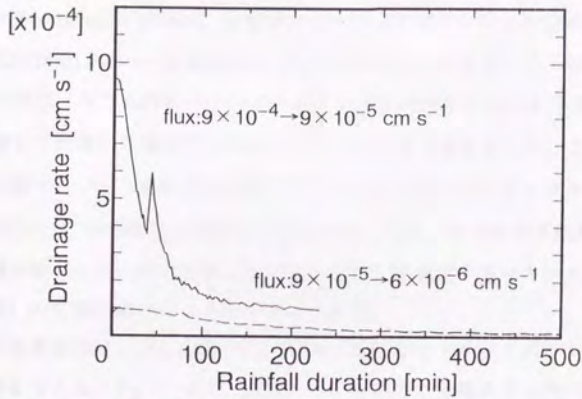


Fig. V - 5(a) Effluent from the bottom of the soil column during various water flux of infiltration (Maji)

無衝撃給水—給水強度を変化させたときの排水曲線、

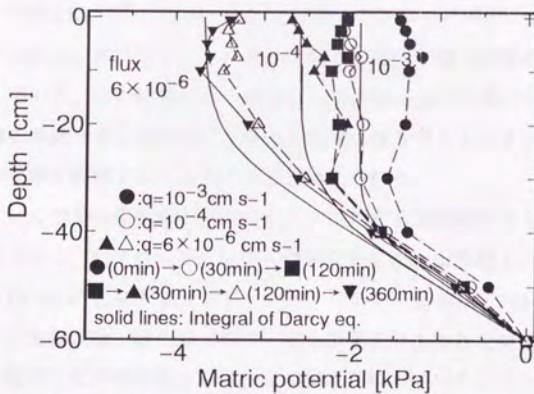


Fig. V - 5(b) Changes in matric potential profile during infiltration (Maji)

無衝撃給水—給水強度を変化させたときのマトリックポテンシャル分布の応答

から120分程度でほぼ定常な分布を示した。

水フラックス $6 \times 10^{-6} \text{cm s}^{-1}$ の時は、定常時のマトリックポテンシャル分布と積分型ダルシー式の結果はよい一致を示した。しかしながら、水フラックスが $9 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$ の時は、カラム内のマトリックポテンシャル分布の方が水フラックス 10^{-4}cm s^{-1} に対して計算した積分型ダルシー式よりも大きな値を示した。これは、Fig. II-15 (国頭マージの不飽和透水係数) でわかるように、マトリックポテンシャル 2kPa 付近では、不飽和透水係数の勾配が大きいため、わずかな不飽和透水係数の違いが積分型ダルシー式の結果 (任意の q に対して漸近するマトリックポテンシャルの値) の変動に結びつくためと考えられる。

実験装置の境界条件はしばしばカラム内の水の流れやマトリックポテンシャルの分布に影響を与える。Fig. V-6は、国頭マージを詰めた土壌カラム内の各深さのマトリックポテンシャルの時間変化である。給水フラックスが $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{cm s}^{-1}$ の場合は、深さ 40cm 、 50cm の位置のマトリックポテンシャルの変化が小さかった。これは、下端の影響が深さ 40cm の位置まで及んだためである。給水フラックスが $10^{-4} \sim 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$ の場合は、深さ $30 \text{cm} \sim 50 \text{cm}$ の位置のマトリックポテンシャルは変化しなかった。これは、水フラックスが小さくなると共に下端の影響範囲が拡大したことを示している。この結果から、地表から深さ 30cm までの層では、下端の境界条件の影響を考慮せずに降雨中のクラスト形成に伴うマトリックポテンシャルの変化などの現象を観察することができると考えられる。

Fig. V-7は、いくつかの無衝撃吸水フラックスに対する定常時のマトリックポテンシャル分布である。いずれも排水過程の結果を示した。山梨粘土ロームでは、給水フラックス 10^{-3}cm s^{-1} に対するマトリックポテンシャル分布は、3回の実験の値をすべて示した。実測値は、積分型ダルシー式の結果よりも大きな値を示したが、これは、計算に使用した不飽和透水係数自体の測定が難しいポテンシャル領域であるため、不飽和透水係数のデータと計算に用いた実験式の間に誤差があったものと推察される。より小さな 10^{-4}cm s^{-1} の時も、測定値の方が若干小さな値を示す傾向があるが、比較的良い一致を示していると考えられる。

国頭マージの場合は、 $10^{-3} \sim 6 \times 10^{-6} \text{cm s}^{-1}$ までの三種類の給水フラックスについて、定常時のマトリックポテンシャル分布と積分型ダルシー式を比較した。この

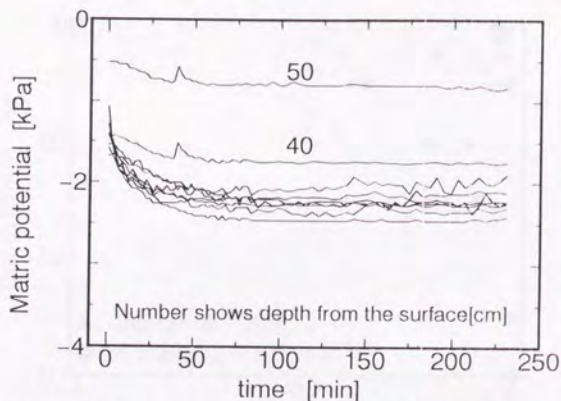


Fig. V - 6(a) Changes in matrix potential during infiltration
(flux changed from 10^{-3} to 10^{-4} cm s^{-1} at time=0)

無衝撃給水時のカラム内マトリックポテンシャルの変化
(国頭マージ、給水フラックスを 10^{-3}cm s^{-1} から 10^{-4}cm s^{-1} に変化させた場合)

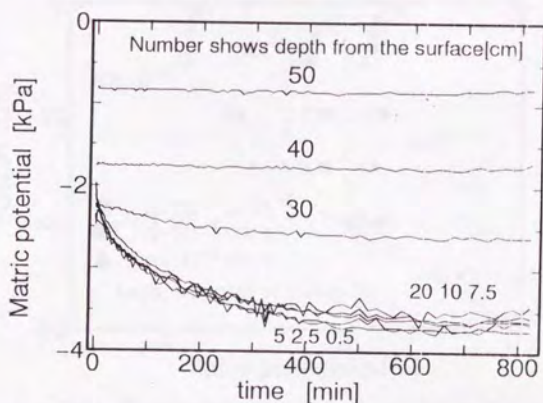


Fig. V - 6(b) Changes in matrix potential during infiltration
(flux changed from 10^{-4} to 6×10^{-6} cm s^{-1} at time=0)

無衝撃給水時のカラム内マトリックポテンシャルの変化
(国頭マージ、給水フラックスを 10^{-4}cm s^{-1} から $6 \times 10^{-6} \text{cm s}^{-1}$ に変化させた場合)

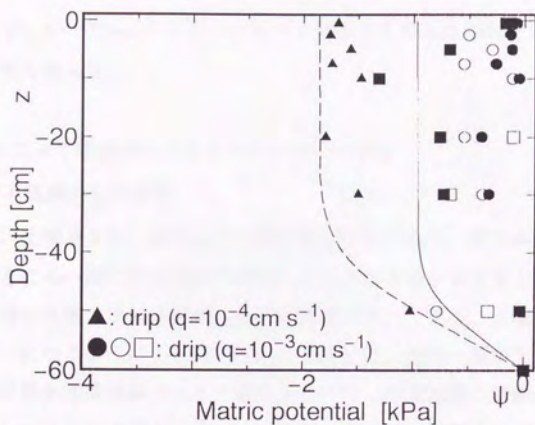


Fig. V - 7(a) Steady matric potential profile in the soil column (solid line: integral of Darcy eq. Yamanashi clay loam)

無衝撃給水時のカラム内定常マトリックポテンシャル分布 (山梨粘土ローム)

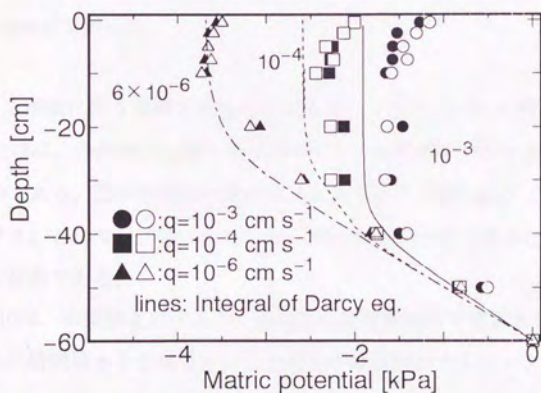


Fig. V - 7(b) Steady matric potential profile in the soil column (Maji)

無衝撃給水時のカラム内定常マトリックポテンシャル分布 (国頭マージ)

場合も、水フラックスの大きい 10^3cm s^{-1} では、実測値が計算値よりも大きくなったが、 10^4cm s^{-1} 、 $6 \times 10^6 \text{cm s}^{-1}$ と水フラックスが小さくなるにつれて実測値と計算値の合致が良くなった。

V.1.3 降雨によって地表面にクラストが形成する場合

(1) 土壌カラム底部からの排水

Fig.V-8は、土壌カラムへ 10^3cm s^{-1} の無衝撃給水を与えて、カラム内に定常流を形成させたところへ同じ給水強度の降雨へ給水方法を切り替えるという方法で降雨を与えた時の土壌カラム底部からの排水速度の変化である。土壌カラムは、できるだけ均一になるように土を詰めたが、実際には、不均一層が生じていることが、実験毎に排水速度曲線が大きく異なることや、排水速度に脈動が生じること (Fig.V-6(a)) などから推察される。しかし、全体的な特徴として給水開始後早い時期は、給水速度と同程度 (10^3cm s^{-1}) の排水速度を示し、その後底部からの排水速度が漸減していくということがわかる。定常時または降雨終了時のカラム底部からの排水速度は、山梨粘土ロームで $5.5 \times 10^3 \sim 3.3 \times 10^4 \text{cm s}^{-1}$ 、国頭マージで $1.2 \sim 4 \times 10^4 \text{cm s}^{-1}$ であった。

V.2 クラスト形成に伴う浸潤・浸透中のマトリックポテンシャル分布の変化

Fig.V-9~13は、降雨中の土壌カラム内のマトリックポテンシャル分布の変化を示したものである。図中の実線の曲線は、水フラックス 10^3cm s^{-1} (降雨前の定常水フラックス) と 10^4cm s^{-1} について、積分型のダルシー式で求めたマトリックポテンシャル分布である。

Fig.V-9,10は、山梨粘土ロームで、降雨前に無衝撃給水で定常水フラックスを与えたものと24時間排水を初期条件とした場合の降雨中のマトリックポテンシャル分布の変化である。山梨粘土ロームについては、早いもので降雨開始後40分程度、遅いもので150分位でマトリックポテンシャル分布は定常になった。

Fig.V-14~16は、国頭マージの場合で、それぞれ降雨前に無衝撃給水で定常水フラックスを与えたもの、初期に湿った状態 (含水比25%) のもの、ならびに風乾土の結果である。初期に定常水フラックスがカラム内にある場合はFig.V-14に、

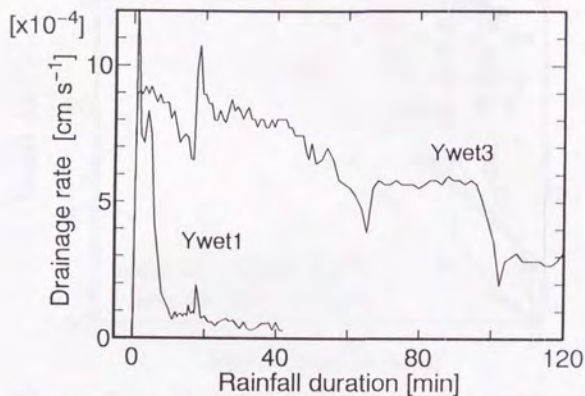


Fig. V-8(a) Effluent from the bottom of the soil column (Yamanashi Drip->Rain)

無衝撃給水から衝撃給水（降雨）に切り替えた後のカラム底部からの排水の時間変化（山梨粘土ローム）

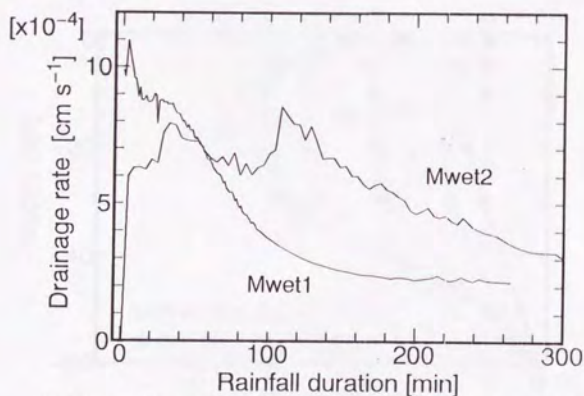


Fig. V-8(b) Effluent from the bottom of the soil column (Maji Drip->Rain)

無衝撃給水から衝撃給水（降雨）に切り替えた後のカラム底部からの排水の時間変化（国頭マージ）

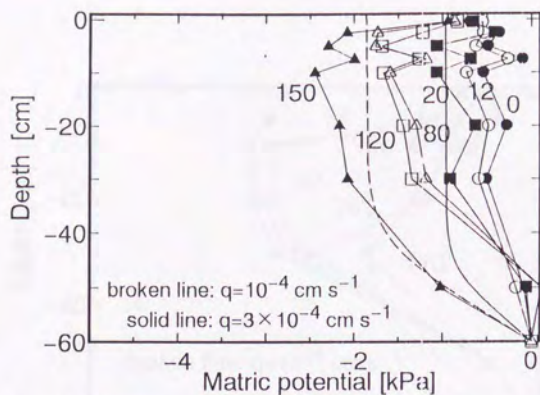


Fig. V-9(a) Changes in matric potential profile during a rainfall (Yamanashi, Drip→Rain Ywet3)

無衝撃給水から衝撃給水（降雨）に切り替えた後のマトリックポテンシャル分布の変化（山梨粘土ローム）

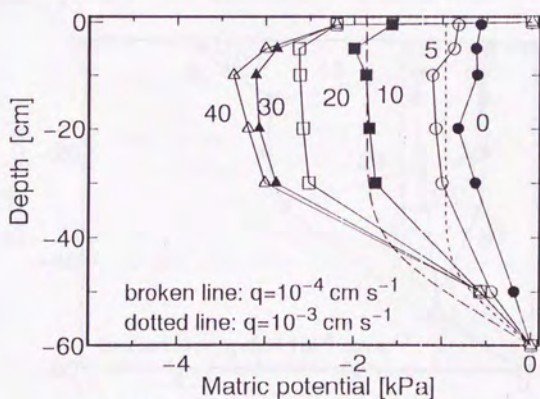


Fig. V-9(b) Changes in matric potential profile during a rainfall (Yamanashi, Drip→Rain Ywet1)

無衝撃給水から衝撃給水（降雨）に切り替えた後のマトリックポテンシャル分布の変化（山梨粘土ローム）

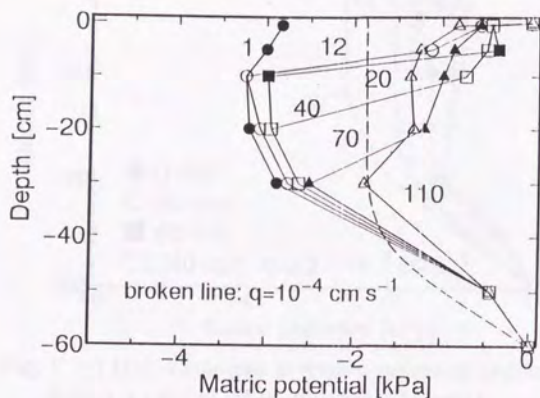


Fig. V - 10(a) Changes in matric potential profile during a rainfall (Yamanashi, Drain->Rain Ym1)

排水後、衝撃給水（降雨）を与えたときのマトリックポテンシャル分布の変化（山梨粘土ローム）

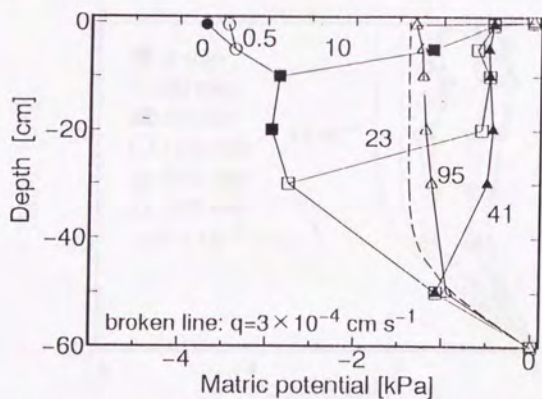


Fig. V - 10(b) Changes in matric potential profile during a rainfall (Yamanashi, Drain->Rain Ym2)

排水後、衝撃給水（降雨）を与えたときのマトリックポテンシャル分布の変化（山梨粘土ローム）

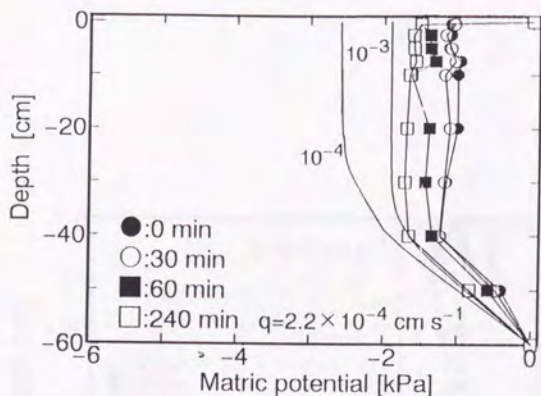


Fig. V-11(a) Changes in matric potential profile during a rainfall (Maji drip → rain Mwet1)

無衝撃給水から衝撃給水（降雨）に切り替えた後のマトリックポテンシャル分布の変化（国頭マージ）

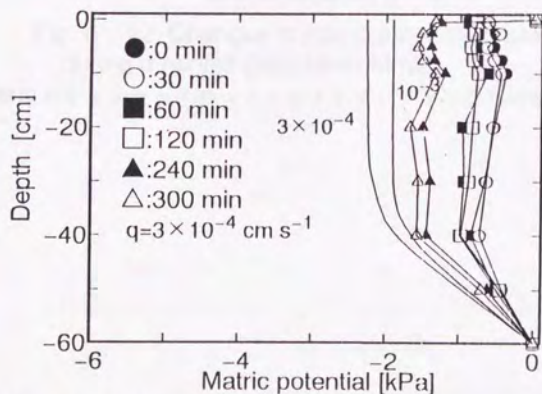


Fig. V-11(b) Changes in matric potential profile during a rainfall (Maji drip → rain Mwet2)

無衝撃給水から衝撃給水（降雨）に切り替えた後のマトリックポテンシャル分布の変化（国頭マージ）

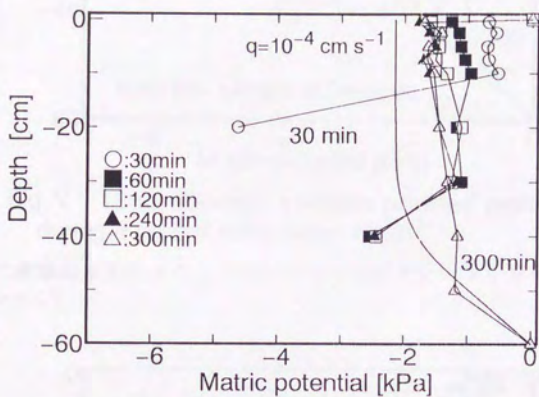


Fig. V - 12 Changes in matric potential profile during a rainfall (Maji Moist Mm2)

湿土に衝撃給水を与えたときのマトリックポテンシャル分布の変化 (国頭マージ)

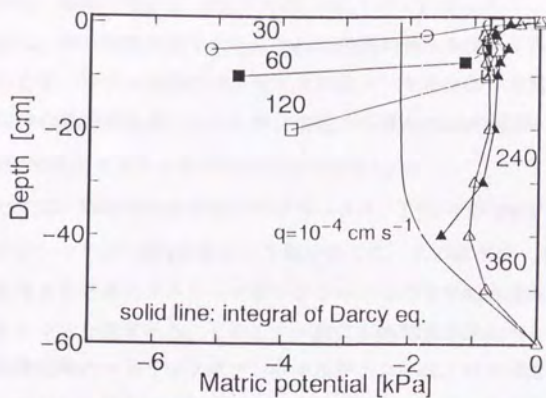


Fig. V - 13(a) Changes in matric potential profile during a rainfall (Maji airdry, Mad1)

風乾土に衝撃給水を与えたときのマトリックポテンシャル分布の変化 (国頭マージ)

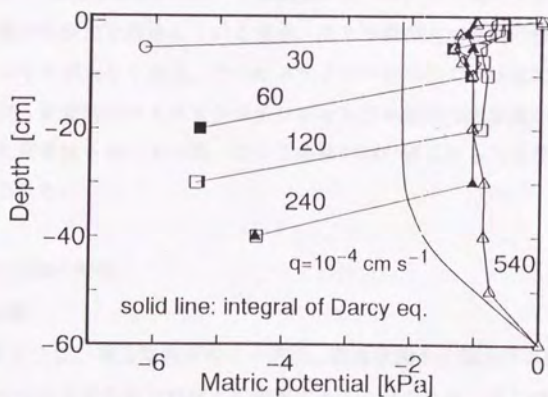


Fig. V - 13(b) Changes in matric potential profile during a rainfall (Maji airdry, Mad2)

風乾土に衝撃給水を与えたときのマトリックポテンシャル分布の変化 (国頭マージ)

初期に含水比25%、風乾の場合は、Fig. V-15, 16にそれぞれ示した。

風乾土の場合は、降雨時間が長くなるにつれて浸潤前線がカラム下方へと移動して行く。このとき、カラム全体のマトリックポテンシャル分布が定常になるまでは、300~540分の降雨が必要であったが、地表から深さ10cmの範囲に限れば、120分程度でほぼ定常なマトリックポテンシャルを示した。

Fig. V-14, 15では、降雨中の定常時の水フラックス、 $1\sim 2\times 10^4\text{cm s}^{-1}$ に対して、マトリックポテンシャルが -1kPa 前後という値を示した。この結果は、土壌カラムに無衝撃給水を与えたときのマトリックポテンシャル分布や不飽和透水係数の測定値から考えると小さな値である。しかし、一般に不飽和透水係数のヒステリシスは、吸水過程開始時のマトリックポテンシャルが小さいほど排水過程の時の結果から隔たる、すなわち同じ透水係数ならばより大きなマトリックポテンシャルを示し、同じマトリックポテンシャルならばより小さな透水性を示すという性格がある。今回の国頭マージについての吸水過程の不飽和透水係数測定は、マトリックポテンシャル -8kPa から吸水を開始していることから、含水比25%（マトリックポテンシャルで -50kPa 程度に相当）や風乾土のようにかなり低いマトリックポテンシャル状態から吸水を開始している場合、同じ不飽和透水係数の値でもマトリックポテンシャルが大きくなる。このヒステリシスが原因で、含水比25%、風乾の二条件では、定常時のマトリックポテンシャルが不飽和透水係数から予想される値や初期に定常流を与え十分湿っている条件の時の値よりも大きな値を示したものと考えられる。

V.3 定常水圧分布の解析

V.3.1 層の分離

V.1で示したように、積分型のダルシー式は、定常状態の土壌カラム内のマトリックポテンシャル分布をある程度よく表現することができる。そこで、クラストが地表面に形成している降雨中の土壌への水の浸透に積分型のダルシー式を適用して、計算値との比較から土壌の物理性の変化を考える。

積分型のダルシー式の適用に当たって、V.1で示したように、ヒステリシスの影響は無視できない。今回の降雨実験では、無衝撃給水で定常流を作ったところへ降雨を与える実験は、明らかに排水過程と考えられる。24時間排水、初期含水

比25%、風乾土という初期条件の場合は、降雨実験によって吸水過程の現象が生じるとみなせる。そこで、国頭マージの実験結果については、吸水排水両過程の不飽和透水係数を用いて、排水過程と吸水過程を区別して考察を行った。山梨粘土ロームについては、排水過程の不飽和透水係数のデータのみで、ヒステリシスについては不明である。しかし、山梨粘土ロームで24時間排水を初期条件とした場合でも、主として観察の対象となる表層から20cm程度の深さまでは、降雨開始後いったん飽和近く(-0.5kPa)までマトリックポテンシャルが上昇しその後、地表面におけるクラストの形成に伴ってポテンシャルが低下するという排水型のマトリックポテンシャル変化を示したため、排水過程の不飽和透水係数で各実験を考察した。

Fig. V-14, 15は、山梨粘土ロームと国頭マージの降雨前に降雨強度と同じ給水強度の無衝撃給水で定常流を与えた実験の定常時のマトリックポテンシャル分布である。図中には、実測値のプロットと共に積分型ダルシー式で算出したマトリックポテンシャル分布も描いてある。

山梨粘土ロームでは、定常時のマトリックポテンシャル分布のばらつきが大きくなった。土壤の詰め方等の条件は同じにしても関わらず、定常時のマトリックポテンシャルの大きいもの (Fig. V-14○プロット) と最小のもの (同▲プロット) の差は、2kPa以上にもなった。もっとも小さな定常マトリックポテンシャル分布を示したカラムは、降雨後、排水、乾燥が進んだ時に、地表から深さ約10cm (乾燥時で若干収縮している) までの土層が、それ以下の土層と二つに分かれて解離した。解離した上部では、地表数mmの団粒構造が完全に破壊されているクラスト部分を除いて、団粒構造がはっきりと観察された一方で、それぞれの団粒が固結して一固まりの土層を形成していた。それに対して、10cm以深の部分では、依然としてぼろぼろとした構造であった。降雨前の無衝撃給水時のマトリックポテンシャル分布からはカラム内に透水性の不均一があるとは考えられないことと、実験終了後乾燥時の土壤の様子から、この土壤カラムでは、降雨中に地表面で分散した土粒子が土層へ流入し、間隙を閉塞させたり各団粒を結びつけりしたものと推察できる。すなわち、この土壤カラムでは、特に降雨中の土壤の性質の変化が著しかったと考えられる。初期水分、詰め方などに大きな差がないのにこの供試土だけこのような傾向を示した理由については不明である。(III章参

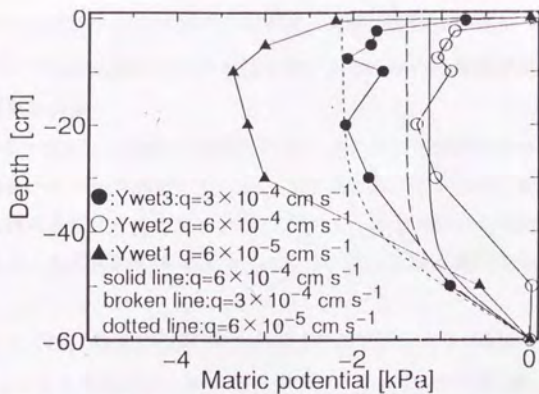


Fig. V - 14 Steady matric potential profile during a rainfall (Yamanashi, Drip->Rain)

定常時のマトリックポテンシャル分布 (山梨粘土ローム)

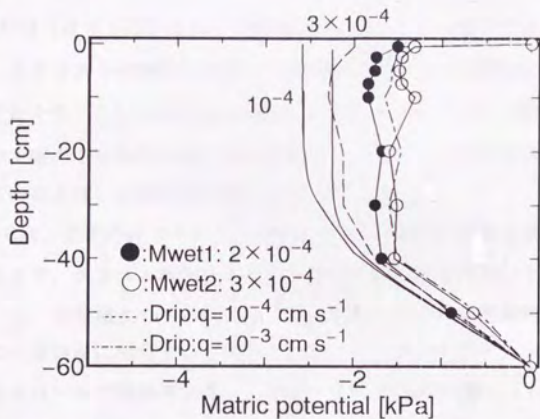


Fig. V - 15 Steady matric potential profile during rainfall (Maji Drip->Rain)

定常時のマトリックポテンシャル分布 (国頭マーグ)

照) 山梨粘土ロームと比べると国頭マージでは、実験の再現性が良かった (Fig. V-15)。また、いずれの土壤においても積分型ダルシー式の計算値が実測値よりも小さい傾向が見られた。

積分型のダルシー式による曲線と比較すると、マトリックポテンシャル勾配から土壤カラム内をいくつかの成層に分けることができる。もちろん、ポーラスカップが離散的に挿入されているため、各層の厚さは、圧力勾配から判断できる範囲のものになるが、水の流れを考える場合にはこのような層の識別でも十分と考えた。

山梨粘土ロームでは、地表から深さ0.5cmまでのポテンシャル勾配が非常に大きい第1層、ポテンシャル勾配が少し緩くなる深さ0.5~10cmまでの第2層と、計算値とほぼ並行になる深さ10cm以深の第3層の三つの層に分けることができた。国頭マージについても同様に考えると、地表面から0.5cmまでのクラスト層、深さ0.5cm~2.5cmまでの第2層と2.5cm以深の第3層に分けることができる。国頭マージの場合、第2層がはっきりしないため、2層構造とみなすことが適当である。

第III章で示したクラストの構造から考えて第1層の大部分は土壤構造、特に団粒構造に大きな変化を生じたいわゆるsealであると判断できる。また、第IV章の土壤クラストを含む土壤の水分特性曲線の結果を参考にすると、このクラスト層は、負圧が加わっているとはいえ飽和な状態にあると考えて良い。

第2層については、定常時のマトリックポテンシャル勾配が第1層と第3層の間にあるということで、クラスト層からクラスト形成の影響を受けない下層への遷移層と考えられる。山梨粘土ロームについては、前述したように乾燥時に固まってしまう層がこの遷移層に相当すると考えられる。マトリックポテンシャル勾配からは、山梨粘土ロームで遷移層が厚く、国頭マージでは薄い(若しくは無い)という結果になった。この結果は、第III章の土壤薄片によるクラストの構造の観察とも一致するものである。

V.3.2 クラスト層の透水係数

前節の結果から、山梨粘土ローム、国頭マージともに土壤クラストの飽和透水係数がカラム実験のマトリックポテンシャル勾配から計算できる。そこで、ダルシー式、実験で観測されたマトリックポテンシャル勾配、土壤カラム底部からの

排水速度を用いて土壌クラストの透水係数を算出した (Table V-1)。

山梨粘土ロームにおいては、ひとつの土壌カラムを除いて、各実験における土壌クラストは初期条件に関わり無く同程度の透水性を示した ($1.1 \sim 1.9 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$)。この値は、降雨前の 0.18cm s^{-1} という供試土の飽和透水係数の10000分の1である。国頭マーヅにおいては、 $5.4 \times 10^{-6} \text{cm s}^{-1} \sim 1.6 \times 10^{-5} \text{cm s}^{-1}$ という値を示した。国頭マーヅの場合も初期条件との関連は得られなかった。国頭マーヅの場合、供試土の飽和透水係数 $8 \times 10^{-3} \text{cm s}^{-1}$ と比較して約1000分の1になる。実験前の供試土の飽和透水係数との比は異なるものの山梨粘土ロームと国頭マーヅで土壌クラストの飽和透水係数が近い値を示したのは、両土壌の粒径分布が似ていることに加えてクラスト形成の過程で元々の土壌構造が破壊されたために、透水係数に及ぼす粒径組成の寄与が相対的に大きくなったためと考えられる。また、定常時のマトリックポテンシャル勾配から算出したクラストの透水係数が初期条件に依らないということは、定常になるまでの過程 (土壌の分散など) は初期条件に影響されるが、定常時には、土壌の静的な性質 (粒径組成など) の寄与が大きくなることを示していると考えられる。

V.3.3 クラスト直下の遷移層の透水性

クラスト形成土層を3層に分けた場合、クラスト直下の遷移層の透水性についてまだよくわかっていない。そこで、定常時のマトリックポテンシャル勾配を用いてこの遷移層内の土壌の透水性について試算を行ってみた。国頭マーヅの場合は、遷移層が薄く (若しくは遷移層がないとみなせる)、ポテンシャルのデータが不十分なので、試算は、山梨粘土ロームについて行った。

遷移層では、深さ方向にマトリックポテンシャルが $-0.7 \text{kPa} \sim -2 \text{kPa}$ まで変化する。第IV章で示したクラスト層の水分特性でも空気浸入値が $-1.5 \sim -2 \text{kPa}$ であった。遷移層内の下方の土壌はもっと大きな空気浸入値を持つものと考えられるので、遷移層全体では土壌は不飽和とみなせる。そこで、遷移層を均一な不飽和層と考え、マトリックポテンシャル分布から不飽和透水係数を推測した。

(1) マトリックポテンシャル分布から不飽和透水係数推測の方法

V.1で述べたように、いくつかの不飽和透水係数の実験式について、積分型の

Table V-1 カラム実験の概要

| 名称 | 水分状態 | 給水強度
[mmh ⁻¹] | 定常まで
の降雨時
間[<i>min</i>] | 定常時底部排
水[<i>cm s</i> ⁻¹] | 定常時クラスト
部水頭勾配
[<i>cmH₂O cm</i> ⁻¹] | クラスト部透水
係数[<i>cm s</i> ⁻¹] | 地表面湛水
発生時
[<i>min</i>] |
|-------------|--------------|------------------------------|---------------------------------|--|--|--|--------------------------------|
| 山梨粘土ローム | -0.5~-0.8kPa | D47→R43 | 40 | 5.9×10^{-5} | 45 | 1.3×10^{-6} | 15 |
| 定常水フラックス→降雨 | - | D36→R38 | 80 | 5.9×10^{-4} | 31.0 | 1.9×10^{-5} | 48 |
| | -0.1~-0.7kPa | D33→R33 | 110 | 1.4×10^{-4} | 19.3 | 7.2×10^{-5} | 52 |
| 24時間排水後降雨 | 地表で-5~-6kPa | R40 | 35 | 1.2×10^{-4} | 11.1 | 1.1×10^{-5} | 12 |
| | 地表で-5~-6kPa | R50 | 260 | (4×10^{-4}) | 27.5 | 1.5×10^{-5} | - |
| 国頭マージ | -1~-1.3kPa | R32 | 240 | 2.2×10^{-4} | 31.1 | 7×10^{-6} | 45 |
| 定常水フラックス→降雨 | -0.3~-0.8kPa | R31 | 280 | 2.8×10^{-4} | 27.4 | 1×10^{-5} | 83 |
| 初期含水比25% | 24% | R33 | -(510) | (5×10^{-4}) | 31.9 | (1.6×10^{-5}) | 35 |
| | 26% | R31 | 270 | 1.2×10^{-4} | 31.3 | 6×10^{-6} | 60 |
| 風乾土 | 3% | R32 | -(570) | (1.2×10^{-4}) | 15.2 | (8×10^{-6}) | 150 |
| | 3% | R32 | 570 | 1.5×10^{-4} | 23.0 | 7×10^{-6} | 360 |

D: 無衝撃給水(Drip)、R: 衝撃給水(Rain)

ダルシー式を用いて定常時のマトリックポテンシャル分布を計算することができる。この結果を逆に用いて、不飽和透水係数のパラメータを未知のまま残して積分型ダルシー式を解析的に求め、この定積分がマトリックポテンシャル分布に合うように非線形最小自乗法で未知パラメータを決定すれば、不飽和透水係数が決定できる。この方法は、不飽和透水係数の実験式の式形が解析的な積分型ダルシー式を得られるようなものでなければならないという制限がある。しかし、マトリックポテンシャルの領域がそれほど広くなければこのような制限下でも意味のある不飽和透水係数を得ることができる。具体的には、

$$k = k_{\text{sat}} \times \exp(c\Phi) \quad (5-8)$$

k_{sat} : 飽和透水係数、 c : 定数、 Φ : マトリックポテンシャル(kPa)

という不飽和透水係数の実験式を考えると、解析的な積分型ダルシー式は、

$$z = \int_{\Phi_1}^{\Phi_2} \frac{1}{\frac{q}{k} + 1} d\Phi \quad (5-9)$$

$$= -(\Phi_2 - \Phi_1) - \frac{1}{c} \ln \left(\frac{\frac{q}{k} \exp(-c\Phi_2) + k_{\text{sat}}}{\frac{q}{k} \exp(-c\Phi_1) + k_{\text{sat}}} \right)$$

Φ_1 : 積分領域の下側境界における Φ の値、 Φ_2 : 位置 z における Φ の値

この積分式が、実測したマトリックポテンシャル分布にあうようにパラメータ c 、 k_{sat} を非線形最小自乗法で求める。実際の計算は、塩沢 昌氏の MYSYSTEM 内の Marquardt 法を用いた非線形最小自乗法プログラムを使用した。

回帰には、Fig. V-17 内の ●プロットについて、下層で積分型ダルシー式が合うような水フラックス ($1 \times 10^{-4} \text{cm s}^{-1}$) を用いた。深さ 2.5、5、7.5、10cm の位置のマトリックポテンシャルの値について回帰を行った結果、 $c=0.99$ 、 $k_{\text{sat}}=10^{-4} \text{cm s}^{-1}$ 、相関係数 $\gamma=0.688$ という結果が得られた。遷移層内のマトリックポテンシャル分布の計算値については、Fig. V-17 に実線で示した。また、点線でクラスト層内のポテンシャル分布も示している。得られた遷移層の不飽和透水係数については、Fig. V-18 に示した。図中のプロットは、供試土の (降雨前の) 不飽和透水係数の実測値、破線が推定した遷移層の不飽和透水係数である。マトリックポテンシ

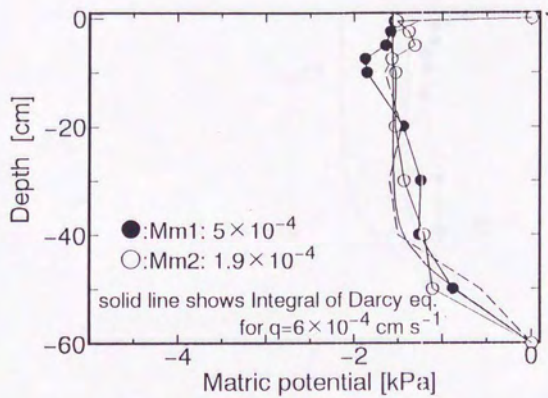


Fig. V - 16 Steady matric potential profile during rainfall (Maji Moist)

定常時のマトリックポテンシャル分布 (国頭マージ)

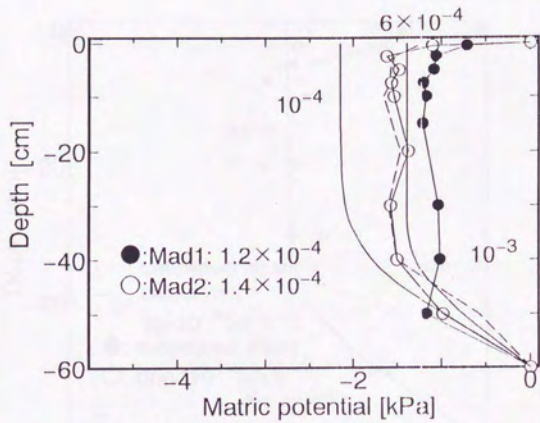


Fig. V - 17 Steady matrix potential profile during rainfall (Maji airdry)

定常時のマトリックポテンシャル分布 (国頭マージ)

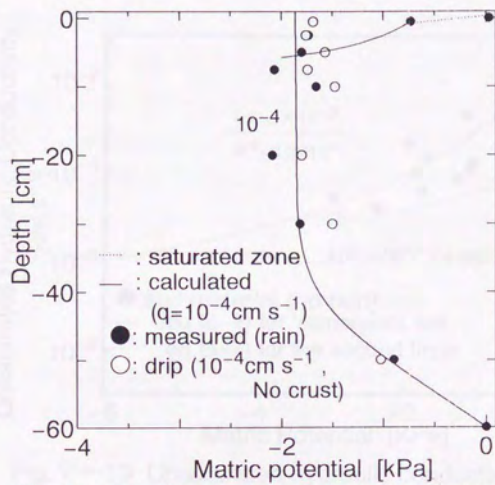


Fig. V - 18 Matric potential profile for steady infiltration during rainfall(Ywet3)

クラスト下の遷移層のマトリックポテンシャルプロファイルの推定

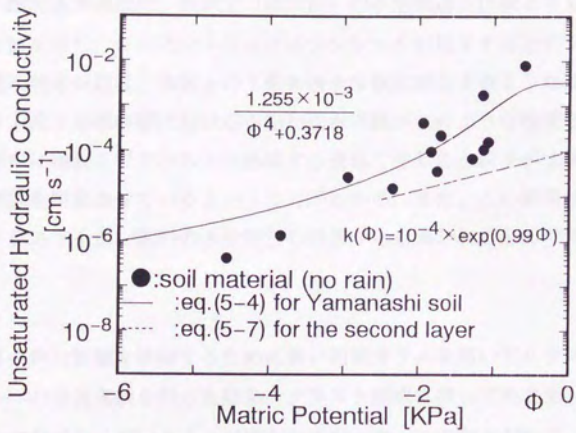


Fig. V - 19 Unsaturated hydraulic conductivity of Yamanashi clay loam

クラスト直下の遷移層の不飽和透水係数

ル0~-1kPaでは、供試土の不飽和透水係数との隔たりが大きいですが、-1kPa以下では、降雨前の供試土の不飽和透水係数と近い値を示している。

国頭マージの場合は、遷移層内のマトリックポテンシャルのデータが少ないため上記のような推定ができない。そこで、クラスト形成土壌のクラスト直下の層の不飽和透水係数を圧力制御の定常法で測定してみたところ(Fig.IV-10参照)、山梨粘土ロームと似た傾向が得られた。すなわち、0~-2.2kPa位までは、クラスト直下の層の不飽和透水係数は、供試土(降雨前)の不飽和透水係数よりも1オーダー弱小さな値を示し、さらにマトリックポテンシャルが低下するとクラスト直下の層の不飽和透水係数は、供試土の不飽和透水係数に漸近するような変化を示した。クラスト直下の遷移層における不飽和透水係数がこのような性質を示すことから、降雨中に地表面でクラストが形成する過程で生じた土粒子が土壌中の比較的大きな間隙を閉塞させているということがわかる。また、この結果は、IV章で示した、クラストを含む試料の水分特性の結果からも導かれるものである。

V.4 まとめ

下層の境界条件の影響を排除するために長い円筒カラムを用いてクラスト形成及びクラストへの浸透実験を行った結果、クラスト形成に伴って地表面0.5cmの層で大きな動水勾配が生じていることが明らかになった。この動水勾配は、クラストの低透水性(IV章参照)に起因するものである。

クラストの有無に関わらず、適切な不飽和透水係数を与えれば、積分型のダルシー式で定常状態のマトリックポテンシャル分布が表現できること、クラスト形成の過程で、下層の土層は、浸潤過程におかれる場合と排水過程におかれる場合があり、同程度の水フラックスでも水分履歴によってクラスト下層のマトリックポテンシャル分布に違いが生じることを確認した。

Hillel and Gardner(1970)やAhuja(1983)などは、クラストの形成した土壌をそれぞれ均一な二つの土層から構成される2成層土壌と仮定して解析を行っているが、今回の結果では、山梨粘土ロームのように必ずしも2層ではなく、遷移的な層がクラスト直下に存在する場合があることが明らかになった。

クラスト直下の遷移層の不飽和透水係数の推定から、クラスト下層でも土壌孔隙に目詰まりが生じていることが明らかになった。

第VI章 クラストの形成が斜面における降雨の浸入・地表面流出に及ぼす影響

VI.1 降雨の浸入、流出の変化

VI.1.1 クラストの形成が降雨の浸入に及ぼす影響—形成過程における浸入の変化

第II章で述べたように、供試土の山梨粘土ロームと国頭マージは、実験に用いた乾燥密度では、非常に透水性が良い。また、ライシメータ内で供試土の下に敷いた標準砂も透水係数は 10^{-3}cm s^{-1} 程度である。この供試体に対して強度 32mm h^{-1} (10^{-3}cm s^{-1} 弱)程度の降雨を与えた時に、ライシメータ底部からの排水が降雨中に低減し、これに対応して地表面流出が発生するという結果を得た。

Fig.VI-1~5には、降雨中のライシメータ底部からの排水速度と地表面における浸入速度の結果の代表的なものを示した。ここで、地表面における浸入速度は、降雨強度から地表面流出の流出速度を引いた差で、多くの既往の研究においては、このデータを浸入速度として取り扱っている。山梨粘土ローム、国頭マージの湿土、風乾土、傾斜 6° 、 11° の場合ならびに山梨粘土ロームについては、2回目の降雨の結果も示した。

供試土の違いによらず、湿土 (Fig.VI-1,3,4) では、ライシメータ底部からの排水が開始する前に地表面の浸入速度が低下し始め、底部からの排水発生時に、地表面の浸入速度と底部からの排水速度が一致した。風乾土の場合には (Fig.VI-2,5)、50分から100分間の間、降雨強度と地表面の浸入速度、ライシメータ底部からの排水速度が一致し、その後浸入速度と排水速度と一緒に低下した。

以上の結果から、ライシメータ底部の排水が降雨中に低減するのは、ライシメータ内に透水係数の小さな土層ができるためであることがわかる。

VI.1.2 ライシメータ内のマトリックポテンシャルの変化

Fig.VI-6には、風乾の場合と湿土の場合の降雨中のマトリックポテンシャルの時間変化の例を示した。深さ1,2,4cmで、各深さにおいて3点で測定を行った結果である。初期条件が異なるので単純には比較できないが、降雨開始後、いったん $-0.1\sim-0.5\text{kPa}$ までポテンシャルが上昇した後に再度低下するという傾向は一致している。このほかの各実験でも同じ傾向を示した。また、ポテンシャルの変化が

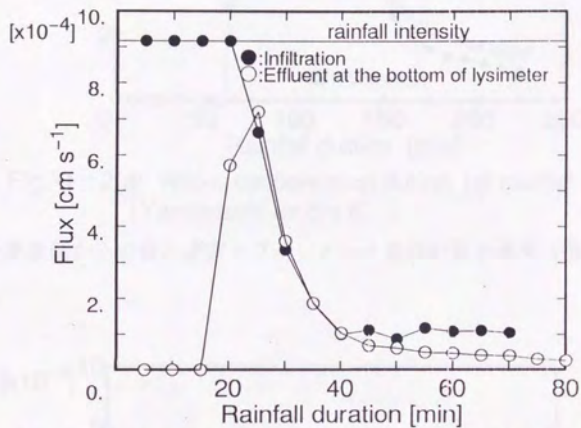


Fig.VI-1 Changes in infiltration and effluent from a lysimeter during a rainfall (Yamanashi moist 6°)

降雨中の地表面からの浸入速度とライシメータ底部の排水速度
(山梨粘土ローム)

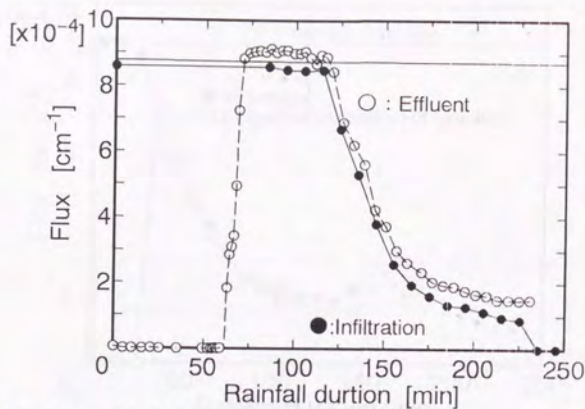


Fig. VI-2(a) Water conservation during 1st rainfall
(Yamanashi air dry 6°)

降雨中の地表面からの浸入速度とライシメータ底部の排水速度 (国頭マージ、風乾土)

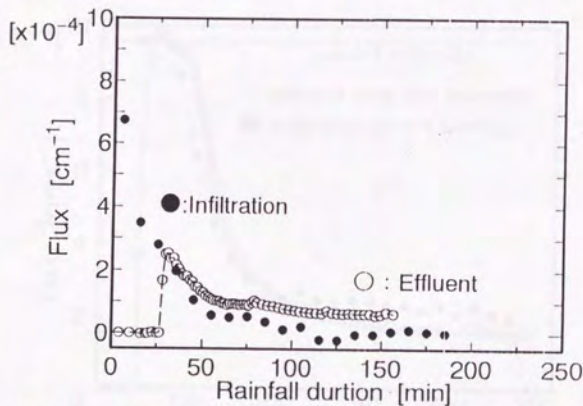


Fig. VI-2(b) Water conservation during 2nd rainfall
(Yamanashi air dry 6°)

降雨中の地表面からの浸入速度とライシメータ底部の排水速度 (山梨粘土ローム、風乾土)

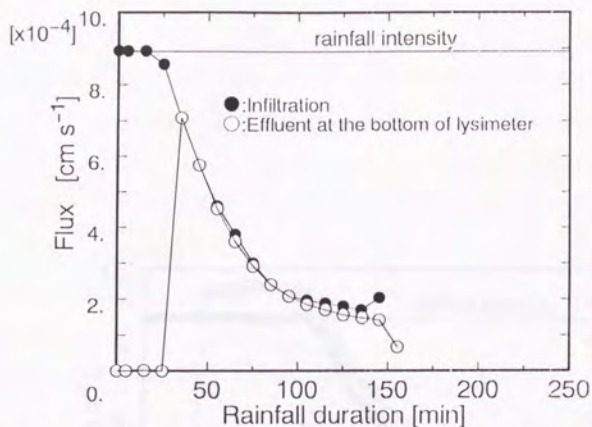


Fig. VI-3 Changes in infiltration and effluent from a lysimeter during a rainfall (Maji moist 6°)

降雨中の地表面からの浸入速度とライシメータ底部の排水速度（国頭マージ、湿土、6° 斜面）

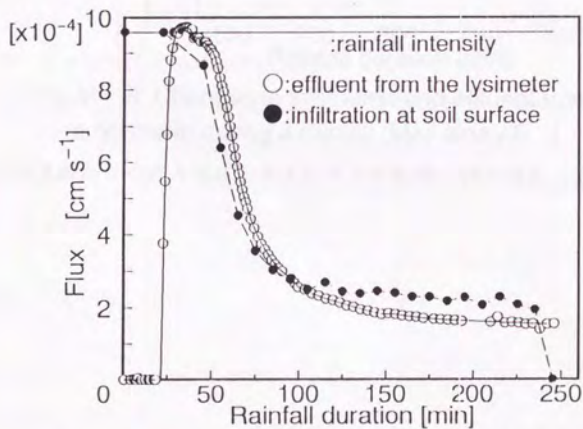


Fig. VI-4 Drainage from the bottom of the lysimeter and infiltration (maji moist 11°)

降雨中の地表面からの浸入速度とライシメータ底部の排水速度（国頭マージ、湿土、11° 斜面）

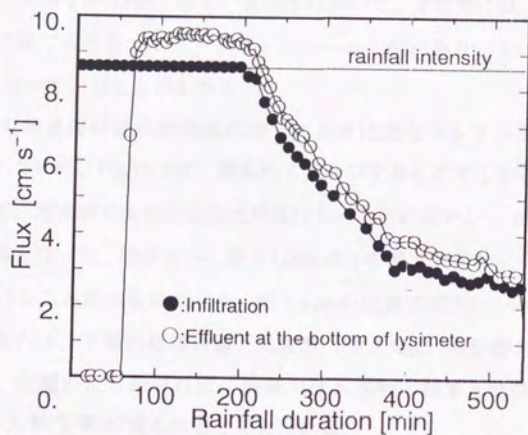


Fig. VI-5 Changes in infiltration and effluent from a lysimeter during a rainfall (Maji airdry 6°)

降雨中の地表面からの浸入速度とライシメータ底部の排水速度 (国頭マージ、風乾土)

無くなった定常時または、降雨終了直前のマトリックポテンシャルは深さ1~4cmの層では、-1kPa前後で、大気圧(0kPa)や正圧になることはなかった。

Fig.VI-7,8には、定常時または、降雨終了直前のライシメータ供試土部(深さ0~5cm層)のマトリックポテンシャル分布を示した。それぞれ異なる条件の実験の結果である。Fig.VI-7では等高線で、Fig.VI-8では立体的に示した。図中の数字は、マトリックポテンシャル(kPa)である。各条件において、定常時には、地表面から深さ1cmまでの層で大きなマトリックポテンシャル勾配があり、その下層は、-1kPa程度の負圧になっていることがわかる。

いずれの条件でも地表面付近に地表面に対して垂直に急なマトリックポテンシャル勾配が存在していた。Fig.VI-8は、視覚的イメージを与えやすくするために立体表示したもので、地表面では地表面流出が流れているためポテンシャルを0であるとみなして作図を行った。地表面から深さ1.0cmまでの間で大きなポテンシャル勾配が存在していることが容易にわかる。深さ4cmの位置でポテンシャルが再度大きくなっているのは、下層の標準砂層との境界(深さ5cm)の影響と考えられる。したがって、土層がより深ければ、円筒カラム実験の結果と同様なマトリックポテンシャル分布(V章)が得られると考えられる。

地表面の浸入速度の変化とライシメータ底部からの排水速度が時間遅れなく一致し、ライシメータ内のマトリックポテンシャル分布の結果と併せて考えて土壌内が不飽和であるということは、降雨中に形成した低透水性の土層は地表面にあること、すなわち底部からの排水速度の低減が地表面のクラスト形成に伴う透水性の低下によるものであり、地表面近傍以外のライシメータ内部の土層は依然として透水性が良いことを表している。

VI.1.3 クラストの形成が浸入に及ぼす影響—クラストが形成している斜面への降雨と流出

耕耘したばかりの土に降雨が与えられるときのクラストの形成と降雨の浸入の変化については、多くの研究が行われてきた。しかし、クラストが形成している地表面における水の浸入(降雨、灌漑水)についての研究は多くない(Zhang and Miller(1993)やBissonnais and Singer(1992))。この節では、1回目の降雨時の結果と

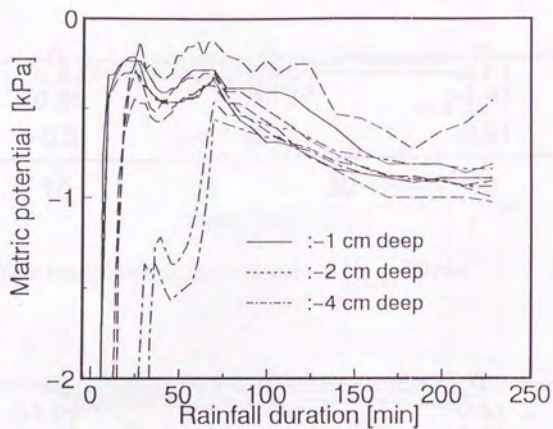


Fig. VI-6(a) Changes in matric potential of soil in lysimeter during a rainfall (Yamanash air-dry 6°)

降雨中のライシメータ内のマトリックポテンシャル変化 (山梨粘土ローム、風乾土)

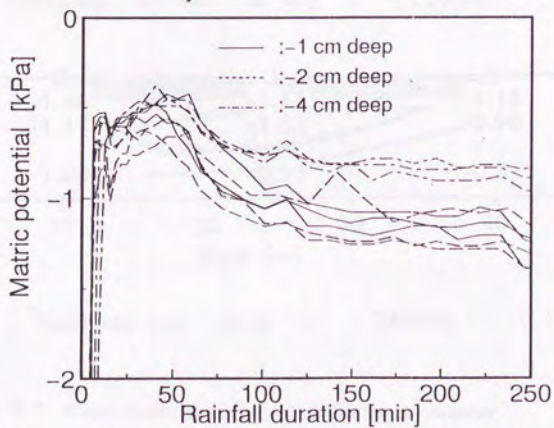
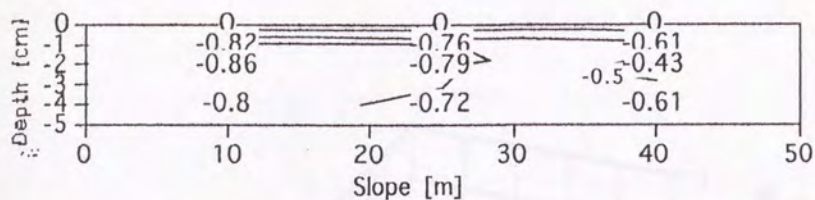
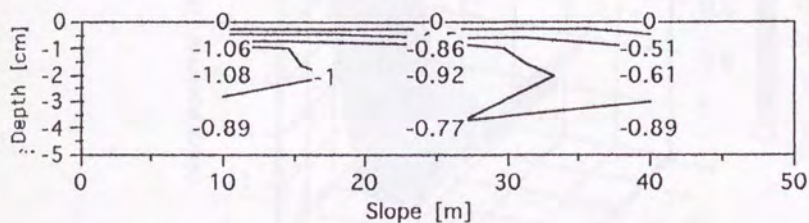


Fig. VI-6(b) Changes in matric potential of soil in lysimeter during a rainfall (Maji moist 6°)

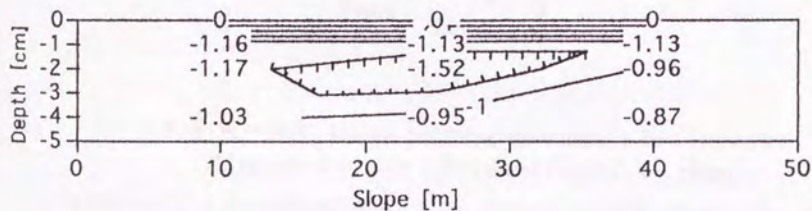
降雨中のライシメータ内のマトリックポテンシャル変化 (国頭マージ、湿土)



Yamanashi clay loam moist 11° 70min



Yamanashi clay loam air dry 6° 135min



Kunigami maji moist 11° 240min

Fig.VII-7 Steady matric potential distribution in a lysimeter
(matric potential [kPa])

降雨中のライシメータ内の定常マトリックポテンシャル分布

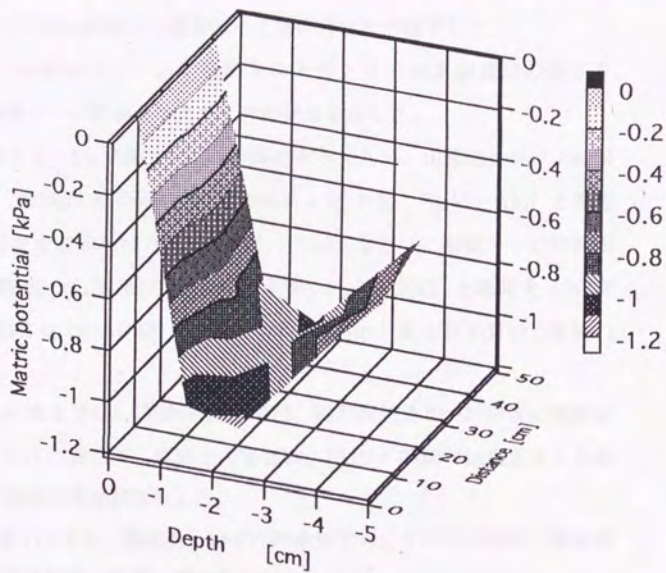


Fig. VI-8(c) Matric potential distribution in a lysimeter
(Maji, air dry, after 530 min of rainfall, 6° slope)

降雨中のライシメータ内の定常マトリックポテンシャル分布 (国頭マージ、
風乾土)

2回目以降の降雨時の結果について説明する。ここで、風乾土、湿土と呼んでいるのは、1回目の降雨時の初期水分状態である。2回目以降の降雨時においては、各降雨開始時における地表面の土壌の含水量は山梨粘土ロームで含水比33~40%、国頭マーヅで35~38%であった。降雨間の間隔が開いたときは、山梨粘土ロームで33%、国頭マーヅで26%程度まで地表面の土壌の含水比が低下した。

Fig. VI-9~10に山梨粘土ロームに降雨を与えたときの地表面流出の様子を、Fig. VI-11~13に国頭マーヅ降雨を与えたときの結果を示した。

基本的に各実験とも、2日間隔で3から4回降雨を与えたが、山梨粘土ロームの斜面傾斜 6° の湿土（第3回の降雨から第4回の降雨まで3日間、Fig. VI-9(b)）と風乾土（第3回~第4回までの間が15日間、Fig. VI-11(b)）ならびに国頭マーヅの斜面傾斜 6° の湿土（第2回から第3回の降雨まで4日間、Fig. VI-13(a)）と風乾土（第2回目の降雨から第3回目までに8日間）においては降雨間の日数を若干開いて乾燥の影響を調べた。

山梨粘土ロームの湿土では、1回目の降雨では、降雨開始後20~30分後に地表面流出が発生した。それに対して、風乾土の場合は、1回目の降雨では湿土よりも長い降雨時間の後に地表面流出が発生した。

2回目以降の降雨では湿土、風乾土、いずれの条件でも、すべての降雨で降雨開始直後から一定の地表面流出速度を示した。

国頭マーヅでは、1回目の降雨において山梨粘土ロームよりも多くの降雨を地表面流出までに要した。特に、国頭マーヅの風乾土では、降雨時間200~300分という長時間の降雨後に地表面流出が生じた。2回目以降の降雨時は、1回目の降雨時に湿土であったものは、地表面流出発生直後から山梨粘土ローム同様一定の地表面流出速度を示したが、国頭マーヅの風乾土の場合、降雨を重ねるにつれて地表面流出量が増す結果を示した。これはまた、降雨中のライシメータ底部からの排水速度の変化（Fig. VI-14）で、降雨の回数が増す毎にライシメータ底部からの排水速度も低下していくことから確認できる。1回目の降雨実験中に長時間の降雨を与えても山梨粘土ロームのような定常な地表面流出を観察するに至らなかったことから、国頭マーヅの風乾土では、1回目の降雨では地表面のクラストの形成が完了せず、2回目以降の降雨でも各降雨時においてクラストの形成が続行されたも

のと考えられる。

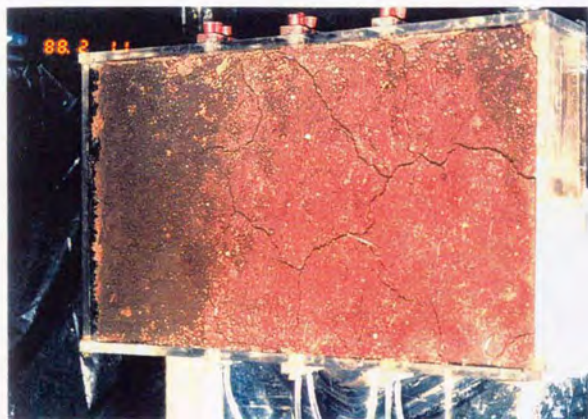
降雨間の間隔が開いた場合は、山梨粘土ロームでは、地表面流出の発生が遅くなった (Fig. VI-9(b)の△、Fig. VI-10の△)。一方、国頭マージでは、地表面流出の発生は変わらず、流出速度が同じか若干大きくなる傾向を示した。(Fig. VI-11(b)▲、Fig. VI-13(a)▲) これは、両供試土の乾燥時の収縮特性によるものと考えられる。すなわち、山梨粘土ロームは、降雨後乾燥するとクラスト部が収縮してクラックができる (Photo VI-1)。このクラックは、降雨開始後15分から30分でクラスト部の土壌が膨潤して閉じるが、降雨開始直後10分間においては、地表のクラスト部で生じた湛水は、斜面方向に流下する間も無く、近くのクラックから土中に流れ込んでいくという形で地表面流出の発生を防ぐ効果がある。国頭マージは、乾燥時のクラックの形成が山梨粘土ロームほど著しくないのに加えて、水分が減少すると分散性が急激に良くなるという性質を持っていることから (第II章)、降雨間隔が伸びて地表面の水分が減ると再度、クラストができ易い条件になるものと考えられる。その結果、降雨間隔が伸びて地表面が乾くとクラストの形成が再開し、さらに地表面流出量が増加したものと考えられることができる。

VI.2 初期水分による地表面流出発生の違い

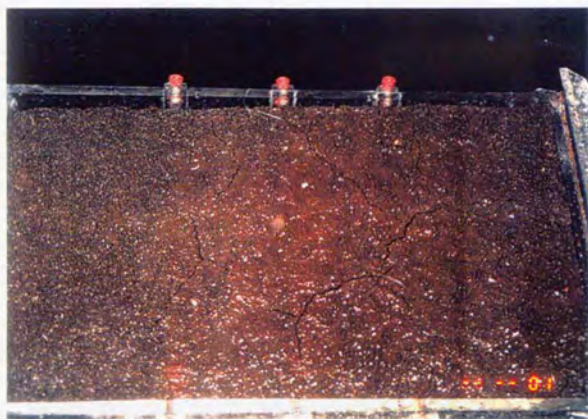
Fig. VI-15は、カラム実験、ライシメータ実験の1回目の降雨における初期水分の違いによる地表面流出の変化を示したグラフである。カラム実験では、国頭マージの結果を、ライシメータ実験では国頭マージと山梨粘土ロームの結果を示した。また、Table V-1に、各カラム実験で湛水 (または地表面流出) が発生するまでの降雨時間を示してある。

いずれの土壌においても、風乾土の方が地表面流出発生までに長時間の降雨を必要とした。今まで述べて来たように、この実験における地表面流出の発生は、土壌クラストの形成を意味する。したがって、今回の結果では、風乾土の方が降雨中にクラストが形成しにくいという結果となった。また、III章の結果を参照すると、この実験は、団粒径>雨滴径のケースであることに留意する必要がある。

カラム実験では、山梨粘土ロームでは、初期マトリックポテンシャルが小さい (すなわち初期水分が小さい) 24時間排水を初期状態とする降雨 (Yd) では地表面湛水は平均28分間の降雨で生じ、無衝撃給水による定常流を初期状態とした方

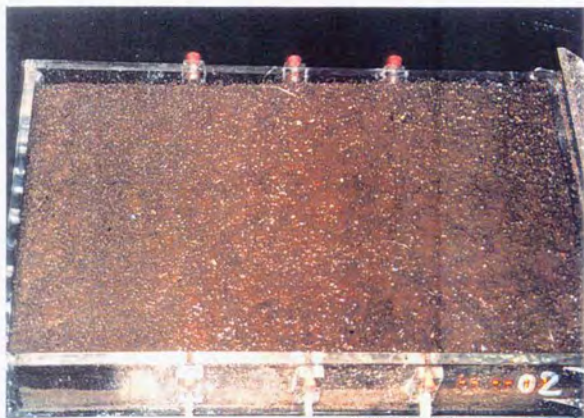


(a) 降雨開始直前
(乾燥時には、亀甲のように亀裂が入っている)



(b) 降雨開始後3分
(降雨開始と共に土壌が膨潤し始め亀裂が閉じ始める)

Photo VI-1 ライシメータ地表面に形成したクラック



(c) 降雨開始後12分
(わずかに亀裂の痕跡が視認できる状態)



(d) 降雨開始後32分
(降雨開始後32分で亀裂が消滅し、地表面流出が発生している)

Photo VI-1 ライシメータ地表面に形成したクラック

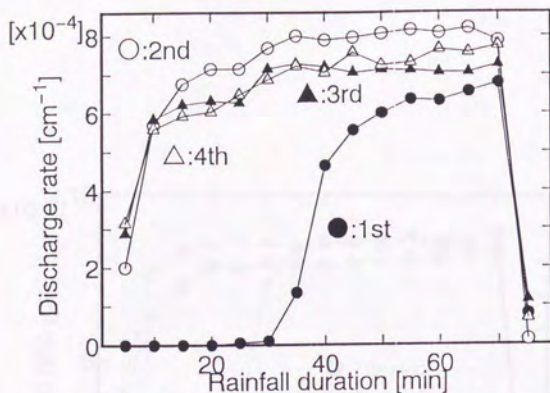


Fig. VI-9(a) Runoff from 2.4° slope during 1st to 4th rainfall (Yamanashi moist)

クラスト形成による地表面流出発生の変化(山梨粘土ローム、湿土、2.4° 斜面)

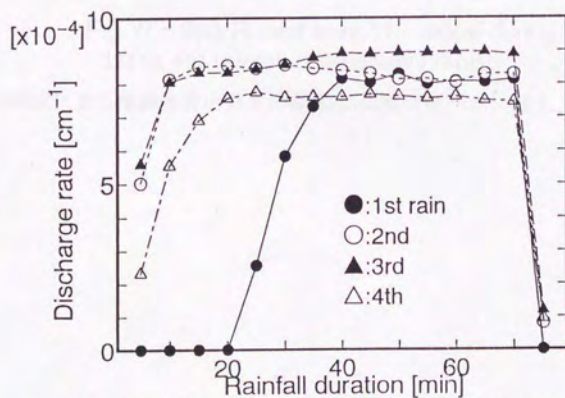


Fig. VI-9(b) Runoff from 6° slope during 1st to 4th rainfall (Yamanashi moist)

クラスト形成による地表面流出発生の変化(山梨粘土ローム、湿土、6° 斜面)

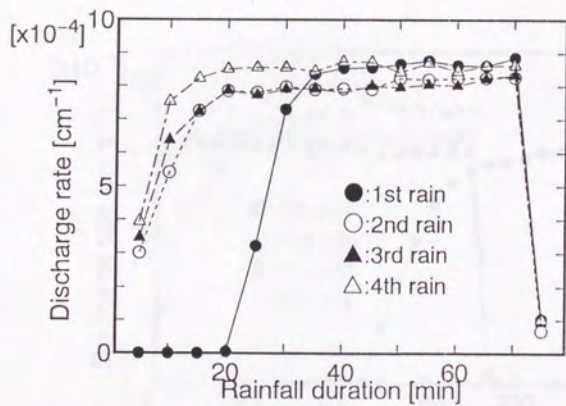


Fig. VI-9(c) Runoff from 11° slope during 1st to 4th rainfall (Yamanashi moist)

クラスト形成による地表面流出発生の変化(山梨粘土ローム、湿土、11° 斜面)

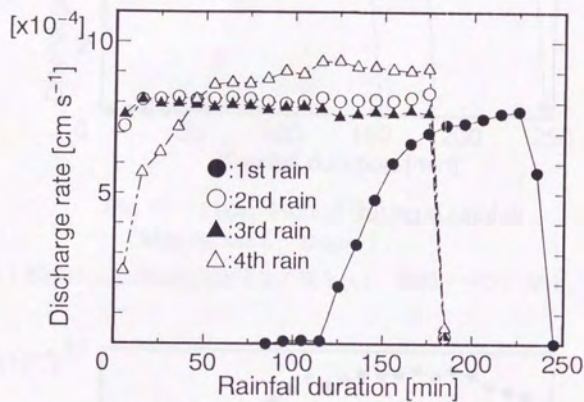


Fig. VI-10 Runoff from 11° slope during 1st to 4th rainfall (Yamanashi airdry)

クラスト形成による地表面流出発生の変化(山梨粘土ローム、風乾土、6° 斜面)

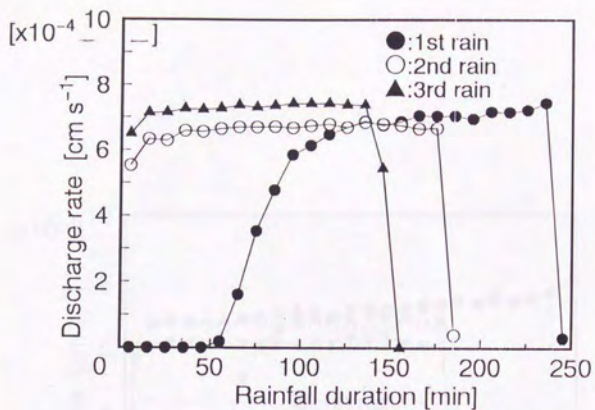


Fig. VI-11(a) Runoff during a rainfall
(Maji moist 6° slope)

クラスト形成による地表面流出発生の変化(a,b 国頭マージ、湿土、6° 斜面)

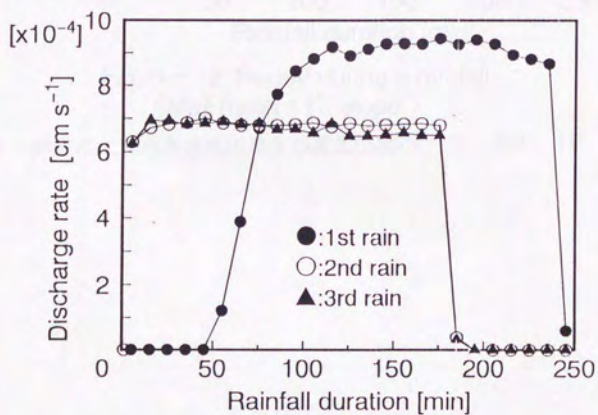


Fig. VI-11(b) Runoff during a rainfall
(Maji moist 6° slope)

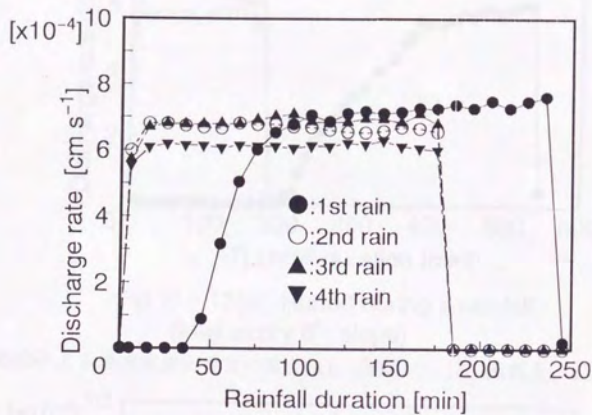


Fig. VI-12 Runoff during a rainfall
(Maji moist 11° slope)

クラスト形成による地表面流出発生の変化(国頭マージ、湿土、11° 斜面)

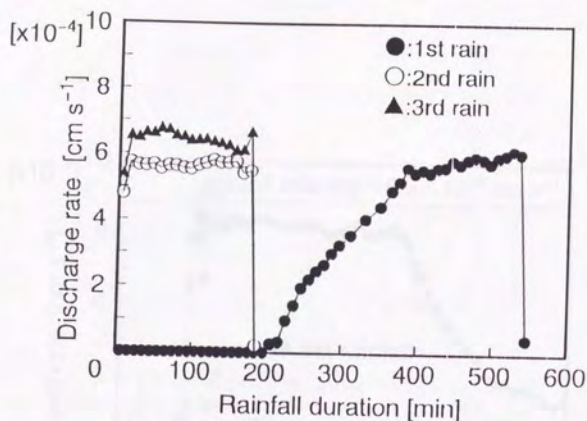


Fig. VI - 13(a) Runoff during a rainfall
(Maji airdry 6° slope)

クラスト形成による地表面流出発生の変化(a,b 国頭マージ、風乾土、6° 斜面)

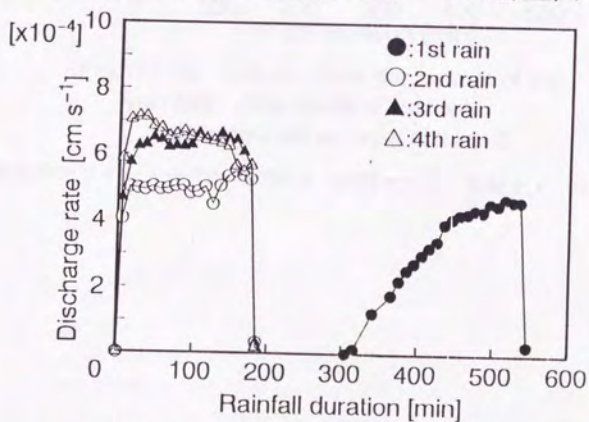


Fig. VI - 13(b) Runoff during a rainfall
(Maji airdry 6° slope)

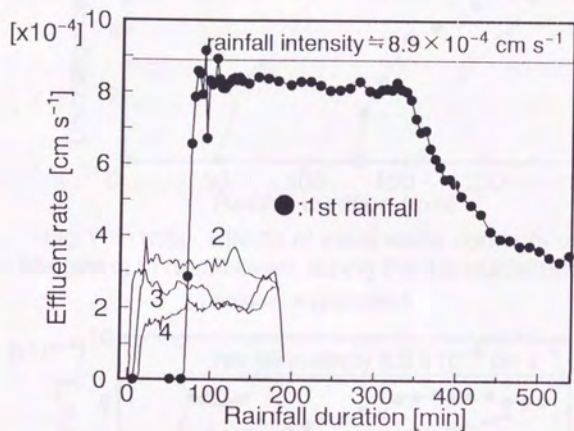


Fig. VI-14 Effluent from the bottom of the lysimeter. (Maji Mad2 6° slope)
(Numbers are an order of rainfall)

降雨中のライシメータからの排水 (国頭マージ、風乾土、6° 斜面)

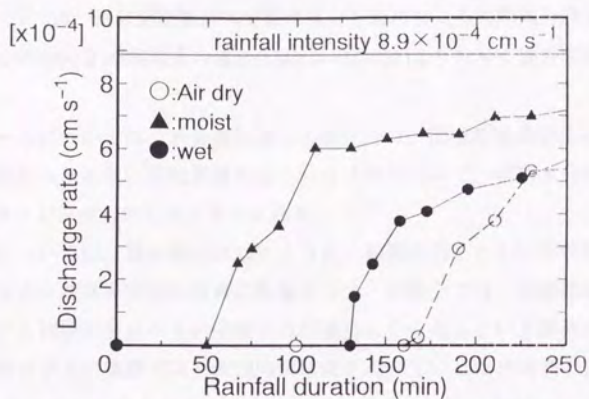


Fig. VI - 15(a) Effects of initial water contents on beginning of runoff event during the 1st rainfall (Maji) (column experiment)

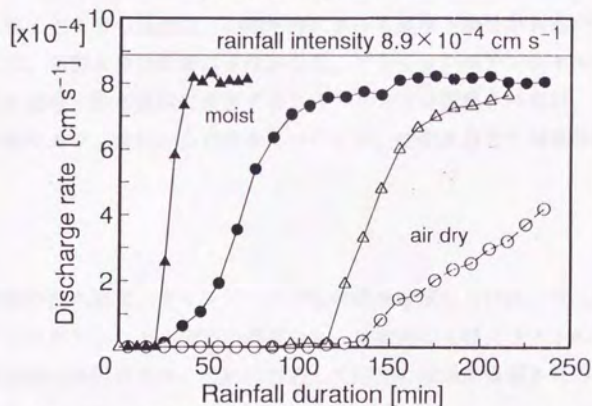


Fig. VI - 15(b) Effects of initial water contents on beginning of runoff event during the 1st rainfall (Close and open dots show results of air dry and moist soil respectively lysimeter, 6° slope ●○:Maji ▲△:Yamanasi)

初期含水量と地表面流出の発生 (カラム実験とライシメータ実験)

(Ywet)では、地表面流出発生までに平均31分間の降雨を必要とした (Table V-1)。一方、国頭マージでは、逆に無衝撃給水で定常流を与えたところに降雨を開始した実験の方(Mwet:平均64分)が風乾土の場合(Mad:平均255分)よりも早く地表面流出が発生した。

山梨粘土ロームについては、水分量の多少の変化では、団粒の強度が変化せず、団粒に雨滴が当たったときに団粒が壊れるというメカニズムで、初期水分状態に無関係にクラストが形成したものと考えられる。

国頭マージについては、第III章で示したように、初期水分とともに団粒径と雨滴径の相対的な大小関係が団粒の崩壊に影響を与え、風乾土では、水滴径が団粒径よりも小さいと初期水分が小さい団粒の方が壊れにくくなるという結果が得られている。円筒カラムの実験では、大型降雨装置を用いているため雨滴の大部分は、3mm篩い通過分の供試土よりも小さくなる。そのために、国頭マージでは、風乾土で地表面流出の発生、すなわちクラストの形成が他の水分条件と比べて遅くなったものと考えられる。

定常状態に達するまでの過程は、初期水分によって異なる場合があるが、定常状態においては、初期水分の影響は少なかった。マトリックポテンシャル分布においては、吸水過程・排水過程に由来するヒステリシスが観察されたが、クラスト部の透水係数やカラム底部からの排水については、初期水分との関係は無いようである。

VI.3 まとめ

降雨中の降雨の浸入速度、ライシメータからの排水速度ならびに、ライシメータ内のマトリックポテンシャル分布の測定から、地表面の土壌クラストの形成によって、地表面流出が促進され、それに対応して降雨の浸透が阻害されることが明らかになった。

地表面流出速度から土壌クラストの形成を判断すると山梨粘土ロームでは湿土で12分から52分 (平均28分)、湿潤土で15~48分 (平均31分) で地表面流出が発生した。国頭マージの場合は、湿潤土で45~83分 (平均64分)、湿土で20~60分 (平均45分)、風乾土で120~360分 (平均207分) で地表面流出が発生した。

国頭マージの風乾土で地表面流出が遅いのは、III章で単純な要素実験で示した、

初期水分、団粒径、雨滴径の団粒破壊に及ぼす影響のためと考えられる。すなわち、雨滴と土壌の間の小さな現象がはるかに大きなライシメータにおけるクラストの形成を説明できることが確認された。