

降雨による表層クラストの形成が土層の
物理性・受食性に及ぼす影響に関する研究

Studies on effects of surface crust formation on soil
physical properties and erodibility under rainfall

東京大学農学部

西村 拓

平成7年10月

①

降雨による表層クラストの形成が土層の物理性・受食性に
及ぼす影響に関する研究

Studies on effects of surface crust formation on soil
physical properties and erodibility under rainfall

東京大学農学部

西村 拓

平成7年10月

論文目次

	序論	
	はじめに	1
	目的と構成	3
第1章	既往の研究	
1.1	クラストの形成が水の浸入、土壌侵食に及ぼす影響	4
1.1.1	クラストの形成が水の浸入に及ぼす影響	4
1.1.2	クラストの形成と侵食性の変化	5
1.2	クラスト形成のメカニズム	7
1.2.1	降雨による土壌(団粒)の分散	7
	(1)土壌水分の影響	
	(2)団粒径の影響	
1.2.2	降雨中のクラスト形成のメカニズム	9
	(1)初期水分や団粒径とクラスト形成の関連	
	(2)降雨の性質の影響	
	(3)化学性	
1.2.3	クラスト形成の防止策	13
	(1)クラスト形成防止に使われる物質	
	(2)酸性土壌における石膏の効果	
1.3	クラストの性質	16
1.3.1	土壌構造	15
1.3.2	乾燥密度	15
1.3.3	透水性	16
1.3.4	クラストの固さ	16
	(1)クラスト形成と種子の出芽	
	(2)土壌侵食と土壌の力学性	
	(3)現場における土壌の力学性測定法	
	(4)ペネトロメータを用いた土壌の力学性の測定	
1.4	クラストの研究に使われてきた手法	19
1.4.1	試料及び試料容器	19
1.4.2	降雨	20
第II章	クラスト形成実験に用いた装置、方法	
II.1	人工降雨装置	22
II.1.1	噴出型降雨装置	22
	(1)概要	

	(2) 降雨強度	
	(3) 降雨エネルギー	
II.1.2	滴下型降雨装置	27
	(1) 概要	
	(2) 降雨強度	
	(3) 降雨エネルギー	
II.1.3	単滴発生装置	31
	(1) 概要	
	(2) 降雨エネルギー	
II.2	クラストの測定	34
II.2.1	土壌構造の記録法	
	(1) 走査型電子顕微鏡 (SEM)	
	(2) 土壌薄片	
	(3) 実体顕微鏡	
II.2.2	乾燥密度の測定	38
II.2.3	透水係数の測定	38
II.2.4	水分特性および不飽和透水係数の測定	41
	(1) 保水性の測定	
	(2) 不飽和透水係数の測定	
II.2.5	地表面硬度 (貫入抵抗) の測定	41
	(1) ベネトロメーターの作成	
	(2) 測定方法	
	(3) ベネトロメーターの特性	
	(4) クラスト形成に伴う土壌硬度変化の測定実験	
II.3	団粒破壊実験 45	
II.3.1	供試土の調整	43
II.3.2	団粒破壊	45
II.3.3	100cc定積サンプラーを用いたクラスト形成実験	45
	(1) 実験方法	
	(2) 実験条件	
	(3) 石膏施用実験	
II.4	円筒カラム実験 ⁹	
II.4.1	円筒カラムの概要	48
II.4.2	土壌カラムの作成	48
II.4.3	実験条件	48
	(1) 境界条件	

	(2) 初期条件	
	(3) 降雨の与え方	
II.4.4	測定項目	48
II.5	斜面ライシメーター実験	51
II.5.1	ライシメーターの概要	51
II.5.2	供試土層の作成	51
II.5.3	実験条件	51
	(1) 境界条件	
	(2) 初期条件	
	(3) 傾斜	
	(4) 降雨の与え方	
	(5) 石膏の施用	
II.5.4	測定項目	52
	(1) ライシメータ実験共通測定項目	
	(2) 石膏施用実験測定項目	
II.6	土粒子沈降実験	53
II.6.1	実験方法	53
II.6.2	実験条件	53
	(1) 土粒子濃度の影響	
	(2) pHの影響	
	(3) 石膏の効果	
II.7	供試土	55
第III章	クラスト形成のメカニズム	
III.1	雨滴による団粒破壊現象	65
III.2	土壌の初期水分、雨滴径、団粒径がクラストの形成に及ぼす影響	66
III.2.1	土壌の初期水分、雨滴径、団粒径のクラスト形成速度に及ぼす影響	66
III.2.2	土壌の初期水分、雨滴径、団粒径がクラスト構造に及ぼす影響	73
III.2.3	降雨エネルギーによる整理	74
III.3	現場におけるクラスト	80
III.4	山梨粘土ロームにおけるクラスト	80
III.5	山梨粘土ロームにおけるクラストのSEM写真	85
III.6	実体顕微鏡写真	85

III.7	団粒の崩壊とクラストの形成メカニズム	85
III.8	まとめ	92
第IV章	クラストの土壌物理性	
IV.1	クラスト形成に伴う乾燥密度の変化	93
IV.1.1	傾斜、降雨時間による乾燥密度の変化（山梨粘土ローム）	93
IV.1.2	乾燥密度分布の変化	93
IV.2	クラストの透水係数	97
IV.2.1	クラストの飽和透水係数の算出	97
	(1) 100cc定積サンプラーを用いた実験	
	(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	
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	98
	(1) ライシメータ地表面でサンプリングした試料の結果	
	(2) 100cc定積サンプラーを用いた要素試験の結果	
	(3) カラム実験、ライシメータ実験の結果	
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	99
	(1) ライシメータ地表面でサンプリングした試料の結果	
	(2) 100cc定積サンプラーを用いた要素試験の結果	
	(3) カラム実験、ライシメータ実験の結果	
IV.3	クラストの水分特性	106
IV.3.1	山梨粘土ロームの水分特性	108
IV.3.2	国頭マージの水分特性	108
IV.4	クラスト下層の土層の不飽和透水係数	111
IV.5	飽和透水係数と乾燥密度	112
IV.6	クラストの団粒、粒径組成	115
IV.7	クラスト形成に伴う貫入抵抗の変化	115
IV.7.1	ベネトロメータの特性	115
IV.7.2	クラスト形成に伴う地表面貫入抵抗の変化	118
IV.8	まとめ	126
第V章	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	128
V.1.1	積分型のダルシー式	128

V.1.2	クラストが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	130
V.1.3	降雨によって地表面にクラストが形成する場合	139
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	139
V.3	定常水圧分布の解析	146
V.3.1	層の分離	146
V.3.2	クラスト層の透水係数	149
V.3.3	クラスト直下の遷移層の透水性	150
V.4	まとめ	157
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	降雨中の浸入・地表面流出の変化	158
IV.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）	158
IV.1.2	ライシメータ内のマトリックポテンシャル分布の変化	158
VI.1.3	クラストの形成が降雨の浸入に及ぼす影響—クラストが形成している斜面への降雨	163
VI.2	初期水分による地表面流出発生の違い	168
VI.4	まとめ	179
第VII章	クラストの形成と土壌の侵食性の変化	
VII.1	地表面流出水中の土砂(wash)濃度の変化	181
VII.2	地表面流出中の平均土砂濃度の変化	186
VII.3	ライシメータから飛散した土砂量 (splash)	188
VII.3.1	飛散土(splash)と地表面流出の関係	188
VII.3.2	クラスト形成による splash の変化	188
VII.4	ライシメータからの全流亡土量	191
VII.5	地表面の貫入抵抗と土壌の耐食性	191
VII.6	まとめ	196
第VIII章	酸性土壌への石膏の施用によるクラストの形成と受食性の変化	
VIII.1	石膏の施用による国頭マージ土壌懸濁液の沈降特性の変化	198
VII.1.1	土粒子濃度の影響	198
VII.1.2	pHの影響	198
VII.1.3	土粒子の沈降に及ぼす石膏の影響	198
VII.1.4	希薄土壌懸濁液における石膏の効果	199

VIII.2	石膏の施用が土壌クラストの構造に及ぼす影響	204
VIII.3	石膏の施用が降雨の侵入、地表面流出に及ぼす影響	204
VIII.4	石膏の施用による受食性の変化	222
VIII.5	石膏の施用に伴う降雨中のイオン交換現象	224
VIII.5.1	降雨中の地表面流出水、ライシメータ底部からの排水のEC、pHの変化	224
VIII.5.2	石膏の施用による国頭マージの化学性の変化	231
	(1) 降雨実験前後の国頭マージの陽イオン交換容量(CEC)、交換性陽イオンの変化	
	(2) pHの変化	
VIII.5.3	ライシメータ底部からの排水中の陽イオン濃度	234
	(1) ECとCa ²⁺ 濃度の変換	
	(2) ライシメータ底部からの排水のEC—測定値と計算値の比較	
	(3) 石膏の収支	
	(4) 石膏の施用に伴うイオン交換現象	
VIII.5.4	水溶液中のアルミニウムの挙動	240
VIII.6	石膏の投与と国頭マージの分散性の変化	244
VIII.7	まとめ	246
第IX章	結論	248
	おわりに	251
	参考文献	
	謝辞	
	発表要旨	

序論

はじめに

一般に、雨水の地表面流出や土壌流亡を含めて土壌における物質の循環を扱う場合、土は構造的に変化しないという仮定のもとに評価を行うことが多い。しかし、実際の降雨中には、地表面で雨水や地表面流出水の力学的、物理化学的作用で事前の測定では予想できないダイナミックな構造変換が生じることがある。その一例に降雨時の表層クラストの形成がある。

表層クラストは、土壌クラストとも称せられるもので、降雨前の土壌に比べて密で透水性の低い土層として存在する。畑地に表層クラストが形成すると、クラストの低透水性のために雨水や灌漑水の土中への浸透が妨げられる。水の浸透の阻害は、降雨時に水食を生じさせる主因である地表面流出の発生を促進し、灌漑時には灌漑水の損失のみならず畝間侵食をももたらすことがある。クラスト形成による地表面流出の促進は、耕地から土壌の保持する有機、無機栄養分や与えた肥料、農薬、除草剤を圃場外へ流出させて、周辺地域や河川の環境劣化を生み、さらには侵食による農業に適した土壌、とくに粘土分など耕作に重要な成分の流亡を促進して農地を荒廃させてしまう。また、圃場区画の管理によって流亡物質を圃場外へ流出させないような努力が実った場合でも、地表面流出によって圃場内において土壌、肥料等諸物質の移動、偏在を招き、一圃区内における作物生育の出来むらを招き、土壌、水、肥培管理に困難を生じさせる。この問題は、圃場区画が大きくなるにつれて深刻になる。

雨水、灌漑水の土中への浸透の減少はまた、農耕において作物が利用可能な水を減少せしめ、作物生産の持続に大きな障害となる。とくに、高強度の降雨が短時間に集中して降るような乾燥地、半乾燥地においては降雨の有効利用において非常に大きな障害となる。

さらに、クラストの緻密な構造が原因となり、播種前後の畑地において降雨によって表層クラストが形成すると、播種した種子がクラストの中に閉じこめられるなどして出芽、出根できなくなることが報告されており、直播を行うような農法では、播種後のクラスト形成対策は安定した収量を期するために重要である。

これらの現象は、降雨前のいわゆる静的な状態の土壌の性質を見ていただけでは予測も対処もできない問題である。そのためにも表層クラストの特性の解明が求められている。

表層クラストの形成は、農業による食物生産に様々な影響を与えるものであり、その対策のためには、クラストの特性を把握した上で適切な対応をしなければならないが、降雨によって形成して影響を与え、その後の耕起などによって消失するという非定常な性格故にその影響の大きさほどには、性質や形成のメカニズムが明らかになっていない。

1950年代から今日までクラストの影響、形成のメカニズム、性質などに関しては、多くの研究で様々な土壌における浸入能の時間変化が測定されている。しかし、クラストの特質について解明が進んだと考えられるのは、乾燥、半乾燥地域の塩類土壌におけるクラスト形成程度であり (Sumner 1995)、非塩類土壌や湿潤地域におけるクラストの形成については現在においても依然として、形成に影響を与える要因がなにか、クラスト自体の性質はどのようにになっているか、形成したクラストが及ぼす影響とその大きさ等、土壌毎に個々の現象の把握を積み重ねて、“クラストとはなにか”という知見を深めようとする段階にある。

一方、土壌をめぐる、水、溶質その他の物質移動は、農業生産においても環境問題の中でも重要な要因で、その予測や評価を行うためにダルシー式やリチャード式、移流分散方程式を支配方程式とした数値計算や支配方程式の解析解などが有力な武器として用いられている。これらの手法自体については、着実に進歩を続けているが、計算に不可欠なパラメータ (移動係数など) については、測定、定式化とも未だ発展途上段階にあると考えられる。

数値計算や解析的な支配方程式の解は、諸条件を入力すればとりあえず結果がでるものである。ここで重要なのは、入力したパラメータや設定したモデルが現実を反映しているか否かという問題である。土壌をめぐる物質移動の解析に適用するにあたり、土壌が静 (定常) 的な性質を示す場合に限れば、飽和透水係数、不飽和透水係数、水分特性などの土の物質移動に関するパラメータは、測定データの蓄積も進み、様々な定式化が提案されている。しかし、不均一な条件についての取扱いは、まだ不明な点が多く、さらにクラストのような非定常、不均一な対象については、特質が未解明であるが故に、諸パラメータをどのような形式で表現すれば適切であるか全くわかっていない。この状況を改善するためには、クラスト形成に関わる土壌の物理性の変化に関する知見を地道に蓄積していく必要がある。

本研究の目的と構成

本研究では、湿潤地域の非塩類土壌を供試土に、表層クラスト形成実験を行い、構造クラストの形成のメカニズム、クラストの形成に伴う土壌物理性の変化、表層クラストが地表面流出、土壌流亡に及ぼす影響を実験的に明らかにし、整理すること、さらに、土壌の分散抑制とともに酸性土壌の改良材としても用いられている石膏 ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) が酸性土における構造クラストの形成に及ぼす影響を明らかにすることを目的として、室内人工降雨装置を用いた実験を行った。

本論文は、9章から構成される。以下に、各章について略述する。第I章では、研究に先立って今まで行われてきた表層クラストに関する研究を概観し、総括した。第II章では、本研究に用いた実験手法並びに装置の説明を行った。第III章では、表層クラスト形成のメカニズムの重要な要素である降雨中の土壌の分散について実験的に調べ、さらに、土壌の分散の様子と構造クラストの構造との関連について考察を進めた。第IV章では、表層クラストの様々な物理性の測定を行った。第V章、第VI章では、表層クラストの形成が、降雨の浸透、地表面流出に及ぼす影響ならびに構造クラストの層序について明らかにした。第VII章では、表層クラストの形成が、土壌の受食性に与える影響を実験的に評価した。第VIII章では、酸性土壌の改良に用いられる石膏が土壌の分散性、表層クラストの形成に及ぼす影響を降雨の浸透流出、流亡土量、供試土の化学性の変化から明らかにし、最後に、第IX章で以上の結果をまとめた。

第1章 表層クラストに関する研究

1.1 クラストの形成が水の侵入、土壌侵食に及ぼす影響

1.1.1 クラストの形成が水の侵入に及ぼす影響

浸入能、地表面流出の評価は、土壌侵食の対策、降水、灌漑水の有効利用など農業において根本的な課題の一つである。特に近年、食糧を増産する火急な必要性から半乾燥地、乾燥地における農地、林地の荒廃の防止や新たな農地の開発が進められているが、これらの現場においては、水の有効利用、土壌保全の観点から地表面流出、水の浸透の評価が必要不可欠な課題の一つとなっている。

地表面流出に関する著名な研究としてHortonの研究がある。Hortonian overland flowとも呼ばれるその成果は、土壌の透水性（浸入能）を越えた分が地表面流出として失われるというものである（Kirkby 1978）。しかし、これまでの研究によって、降雨中のクラストの形成によって、浸入能を評価する「降雨前の」土壌の透水性が大きい場合でも水の浸透が阻害され地表面流出が生じることがわかってきた。さらに、water-harvesting と呼ばれる、クラストの低透水性を意識的に逆利用する農法もイスラエルなど半乾燥地の一部で行われている。

このような背景のもとに、初期（1980年頃まで）のクラストに関する研究は、クラスト形成による侵入速度の変化や侵入速度の変化に作用を及ぼす要因の研究が大半を占めた。

McIntyre(1958)は、クラスト形成のメカニズムと共に降雨によるクラストの形成が原因の透水係数の低下を小さな円筒カラムにテンシオメータを挿入するという方法で測定した。McIntyreの結果では、降雨によって浸入能が低下するものではないものがあつたが、これは、団粒の強さに起因するものであると考えている。

その後行われた研究でも、大半のものがいくつかの供試土について、浸入能または透水係数をクラスト形成の影響若しくはクラスト形成の指標として測定したものである（たとえば、Tanaka, & Kyuma(1995), Morin & Benjamin(1978), Morin et al.(1980)、板西、早瀬(1991)、Nishimura et al.(1993)）。

Bradford et al.は、アメリカ合衆国内の砂質土から粘性土までの20種類の土について、降雨中の侵入速度、地表面流出速度を測定し(1987a)、液性限界、塑性限界から、分散処理を行った粒径区分や分散処理をしない場合の粒径区分、降雨エネ

ルギーなどとの相関係数をとることを試み(1987b)、降雨の侵入、地表面流出に対して分散処理の有無に関わらずFine silt と粘土分が1~5%の信頼度で正の相関を持ち砂分とは0.1~1%信頼度で負の相関があるという結果を得た。

多くの研究では、耕起直後の圃場への降雨についてのモデルとみなせるような、供試体作成後1回目の降雨中の侵入、地表面排水について注目してきた。近年、2回目以降のクラストが形成している地表面への降雨中に生じる現象についても研究が行われるようになった (Shainberg et al.(1985)、Levy et al.(1986)、西村ら(1990)、Bissonnais & Singer(1992)、Reichert et al.(1994))。

Reichert et al.(1994)では、スメクタイト質の粘性土では、降雨間の乾燥時にクラックが生じ、地表面流出による侵食が減るという結果が得られている。西村ら(1990)とBissonnais & Singer(1992)では、粘土ローム(西村ら)、silty clay loam and silt loam (Bissonnais & Singer) について、降雨の回数が増すごとに降雨開始後の地表面流出発生が早くなるという結果が得られている。

既往の研究の多くは、初期水分の処理を統一的にするために、風乾土を供試土として用いてきたが、初期水分の違いによる降雨中のクラスト形成の差異についての研究も1990年頃から行われ始めた。

Bissonnais & Singer(1992)は、20cmの深さのライシメータを用いて風乾土を詰めた供試体と下方から毛管上昇で24時間給水を行った湿潤な供試体に対して降雨装置で40mm h⁻¹ の降雨を与え、地表面流出発生の様子を調べた。風乾土では、130分の降雨で定常な地表面流出を観察したが、湿潤な供試体では、定常な地表面流出が発生するまでに150分の降雨を要した。Nishimura et al.(1995)は、国頭マージを供試土に風乾、含水比25%、湿潤 (pF=1程度) の3つの水分状態の供試体に降雨を与え地表面流出を測定した。Nishimura et al.の場合は、Bissonnais & Singer (1992)とは逆に、風乾土で地表面流出の発生が遅くなり、その理由として、雨滴径が団粒径に比べて小さいことが考えられると述べている。

1.1.2 クラストの形成と侵食性の変化

土壌侵食、特に水食は、降雨の性質、強度から土壌の性質、状態、植生や人為的作用など多くの要因が複雑に関与していて、そのメカニズムが解明されたとは

依然として言い難い状況にある。しかしながら、侵食の予防、対策は今日においても、農業や環境保全において緊急かつ最重要課題の一つとなっている。過去30年間は、アメリカ合衆国の土壤保全局が中心となって土壤侵食の予測、防止の研究を土壤の静的な性質、たとえば、粒径、耐水性団粒、分散性、透水性と降雨の地表面流出や侵食との関係に着目し、統計的に扱うという手法によって進められてきた (Peterson & Swan 1979)。しかし、統計的手法から導かれるモデルでは、一つの地区における流出量、侵食量の時間的、空間的変動や侵食され易い土と耐食性の高い土の近接を説明することができない場合が多い。この問題を解決するために、土壤の挙動と地表面流出、土壤侵食の関係に関する実証的な基礎研究の必要性が近年見直されてきている。

クラストの形成が土壤の受食性(erodibility)に及ぼす影響に関する研究は、Inter-rill erosion(リルとリルの間の平面における水食)発生のメカニズムの研究の一貫として始められた。

Singer et al.(1982)は、クラストの形成し易い塩類土壤(交換性Na比(ESP)の高い土)では、定性的に流亡土量も多いことを実験的に示した。Tarchitzky et al (1984)は、砂質、シルトローム、粘性土の3つの供試土について室内人工降雨装置と斜面ライシメータを用いた実験を行い、降雨中の地表面流出中の流亡土量(wash)を測定した。その結果、wash濃度は、地表面流出発生時にもっとも高くその後漸減して定常値に至るという傾向を示した。

Bradford et al.(1987)は、アメリカ合衆国内の砂質土から粘性土までの20種類の土について、降雨中の侵食速度を計測し(1987a)、液性限界、塑性限界から、分散処理を行った粒径区分や分散処理をしない場合の粒径区分、降雨エネルギーなどとの相関係数をとることを試みた(1987b)。Bradford et al.の研究では、フォールコーン法で測定した地表面のせん断抵抗と侵食量の相関がよいという結果が得られている。さらにBradford & Remley(1989)は、SEM、土壤薄片を用いたクラストの構造の観察から、降雨中の侵食量の変化について考察を進めた。

Moore & Singer(1990)、Bissonnais & Singer(1993)は、米国カリフォルニア州内の砂質土から粘性土まで複数の土壤試料を用いて降雨実験を行い、地表面流出、splash土量、wash量を調べた結果、有機炭素量やcitrate-bicarbonate-dithionite 抽出可

能なFe,Al量と浸入量との間に正の相関が高いことを示した。浸入量の低下がクラストによるものと考え、この結果は、Tanaka&Kyuma(1995)が58種の日本の畑地土壌について人工降雨実験でクラスト形成にともなう透水係数の変化を調べて示した、クラストの形成と非晶質のAl、Feとの負の相関が比較的高いという結果と一致している。

1.2 クラスト形成のメカニズム

表層クラストは、大きく堆積型と構造型に分けることができる(Shainberg (1985), Van der Watt and Valentin (1992))。堆積型クラストは、地表に表流水または湛水がある時に形成するもので、表流水があるときに形成したものをDepositional crust、湛水下に形成したものをSedimentational crustと呼ぶ。代かきによる水田表面の不透水層は、Sedimentational crustの一形態である(Kirchhof and So 1995)。構造クラスト(Structural crust)は、雨滴の衝突に起因する作用で形成したものである。前述の二つとは全く別のものとして、主として乾燥地、半乾燥地で、地表面に土壤溶液中の溶質が析出してできる塩クラストがある。塩クラストはNaCl、炭酸ナトリウム、Al、Fe、Mgの硫酸化物等の結晶が架橋となって土壌を結び付けているもので、透水性などの低下よりも高電解質濃度の植物への影響が問題となるものである。

本研究では、以下、主として構造クラストを扱う。

1.2.1 降雨中の土壌(団粒)の分散

降雨中のクラストの形成のみならず、土壌侵食との関連で、土壌の分散は研究されて来た。とくに、塩類土壌の分散に及ぼす化学性(土壌の吸着イオン、降水、灌漑水の水質、改良資材等の影響)については、多くのことが明らかにされてきたが、非塩類土壌の分散については、まだ整理されていないことが多い(Sumner 1992)。

一般に非塩類土壌では、土壌の分解は雨滴の衝撃とともに起きる場合が多く。また、低有機物含量、高シルト分、ならびに耐水性団粒の少ないことが降雨中の土壌の分散を生むと考えられている(Sumner 1992)。土粒子の分散性の指標としてのMiddletonの分散率等是有名であるが、スレーキングに代表されるように、土

壤の分散は、水分状態や乾燥履歴に影響を受ける。従って、静的な物性値を土壤の分散の指標とするには限界があると思われる。

(1) 土壤水分の影響

Kemper W.D. et al. (1985)は、畝間灌漑時の土壤流亡に関連した研究で、供試土作成の篩い分けによって土壤構造が一旦破壊されると考え、篩い分け土の水分を moist(21%)と風乾に調整し、篩い分け後の時間経過、水分量と耐水性団粒の関係を調べた。その結果、水分が多いほど、篩い分け後の耐水性団粒の量の時間変化が著しい、すなわち、篩い分け後の時間が経過するにつれて耐水性団粒の量がどんどん増えるという結果を得た。また、団粒への浸潤速度を制御して、初期含水量、測定時含水量、浸潤速度と耐水性団粒の割合を測定し、初期含水量が多いほど耐水性団粒が多いが、ゆっくり浸潤させた方が耐水性団粒が多く、また浸潤を遅くすると初期水分による差が小さくなるという結果を得た。

Rasih et al. (1992)は、団粒の安定性の指標として、WAS (wet aggregate stability 耐水性団粒) と DC (dispersible clay 分散性の粘土分) の土壤水分との関連を clay から sandy loam までの10種類の土について調べた。生土を $-1\text{cmH}_2\text{O}$ のサクシオン下で90分間湿らした後に湿式篩にかけるという実験で、供試したすべての土について WAS は、初期含水量が増えると一様に減少し、それに対応して DC は増加した。

Gollany H.T. et al. (1991)は、採土時の水分の影響を考え、採土の24時間前に圃場に水を与える条件と与えない条件で、採土後の水分と耐水性団粒の関係がどう変わるかを調べた。その結果、採土前に湿らせた土は、採土後、含水量が低下するにつれて団粒の安定度が低下し、採土前に水処理をしていない土は、採土後に水分が減少するにつれて団粒の安定度が増加した。

以上の研究では、スレーキングがなければ、乾いている団粒の方が湿った団粒よりも分散しにくい事がある事を示している。また、Gollany 等の初期水分による団粒の挙動の変化は興味深い。クラスト形成、土壤侵食、ほか多くの土壤物理の実験では、初期状態をわかり易くするために風乾土を使用しているが、これらの研究にあるように、水分状態や水分履歴は、団粒の強度に大きな影響を与えるため、初期条件の設定には注意が必要である。

(2) 団粒径の影響

Moldenhauer and Koswara (1968)は、0.5~30mmまでの団粒（土塊）を容器に詰め、水滴径5mmの人工降雨を与えるという実験で降雨中の浸入能と土壤流亡の変化を測定した。土性は、Silty clay loamで風乾を初期条件としている。団粒径が大きいほど浸入速度の低下を遅らせるという効果はあった。これは、Johnson et al.(1979)が地表面流出について実験した結果とも一致している。

侵食量（washとsplash）については、団粒径が大きいと多くなる場合もあった。Moldenhauer and Koswara(1968)は、大きな団粒（8~30mm）は雨滴（5mm）よりもはるかに大きいにもかかわらずこのような結果になった理由は不明であるとしている。

I.2.2 降雨中のクラスト形成のメカニズム

降雨中のクラストの形成のメカニズムに関する初期の重要な研究として、McIntyre D.S. (1958) の論文がある。McIntyreは、直径7.5cm、長さ6cm程度の小さなカラムとFine sandy loamを用いた実験から降雨中のクラスト形成の過程に、雨滴によるコンパクションと懸濁土粒子の土中への流入による目詰まり（washing in）の二つのメカニズムがあると指摘した。具体的には、

- 1.降雨初期に、雨滴の衝撃やスレーキングで、濡れた団粒が破壊される。
- 2.もし、分散が生じるとすると、washing in(浸透水中の分散土粒子)が土壤中の間隙を埋める。間隙閉塞の程度は土壤の分散性に依存する。
- 3.団粒の破壊後、雨滴の衝撃（コンパクション）で地表面にsealが出来る。このsealが表面貯留水の攪乱によって壊されない限り、washing inは妨げられる。雨滴によるコンパクションは土壤団粒の耐水性あるいは分散性に関わらずに生じる。
- 4.sealやクラストの一部が湛水の攪乱によって壊されると浸透が増加し、湛水が減る。降雨中は、1から4のくり返しが生じる。
- 5.降雨後は湛水がなくなるまで、懸濁土粒子の沈殿や粘土の配向によって、透水性の低下が続く。

という段階を踏んでクラストが形成するというものである。また、この論文でMcIntyreは、クラストの形成は、土壤の分散性に大きく左右されると述べている。

この研究は、その後様々な点で議論の対象となっている点で重要である。例えば、

- ・ washing in layerが本当に存在するか？あるならばどの程度の深さまでか？
- ・ 降雨中のsealやクラストの破壊の有無は？
- ・ 雨滴の衝撃の影響は？
- ・ 土壌の分散性の寄与の程度は？
- ・ washing in、雨滴の衝撃、表面湛水中の沈降分級いずれがクラスト形成の過程において支配的であるか

等がその後の研究者の間で論点となっている。

土中の土粒子の移動については、Helalia et al.(1988), Bertrand & Sor(1962) などがカラム実験で、浸透水によって粘土が土中を移動する事を示した。その距離は、7から30cmに及ぶが、これらの実験の中では、粘土の移動のために透水性が低下するという事はなかった。一方、西村他(1993)は、火山灰土でクラスト形成に伴って深さ7cm程度の位置でも透水性が変化していることを報告している。

Chen et al.(1980)は、SEMを用いた観察から、Sandy loamで構造クラストが形成している時は、表面から0.1-2.8mmの層には、McIntyreの言う様な微細粒子の集積(washed in layer)が無いとした。彼等もクラスト形成のメカニズムには、以下の2つのメカニズムがあることを指摘している。

- 1) 雨滴の衝撃によるもの(構造クラスト)
- 2) 土粒子の移動と沈降集積(堆積クラスト)

しかし、土粒子の移動は、沈降分級を想定して地表面の堆積クラストの形成に限るという点で、McIntyreの研究とは大きく異なっている。

(1) 初期水分や団粒径とクラストの形成の関連

前述したように、降雨中の団粒の分散は、水分状態や団粒径の影響を受ける事が推察される。この事は、土壌の初期水分や団粒径分布によって、降雨時のクラスト形成の過程が異なったり、形成したクラストの性質に違いが生じたりする可能性を示唆している。しかし、均一なもしくは設定し易い初期条件を得るという目的で、風乾土を供試土として採用する場合は非常に多い。

Moldenhauer and Koswara (1968)の実験では、風乾したSilty clay loamについて、降雨中の浸入速度の変化から、団粒径が大きいと、クラストの形成が遅い事が示

されている。しかし、団粒径が大きければ一概にクラストの形成が遅くなるという事にはならず、特にクラストが形成し易い団粒径があるようにも解釈出来る結果である。さらに、最終的な浸入速度は、団粒径に依存しなかった。

Farres(1978)は、Sandy loamを篩別後炉乾し、その後風乾の状態に調整するという処理をして、クラストの形成や形成したクラストの性質と初期の団粒径との関係を求める実験を行った。初期の団粒径は、平均値で、1.7mm、3.4mm、6.7mmの3種類で雨滴径は、最大で4mm、大半が1~3mmである。結果は、団粒径が大きいほどクラストの形成は遅く、形成したクラストの薄片標本から団粒径が大きいほどクラストが厚くなるという相関があった。

Bresson and Cadot (1992) は、McIntyer 等が唱えたwashing inの内容が不明確である。つまり、土中への流入と地表面の堆積の二つが混同されている。として、これを整理する目的で3つの砂質土を用いて実験を行った。供試土は、生土を篩って2~5mm径の団粒径にそろえて、含水比を約25%から、圃場容水量や風乾までいくつか変えて、降雨実験を行い、形成したクラストの薄片写真からIlluviation(washing inの目詰まり)と textural separation (雨滴の衝撃による物理的な分散)の有無を観察し、クラスト形成を3つの段階に整理した。特に、初期に十分湿った土のクラスト形成ではスレーキングなどが無く、以下のような順序で目詰まりが起きているとした。

1st stage: 表層で土粒子の分散が生じ、深さ5mm位の位置で間隙を埋めた少し密な層が出来る。ここにはシルト粒子をつなぐ架橋がある。つまり、団粒と間隙での分散土粒子の詰め込みの共存する。

2nd stage: 50 to 500 μ m の団粒の破片が、下方の間隙を目詰まりさせる。

3rd stage: 表層部で団粒間の間隙を埋める。

初期に風乾の試料では、降雨初期に表層で均一で密な層(クラスト)が形成して、それより下では変化が無い。これは、地表面で、スレーキングなどで分散した土粒子が速やかにクラストを形成し、擬定常状態に至ったためと考えられる。

この研究は、初期水分のクラスト形成のプロセスに及ぼす影響を整理したという点で重要である。また、団粒径についても、目詰まりする間隙の径を規定する要因として取り上げた点で新しい側面を持つが、団粒の分散自体にはまったく踏み込んでいない。

また、Bressonの結果をFarres(1978)の団粒径とクラストの厚さの相関の結果と比較すると、乾燥した供試土を用いているFarresの場合、スレーキングが卓越するので、表層の限られた部分だけで密なクラストが形成する事が推察される。そのため、クラストの厚さが初期の最表層を覆っている団粒径の影響を大きく受けるということが考えられる。

(2)降雨の性質の影響

クラスト形成に及ぼす降雨の性質の影響は、主として物理的な降雨量や降雨エネルギーとクラスト形成の関係という実験と化学的な降雨の含む電解質の二面について調べられてきた。(Lyles et al. 1969など)

同じ積算降雨量でも降雨エネルギーの大きい雨のほうがクラストの形成が進んでいるという結果や霧雨ではいくら降雨を与えてもクラストが形成しないという結果が得られている(Morin et al.(1981), Shainberg et al.(1985))。一方、Reichert et al.(1994)は、39、74、107mm h⁻¹の3つの降雨強度で実験を行い、定常地表面流出速度が降雨強度に対して線形の関係を持ったことを示した。すなわち、Reichert et al.の実験では、降雨強度によるクラストの透水性の変化はなかったということが言える。これらの研究では、雨滴の径を降雨エネルギーと等価なものとして取り扱っている。しかし、スレーキングなど物理化学的な現象を考える場合、団粒の大きさと雨滴の大きさの関係も無視できないであろう。

(3)化学性

土壌や降雨の化学性と土壌の分散、クラストの形成の関係についての研究は、クラスト形成の防止対策の開発を目的として数多く行われて来ている。主として拡散二重層の理論で、二重層の厚さを厚くする条件、たとえば、雨水の低EC、土壌の高ESP(交換性ナトリウム率)などのもとで土壌の分散が著しく、その結果クラストが形成し易くなるという考えのもとに研究が進められ(Hardy et al. 1983)。クラストに関する研究の中でも"もっとも理解の進んでいる"(Muallem et al.(1990)やSumner(1992))とみなされている分野である。

例えば、Agassi M. et al.(1985)は塩類土のクラスト形成に関連して、土壌の分散とクラストの形成を

1. 雨滴による団粒の力学的破壊とコンパクション

2. 粘土粒子の化学的分散と懸濁土粒子による間隙の閉塞

の二つの過程に分けた。このうち、化学的分散には土壤の水分状態も含めて考えている。すなわち乾燥時は土壤の結合力は、雨滴の衝撃などよりもはるかに強いが、団粒が湿る事によってこの化学的な結合力が弱くなり、雨滴による団粒破壊の第一段階となるというものである。

1.2.3 クラスト形成の防止策

(1) クラスト形成防止に使われる物質

クラストが形成するごとに、物理的にクラストを破壊すれば、クラストによる水の浸入や出芽の阻害といった問題は防ぐことができる。しかし、実際には耕地においてクラストを壊して廻ることは、物理的経済的に不可能であるため、化学物質の投入によるクラスト形成の防止の研究が数多く行われてきた。

改良に使用する物質には、大きく分けて無機塩類(Ca塩)と高分子系の土壤改良剤がある。

無機塩では、主として中性Ca塩(特に石膏(Gypsum:CaSO₄·2H₂O))が使用されることが多い(Shainberg et al.(1989), Warrington et al.(1989), Ben-Hur et al.(1985), Gal and Arcan(1984))。これは、Caイオン自体が土にも含まれる成分であるという理由と塩類土壤の改良としてNaとCaを交換して粘土の分散を抑制するという目的からCa塩が選ばれ、そのなかで水への溶解度が適当であるのが石膏であるためである。中性Ca塩の投与による土壤の分散の防止効果は、電解質の投与により粘土懸濁液の外液濃度が高くなると拡散二重層が圧縮されて土壤の分散が制される(Jury et al.1991)ことや、粘土表面に吸着している1価のイオンを中性Ca塩の投与により2価のCaイオンに交換し、粘土粒子間の電気的な反発力を低減させることにより、粘土の凝集を促進させるというものである。後者の効果は、非石灰質土や塩類土では顕著だが、炭酸カルシウムの析出しているような土(calcareous soil)では薄い、とはいえ、中性電解質を土壤に投与することによって、団粒構造や間隙構造、透水性を維持することが期待できる(Shainberg et al. 1982)。

高分子系土壤改良剤には、PVA(Poly-vinylalcohol)、PAM(Polyacrylamid)、Levy et al.(1992)、Nadler et al.(1994)、Shainberg and Levy(1994)、PSA:Polysaccharide、Levy

et al.(1992)、(NaPO₃)₃: Na Polymetaphosphate Ben-Hur et al.(1986)) など、多くの効果的な例が報告されているが(例えばLevy et al. (1992), Shainberg 1985)、例えばPAMでは、分子量の大きさによって分散を促進する場合と抑制する場合があるなど、その効果には未解明な部分がある。Lentz et al.(1992)らの、微量(10~20 ppm)のPAMを灌漑水に混入し、灌漑時の畝間侵食の様子を調べた研究もあるが、現場の施用に関しては、コストが高いという問題が解決していない。

(2) 酸性土壌における石膏の効果

熱帯地域などに分布する酸性土壌は、土壌溶液のpHが高く植物にストレスを与えることや土壌溶液中のAlイオン濃度が高くなって植物の根に障害を与えるという点等の問題を抱えている(Noble et al. 1988)。この酸性の改良には、CaCO₃(炭酸カルシウム)を投与することがよく知られている。CaCO₃は、空気中のCO₂との平衡を維持しながら土壌中でH⁺と反応してCO₂を生成する形で土壌のpHを矯正する。CaCO₃の投与による土壌改良の問題点は、CaCO₃の水への溶解度が小さく、効果が投与した土層周辺にしか働かないことであるが、熱帯土壌や集約的農業を行なっている温帯地域の農地では、CaCO₃の施用で収量が向上し、耕地が拡大されてきた。また、近年(1970~1980年代)下層土の酸性が作物の収量を低下させることが明らかになってきた(Shainberg et al. 1989)。Pavan et al.(1984)は、地表に散布したCaCO₃と比較して、地表に石膏を散布した場合には、pHの矯正機能が無い代わりに深い層までの交換性Alイオンを減少させるという結果を得た。

Roth and Pavan (1991)は、ブラジルのOxisolの非耕地のA層の土壌を供試土に用いてCaCO₃と石膏で土壌改良を行なう実験を行なった。CaCO₃では、pHが大きく改善される代わりに土壌の分散が著しく、浸入能も大きく低下した。石膏では、pHはあまり変わらないが、土中の交換性のアルミニウムイオンが減少し、カルシウムイオンが増加することにより、植物の生育にとってましな条件に改良されたとみなせる。また、石膏の場合も若干ながら土壌が分散し、浸入能が低下した。CaCO₃投与による分散性の増大は、pH依存荷電(pH増大による粘土粒子表面の負荷電の増大)の寄与があるとされているが、石膏による分散性の増加は、陽陰吸着イオン種の変化による効果があることが推測される。

I.3 クラストの性質

I.3.1 土壌構造

浸入能などの性質の測定と共にクラストの構造の記録も以前から行われてきた。手法としては、土壌薄片の作成(例えば、Tackett & Pearson (1965), Farres (1978), Bresson & Cadot(1992)等)と走査型電子顕微鏡(SEM)を使用した撮影(Chen et al.(1980), Tarchitzky et al.(1984), Onofriok and Singer(1984), Shainberg (1985)等)がほとんどである。近年、技術的な進歩を受け、軟X線を用いた撮影(坂西、早瀬(1990))や後方散乱型(Back scattered) SEMの使用例(Bissonnais and Bruand (1995))がある。

土壌薄片の作成は、鉱物学における薄片試料作成の援用である。土壌を乾燥後、エポキシ樹脂やポリエステル樹脂で固化し、スライドガラスに固定後、30 μ m程度の厚さまで研磨して試料を作成する。1次鉱物の特定を行わない場合は、試料厚さはもう少し厚くても良い。薄片試料の写真を用いて、画像処理で間隙や固相を識別する試みもなされているが(Tanaka et al.(1992), Chiang et al.(1994))、2次元の情報(写真)から3次元の様子を推測する際の精度の低下の問題が解決されていない(岩間他 1995)。

SEMは試料表面の凹凸がそのまま撮影できるが、これは、立体感を生むと同時に平面的な変化を検出しにくくするという欠点となる。後方散乱型SEMは、薄片試料を撮影することが出来るという点では、画期的であるが、試料表面に高精度の研磨が要求されることや装置が高価で普及していないという点が問題である。

I.3.2 乾燥密度

クラストの乾燥密度の測定は、あまり行われていない。理由としては、厚さ1~5mmといった最表層の乾燥密度の変化の測定が困難であることが考えられる。

乾燥密度の測定は、大きく二つに分けられる。一つは、 γ 線密度計など非破壊測定を行うもので、他方は、サンプルリングを用いて土壌試料を採取し、重量法で測定するものである(Evans and Boul(1968), Tarchitzky et al.(1984), Nishimura et al.(1993))。クラストの研究では、 γ 線の使用例はほとんどない。Tarchitzky et al.(1984)は、砂質、砂質ローム、粘性土を供試土にクラスト形成に伴って地表面

から4mmの深さまでの乾燥密度が0.29 (砂質ローム) ~0.53Mg m⁻³ (粘性土) 増加したと報告している。Nishimura et al.(1993)は、団粒構造の発達した粘土ロームを供試土にクラスト形成に伴って地表から3mmの層で0.25Mgm⁻³の増加を報告した。Govers and Posen(1985)は、野外の試験圃場で試料円筒を用いてサンプリングを行い、耕起直後に0.95Mgm⁻³だった表層部の乾燥密度が降雨300mmの後には、1.35Mgm⁻³まで増加し、その後は変化しなかったと報告している。

1.3.3 透水性

クラストの透水性の測定は、透水係数、透水抵抗(resistance:1/k)、透水コンダクタンス (conductance: k/厚さ) 等の測定が行われてきた。

Hillel & Gardner(1969,1970), Morin et al.(1981)は、シルト質土、砂質土のクラストの透水係数を、Bresler & Kemper(1970)は、粘土ロームの透水抵抗を測定した。また、Sharma et al.(1981)はシルトロームから粘土ロームまでの12種の土について、Chiang et al.(1993)は、砂質土から粘土まで7種の土についてクラストの透水係数を測定した。クラスト形成に伴う透水性の低下は、シルトロームで1/10、砂質ロームで1/10~1/100、粘土で1/4、粘土ロームで1/30程度になる。

1990年前後から、圧力変換器など測定器の技術的進歩を受けて、現場におけるクラストの透水性の測定も行われるようになった。Segeren and Trout(1991)は、現場で、テンシオメータを土中に埋め込み、クラストの透水性を測定した。結果は、ロームの場合にクラスト形成に伴って透水性が1/10~1/200まで低下した。また、その値は、0.2~3.8mm h⁻¹と室内実験で行われた既存の結果と同程度のものであった。

Falayi & Bouma(1975)は、クラスト部の低透水性を利用しクラスト直下の層の不飽和透水係数を測定した。この方法は、その後クラスト法として不飽和透水係数の測定法の一つ (流束制御法の一つ) として用いられるようになった(Green et al. 1985)。

1.3.4 クラストの硬さ

クラストの硬さは、種子の発芽、出芽、侵食といった問題に関連して研究され

てきた。

(1) クラストの形成と種子の出芽

Holder & Brown(1974)は、クラスト形成に伴う種子の出芽阻害の問題について、クラストの貫入抵抗を測定した。Holderらは、土壤容器のそこに穴を開け、そこから貫入計を上向きに挿入し、種子の発芽方向と同じ上向きに貫入（貫出）するときの抵抗を測定した。クラストの貫入抵抗は、乾燥が進むにつれて大きくなった。また、積算降雨量または、積算降雨エネルギーが同じ試料でも、降雨時間が30分以内の場合は、降雨後乾燥が進むにつれて貫入抵抗が低下した。

Morrison et al.(1985)は、クラストの力学性を測定する手法として貫入抵抗と限界折り曲げ抵抗(Modulus of rupture)の比較を行ったが、両者の結果に一致性はなかった。

(2) 土壤侵食と土の力学性

降雨中に土壤粒子や団粒は、雨滴の衝撃で分散したり、地表面流出水の層流力で運ばれて行ったりする。この水食の過程の中で、土壤の粘着力やせん断抵抗といった力学性は、土壤が侵食されるかどうかを評価する指標になるのではないかと考えられてきた。

Cruse and Larson(1977)は、シルトローム土を用いた実験を行い、三軸圧縮試験の結果 (τ) と容器からの飛散侵食量、すなわち水滴が衝突した衝撃で容器外へ飛び出す土量との間に1価関係が存在することを示した。また、Posen(1981)は、ベーンせん断試験で測定した土壤の粘着力(c')と飛散侵食量の関係を調べ、供試土が砂の場合は、良い相関があることを示した。しかし、シルト質砂では、特に関係は見いだせなかった。また、Bradford(1985,1987a,b)は、シルト質ロームから粘性土迄の19種の土を用いて、降雨後の地表面でフォールコーン試験を行い、クラスト形成によるせん断抵抗 (τ) の変化を測定した。そして、(与えた降雨エネルギー/せん断抵抗) 比と飛散侵食の間に相関があることを示した。しかし、Bradfordは、クラストのせん断抵抗測定におけるフォールコーン試験の結果には現時点では(1991)、 十分な理論的な裏付けはなく、統計的な処理でしか扱うことが出来ないとしている。

一方、芦田ら(1974)は、粘着性の河床からの土粒子の流亡を考え、ペントナイ

トを供試土に回転円錐型粘度計で測定したせん断抵抗と侵食が生じる限界層流力の間の関係が両対数紙上ではほぼ直線になることを示した。

(3) 現場における土壌の力学性測定法

三軸試験や粘度計、フォールコーン試験は基本的に室内で測定を行うもので、装置の形状の問題で野外の現場での使用が制限されてしまう。これを補うための現場測定法として、ベーンせん断試験やペネトロメータによる力学性の測定が行われてきた。

ベーンせん断試験は現場試験法として土質力学では良く用いられるもので、ベーン（羽根）をある程度供試体に挿入してからベーンを回転させ、回転に必要なトルクからせん断抵抗を求めるものである。ベーンせん断試験では、ベーンの底面と側面のせん断抵抗を測定するというメカニズムのため、ベーンを挿入する層が均一であることを仮定している。

ペネトロメータは貫入抵抗（Mechanical resistance: kPa単位）を測定するものである。測定値が挿入部（プローブ、コーン）の形状、貫入深、貫入速度によって左右されるため他の測定法での結果と理論的に比較するのは困難である。したがって、ペネトロメータを利用する場合は、同じペネトロメータで測定を行い、時間変化や空間的変動、他の測定値との相関などを求めるか若しくは、ペネトロメータ以外の力学的性質の測定値とのキャリブレーションを行う必要がある。しかし、挿入部を小さくすれば、微細な部分の堅さも測定できるという利点や簡便性さらに、連続的に貫入抵抗を記録すれば、抵抗値の深さ分布を測定することもできるという点がクラストの硬度の測定には適していると考えられる。

(4) ペネトロメータを用いた土壌の力学性の測定

ペネトロメータの種類や測定方法には、プローブの形状と径、貫入速度等によっていくつかの種類がある。大きく分けると、貫入速度による動的な測定と静的な測定（せん断試験における非排水と排水試験に相当）、プローブの形状によるコーンペネトロメータとプローブペネトロメータがある。動的な測定は、貫入速度が 3cm s^{-1} 程度で、農業工学、農業機械の分野でトラクターの踏圧によるコンパクションの検出などに用いられている(Cassel et al.(1978), Radcliff et al.(1989)など)。静的な測定は、圧縮試験器の改良や自作したモータードライブの貫入機を用いて $0.05\sim 1\text{cm s}^{-1}$ と動的な測定の100分の1以下の貫入速度で行うものが多く、

(Bradford (1980), Bradford (1985), Rolston (1991))、種子の発芽阻害に関わるクラストの堅さやクラストの分布の検出に使用されている(Rolston et al. 1994)。

プローブの形状に関しては、棒状のプローブ、プローブの先端に大きめのチップの付いたもの、コーン形状のもの等がある。一般には、コーン形状のものが良く使われるが、クラストに関わる測定では、プローブ状のものを使うことが多い(Bradford (1980), Bradford (1985), Rolston (1991), Morrison et al. (1985), Holder and Brown(1974))。これは、クラスト形成による出芽阻害の評価を行うために、根の形状に似ているものを使用しているものと考えられる(Rolston 1994)。プローブの先端を大きくするかそれとも単純な棒状にするかという点は、ペネトロメータが先端部における土の変形のみを測定するか若しくは、プローブの側面の摩擦抵抗も一緒に測定するかどうかという選択になると考えられている(Bradford 1985)。一般には、先端にチップが付いた方がよいと考えられているが、クラストの硬さの測定には、単純な棒状 (Blunt probe) の方がうまく行く (Rolston et al. 1994) という結果もある。

プローブの太さに関しては、1.6mm~6mm程度の径のプローブを用いている例が多い。プローブが太くなれば、平均的に土壌の硬さを測定することができるし、細くなれば、団粒間の摩擦抵抗も反映するようになる。しかし、同時にばらつきも大きくなる。プローブの太さの選択は、測定上の理由、つまり限られた測定面積の中でできるだけたくさん貫入するため (Rolston et al. 1994)や根の太さに近いようにするといった理由で決められている。

1.4 クラストの研究に用いられてきた手法

1.4.1 試料及び試料容器

小さな室内ライシメータは、様々なパラメータを操作できるという点で侵食の基礎的メカニズムを明らかにする目的、特にInter rill erosion (リルとリルの間の平地の侵食) に適しており、クラストの形成、団粒の安定性、雨滴の効果などの実験によく用いられてきた(Mutchler et al. 1988)。実際の水食現象では、リルを経て流出する流亡土量が多いが、リルの形成なども考慮する場合には、2.4mの斜面長でも不十分である(Bryan & Posen 1989)ことが明らかになっている。したがって、供

試体の容器を選択する場合には、なにを測定するかを事前に決定し、測定項目に合った容器の形状、大きさを選択する必要がある。

クラストの研究においては、地表面流出、土壌流亡を調べる研究の多くが 1m^2 以内の小型ライシメータを使用している。幅 $15\sim 60\text{cm}$ 、長さ $45\sim 60\text{cm}$ 、深さ $2.5\sim 30\text{cm}$ 、土層厚さ $2.5\sim 25\text{cm}$ などがある。また、クラストの透水性の測定では、直径 $5\sim 9.2\text{cm}$ 、長さ $27\sim 60\text{cm}$ のものが使われている。

いくつかの研究が現場で行われてきたが、いずれも土壌物理性、たとえば乾燥密度 (Govers & Posen 1985)、透水性 (Van Es et al. 1991)、Ben-Hur et al. 1987)、貫入抵抗 (Rolston et al. 1991) などの分布を調べたものである。また、現場透水試験 (Falayi & Bouma 1975)や現場におけるクラストの透水性の測定 (Segeren and Trout 1991) などがある。

ライシメータには、土層内の下流側のライシメータの壁が水の流れを変化させるという問題がある。また、土層の厚さが薄いと実際の圃場で生じるような浸潤現象と異なる可能性がある。そこで、近年、移動型の人工降雨装置を用いて、圃場で下流端に即席のフリュームを取り付けて実験を行ったり、自然降雨の影響を適宜、人工降雨を用いて調べるといった研究も行われている。(Georgia Univ., USA, CSIRO, Australia)。

1.4.2 降雨

多くの実験では、人工降雨装置を用いて実験を行っている。これは、自然降雨では、強度、雨滴径、降雨エネルギーに大きなばらつきがあるためである。人工降雨装置であれば、一度、雨滴径分布、降雨エネルギーの検定を行えば、その後は何回でも同じ降雨が使えるという利点がある。しかし、人工降雨の性質が自然降雨にある程度近いものでなければ実験に用いることができない。特に、雨滴には、終速(Terminal velocity)という定常速度があることがわかっている。終速は、雨滴の径によって決まる (Epema & Riezebos 1983) ものである。したがって、人工降雨装置においては、雨滴径の分布と雨滴の速度が重要な性質となる。

人工降雨装置には、大きく自然落下のものとポンプを用いて雨滴を噴出させるものがある。自然落下のものは、雨滴の終速を得るために 8m 以上の落下高を必要

とする (Epema & Riezebos 1983) ため、大型の実験室が必要となる。

ポンプを用いて噴出させるものには、スプリンクラーのノズルを転用したもの (たとえば、Miller (1987)、Mayer & McCune(1958)、Morin et al.(1967)) や直針から噴出するもの (Riezebos & Seyhan(1977)、西村ら(1990)) などがある。これら噴出型降雨装置では、一般のスプリンクラーとは逆に下向きに水滴を吹き出すことによって雨滴に初速を加え、低い高さで終速に近づける工夫をしている。

噴出型の降雨装置では、降雨強度が過大になりがちである。そこで過剰な降雨を遮蔽板 (rotating disk) で防いだり (Morin et al.1967)、タイマーと電磁弁を用いた流量制御が (Miller (1987)、Mayer & McCune(1958)、Riezebos & Seyhan (1977)、西村ら(1990)) 行われている。

第II章 クラスト形成実験に用いた装置、方法

II.1 人工降雨装置

II.1.1 噴出型人工降雨装置

(1)概要

噴出型人工降雨装置は、農業工学科、浸透実験室内に作成した(Photo 2-1:室内と降雨装置の写真)。

噴出型人工降雨装置は、工事現場で足場を組む直径5cmのパイプで外枠(2.0m×1.8m×高さ3.6m)を作り、その中に木枠で組んだ雨滴発生装置を釣り下げ、その下に供試体をおいて降雨を与えた。

雨滴発生装置はラワン材で作った四角い枠(0.7m×1.0m)に、内径0.5mmの針を6cmの等間隔で16本埋め込んだ外径22mm長さ106cmの塩化ビニールパイプを8本固定し、ポンプ(イワキ社製MD-55R)を用いて雨滴を噴出させた(Photo II-2)。降雨強度は、二段階で調節を行った。まず、ポンプの流出口近くにつけた金属バルブで全体の流量を調整する。バルブよりもポンプよりの部分にT字の分岐をもうけ、余剰流量は、貯水タンクに環流させ、ポンプにはできるだけ一定の負荷を与えるようにした。さらに塩ビパイプを4本一組にして、各組に一個づつ電磁弁を付けてタイマーで一定時間ごとに開閉させて降雨強度を調整した(Fig. II-1)。

人工降雨装置は、自然降雨と比較して、水滴が集中する場所が発生するという欠点を持っている。この装置では、水滴の集中を極力避けるため、隣り合う塩ビパイプでは針の位置がずれるように設置し、さらに降雨中は雨滴発生装置全体をモーター(オリエンタル社製M504-201、振幅9cm、回転数約20rpm)で揺らした(Photo II-1、Fig. II-2)。

雨滴発生装置から、供試体までの距離は、供試体の形状によって異なるが、ライシメータ実験と100cc定積サンプラーを用いた実験で265cm、カラム実験で245cm程度であった。

(2)降雨強度

降雨強度は30~35mm h⁻¹程度になるように設定した。この降雨強度は、かなり

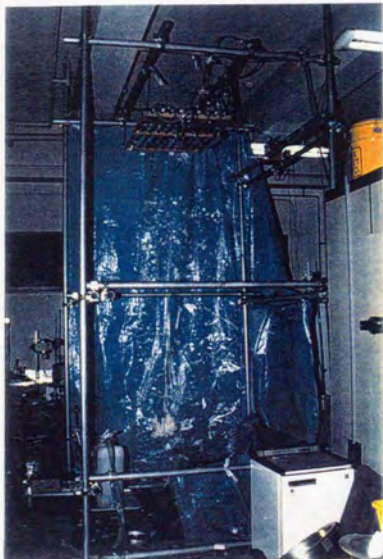


Photo II-1 人工降雨装置の全景（農学部4号館浸透実験室）

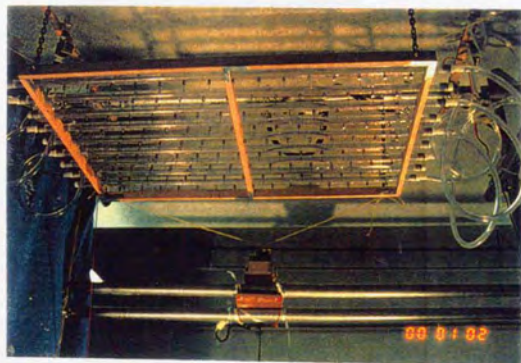


Photo II-2 人工降雨装置雨滴発生部（雨滴小）

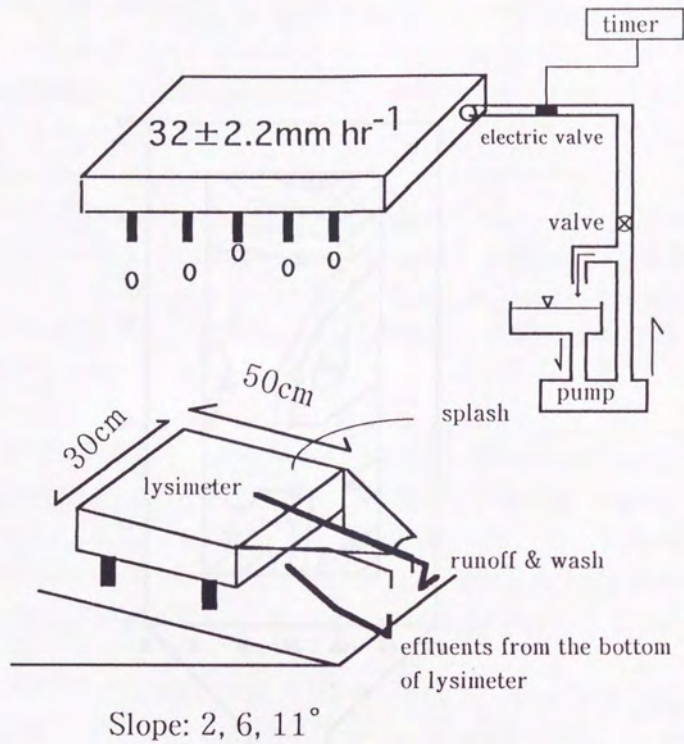


Fig. II -1 Schematic of a rainfall simulator and a lysimeter

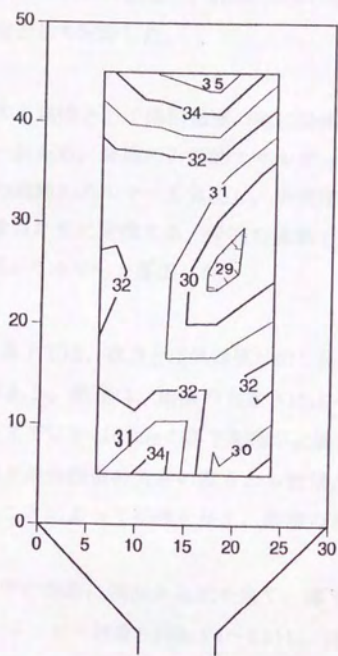


Fig. II-2 ライシメータ実験における降雨強度の分布 (平均値)
 (図中の数字は、降雨強度 $[\text{mm h}^{-1}]$)

強いものであるが、ありえないものでは無いという程度のものである。たとえば、沖縄県的那覇市では、年に数回はこの程度の降雨がある。この降雨強度を設定するために、降雨装置のタイマーは、0.1秒開、2.4秒閉という設定にした。

降雨強度の確認は、降雨実験の前後に、4から20個の容器を用いて降雨を採取しその平均値を降雨強度として記録した。

(3)降雨エネルギー

降雨の性質を表現する属性として降雨強度の他に降雨エネルギーと呼ばれる降雨の力学的エネルギーがある。降雨の力学的エネルギーは、雨滴の速度と雨滴の質量から一粒あたりの運動エネルギーを算出し、雨滴径分布から単位降雨時間当たりまたは単位降水量当たりに変換する。今回の実験では、雨滴径の分布と雨滴の速度を測定し、降雨エネルギーを算出した。

a)雨滴の速度

水滴の空気中の自由落下では、重力と空気抵抗が釣り合う終速(Terminal Velocity)と呼ばれる定常速度がある。終速は、雨滴の大きさによって決まるが、雨滴が自然降雨の終速に達するまでに8~10数mの落下距離が必要とされている。この装置では、雨滴発生部の高さが実験室の天井の高さから制限されるため、ポンプを用いて水滴を噴出させることによって初速を与え、雨滴の速度を終速に近づける努力を行った。

雨滴の終速は、落下中の雨滴に側面から光を当て、落下跡と速度決定用の目盛りを同時に写真撮影(シャッター速度1/100s, f.4~5.6)し、比較することによって速度を決定した(Photo II-3, Table II-1)。降雨の終速の計算によく用いられる三原の実験式

$$v=9.1549\cdot\sqrt{r}-2.6549+2.5342\cdot\exp(-3.727\cdot\sqrt{r})-0.3890\cdot r^{2.18}\dots(1-1)$$

との比較から、この降雨装置の発生する水滴の速度は、終速に近いものと考えられる。ここで、 v は水滴の終速度、 r は水滴の半径である。

b)雨滴の滴径分布の測定

降雨エネルギーの計算のためには、雨滴の滴径分布の測定が必要である。今回の実験では、水滴をシリコンを塗って磨いたアクリル盤で受け、アクリル板上の水滴痕を写真撮影したものから水滴径分布を推定した(Photo II-4)。

まず、0.3mm～1.8mmまでの範囲でいくつかの径の注射針を使用して、直径3～5.5mmの水滴を作り注射針を離れるときの水滴径とアクリル板上に落ちたときの水滴径の関係調べた。アクリル板は、事前にシリコン系の真空グリスを薄く塗って磨いてある。アクリル板上に落ちた水滴は、少しつぶれた球形をしているが、べったり広がることはない。この状態を縮尺とともに写真撮影し、写真上の映像から求めた水滴径と針先を離れるときの水滴径の間の相関を調べた。

アクリル板上の水滴径(x)と水滴径(y)の関係は、

$$y=2.41454x-2.61983 \quad r=0.911 \quad (\text{Fig. II-3})$$

と比較的良好な相関を示した。3mmよりも小さな水滴を制御して測定するのは困難なので、小さな水滴については、この回帰直線を外挿して水滴径を決定した。

人工降雨の滴径分布は、Table II-1のようになった。

(c)人工降雨の降雨エネルギー

上述の滴径分布と雨滴の終速から降雨エネルギーを計算すると、平均降雨強度が33mm・h⁻¹の時の降雨エネルギーは、450J・m²・h⁻¹となった。

降雨強度から自然降雨の降雨エネルギーを推定する実験式はいくつか提案されている。(三原、徳留、etc.)たとえば、徳留の実験式を用いると平均降雨強度が33mm・h⁻¹の時の降雨エネルギーは

$$e = 27.8 \times i^{1.16} \quad \text{相関係数}=0.971 \quad \dots(1-2)$$

718J・m⁻²・h⁻¹となる。ここでeは、降雨エネルギー(J・m²・h⁻¹)、iは降雨強度(mm・h⁻¹)である。人工降雨装置の雨滴ひとつひとつは終速に近い速度と思われるので、降雨エネルギーが自然降雨より小さいのは、滴径分布が自然降雨より細かい径に偏っているためと考えられる。すなわち、この人工降雨装置は、雨滴の速度は、自然降雨に近いものが得られるが、雨滴径分布としては小さい径に偏っているという特徴を持っている。

II.1.2 滴下型人工降雨装置

(I)概要

噴出型人工降雨装置は、雨滴径の分布が小さい方へ偏っている。この点を補うために、もう少し大きな雨滴を作ることができる雨滴発生装置を作成した。この雨滴発生装置は、フックを用いて噴出型人工降雨装置にとりつけることができる



Photo II-3 雨滴の落下跡

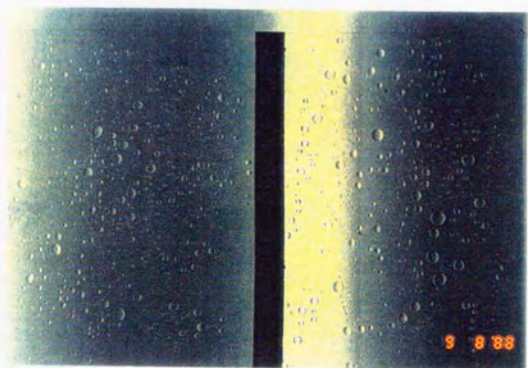


Photo II-4 アクリル板上の水滴痕

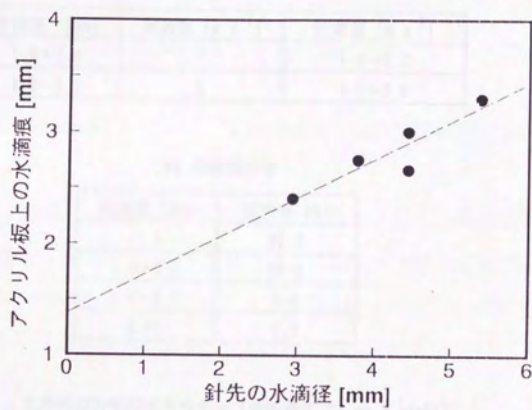


Fig. II-3 水滴径のキャリブレーション

Table II-1 大型降雨装置の雨滴の性質

(a) 水滴速度

水滴径 [mm]	実測値 [m s^{-1}]	計算値 [m s^{-1}]
1.6~2.0	6	5.4~6.2
2.6~3.2	8	7.1~7.9

(b) 雨滴径分布

雨滴径 [mm]	滴数率 [%]
<1.0	86.8
1.0~2.0	12.1
2.0~3.0	0.8
3.0<	0.3

(c) 人工降雨の力学的エネルギー (降雨強度 33 mm h^{-1} の時)

	降雨の力学的エネルギー [$\text{J m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$]
本人工降雨装置	450
三原の実験式	560
徳留の実験式	718

(Photo II-5)。

雨滴発生装置には、20cm×10cmの範囲に外径1mmの針が40本植え込んであり、ポンプ (Iwaki MD5)で雨滴を噴出させる。

滴下型人工降雨装置は、大きな雨滴を発生させることができる一方、降雨面積が小さくなってしまいうため、100cc定積フラスコを用いた要素実験の時のみに用いた。また、滴下型降雨装置を使用する場合は、雨滴の集中を避けるために試料を1rpmで回転するターンテーブル (テーブル部φ50cm、高さ35cm、Photo II-6)の上において、降雨装置とターンテーブルの両方を異なる角速度で回転させ、より均一な降雨をめざした (Fig. II-4)。

(2)降雨強度

降雨強度は、30～33.2mm h⁻¹と噴出型人工降雨装置と同程度の降雨を発生する。

(3)降雨エネルギー

この雨滴発生装置では、直径2.9mmの雨滴が発生する。また、写真撮影から求めた水滴の落下速度は、約6ms⁻¹であった。このことから滴下型人工降雨装置では、平均降雨強度33mm h⁻¹の時、降雨エネルギーが1568 Jm²h⁻¹となる。これは、同じ降雨量の時では噴出型降雨装置による降雨の3倍のエネルギーを持っている。

II.1.3 単滴発生装置

(1)概要

一つ一つの水滴が土壌団粒に及ぼす作用を観察するために、ペリスタポンプと針を用いて1滴ずつ水滴を発生させる装置を作成した。水滴発生部の針を換えることにより2.3～5.5mmの水滴を発生させることができる (Fig. II-5)。

実験では、2.3mmと4.2mmの二つの大きさの水滴を使用した。水滴発生部は、試料上部3cm～175cmの高さに位置し、ゆっくりと水滴を発生させることができる。

(2)雨滴のエネルギー

この装置の場合、水滴に初速度がないため、自然降雨の雨滴の終速に比べて速度が小さくなる恐れがある。そこで確認のために、落下高175cmの場合に写真撮影で水滴の落下速度を測定した。

結果は、空気抵抗を考えない場合に比べて径2.3mmの小さい水滴で6%、

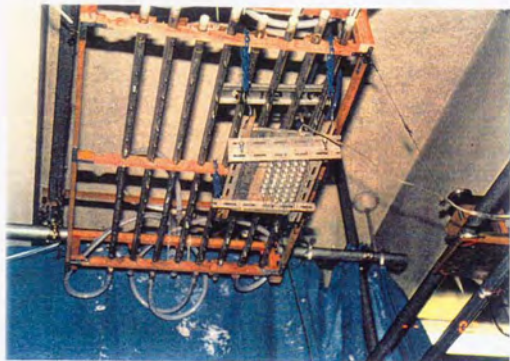


Photo II-5 小型降雨装置 (雨滴大)



Photo II-6 ターンテーブル

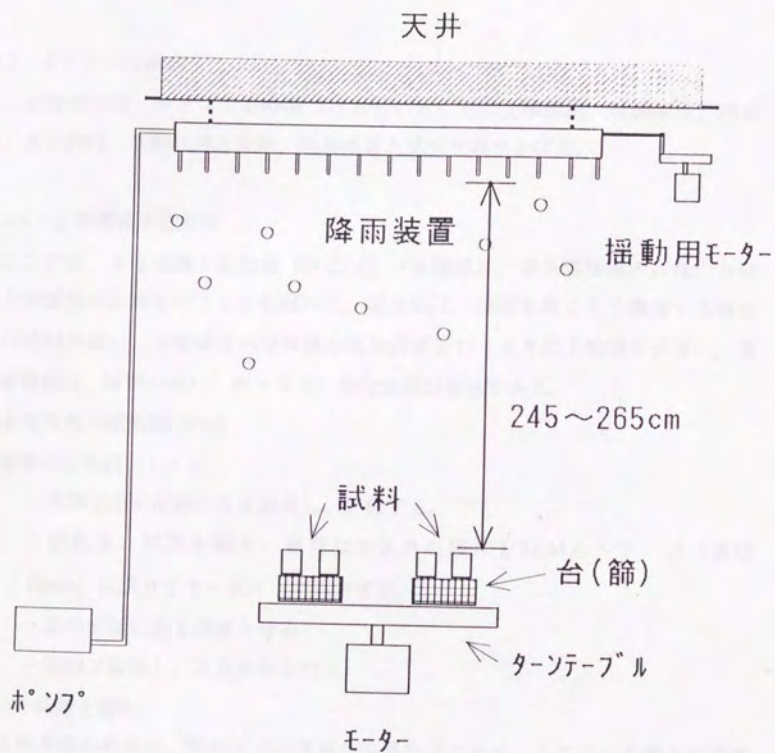


Fig. II-4 100cc定積サンプラーを用いたクラスト形成実験の模式図

4.2mmの大きな水滴では、空気抵抗を考慮しない場合とほぼ同じ結果となった (Table II-2)。この結果を参考に、単滴発生装置で4cm~175cmの高さで水滴を発生させた実験では、空気抵抗を考慮しない水滴速度の計算値を用いて結果を解析した。

この実験で使用した水滴の力学的エネルギーは、Table II-2に示した。

II.2 クラストの測定

この研究では、クラストを特徴づけるものとして、土壤構造、乾燥密度、透水性、水分特性、不飽和透水係数、地表面貫入抵抗を取り上げた。

II.2.1 土壤構造の記録法

ここでは、走査型電子顕微鏡 (SEM)、土壤薄片、実体顕微鏡の3種の方法で土壤構造の記録を行うことを試みた。基本的に、倍率を高くして観察する場合にはSEMが適し、土壤構造の全体像や鉱物決定を行うときは土壤薄片が良い。実体顕微鏡は、倍率の高い”虫メガネ”的な使用が便利である。

(1)走査型電子顕微鏡(SEM)

標準的な手順としては、

- ・ 供試土を不攪乱のまま採取し、炉乾する。
- ・ 炉乾後、試料を割り、適当な大きさの破片をSEMのステージ (直径10mm) に乗せてドータイトで固定する。
- ・ 試料表面に金を蒸着させる
- ・ SEMで観察し、写真撮影を行う。

という段階を踏む。

この方法の利点は、観察までの準備が容易な点である。とくに、土壤を低倍率で観察する場合には、金蒸着も省くことができるため、炉乾とSEMステージへの固定のみで観察が行える。欠点としては、炉乾後の試料を割った後に適当な大きさのものをステージの固定するという段階で、土壤によっては適当な大きさの破片ができないことや観察時に超真空にさらされるため土壤に乾燥を強いられることなどがある。今回の研究では、山梨粘土ロームは、うまく観察できたが、国頭マーグに形成する土壤クラストは破損しやすく、SEMによる観察に適さなかった。

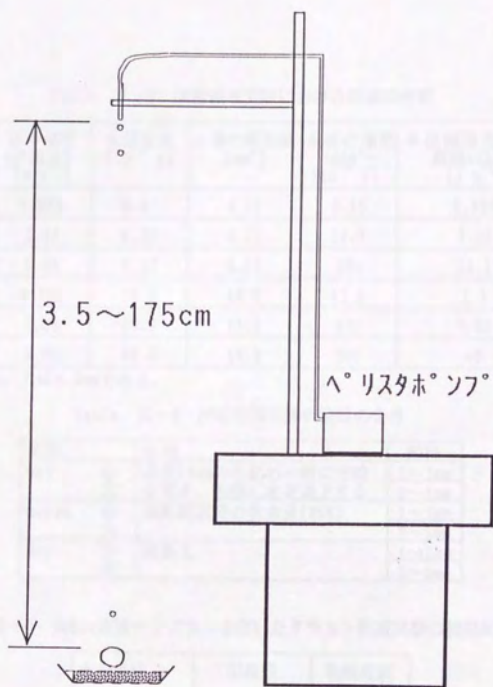


Fig. II-5 単滴発生装置による団粒破壊実験の模式図

Table II-2 団粒破壊実験における雨滴の性質

水滴径	落下高 [cm]	落下速度 (計算値) [m s ⁻¹]	水滴重量 [10 ⁻⁶ g]	水滴の断面積 [mm ²]	水滴の運動 エネルギー [10 ⁻⁶ J]	単位面積当たりの 運動エネルギー [J m ⁻²]	実測の落下 速度 [m s ⁻¹]
小	3.5	0.828	6.27	4.11	2.15	0.523	
小	22	2.08	6.27	4.11	15.3	3.29	
小	175	5.86	6.27	4.11	108	26.2	5.5
大	4	0.885	38.9	13.9	13.5	1.1	
大	28	2.34	38.9	13.9	107	7.68	
大	175	5.86	38.9	13.9	668	48	5.7-5.9

注) 水滴径小は2.3mm、大は4.2mmである。

Table II-3 団粒破壊実験の団粒の条件

名称	処理	粒径
Wet	小	1~3mm
	大	3~5mm
moist	小	1~3mm
	大	3~5mm
dry	小	1~3mm
	大	3~5mm

Table II-4 100cc定積サンブラーを用いたクラスト形成実験の初期乾燥密度

水分条件	団粒径	乾燥密度 [Mg m ⁻³]
湿土 (含水比25%)	小 (1~3mm)	0.89
	大 (3~5mm)	0.92
風乾土	小 (1~3mm)	1.06
	大 (3~5mm)	1.05

(2) 土壌薄片

土壌試料を不攪乱のまま採取し、樹脂等を用いて固化させた後に、薄く削りだし、スライドガラスに固定して透過型光学顕微鏡や実体顕微鏡で観察するものである。主として地質で岩石などの標本を作製するのに用いられている。手順としては、以下のようなになる。

- ・ 供試土を不攪乱のまま採取し、炉乾する。
- ・ 固定用樹脂を土壌に浸透させ固化させる。
- ・ 固化後、基準面を作り鏡面仕上げした後にスライドガラスに固定する。
- ・ スライドガラス上に30 μ m \sim 100 μ mの厚さになるまで磨く
- ・ 顕微鏡で観察、撮影を行う。

土壌薄片の作成は、研磨用の器具がそろっていればそれほど難しくはない。しかし、土壌の固定にどのような樹脂を使用するかという点が重要になる。固化用樹脂には、ポリエステル樹脂などの有機溶媒系、紫外線硬化型、可視光硬化型、二液型のエポキシ樹脂などがある。今回対象とした土壌クラストのように密な構造を持っている場合、粘性の高い樹脂では土壌中に浸入しない。通常の土では、ポリエステル樹脂等を用いることが多いが、クラストの場合間隙が小さく、樹脂がうまく浸透しなかったため、今回は特に、ペトロボキシ154（パルス・ペトロ・プロダクツ社、代理店（株）マルトー）というエポキシ系の充てん固化剤を使用した。ペトロボキシ154は、加熱硬化型の樹脂で、110 $^{\circ}$ C以上になると温度に応じた速度で硬化する一方、60 \sim 100 $^{\circ}$ Cの間では温度が高いほど粘性が低下する（水と同程度）という特性を持っている。そこで、今回は、クラスト部の固化は、炉乾直後の高温の試料に、加熱して粘性の低下した樹脂を浸透させて固め、その後、若干温度を下げて、粘性の増した固化剤で大きな間隙を埋めていくという方法をとった。

(3) 実体顕微鏡

SEMによる観察も、樹脂による薄片作成も土壌試料を一度炉乾する必要がある。炉乾による収縮などの土壌の変化や作業上の時間的な損失をカバーする観察方法として実体顕微鏡による観察がある。

実体顕微鏡では前節で作成した土壌薄片の観察も行ったが、採取した湿った不攪乱土壌を採取直後に観察することができるという点で先の二つの方法にまさる特徴がある。しかしながら、観察途中で試料が乾燥してしまったり、崩壊してし

まうなどの問題もあるため、補助的な観察方法として用いた。

II.2.2 乾燥密度の測定

クラストの形成に伴って地表面近傍では乾燥密度の変化があることが推察される。この変化を検出するために、直径2cm、長さ0.3、0.5、1.0、2.0cmの真鍮製のリングを用意してサンプリングを行った。リングの長さは可能な限り短いものを使うことを検討したが、供試土自体が3mm篩い通過分であるため、0.3cmを最小とした。

各リングとも、クラスト部の乾燥密度を測定する場合は上端が地表面に合うまで挿入した後に切り出して試料のサンプリングを行った。長さ1cm、2cmのリングは、下層土（深さ3~5cm）の乾燥密度の測定にも使用した（Fig II-6）。

リング内の土壌の乾燥密度の値は、リング内をいくつかに分けて各部分の重みづけ平均値であると考えた。たとえば、0.5cm長さのリングを0~0.3cmと0.3~0.5cmの二つの部分に分けると

$$\rho_{0.3} \times 0.3 + \rho_{0.3-0.5} \times (0.5 - 0.3) = \rho_{0.5} \times 0.5 \quad (1-3)$$

$\rho_{0.3}$ 、 $\rho_{0.5}$ はそれぞれ0.3cm、0.5cmリングによる測定値、

これを解いて深さ0.3~0.5cmの層の乾燥密度 $\rho_{0.3-0.5}$ を計算することができる。

0.3、0.5、1.0cmの3種のリングと下層土の乾燥密度を用いて深さ0~0.3cm、0.3~0.5cm、0.5~1.0cmの各層の乾燥密度を計算した。

II.2.3 透水係数の測定

クラスト形成に伴う透水性の変化を知るために、クラスト形成に伴う飽和透水係数の低下を測定する要素実験を行った。主として、100cc定積サンプラーに土を詰めたものに降雨を与えてクラストを形成させ、変水頭法でクラストを含む土層の飽和透水係数を測定した。さらに、カラム実験、ライシメータ実験でも定常状態における土中水の圧力分布と土層内の水フラックスから表層5mmから1cmのクラストを含む土層の飽和透水係数を算出した。100cc定積サンプラーを用いる要素実験を行ったのは、降雨中形成したクラストを降雨終了後サンプリングするとサ

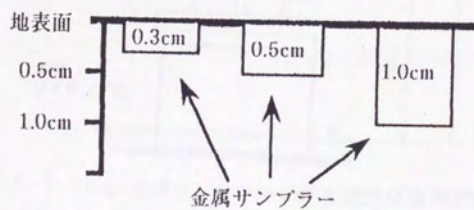


Fig. II-6 金属リングを用いた地表面の乾燥密度測定

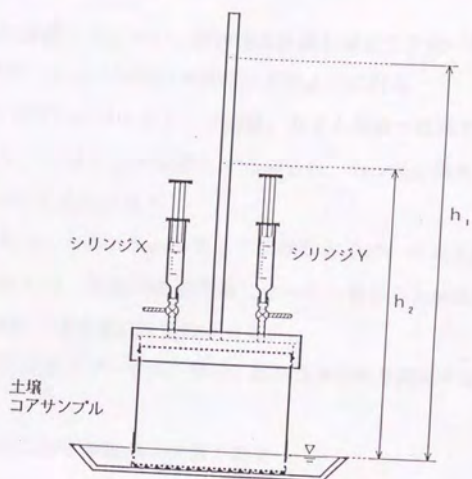


Fig. II-7 100cc定積サンプラーの飽和透水係数測定装置

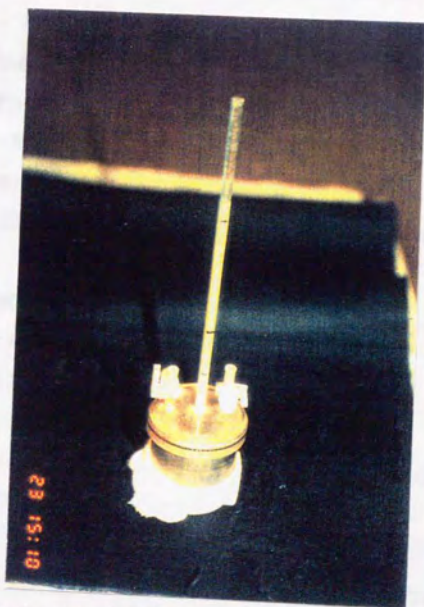


Photo II-7 100cc定積サンプラーの飽和透水係数測定装置

ンプリングの際に破壊してしまい、飽和透水係数が測定できないからである。

100cc定積サンプラーによる実験の手順は以下ようになる

- ・100cc定積サンプラーにライシメータ実験、カラム実験で使用する値と同じ乾燥密度で土を詰める。初期水分を湿潤にする場合は、3cm程度灌水したサンドバットに試料下端をつけて飽和させる。
- ・底部に排水口のついた箱に5cmの厚さで標準砂を詰め、その上にサンプラーを置き人工降雨を与える。所定の降雨時間になったら箱から3cm程度灌水したサンドバットへ移し試料下端を漬けて飽和させる。
- ・サンプラー上下にアダプターを取り付け、飽和透水係数を測定する (Fig II-7)。

II.2.4 水分特性および不飽和透水係数の測定

(1) 保水性の測定

水分特性は、直径5cm、厚さ1cmのリングを用いて降雨後に地表面からクラストを含む土層をサンプリングして、吸引法で測定した。

(2) 不飽和透水係数の測定

不飽和透水係数は、定常法の圧力制御法で行った。供試土を不飽和透水係数測定装置 (Fig II-8) に詰めた後に、上部フィルターをはずしたまま降雨を与え、クラスト形成後降雨を終了させる。降雨終了後、上部フィルターをとりつけネジで固定し、不飽和透水係数の測定を定常法の圧力制御法で行った。

II.2.5 地表面硬度 (貫入抵抗) の測定

クラスト形成に伴う土壌の力学的性質の変化を示す指標の一つとして、ペネトロメータによる貫入抵抗の測定を行った。

(1) ペネトロメータの作成

実験に用いたペネトロメータは、自作した。これは、価格を抑えると共に、試作の設計の自由度を高めるためである。

感圧部にはコバル社の拡散型半導体圧力変換器 (測定レンジ、0~100kPa) を用いた (Photo II-8、Fig. II-9)。圧力変換器からの出力は、データロガー (CKD社GK-77または、Campbell Scientific社21X) を用いてサンプリングとAD変

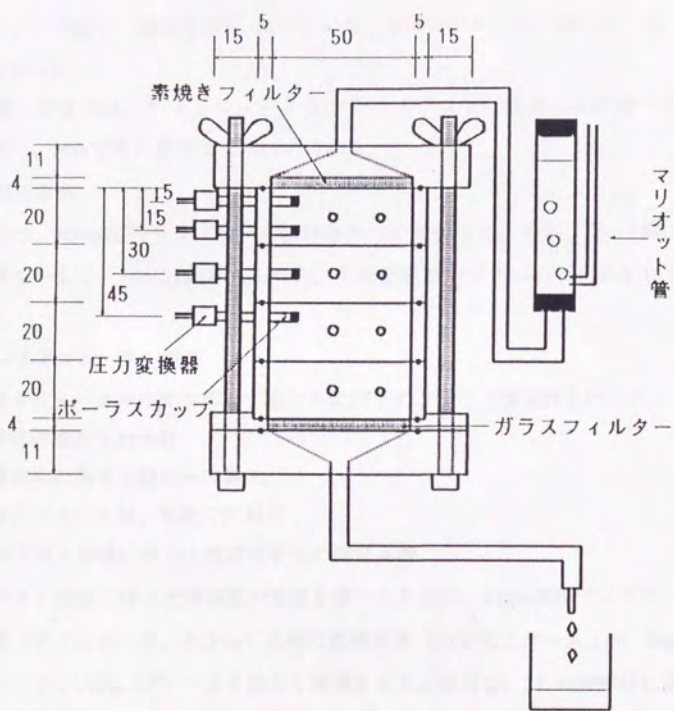


Fig. II-8 不飽和透水係数測定装置

(クラストを形成させるときは、上部の素焼きフィルターを外して降雨を与える。降雨終了後、地表面に標準砂若しくは脱脂綿を載せてから上部素焼きフィルターをとりつけ測定を行う)

換を行いパソコンで記録、データ処理を行った。プローブ装着部から圧力変換器までは水を媒体としている。圧力変換器は出力精度が直線性でフルスケールの0.3% (フルスケール100kPaとして300Pa) である。また、圧力変換器の温度依存性は、カタログ値で、温度変化1°あたり0.1%となっているため、測定は、20°の恒温で行った。

土壌への貫入は、ペネトロメータをドリルスタンドに装着して手動で行った。貫入深は、1cmで貫入速度は、1 cm s⁻¹である。

(2) 測定方法

測定は、100cc定積サンプラーの供試体について行った。サンプラー1個に対して位置をかえて、16~21回貫入を行い、平均値をサンプラーのデータとして利用した。

(3) ペネトロメータの特性

ペネトロメータの性能を評価するために以下のような予備実験を行った。

- ・山中式硬度計との比較
- ・乾燥密度の異なる試料への貫入
- ・異なるプローブ径、形状での測定

(4) クラスト形成に伴う土壌硬度変化の測定実験

クラスト形成に伴う土壌硬度の変化を調べるために、100cc定積サンプラーに他の実験(ライシメータ、カラム)と同じ乾燥密度(山梨粘土ローム:1.00 Mg m⁻³, 国頭マージ:1.15Mg m⁻³)で土を詰めて降雨を与え、降雨後1,24,48時間後に貫入試験を行った。

II.3 団粒破壊実験

II.3.1 供試土の調整

実験には、国頭マージを使用した。供試土は、篩い分けによって、団粒径1~3mm(団粒小)と3~5mm(団粒大)の二種類の団粒土を作り、風乾、moist(約含水比22%)、湿潤の三つの水分状態に調整した(Table II-3)。湿潤は、団粒破壊実験では、Kemper et al.(1985)を参考に、直径10cm程度のろ紙を用意し、ろ紙の一端に団粒をおいて他端に給水を行いゆっくりと団粒を湿らせるという方法で行った。

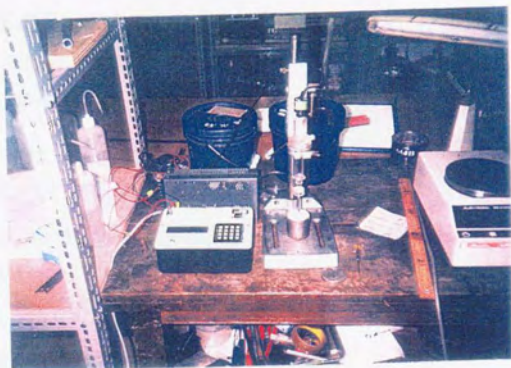


Photo II-8 ペネトロメータ

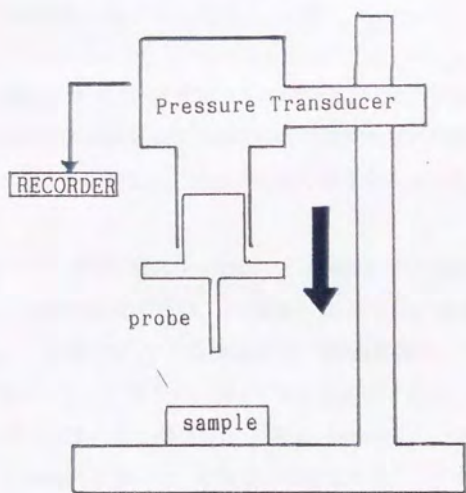


Fig. II-9 ペネトロメータの模式図

II.3.2 団粒破壊

団粒の破壊は、単滴発生装置で発生させた水滴を用いて行った。適当な径の注射針を選択し、各団粒の平均的な大きさに近い大きさのもの(2.3mm(水滴小)と4.2mm(水滴大))を実験に用いた。水滴は団粒の真上3.5~175cmの高さから、団粒に命中するように一滴づつ自然落下させた(Fig. II-5)。雨滴の落下高、速度、運動エネルギーは、表II-2に示した。

各団粒径、水分状態、水滴径の組み合わせについてそれぞれ12個ずつ計144個の団粒の崩壊を調べた。

II.3.3 100cc定積サンプラーを用いたクラスト形成実験

団粒破壊実験に引き続いて、同じ供試土を100cc定積サンプラーに詰めて降雨を与え、クラスト形成実験を行い、土壌水分、団粒径、雨滴径がクラストの形成に及ぼす影響を調べた(Fig. II-4)。

(1) 実験方法

供試土は、団粒構造を壊さないようにサンプラーに詰めた。これをターンテーブルの上に置き、噴出型降雨装置または滴下型降雨装置を用いて降雨を与えた。2、4、6時間の降雨を与えた後に炉乾し、前述の方法で薄片を作成した。

(2) 実験条件

供試土は、国頭マージで団粒径大(3~5mm)と団粒径小(1~3mm)の二つの団粒径区分を用いた。初期の乾燥密度は、Table II-4に示した。初期水分は、風乾、湿土(含水比25%)、湿潤の3つで、湿潤試料は、100cc定積サンプラーに詰めた後に降雨直前までサンプラー下端を水に漬けておいたものである。

雨滴径は噴出型降雨装置による雨滴径小(86%が1mm以下)と滴下型降雨装置による雨滴径大(2.9mm)を用いた。雨滴径と団粒径の大きさの序列は、団粒径 \times 雨滴径大 $>$ 団粒径小 $>$ 雨滴径小である。

(3) 石膏施用実験

クラストの形成に石膏($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)が及ぼす影響を調べるために、風乾、湿土の二つの条件に対して供試土表面に2.5、5 t ha⁻¹の割合で石膏を散布して降雨を与えた。

II.4 円筒カラム実験

II.4.1 円筒カラムの概要

クラスト形成に伴う土壌の透水性、水分特性の変化が土壌中の水の流れに及ぼす影響を調べるために、内径8.4cm、長さ70cmの亚克力製の円筒に供試土を詰めてカラム土層を作り実験を行った。土層は、下から5cmの層が1mm径のガラスビーズで、その上に65cmの土層を形成した (Photo II-9、Fig. II-10)。

カラムには、表層から60cmの位置に排水口を設けた。これは、深さ60cmの位置に地下水面がある条件と同じである。このような長い土層を実験に用いたのは、土壌の水分特性などから地下水面 (排水口) から30cmくらいの層までは下端の境界条件の影響が及ぶことが予想されたことに加えて、クラスト形成の影響が地表面からどの程度下方まで及ぶかが不明なため、観察対象土層をとりあえず30cmに設定したためである。

また、地表面に湛水が生じると、雨滴は水面に落ちた際に跳ねてカラム外に散ってしまう。この水跳ねは、カラムやライシメータの断面積が大きければ無視できるが、ここで使用している断面積 56cm^2 のカラムでは、無視できない量になる。そこで、実験時には、カラム最上端にさらに5cmのリングを乗せて跳ねた水がカラム内に戻るようにした。

II.4.2 土壌カラムの作成

60cmの土層を均一に詰めるのは困難である。そこで、亚克力パイプを10cm～5cmの長さで輪切りにして、5cm～10cmづつ土層を詰めていった。一土層詰め終わったら、先のとがった金属棒で地表面をかき乱した後に次の亚克力パイプをつなげ、次の土層を詰めた。亚克力パイプの継ぎ目は、真空グリスを薄く塗ってからすりあわせ密着させた。さらに土壌を飽和させるときなど正水圧がかかっても水漏れしないように幅5cmのビニールテープを1周巻いて継ぎ目を外から押さえた。このとき、万全を期するため、テープの角の部分は、ゼリータイプの瞬間接着剤で隙間を埋めた。

II.4.3 実験条件

(1) 境界条件

境界条件は、地表から60cmの位置に地下水面（土壌水の圧力=大気圧）を設定した。また、土壌カラム側壁のアクリルには、小孔がいくつもあいていて、空気が自由に通り抜けることができる。

(2) 初期条件

初期条件としては、初期に風乾、湿潤（含水比22から27%位または、24時間自由排水を行った状態）、湿潤（降雨強度と同じ 10^3 cm s^{-1} 程度の定常水フラックスを与えている状態）の3つの初期条件を設定した。

(3) 円筒カラムへの給水

土壌カラムへの給水は、降雨による衝撃給水と、土壌表面に衝撃を与えない、滴下による無衝撃給水の2種類の方法で行った。衝撃給水では、前述の噴出型降雨装置を用いた（Fig. II-10）。

無衝撃給水とは、給水時に土壌表面を乱さないようにガーゼで薄く覆い、さらに水滴がカラム中心だけを浸入することがないように、中心部に土壌カラムの直径の半分程度のビニールの円盤を置き、4cm程度の高さから円盤の中央に水滴で水を供給し、ビニール円盤の縁から均一に水を浸透させるものである。

初期条件と降雨の与え方は以下のように行った。

- a. 初期水分が風乾、初期含水比25~28%の場合は、カラム完成後直ちに降雨を開始した。
- b. 初期水分が、24時間排水水分分布の場合は、土壌カラム完成後2時間ほどかけて下方からカラムを飽和させる。土中水の圧力を確認しながら、地表面まで灌水したらしばらくおいてから排水を行い、20~24時間排水後に降雨を開始する。
- c. 降雨開始時に無衝撃給水で定常流を作り、そこで降雨を開始する場合は、土壌カラムをいったん飽和させた後に降雨強度と同じ程度の給水強度で無衝撃給水を行い定常流を作る。カラム土層内のマトリックポテンシャル分布とカラム下端からの排水速度から定常流が観察されたら、無衝撃給水を止めて、地表面のガーゼ、ビニールシートを取り除くと同時に降雨を開始した。無衝撃給水停止から降雨開始までは数秒で行った。

この一連の手順により、土壌表面を乱さない無衝撃給水時と、地表にクラ

ストを形成するような降雨による衝撃給水時の、土壌カラム内の定常状態のマトリックポテンシャル分布を比較する際に、ヒステリシスを無視することができる。

II.4.4 測定項目

土壌カラムは、側面からポーラスカップを挿入して、拡散型半導体圧力変換器(コバル社製PA500-102V)とデータロガー(キャンベル社インテリフィック社製21XまたはCKD社製GK77)を用いて、マトリックポテンシャル変化を経時的に測定し、パソコンに記録した。

この圧力変換器は、圧力と電圧出力が線形に比例して出力することになっているが、直線性に関してフルスケールの0.3%という精度を持っている。そこで、カラム実験で測定対象とするマトリックポテンシャルの範囲を考慮し、0から10kPaの範囲でキャリブレーションを行い、圧力変換器の出力の定数を決定した。このときの直線性に関する精度は、30Pa程度になる。また、データロガーについては、GK-77を使用する際は、ブリッジを組み出力電圧を1/25に落としてデータロガーに(100mVレンジで)入力した。GK-77の分解能はフルスケールの4000分の1で、このときの検出精度は約20Pa (0.2 cmH₂O) となる。21Xの場合は、A/D変換の分解能が15000分の1なので、圧力変換器の出力をそのまま(5Vレンジに)入力し、検出精度が10Pa(0.1 cmH₂O) となる。いずれのデータロガーも圧力変換器の出力の直線性から考えて、適当な精度であるとみなして使用した。また、温度によるデータの変化は、カタログ値で温度変化1°あたりフルスケールの0.1%である。

ポーラスカップは、カラム上端から0.5、2.5、5、7.5cmの位置に外径3mmのものを、10、20、30、50cmの位置に外径6mmのものを使用した。実験によって異なるが一つの深さに1から3本のポーラスカップを挿入した。1本挿入する場合は、長さ3~4cmのポーラスカップ、3本挿入するときは、長さ2cmのポーラスカップを使用した。いずれのポーラスカップも碍子を転用したものである。

カラム上端から60cmの位置に排水口を設け、排水速度を経時的に測定した。また、カラム上端には、取水口を設け、浸透できない湛水分をここで採取し、地表面流出速度とした。

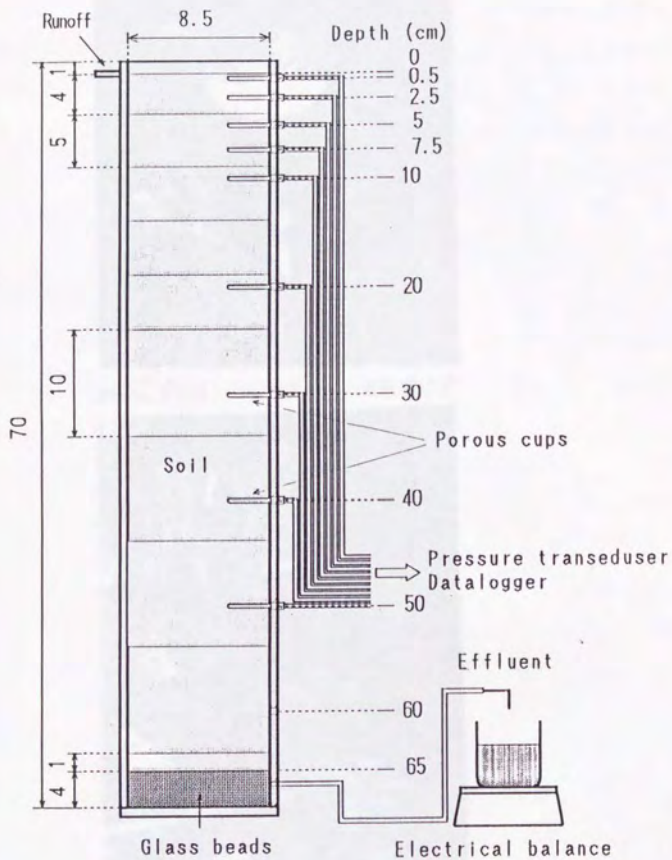


Fig. II-10 円筒カラム



Photo II-9 土壌カラムへの無衝撃給水

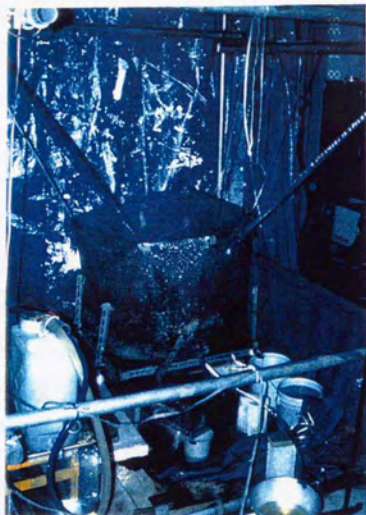


Photo II-10 噴出型降雨装置による降雨実験

II.5 ライシメータ実験

II.5.1 ライシメータの概要

実験に用いたライシメータは、長さ50cm幅30cm深さ10cmで、底部に排水口の設けてあるアクリル製の矩形ライシメータである。ライシメータの地表部下流端には、地表面流出水を集めるために三角にしばったフリューム設け、ここで表面流去水、表面流去水に含まれる流亡土（これをwashと呼ぶことにする）を採集した。ライシメータの周囲には、斜面から飛散した土粒子（これをsplashと呼ぶことにする）を捕捉するために、ステンレス製パンを敷き、ビニールの幕を張った（Photo II-10、Fig. II-1）。

II.5.2 土層の作成

ライシメータは、下層に標準砂を5cmの厚さで詰めた上に、供試土を現場乾燥密度と同じ密度（山梨粘土ロームで 1.0Mgm^3 、国頭マージで 1.15Mgm^3 ）で5cmの厚さに詰め、 2.4° から 11° までの傾斜を適宜つけて実験を行った。

II.5.3 実験条件

(1) 境界条件

ライシメータの底部は、自由排水とした。排水パイプは、満水しないので、ライシメータ内の土壌層底部の水の圧力が大気圧と同じになる。ライシメータ側壁は、アクリルの板で圧力変換器挿入用の穴が左右両面各9個づつ開いている。実験時には、片面の挿入孔のみ使用し、他面は解放していた。

(2) 初期水分

山梨粘土ロームについては、湿土（含水比22~26%）と風乾土を初期状態とした。

国頭マージについては、湿土（含水比25%）と風乾土を初期状態とした。

(3) 傾斜

山梨粘土ロームについては、 2.4° 、 6° 、 11° で実験を行った。

国頭マージについては、 6° 、 11° で実験を行った。

(4) 降雨の与え方

降雨の与え方は、基本方針として一定の降雨強度を用いることとできるだけ定

常な地表面流出（またはライシメータ底部からの排水）を観察するという2点を念頭に置いて降雨時間を決定した。また、降雨は、基本的に48時間間隔で3または4回繰り返して与えた。

山梨粘土ロームについては、降雨は、降雨強度 33mmh^{-1} の降雨を70分間与え、各降雨実験について地表面流出、土壌流亡の様子を調べた。降雨後は約2日間時間をおいて次の降雨を与えた。この降雨を一つの斜面について4回繰り返した。

国頭マージについては、

降雨強度は、山梨粘土ローム同様平均で 33mm h^{-1} 程度になるようにした。国頭マージは、山梨粘土ロームに比べてクラストが形成するまでに多くの降雨を要した。そこで、初期含水比25%の条件では、180~240分、風乾土については、定常地表面流出が発生するまでか若しくは可能な限り長時間の降雨を与えることとした。実際には、風乾土の場合、1回目の降雨で540分間、2回目以降の降雨では、180~240分間で、降雨の回数は、3~4回である。

(5) 石膏の施用

石膏が降雨中のクラストの形成に及ぼす影響を調べるために、国頭マージを供試土にして傾斜 6° のライシメータ地表面に石膏を施用する実験を行った。

石膏の施用量は、Shainberg et al.(1982)などいくつかの研究で行われてきた2.5および 5t ha^{-1} という割合で散布した。実際の量は、 2.5t ha^{-1} 時で 37.5g 、 5t ha^{-1} 時で 75g である。

II.5.4 測定項目

(1) ライシメータ実験共通測定項目

降雨中に表面流去水量と供試体底部の排水口からの排水量を測定した。

ライシメータ側面に深さ1、2、4cmで上流端から10、25、40cmの位置に計9本外径6mm長さ5cmのポーラスカップを挿入し、拡散型半導体圧力変換器(コバル社製PA500-102V)とデータロガー(キャンベルサイエンティフィック社製21XまたはCKD社製GK77)を用いて、マトリックポテンシャル変化を経時的に測定し、パソコンに記録した。

降雨後には、表面流去水中の土砂量(wash)と斜面ライシメーター外に飛散した土の量(splash)の計量を行った。また、降雨後には、前述した、クラストの土

壤物理性を測定するための試料をライシメータ地表面から採取した。

(2) 石膏施用実験の測定項目

石膏施用実験では、(1)の測定項目に加えて以下の測定を行った (Table II-5)。

降雨中には、降雨、地表面流出水、ライシメータ底部からの排水中のEC、pHを測定した。また、いくつかのライシメータ底部からの排水については、排水中のCa²⁺濃度の測定も行った。降雨前後においては、土壌のpH、陽イオン交換容量(CEC)、交換性陽イオン (Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Al³⁺)を測定した。Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺については、1N酢酸アンモニウムで陽イオンを抽出した後に原子吸光分析装置でイオン濃度を測定した。Al³⁺は、1NKClでイオンを抽出した後にNaOHを用いてpHを指標に滴定を行い濃度を決定した。

II.6 土粒子沈降実験

II.6.1 方法

供試土1,3,30,60,120,240gをビーカーに取り、純水を加えた後に乾土重3gに対して1分の割合で200wの超音波分散器にかけて物理的に分散させた (乾土重1gの場合、1分)。その後、1000mlのメスシリンダーに移し、純水を加えて1000mlとし、十分震盪した後に静置して、粒子の沈降の様子を、懸濁液の色、沈降界面の様子から調べた。

II.6.2 実験条件

土壌懸濁液内の凝集分散に及ぼす、土粒子濃度、pH、石膏の有無の影響を調べるために以下のような条件で実験を行った。

(1) 土粒子濃度の影響

乾土重で30,60,120,240gの供試土を用いた。土壌懸濁液は、pHの調整を行わずそのままの状態を観察した。乾土重60gは、粒度分析の比重計法の供試土量を参考にして、沈降界面が観察できるように決めたものである。

(2) pHの影響

乾土重30gに対して土壌懸濁液のpHをNaOH、HClを用いて1.2~10.2までpH調整を行った。

Table II-5 石膏施用の実験条件
Amendment, initial water content and rainfall intensities of experiments

名称	石膏投与 (t/ha)	初期含水量 (含水比%)	降雨強度 (cm/s)	降雨時間 (min)	EC測定	pH測定	交換性陽イ オンの測定	Al ³⁺ 測定
moist	1	24.5	1.02×10^{-3}	240	X	X	X	X
	2	X	9.64×10^{-4}	240	X	X	X	X
	3		8.94×10^{-4}	180	O	O	O	O
	4	2.5	9.11×10^{-4}	180	△	△	X	X
	5		8.86×10^{-4}	180	O	O	O	O
	6	5	9.67×10^{-4}	170	△	△	O	O
	7		8.67×10^{-4}	240	O	O	O	O
air dry	1	X	9.22×10^{-4}	240	X	X	X	X
	2		8.67×10^{-4}	540	X	X	X	X
	3	2.5	8.78×10^{-4}	240	O	O	O	O
	4		8.44×10^{-4}	240	O	O	O	O
	5	5	8.8×10^{-4}	240	O	O	X	X
	6		7.2×10^{-4}	240	O	O	X	X

注) 測定項目の列で、X:無し、O:測定あり、△:測定に部分的に欠測あり

(3) 石膏の効果

(1),(2)の結果と比較するための乾土重30gと降雨実験中の地表面流出水の濃度に近い乾土重1 および 3g (この二つを特に希薄土壌懸濁液と呼ぶ) という供試土量で1000mlの土壌懸濁液を作成した。石膏を土壌懸濁液1000mlに対して1、3g 投与して、凝集、分散の様子を観察した。

II.7 供試土

II.7.1 山梨粘土ローム

供試土は、圃場で実際にクラストの発生がみられた山梨県甲府市のリンゴ園の表土(粘土ローム:CL)を用いた(Photo II-11)。この土は、火山灰の風化した褐色森林土で団粒が発達しているものである。このリンゴ園では、肥料としてMgとCaを含んだものを与えている。供試土の性質は、Table II-6にある。また、Fig. II-12~15に粒径組成、耐水性団粒、保水曲線、不飽和透水係数を示した。実験では、この土を3ミリ篩でふるったものを詰めて供試体とした。

II.7.2 国頭マージ

沖縄県今帰仁村嵐山工区湧川地区南西部林地(標高145m程度、Photo II-12、13)の深さ35cm以下で採取した下層土を3mmふるいで篩って実験に用いた。粘板岩、千枚岩の残積性土壌で風化が進んでいるものである。現地では、この土壌を圃場整備した傾斜地の畑からの土壌流亡が問題となっている(Photo II-14)。

土性は(軽埴土:LiC)で、1:5法で測定した電気伝導度が非常に小さいこと、pHが3.7~4.3と強酸性であることが特徴である(Table II-6)。Fig. II-12~15に粒径組成、耐水性団粒、保水曲線、不飽和透水係数を示した。また、国頭マージは、耐水性団粒組成が初期水分に大きく影響される土壌である。(Fig. II-13)



Photo II-11(a) 山梨粘土ローム採取地 (矮性リンゴ園)



Photo II-11(b) 山梨粘土ローム採土地の土壌断面

Table II-6 供試土の性質

土の名称	山梨粘土ローム	国頭マージ	備考
土性	CL (Clay 28.2, Silt 34.0, Sand 37.8%)	LiC (Clay 33.9, Silt 33.7, Sand 32.4%)	ピベット法
比表面積 [$\text{m}^2 \text{g}^{-1}$]	131	100	EGME 吸着法)
真比重	2.70	2.74	ピクノメータ法
炭素量「%」	8.6	6.7	強熱減量
電気伝導度(EC) [dS m^{-1}]		0.025	1:5法
交換性陽イオン容量(CEC) meq (100 of dry soil) ⁻¹	13.1	26.5	KCl置換で測定
飽和透水係数 [cm s^{-1}]	0.177	9×10^{-3}	変水頭法
土色	—	2.5YR4 or 5/8	マンセル土色帳

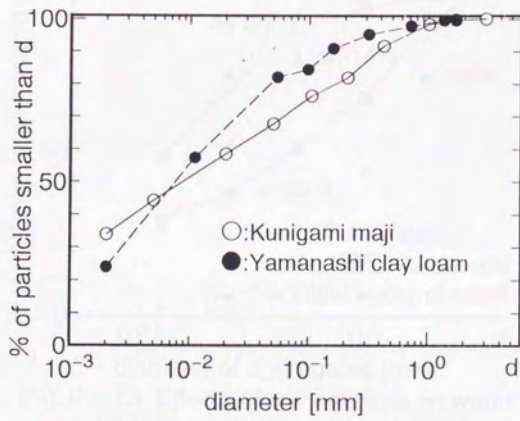


Fig. II - 12 Particle size distribution of sample soils
 供試土の粒径分布

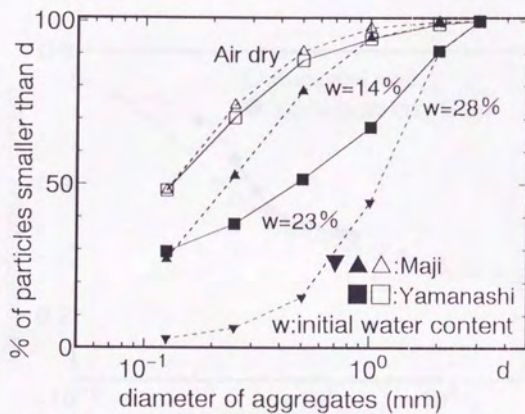


Fig. II - 13 Effects of soil moisture on water stable aggregates
(closed and open dots show moist and air dry soil respectively)

供試土の耐水性団粒

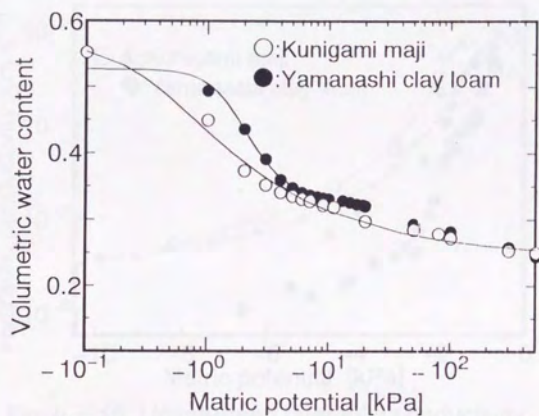


Fig. II - 14 Water retention of sample soils
(solid lines are Van Genuchten's equation)

供試土の保水曲線

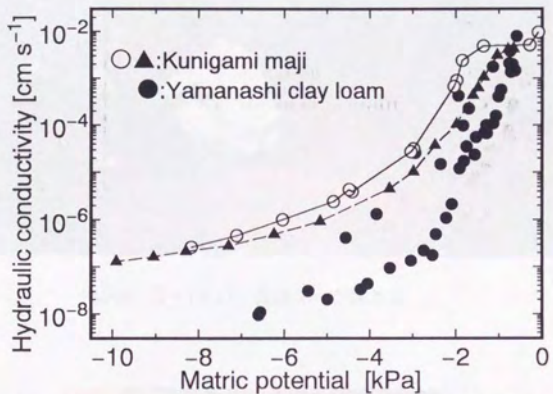


Fig. II - 15 Unsaturated hydraulic conductivity of sample soils (○●:desorption、▲:adsorption)

供試土の不飽和透水係数



Photo II-12(a) 国頭マージ採土地



Photo II-12 国頭マージ採土地土壤断面



Photo II-13 国頭マージ探土地周辺 (沖縄県今帰仁村湧川地区嵐山工区)

(探土地は、中央奥の丘の上)



Photo II-14 河川から海へ流れ込む流亡土砂

(海岸部で茶色い部分が海へ流出した土砂)

Ⅲ.1 単滴による団粒破壊現象

この実験では、供試土に国頭マーグを用いた。雨滴は、球形を仮定し、団粒が崩壊するまでに要した滴数と水滴径（重）、落下速度から団粒が崩壊するまでに受けた降雨エネルギーを計算した。落下高175cmの時に雨滴の速さを写真撮影から決定したところ、空気抵抗を考慮しない場合の雨滴の落下速度の計算値と測定値の間に大きな差がなかったので(Table II-2)、降雨エネルギーの計算には、空気抵抗を考慮していない。降雨エネルギーは、水滴の断面積で割って、単位面積当たりの降雨エネルギー ($J m^{-2}$) を考えて結果を整理した。

雨滴数が300滴に達しても団粒が崩壊しない場合は、壊れないものとして実験を終了した。この水滴数は、積算降雨量で400mm以上に相当する。

水滴径と団粒径、初期水分が団粒の崩壊に及ぼす影響は以下の様に整理される。(Fig. III-1、2)

初期に風乾の場合、団粒径と水滴径の相対的な大小関係で団粒の崩壊が決まった(Fig. III-2)。すなわち、雨滴径が団粒径よりも十分大きければ積算降雨エネルギーが $500 J m^{-2}$ 程度ですべての団粒が崩壊した。逆に、団粒径の方が雨滴径よりも大きい場合は、 $4000 J m^{-2}$ の降雨を与えても半分程度の団粒しか崩壊しなかった。また、団粒径と雨滴径が同程度の大きさの時は、崩壊の程度は団粒径によらず両方の場合とも同じ様なものであった。実験中の観察では、水滴を与え始めるとすぐに団粒表面から微粒子が流出し始めた。その後、水滴が当たる上面から小破片が剥離し、全体に亀裂が入って崩壊するという過程で団粒は壊れた。最終的に崩壊しなかった団粒も、細粒子が洗い流されて上面が網目状に侵食されていた。

初期に十分湿潤の場合、主として団粒径が崩壊の多少を左右した。すなわち、雨滴径の大小によらず、小さい団粒の方が大きい団粒の崩壊よりも壊れやすかった。また、小さな団粒は、降雨開始後 $300 J m^{-2}$ 位の降雨で半分の団粒が崩壊し、その後はほとんど団粒の崩壊がなかった。大きな団粒については、降雨を与え続けると徐々に団粒が壊れていくという結果を示した。このとき、団粒表面からの細かい粒子の流出はもっとも少なかった。175cmからの滴下に対しては、水滴の衝撃で変形したものが多かった。また、壊れるときは一瞬で崩壊するという特徴が

あった。

初期の水分状態が中間（図中moistと表記）の場合は、上記の二つの条件の中間の様子を示した。

III.2 土壌の初期水分、雨滴径、団粒径がクラストの形成に及ぼす影響

過去の研究成果においてたとえば同じ降雨量でも、霧雨とふつうの降雨では、クラストの形成状況が異なるということが実験的に明らかになっている。また、Braford(1987)は、4.6mmと2.3mmの雨滴と20mm篩い通過分の供試土を用いた場合、雨滴の大きな降雨の方が降雨中の透水性の低下（低下量、低下速度共に）が著しいという結果を得ている。ここでは、雨の性質のみに注目されていて、土壌の状態についてはあまり検討されてこなかった。一方、土壌侵食の研究の中では、団粒の分散を扱う中で、団粒径、初期水分の団粒崩壊に及ぼす影響についていくつかの報告がなされている（Kemper et al.(1985), Moldenhauer et al.(1968)）が、クラスト形成との関連は議論されていない。

Farres (1978) は風乾土について、クラストの形成速度、クラストの厚さと団粒径の関係を報告しているが、水分は一定で、団粒径以外の土壌条件がクラストの構造に及ぼす影響については触れていない。

本研究では、視覚的な観察に重点を置き、国頭マージを供試土に、初期水分、団粒径、雨滴径がクラストの形成速度、構造に及ぼす影響を調べた。実験では、III.1同様に、1~3mmと3~5mmの大小2種類の団粒を100cc定積サンブラーに詰め、滴下型降雨装置（雨滴径4.2mm）と噴出型降雨装置（ほとんどの雨滴が滴径<1mm、Table II-1）を用いて降雨を与えた。2~6時間の降雨を与えた後の試料を炉乾し、樹脂で固めて薄片を作成して観察を行った。

この実験では、大きさの順位として団粒大 \approx 雨滴大>団粒小>雨滴小、という序列がある。

III.2.1 土壌の初期水分、雨滴径、団粒径のクラスト形成速度に及ぼす影響

クラストの形成に及ぼす土壌の初期水分、雨滴径、団粒径の影響を、降雨中の地表面の観察、地表湛水の有無ならびに降雨後の土壌薄片の観察について表III-1にまとめた。

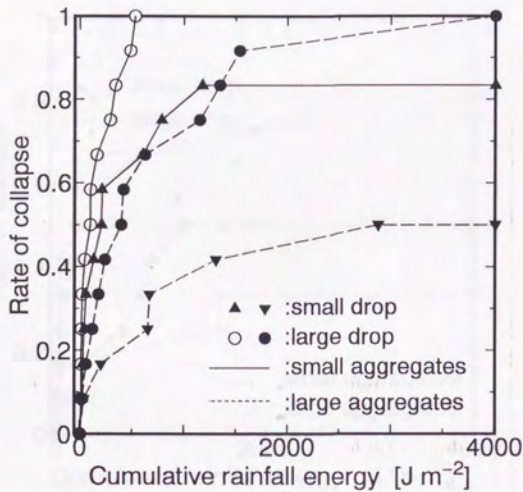


Fig. III-1(a) Collapse of aggregates due to raindrop impact (Maji, air dry)

積算降雨エネルギーと団粒の崩壊率 (国頭マージ、air dry)

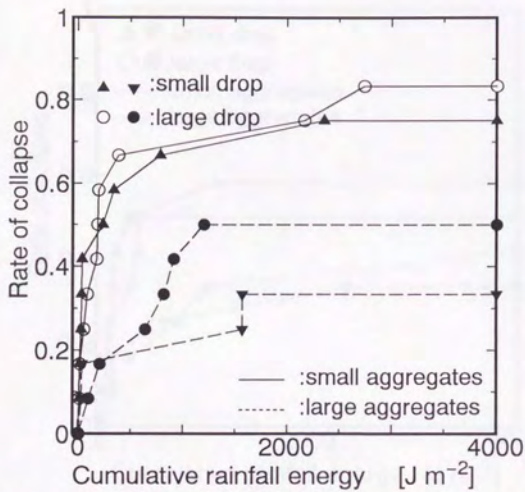


Fig. III - 1(b) Collapse of aggregates due to raindrop impact (Maji, moist)

積算降雨エネルギーと団粒の崩壊率（国頭マージ、moist）

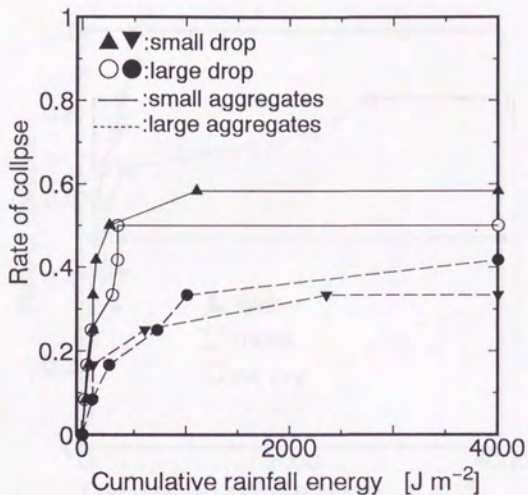


Fig. III - 1(c) Collapse of aggregates due to raindrop impact (Maji, wet)

積算降雨エネルギーと団粒の崩壊率 (国頭マージ、wet)

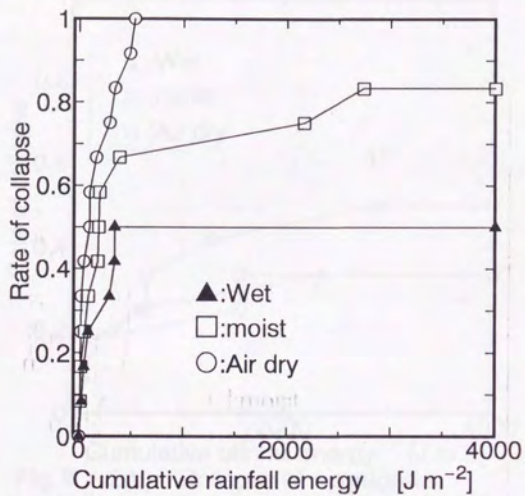


Fig. III-2(a) Collapse of aggregates
(aggregates smaller than rain drops)

積算降雨エネルギーと団粒の崩壊率
(国頭マージ、団粒径が雨滴径よりも小さな場合)

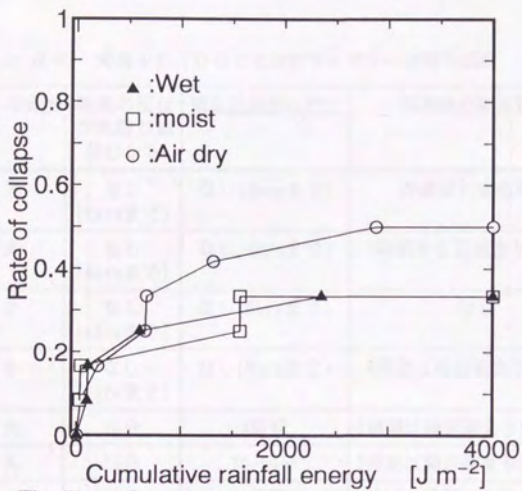


Fig. III-2(b) Collapse of aggregates
(aggregates larger than rain drops)

積算降雨エネルギーと団粒の崩壊率
(国頭マージ、団粒径が雨滴径よりも大きい場合)

Table III-1 降雨中の100cc定積サンプラー表面の観察

水分条件	団粒径	雨滴径	地表の団粒が崩壊が顕著になる	地表面湛水の発生	降雨後の断面観察
Moist	大	大	なし (6hrsまで)	なし(6hrsまで)	降雨前と変化なし
	小	大	なし (6hrsまで)	なし(6hrsまで)	2時間から目詰まり層形成
	大	小	なし (6hrsまで)	なし(6hrsまで)	なし
	小	小	なし (6hrsまで)	なし(6hrsまで)	4時間で降目詰まり層形成
風乾	大	大	10分	3時間	2時間で降目詰まり層の観察
	小	大	10分	70-90分	2時間で降目詰まり層の観察
	大	小	30分	5時間	2時間で降目詰まり層の観察
	小	小	10分	4時間	2時間で降目詰まり層の観察

風乾土については、定性的には、単滴実験(Ⅲ.1)の結果に近い傾向を示した。すなわち、雨滴径が団粒径よりも大きい場合は、降雨開始後10分位から地表の団粒の破壊が著しくなり、1.5時間後に湛水が生じた。これに対して、団粒径が雨滴径よりも大きい場合は、地表の団粒の破壊が顕著になり始めるのが降雨開始後30分で、湛水が発生するのが5時間後とかなり遅くなっている。雨滴と団粒径に近い大きさとなる、雨滴、団粒とも大と雨滴、団粒とも小の両条件では、団粒破壊の顕著になる時間が10分で、湛水が3~4時間で前述の二つの条件の中間の結果を示した。

湿土の場合は、土壤構造の変化は、観察されたが、降雨中に湛水は生じなかった。

Ⅲ.2.2 土壤の初期水分、雨滴径、団粒径のクラスト構造に及ぼす影響

降雨前の詰めた状態の土壤構造をPhotoⅢ-1に示した。(a)が団粒大、(b)が団粒小の場合の結果である。試料作成時に団粒構造を壊さないようにゆるく詰めたため、間隙が多数観察される。

PhotoⅢ-2(a, b, c, d)は、大きな団粒について、初期水分、雨滴径が降雨による土壤構造の変化に及ぼす影響を見たものである。

湿土の場合、団粒は、雨滴の大小に関わらずほとんど壊れていない。わずかに団粒と団粒が接している部分に細かい土粒子がたまっているような様子がある程度であった(a, b)。

風乾土の場合は、4時間の降雨で密なクラストが地表面に形成した(c, d)。風乾土では、与えた雨滴の大小によってクラストの構造が異なった。すなわち、雨滴大(雨滴径と団粒径がほぼ同サイズ)の時は、地表面にべったりと無構造な土層が形成した(c)。その下方の部分も団粒間の間隙であったと推測できる線は観察できるものの間隙と言えるようなものはなくまさに密というような様子であった。一方、雨滴径小(団粒径>雨滴径)の場合は、団粒が壊れて細片となり、間隙を埋めている様子が良く観察できる。

PhotoⅢ-3(a, b, c, d)は、団粒径小の場合について初期水分、雨滴径が土壤構造に及ぼす影響を調べた結果である。後述するカラム実験、ライシメータ実験は、初期乾燥密度が違うとはいえ、ここで扱う団粒径小に対して雨滴径小の降雨を与えていることになる。

風乾土で雨滴大（団粒径<雨滴径）の場合には、元の団粒構造を残さない密な構造を形成した（Ⅲ-3(c)）。それに対して、風乾土でも雨滴径小（団粒径>雨滴径）の場合は、大きな団粒が壊れてできた、間隙の目詰まりが観察できた。湿土で雨滴径大、小の場合（団粒径>雨滴径）、団粒が壊れてできた細かい破片が団粒間の間隙を埋める様子が観察できる。また、構造が密になっているのは、写真に写っている表層2~3mm程度の層のみでいずれの試料も下方の層では、降雨前と似たような団粒構造が観察された。

以上の結果から、クラストの形成の様子は大きく二つに分けられる。まず、土壌が乾燥していて、かつ団粒径と雨滴径がほぼ同じ若しくは雨滴径のほうが大きな場合である。このときは、スレーキングが卓越し、地表面に降雨前に存在したような団粒構造が完全に消失した。もう一つは、湿土の場合や風乾土でも団粒径が雨滴径よりも大きい場合である。このときは、相対的にスレーキングが減り、雨滴の衝撃などで団粒が崩壊してできた細かい土粒子が団粒間の間隙を埋めるといふ形でクラストが形成した。

この結果をまとめるとクラストの形成には、スレーキング型と非スレーキング型の二つがあるということがいえる。風乾土で団粒径が雨滴より小さい場合には、スレーキングの作用で地表面の団粒構造が完全に破壊されてクラストが形成するのに対して、風乾で団粒径が雨滴径より大きい場合と土壌が湿潤の場合には、地表面の団粒の破壊で生じた小さな土粒子が団粒間の間隙を埋めてクラストが形成し始めるという形成過程の違いが明らかになった。

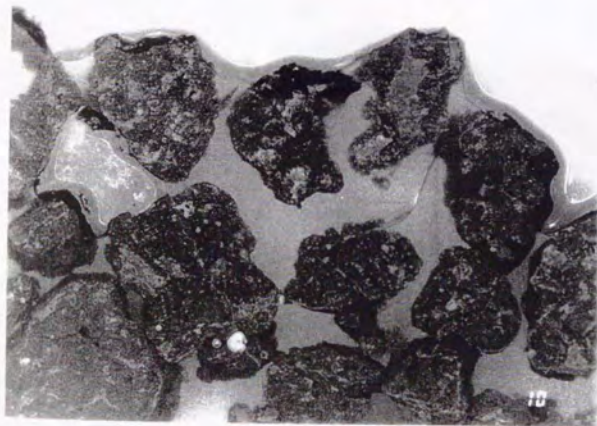
国頭マージの場合、クラストの形成メカニズムは、団粒の径、雨滴の径並びに初期水分によって異なることがわかった。この研究では、室内実験のために雨滴の落下速度が自然降雨よりも遅くなる。従って、この結果がそのまま圃場の現象を反映するとは言いきれないが、これらの要因は、降雨中のクラストの形成を大きく左右すると考えられる。

Ⅲ.2.3 降雨エネルギーによる整理

同じ降雨量でも、霧雨と通常降雨のように雨滴の大きさが異なると降雨エネルギーも異なる。定性的に、降雨量が同じでも降雨エネルギーが小さな霧雨では、クラストは形成しないという結果が得られている。今回の実験では、雨滴径小の降雨は、 $450\text{Jm}^{-2}\text{h}^{-1}$ という降雨エネルギーを持つものに対して、雨滴径大の降雨は、

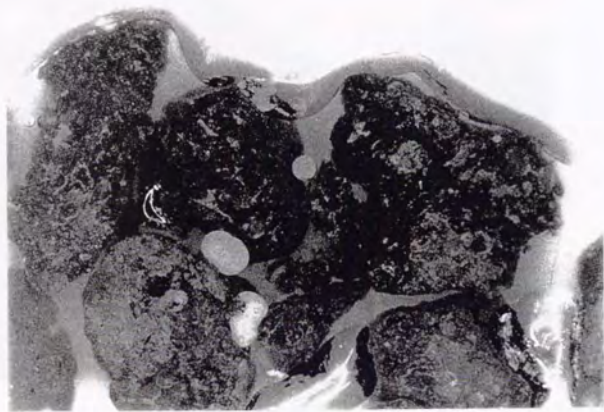


(a) 団粒径大 (3~5mm)



(b) 団粒径小 (1~3mm)

Photo III-1 降雨前の土壤構造 (国頭マージ、湿土)



(a) 湿土、団粒径：大、雨滴径：大(降雨6hrs)

—|—
1 mm



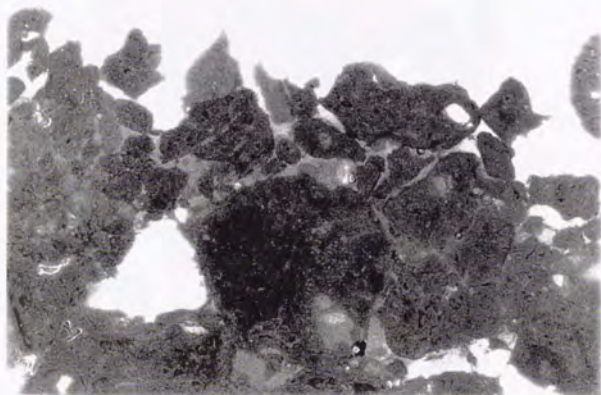
(b) 湿土、団粒径：大、雨滴径：小(降雨6hrs)

Photo III-2 粒径大(3~5mm) 団粒試料の降雨後の土壤構造



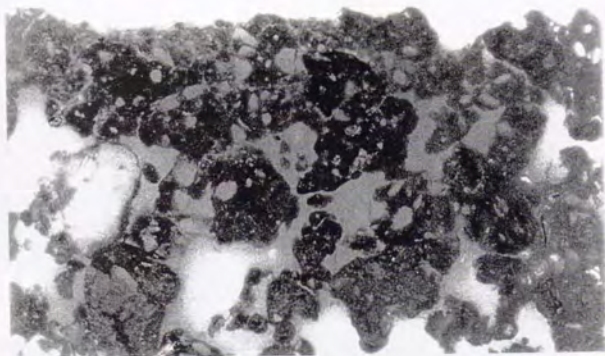
(c) 風乾土、団粒径：大、雨滴径：大(降雨4hrs)

—|—|
1 mm

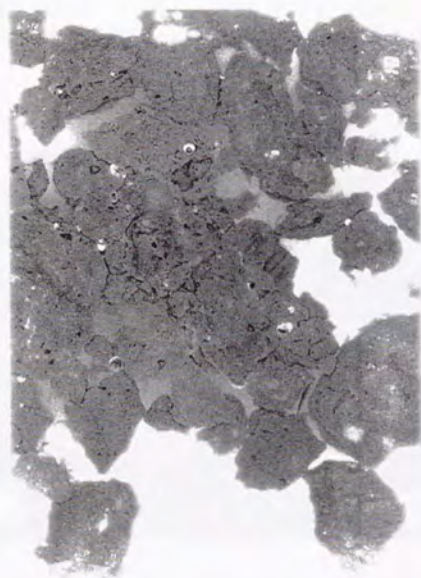


(d) 風乾土、団粒径：大、雨滴径：小(降雨4hrs)

Photo III-2 粒径大(3~5mm)団粒試料の降雨後の土壤構造(続)



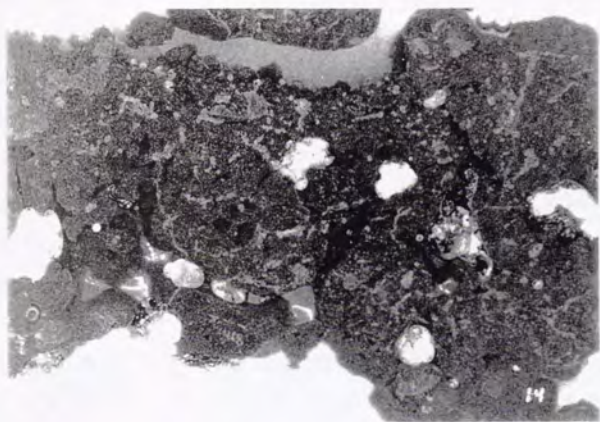
(a) 湿土、団粒径：小、雨滴径：大（降雨4hrs）



1 mm

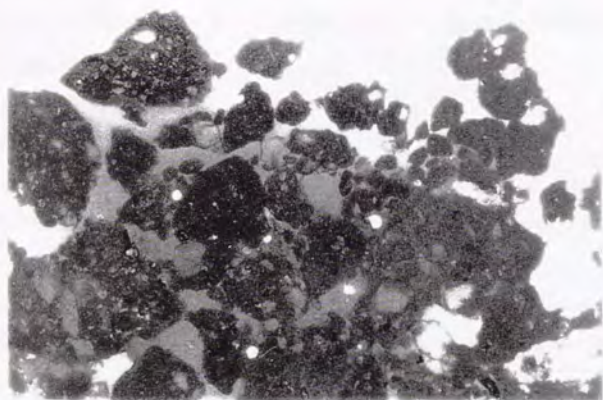
(b) 湿土、団粒径：小、雨滴径：小（降雨4hrs）

Photo III-3 粒径小(1~3mm)団粒試料の降雨後の土壤構造の様子



(c) 風乾土、団粒径：小、雨滴径：大（降雨6hrs）

—|—
1 mm



(d) 風乾土、団粒径：小、雨滴径：小（降雨4hrs）

Photo III-3 粒径小(1~3mm)団粒試料の降雨後の土壤構造の様子

約 $1500\text{Jm}^{-2}\text{h}^{-1}$ と3倍の降雨エネルギーを持つ。降雨エネルギーに着目すると単位降雨深当たりの降雨エネルギーは、大きな雨滴が小さな雨滴の約3倍になる。従って、同じ降雨強度で雨を与えた場合、小さな雨滴の降雨は、大きな雨滴の降雨の3倍降ったときに同等の降雨エネルギーが加えられたとみなすことができる。この実験では、降雨時間2~6時間に対して土壌断面の薄片を作成しているため、大粒の降雨2時間の結果と小粒の降雨6時間の結果を比較すると降雨エネルギーの寄与を考察することができる。

Photo III-4(a,b,c)には、湿土の団粒径小と風乾土の団粒径大と小の3つの場合について、雨滴径大の降雨2時間後と雨滴径小の降雨6時間後というほぼ同程度の積算降雨エネルギーを受けたときの土壌構造の変化を示した。

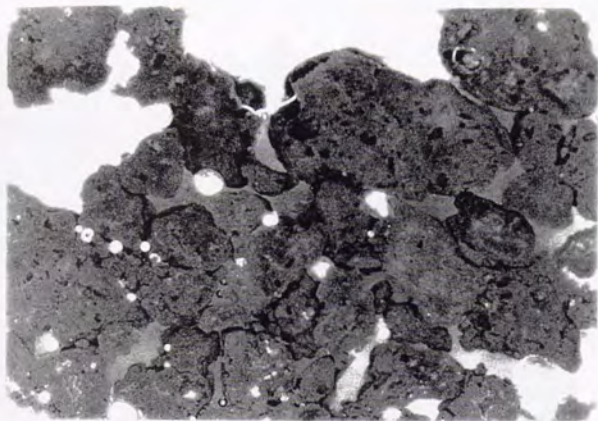
a、cの様な非スレーキング型のクラストではどの程度雨滴が衝突したかが団粒の破壊に重要となるため、滴径、積算降雨深は違うが積算降雨エネルギーは同様な試料間で団粒構造の変化の程度がよく似ていた。前述したように、降雨の性質のみでクラストの形成を特徴づけることはできないが、異なる実験を比較する場合、降雨深ではなく降雨エネルギーで比較すべきであるということがこの結果から分かる。bの様にスレーキングが卓越するような場合は、積算降雨エネルギー以外の影響が大きい。

III.3 現場におけるクラスト

供試土を採取した、沖縄県今帰仁村において、採土地の近くの茶畑でクラストの形成が観察されたため、採取して薄片を作成した。Photo III-5は、茶畑におけるクラストの断面である。III.2.2の結果と比較して、団粒径よりも雨滴径が小さく土壌構造が消失するような条件でできたクラストであることが推測される。実際、亜熱帯に属する沖縄では、雨滴の大きな夕立が日常的に観察される。この雨滴の大きさが、茶畑のクラストの構造に反映されているものと考えられる。

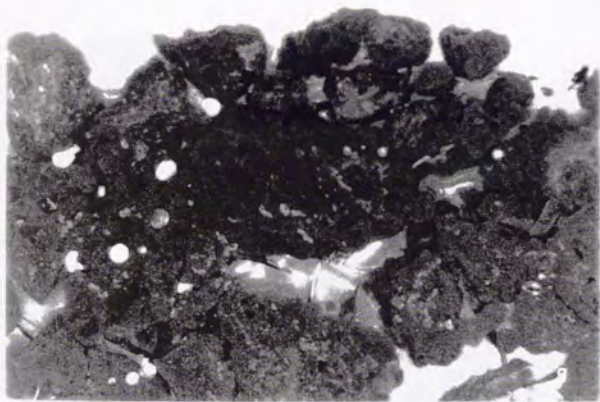
III.4 山梨粘土ロームにおけるクラスト

Photo III-6には、ライシメータ実験後の地表面から採取したクラストの断面写真を示した。(a)が風乾土の場合で、(b),(c)が湿土の場合である。III.2.2の条件と比較すると団粒径小、雨滴径小という条件に相当する。



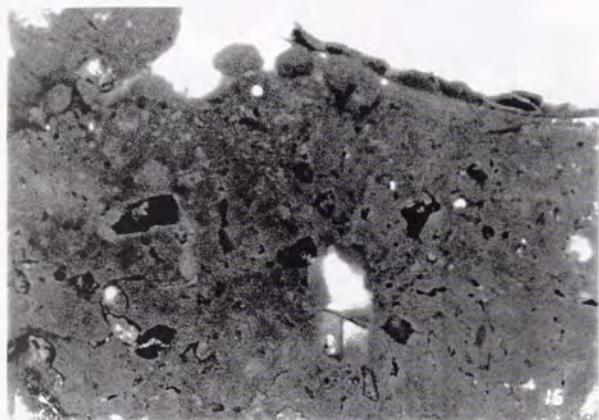
(a)-1 湿土、団粒径小 (1~3mm)、雨滴径大 (2hrs)

—|—
1 mm



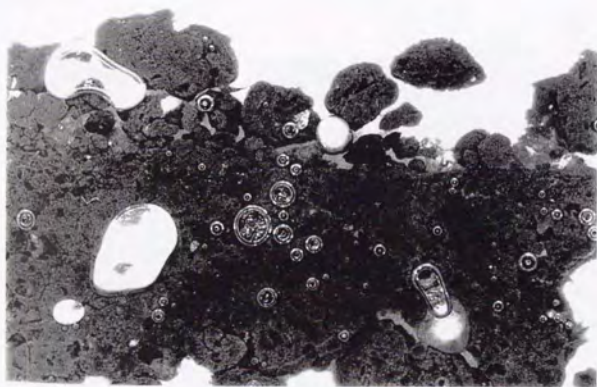
(a)-2 湿土、団粒径小 (1~3mm)、雨滴径小 (6hrs)

Photo III-4(a,b,c) 等降雨エネルギー降雨による土壌構造 (国頭マージ、風乾土)



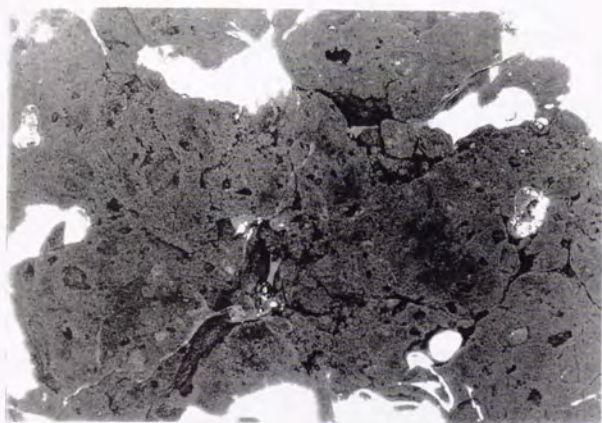
(b)-1 風乾土、団粒径小 (1~3mm)、雨滴径大 (2hrs)

1 mm



(b)-2 風乾土、団粒径小 (1~3mm)、雨滴径小 (6hrs)

Photo III-4(a,b,c) 等降雨エネルギー降雨による土壤構造(国頭マージ、風乾土) (続)



(c)-1 風乾土、団粒径大 (3~5mm)、雨滴径大 (2hrs)

—|—|
1 mm



(c)-2 風乾土、団粒径大 (3~5mm)、雨滴径小 (6hrs)

Photo III-4(a,b,c) 等降雨エネルギー降雨による土壤構造 (国頭マージ、風乾土) (続)

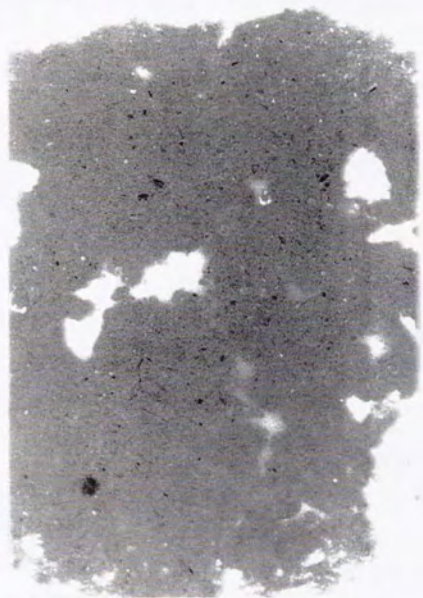


Photo III-5 現場（茶畑）地表面に形成したクラストの断面
（沖縄県今帰仁村で採取）

山梨粘土ロームにおいては、初期水分によって土壤構造が大きく異なるという結果が得られた。すなわち、風乾土では、地表近傍2mm程度の層で降雨前の団粒構造が失われる大きな構造の変化が生じている一方その下方では、降雨前の間隙の多い状態が維持されている。湿土の場合、地表面における土壤構造の変化とともに下方でも間隙の多くが閉塞してしまっていることがわかる。

III.5 山梨粘土ロームにおけるクラストのSEM写真

山梨粘土ロームは、クラストを含めて土壤構造が安定でSEMの撮影に適していた。これに対して、国頭マージは、構造が脆弱で撮影時や試料作成時に試料が崩壊することが多くSEMの撮影には不向きであった。

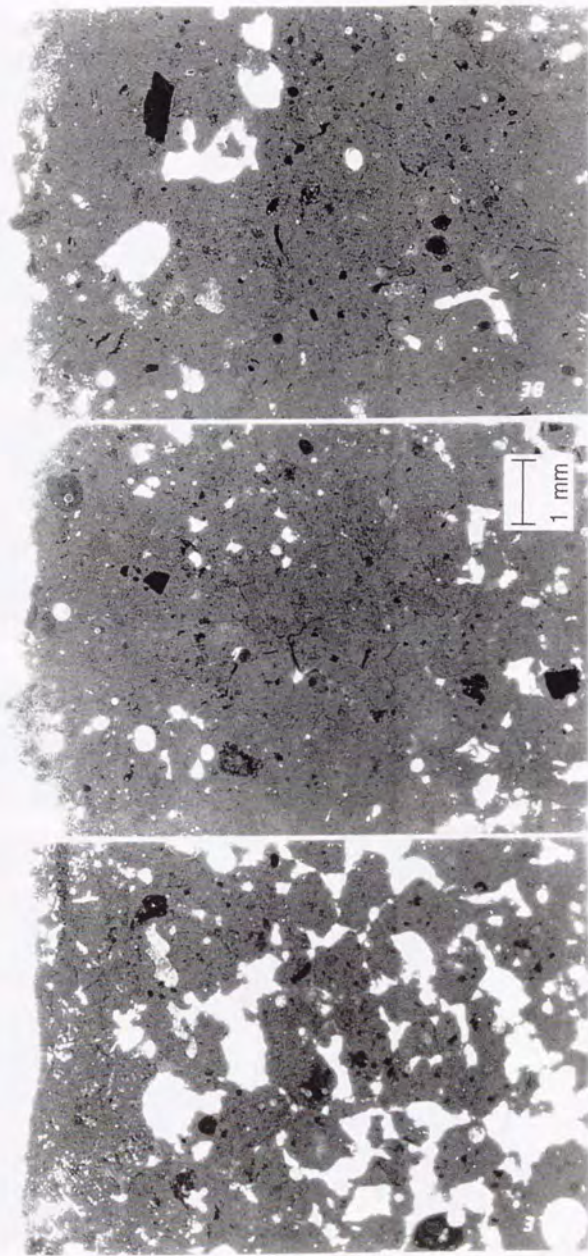
Photo III-7には、降雨前、降雨30分、降雨70分後のクラスト部断面のSEM写真の結果を示した。土壤薄片のように研磨していないため、平面はないが、その分立体感が示せる。降雨前の団粒が大部分を占めるような状態と比較して、降雨30分の試料では、団粒表面がなめらかになり、地表近傍の間隙が減少し始めていることがわかる。降雨70分の試料では、地表近傍0.5mmでは、ほとんどの間隙が閉塞してしまってクラストが出来上がっていることがわかる。

III.6 実体顕微鏡写真

乾燥による試料の変化という欠点はあるが、採取直後に乾燥や固化という処理をせずに土壤構造を観察することができるという点で実体顕微鏡は優れている。Photo III-8は、補助的に使用した実体顕微鏡の写真例である。実体顕微鏡においても土壤構造の変化が観察できることがわかる。

III.7 団粒の崩壊とクラストの形成メカニズム

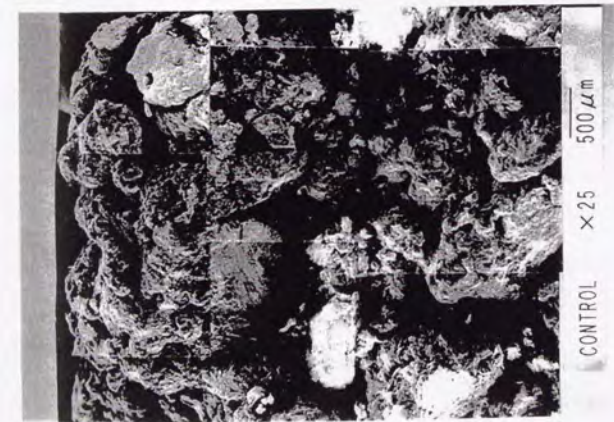
風乾試料に充分大きな雨滴を与えた場合は、スレーキングが団粒の崩壊に与える寄与が大きいと考えられる。風乾条件で水滴径が団粒径よりも大きい場合、水滴の衝突時には、水に団粒を放り込んだのと同様な、水に囲まれた団粒という状態が生じる。このとき、団粒内の封入空気は、正圧となり、団粒の弱い部分を破って大気へ逃れようとし、団粒を破壊するスレーキングが生じる。一方、団粒が水滴よりも大きい場合、団粒に衝突した水滴は、そのまま吸い込まれてしまい、



(a) 風乾土、降雨70分後
Photo III-6

(b) 湿土、降雨70分後
山梨粘土ロームに形成した土壌クラスト

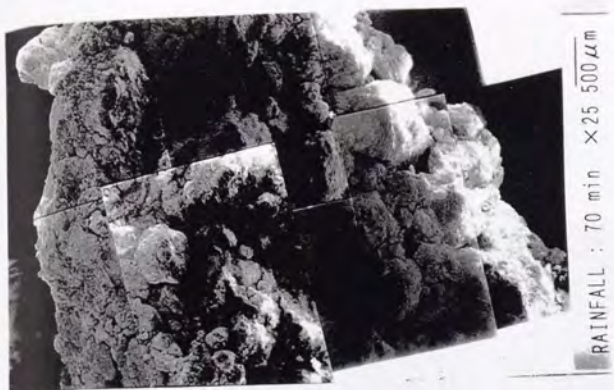
(c) 湿土、降雨210分後
平均32mm h⁻¹



(a) 湿土、降雨前
Photo III-7



(b) 湿土、降雨30分後



(c) 湿土、降雨70分後
平均32mm h⁻¹)



Photo III-8 実体顕微鏡の写真例
(国頭マージ、団粒径小 (1~3mm)、雨滴径小 (6hrs)、降雨直後)

団粒の水分を上昇させるものスレーキングには至らないものと考えられる。水滴を継続して衝突させていくと、団粒の水分が徐々に上昇し、強度が低下していくため、降雨エネルギーの増加とともに徐々に団粒が壊れていくという結果が得られたものと考えられる。一方、初期に十分湿っているwet試料の場合、団粒が十分に湿っているという事からスレーキングが生じる事は考えにくい。Rasiah et al.(1992)らによれば、供試土を弱い負圧(-1cmH₂O)でゆっくり(90分間)湿らせるという手順の後に耐水性団粒試験を行ったときには、供試土の含水量が高いほど耐水性団粒が減るという結果が得られている。Kemper et al.(1985)の実験でも、供試土をゆっくり湿らせた場合には、耐水性団粒の水分依存性が小さくなるという結果になっている。したがって、今回の実験の場合も、雨滴が団粒径よりも小さく、各団粒についてみたときに「ゆっくりと」水分が上昇していくという状況が生じた場合には、風乾土の方が崩壊が遅くなったものと考えられる。

初期に十分湿潤なwet試料の場合、スレーキングはないものと考えて良い。そこで、団粒を壊す要因として残るのは、水滴による力学的な作用である。実験中の観察から水滴を当て続けによって変形した団粒が少なからずあった。また、崩壊するときは一気に崩壊するという事も併せて考えると、おそらく水分量の上昇とともに団粒を構成している結合力が低下し、すなわち団粒の強度が低下し、ある時に水滴の衝撃に耐えられなくなると一気に壊れてしまったものと思われる。

風乾土で団粒径大の場合(団粒径>雨滴径)、クラスト部の土壤構造を見ると湿土のクラストの構造とよく似て、間隙を団粒の破片、細粒子が埋めていることがわかる。これは、明らかに風乾土で団粒小かつ雨滴大(団粒径<雨滴径)のときに見られるような無構造のクラストとは異なる。以上のことから、風乾土であっても団粒径が雨滴径よりも大きい場合には、降雨中の団粒の崩壊は、スレーキングではなく、湿土と同様な雨滴による破壊というメカニズムに支配されると考えることができる。

団粒の崩壊とクラストの形成過程に関するモデルは、Farres(1978)、Bresson&Cadot(1992)、Chiang et al.(1994)等によって提案されている。Farresは、単純に、経時的に団粒が崩壊して生じた細粒子が土壤間隙を埋めてクラストが形成していくものと考えた。Bresson & Cadotは、もう少しメカニズムに踏み込み、初期水分(含水比で25%、15%、9%(風乾))の違いによって、間隙の閉塞の仕方が違うと考えた。

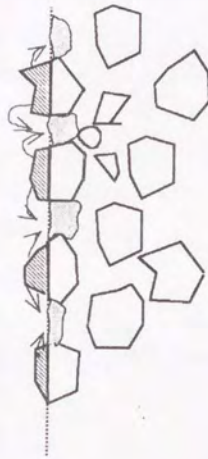
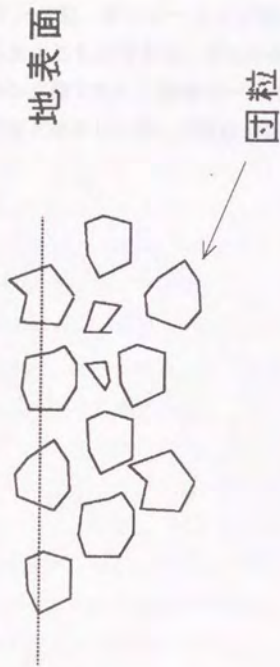
すなわち、風乾土の場合は、スレーキングが卓越し、地表面でのみ間隙の閉塞が起きるのに対して、水分量が多くなるとより深いところから間隙の閉塞が開始し、目詰まりが降雨時間とともに上方（地表面へ）へ進行していくと述べている。Chiang et al.は、団粒の壊れ易さに注目してクラストの形成過程を整理し、壊れにくい団粒の場合は、大きな団粒の崩壊で生じた細団粒が大きな間隙を埋め、ついでより小さい間隙をより小さい団粒（破片）や土粒子で閉塞してクラストが形成していく。弱い団粒の場合は、地表面で団粒が崩壊して目詰まりを起こしてクラストを形成する。いずれの場合も、クラストの形成がある程度進むと地表面の湛水や splash（飛散）の影響で粒子の配向や細孔隙の閉塞が生じさらに密なクラストへと進むとしている。

いずれのモデルも団粒の崩壊は、水分量と各土壌固有の性質（団粒の壊れ易さ）によって決まるものと考えている。しかし、今回の実験では、団粒径と雨滴径の相対的大小関係も団粒の破壊において無視できないことが明らかになった。そこで、雨滴径の効果なども考慮するとクラスト形成の過程は以下のようにかんがえることができる（Fig. III-3）。すなわち、クラストの形成は、団粒の性質や初期水分のみで決まるのではなく、降雨の性質も含めてスレーキング型と非スレーキング型というように形成過程について整理する方が適当であると考えられる。

スレーキング型で形成したクラストは、地表面にいわゆる「seal」と呼ばれる無構造の層が形成し、構造変化が下層まで及ばないのが特徴である。それに対して、非スレーキング型は、団粒の崩壊で生じた細片による間隙の閉塞や下方への土粒子の移動、ならびにクラスト層内でも団粒構造が残存していることなどが特徴である。ここで、注意しなければならないのは、いわゆる封入空気による浸潤時の団粒崩壊などのスレーキング現象によって形成したクラストは、スレーキング型に分類されるが、スレーキング型のクラストがすべてこのようなスレーキング現象で形成するわけではない。例えば、山梨粘土ロームでは、初期水分が高い場合でもクラスト形成によって降雨前の土壌構造は全くなくなる。クラスト形成後の地表面湛水中における土壌粒子の分級沈降が原因となる地表面の seal 形成があるため、sealの有無で形成型の判断を行うことはできない。

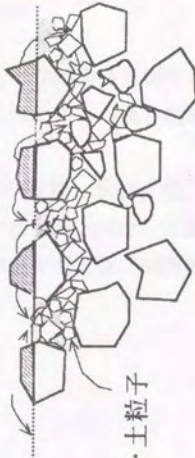
今回の実験では、山梨粘土ロームと国頭マージの風乾土で団粒径が雨滴径より小さい場合がスレーキング型に含まれる。国頭マージの湿土や風乾土で団粒径

降雨



地面

団粒片・土粒子



スレーキング卓越型のクラスト形成

非スレーキング型のクラスト形成

Fig. III-3 クラストの形成メカニズム

が雨滴径よりも大きい場合が非スレーキング型に分類される。

Ⅲ.8 まとめ

土壌の初期水分、団粒径、雨滴径についていくつかの条件を組み合わせることで団粒破壊実験、クラスト形成実験を行った結果から、クラスト形成の過程をスレーキング型と非スレーキング型の二つに整理した。

スレーキング型、非スレーキング型は、土壌の性質、水分状態、雨滴の性質(径)から決まるものである。今回の研究で用いた供試土では、山梨粘土ロームはスレーキング型であり、国頭マージは、初期水分や団粒径、雨滴径によってスレーキング型と非スレーキング型に分類される。