

土壌の物理性

第34号

昭和51年10月

巻頭言	寺沢四郎	1
報文 牧草根の土壌把握作業	小林裕志	2
PF吸引法装置の改良について(I)	徳永光一・古賀潔	7
地下水面上の土層における水分消費型について	上野義視・諸遊英行	10
水田に隣接した園芸施設内の地下水位について	佐藤寛・古木敏也	15
総説 温度勾配下の不飽和水分移動	宮崎毅	21
資料 アロフェンの微細形態	北川靖夫	32
農用地造成作業と土壌の不均一化	斉藤万之助	37
土粒子	岩佐安	43
書評	須藤清次	44
会務報告		45

土壌物理研究会会則

- 第1条 本会は土壌物理研究会 (Research Association of Soil Physics, Japan) と称する。
- 第2条 本会は土壌の物理性を中心とする試験研究の発展と農業技術への貢献を図ることを目的とする。
- 第3条 本会はその目的を達成するため次の事業を行なう。
- 1 研究発表会、討論会及び見学会などの開催
 - 2 土壌の物理性 (Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan 会誌という) 並びにその他の印刷物の発行
 - 3 内外の研究、技術 交流及び他の学会、諸団体との協力
 - 4 その他本会の目的を達成するため必要な事業
- 第4条 本会の会員は正会員、学生会員及び賛助会員、購読会員の4種とする。
- 第5条 会員は次の会費を所定の期日までに納めるものとする。
- | | | |
|-----------|------|---------|
| 正会員 | 年 額 | 2,000円 |
| 学生会員 | “ | 1,500円 |
| (大学院生を含む) | | |
| 賛助会員 | 1口年額 | 10,000円 |
| 購読会員 | 会誌年額 | 2,500円 |

- 広告料 賛助会員 実費
賛助会員以外実費の5割増
- 第6条 本会に次の役員をおく。任期は2年とし、選出方法は別に定める。
- (1) 会長1名、副会長1名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (2) 評議員
イ 15名 正会員から互選される。
ロ 3名以内 会長が委嘱する。
 - (3) 会計監査 2名
正会員の中から評議員会によって選出される。
 - (4) 幹事 若干名
会長委嘱
- 第7条 会長は毎年1回以上総会並びに評議員会を招集する。
- 第8条 本会に次の委員会をおく。
- (1) 選挙管理委員会
正会員の中から評議員会によって選出され、本会の評議員選挙を管理する。
 - (2) 編集委員会
正会員の中から評議員会によって選出される委員によって構成され、会誌その他の印刷物の編集に当る。
- 第9条 本会の経費は会費その他の収入をもってあてる
- 第10条 本会の会務執行に必要な規定は別に定める。

「土壌の物理性」投稿規定

- 1) 投稿は本会会員に限る。ただし共著者の場合また編集委員会が依頼した場合はこの限りではない。
- 2) 原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は要すれば文章の加除修正を行なう。ただし内容については、これを著者に依頼することがある。
- 3) 投稿には 400字詰横書きの原稿用紙を用い、本規定および別に定める原稿執筆規定に従って執筆するものとする。
- 4) 枚数は16枚程度、図表を含めて刷り上がり6ページ以内を規準とする。超過ページならび写真、図表など、特に多額の経費を要するときは実費を申し受ける。
- 5) 投稿は以下に示す種別にしたがい、その内容は土壌の物理性に主体をおくものとする。なお、題名、著者名、所属には英文を併記するものとし、とくに報文については、300語以内の英文要約をつけるものとする。「報文」他誌に未発表のものに限る。書き方は方法結果、考察ならびに総括(摘要)の体裁をとり、引用文献を明らかにすること。「論説・総説」土壌の物理性に主眼をおき、広い視野に立って記述したもの。

- 「資料」既に発表した報文または発表予定の内容を各分野の参考資料となるよう書き改めたもの。
- 「解説」物理性に関する諸事項の理解を計るための平易な解説ならびに研究技術の普及交換を進めるための紹介を含む。
- 「その他」土粒子、書評などを含む。
- 6) 原稿には下記形式の送り状をつける。報文のみ初刷りは著者校正とし、印刷ずみの原稿は返さない。

発表年月日		受付年月日	
種 別		原稿枚数	
表 題		図表数	図表、表枚
著 者 名		写真数	葉
所 属		別 刷	30部+部

- 7) 印刷は30部を著者に贈呈する。それ以上希望する場合は実績を申し受ける。
- 付記：投稿及び会誌編集に関する通信は、下記宛のこと
茨城県稲敷郡阿見町 (〒300-03)
茨城大学農学部農業工学科
土壌物理研究会編集委員会

巻 頭 言

土壌物理研究と技術の国際交流

寺 沢 四 郎*

Shiro TERASAWA

本会の目的の一つに、内外の研究、技術の交流及び他の学会、諸団体との協力（規約第3条の3）が記されている。いうまでもなく、会員各位におかれては、すでに外国留学、海外技術協力、国際研究集会などを通じて、積極的な国際交流にとりまわられていると思われる。しかし、会員一人一人の国際交流の成果が、それぞれの専門分野の学会や研究会などの諸活動の中に十分生かされているかどうかは、はなはだ疑問である。本会の活動をみても、国際交流にかかわる具体的な行事は、ほとんどみらるべきものはない。このことは、本会に限らず他の多くの学会でもみられることなのである。

昨年、日本学術会議第6部では、農学研究連絡委員会及び分科会を設置し、委員会の機能の1つに、国際的に対応する学会連合又は学会を通じて世界の科学者と連絡を行なうと記している。この委員会の中の土壌肥科学分科会から、本会に対し委員参加の要請があり協力している。この分科会では、学術会議の国際会議派遣代表候補の選定について検討が行なわれ、最終的には土壌肥科学分科会が候補者推薦の責任を負うが、その過程については、各学会、各研究会でも検討することになった。派遣候補の選定は、厳に公正でなければならないし、同時に、この種の学術交流の成果は、会員全体のものとして生かされるよう、効果的な対応策を講ずる必要がある。

一方、国の内外で開かれる国際会議や研究会などの情報活動が必ずしも十分でないので、この面の強化を計らなければならない。また、1977年10月、日本で開かれる「集約農業における土壌環境と地力管理（SEFMIA）」の国際シンポジウムには、外国の土壌物理学者（例えば、W. R. Gardner）の来日が予定されている。このような機会を利用して、相互に自由な討論会を催すのも意義のあることであろう。あるいは、本誌33号に掲載された、B. P. Warkentin の寄稿にみられる文献交流なども検討に値しよう。すでに、本誌は学術雑誌として公刊されているが、国際交流に十分耐えられるよう、英文を附した内容の充実にも努めなければならないと考える。

土壌物理学の発展のために、さらに国際交流を深めなければならないが、単に行政上の改善策のみの指摘にとどまらず、本会の研究活動の一環としての具体策の検討を強く望むものである。

* 副会長，農技研

牧草根の土壌把握作用

小林 裕 志*

Studies on Soil Holding Function with Pasturage Grass-Roots

Hiroshi KOBAYASHI

Laboratory of Grassland Science

Faculty of Zootech., Kitasato University

Summary With the latest advance of large-scale grassland agriculture is not only a high productivity of good quality forages for livestock but also high function of land conservation. On this occasion, we must make obviously which the physical effects of pasture cropping on the grassland soils.

In the present paper, I deal with the soil holding function of pasturage grass-roots as a part of roots on grassland soil.

The results obtained are as follows.

1) Soil compact strength of perennial roots shows high value, for example in perennial roots of Tall Fescue, its value is 70 kg or more per one tiller. And also, top vegetations which are good conditions show high value.

2) The vigorous roots of Italian Ryegrass which are cultivated in the glass box are used in the experiment of soil holding function by grass-roots. Holding soil weight of all roots per one tiller are increased rapidly with the advance of growth stage. However, as the conversion for one root, this weight is not increased after 8-week growth.

3) The conditions of holding soil particles of vigorous roots investigated by microtechnique. The root hair which grows from adventitious roots or branch roots hold directly soil particles.

4) The points of contact of root hairs with soil particles are investigated by the microchemical method. It gives the result that the vigorous roots or root hair distribute between voids of soil just as netted conditions, and adhere to soil particles with their pectic substance.

5) It is recognized that the correlation between the adhesive power of vigorous roots and growth of branch roots has a high significant level.

6) The author thinks that the adhesive interaction by the pectic substance which is secreted from vigorous roots is first step in the aggregation of soil.

1. はじめに

わが国において草類が作物として認識されてきたのは、大家畜の発展とともにであったため草類の農学的な研究は家畜飼料としての量・質的価値についての検討が第一義であった。このため、草類の地下部もまた土壌からの養水分吸収器官としての機能を論議されることが多かった。

しかしながら、草地農業の先進諸国においては、草類

のもつ土壌保全的機能についてもまた少なからず指摘されてきている。すなわち、密生作物である牧草は農地表面を被覆し豊富な根群を有するところから、損失水の軽減や風蝕・水蝕による流亡土壌の減少効果などが認められている¹⁾。このうち牧草の根群について土壌保全的機能をみれば、根による土粒子把握作用がその基本的な機序と考えられる。

筆者は数年来、主としてイネ科牧草根を対象に、これの土壌保全的機能に関し牧草および土壌の両面から検討をつづけているが、その理由としては、繊維根と称さ

* 北里大学畜産学部

れる根系を有するイネ科牧草類はマメ科牧草にくらべその地下部器官の生態があまり知られていないこと、および直根系であるマメ科にくらべ面的な拡がり大きいイネ科牧草の方が土壤保全の観点においては有利ではないかと考えられたことによるものである。

2. イネ科牧草根の生育形態と力学的強度

牧草根の土壤把握作用を検討するにあたり、牧草種子の発芽から幼根のハ種床定着といった牧草の生態的な側面を知っておく必要がある。そこで本論に入る前に、筆者がこれまでに明らかにしてきたイネ科牧草類の地下部に関し若干の総括を試みたい (Fig.—1)。

イネ科牧草種子のハ種床定着は不定根 (adventitious root) および不定根から分枝発生する側根 (branch root) が重要な役割を果たすが、培地の理化学的条件を均一にした栽培試験によれば、イネ科牧草の根系は主流根群グループを形成し、これの根長・根径は生育時期や草種によって大きな差異は認められず根長 15~25cm, 根径 400~600 μ の範囲に集中することが明らかになった²⁾。すなわち、イネ科牧草根の特質として肥大生長や深さ方向への伸長をあまり期待できないところから、主流根群域における本数拡大を可能ならしめるような土壤

環境を与えることが初期生育における植物体の堅持、換言すれば牧草根の土壤把握にとって重要であると考えられる。

また、不定根や側根が無数に土壤中に貫入して草体を固定するわけであるから、ここに部材ともいふべき個々の根の力学的強度も問題となってくる。根のひっぱり試験機を試作し、個々の不定根がもつひっぱり切断に対する抗張力を検討した結果、前述の主流根群を構成している根が最大抗張力を示すことが明らかになった²⁾。このことは、土壤保全の側面からみてイネ科牧草根の有利性となってくる。すなわち、土壤の侵蝕やセン断破壊に抵抗するための材料として草根をとらえた場合、大きな力学的強度をもつ根が密生することが望ましいわけであるが、この意味では主流根群を構成する根が他の位置にある根より大きい強度を示すことから、イネ科牧草はその特性として上述の要求に応えるものと考えられる。

3. 牧草永年根群による土壤緊縛

(1) 試験方法

供試草種：北里大学畜産学部附属草地 (十和田火山起源の砂質ローム土壤) において、造成6年目および2年目の両区に生育している諸草種の中からチモンシーを選定し、これの平均的な生育を示す個体について、2年草地区75個体、6年草地区100個体を供試した。

緊縛強度の測定：各個体を地際からひき抜く時に示す抵抗値を根群の緊縛強度と定義した。予備試験では草体の基部をたばねてひき抜いたが、地際で切断する例が多く正確な測定値が得られなかった。そこでスプリング式張力計 (容量100kg) を使用し、株下5cmの土中に ϕ 10mmの鉄ピンを十字型にさし込みワイヤーロープで張力計と連結測定した。

(2) 試験結果および検討

測定結果を Table—1 に示す。

これによれば、両区の緊縛強度は大差なくチモンシー永年根群の場合、70~80kg級と

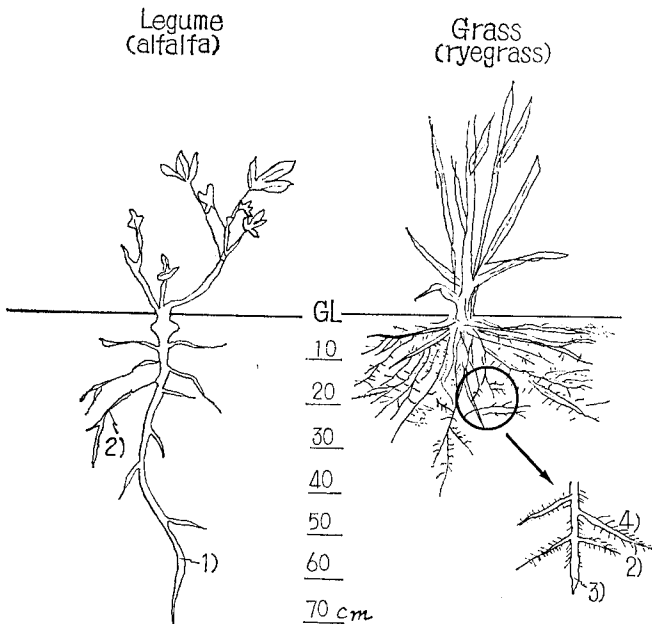


Fig. 1 Forages' root-system at 12-week after sowing.

- 1) main root
- 2) branch roots
- 3) adventitious roots
- 4) root hair

Table 1 Soil compact strength by perennial roots (Timothy)

years passage	compact strength (kg per tiller)	sample numbers
2 Years sward	79.4 ± 3.33	75
6 Years sward	72.0 ± 1.80	100

(mean ± S. E.)

Table 2 Correlation coefficients relating numbers of perennial tillers and soil compact strength by roots. (Timothy)

2 Years sward	$r=0.639^{***}$ ($n=75$)
6 Years sward	$r=0.512^{***}$ ($n=100$)

*** Significant at 0.1% level

判断できる。

一方、4週令程度の幼根においては5kg以下の値が報告されているが³⁾、イネ科牧草の場合、成植物へと生育する過程において根群の土壌緊縛作用が急激に向上し、2年以上経過した永年栽培条件下では完全に土壌を把握するものと推察される。

次に、緊縛強度を各個体の生育状況(分けつ数)との相関で検討するとTable 2に示すごとく、2年草地区・6年草地区とも有意性が認められる。このことは、地上部生育の旺盛な個体が土壌を堅固に把握することを意味している。

さらに、ひき抜かれた供試体を観察すると、ほとんどの根株は15cm前後の厚さで土壌からハク脱していた。これは、前述の主流根群域に相当する。したがって、植物体の固定には主流根群グループが機能しているものと考えられる。

この種の試験は、イネ科牧草によるのり面防護の検討などにも応用されはじめているが⁴⁾、先にもふれたような牧草根自身の力学的強度などの基礎的項目の解明をふまえた上で、今後さらに検討をすすめるなければならない課題である。

4. イネ科牧草根の粒子把握

ここでは、モデル培地に生育させたイネ科牧草根を供試し、その活性根(white roots)が示す形態や粒子把握力を検討したのち、活性根が分泌する植物粘質液による粒子粘着について考察する。

(1) 活性牧草根の粒子把握

(i) 試験材料および方法

供試草種：イタリアンライグラス(品種オオバヒカリ)

培地：洗滌済の石英砂を1mmメッシュで均一な粒径にそれえ、ガラス製根箱に充填。根箱寸法は栽培期間に応じて、タテ30×ヨコ30×厚さ0.5および40×30×2.5(cm)の二種類とした。

栽培方法：シャーレ内で発芽させた1週令の幼植物を各根箱に1個体ずつ移植し、根箱全体を春日井培養液にひたした。これをファイトロン内で15℃、55%、人工照明7hr/日(30,000lx)の一定条件下で12週令まで栽培。

試験方法：4・8・12週令の三時期に根箱を解体。地上部の生育調査後、1昼夜風乾。その後、地際部をつかみ静かに培地から植物体を持ち上げる。この時に根系に付着してくる石英砂重を秤量し、これをその個体の粒子把握力と定めた。さらに、付着石英砂を水洗分離し根長・根数・乾物重を調査した。また、根と粒子との識別にはメチレンブルー染色液を使用し、投影器・実体顕微鏡などによって把握形態を観察した。

(ii) 試験結果および検討

各時期の形態のなかから12週令についていくつかの結果を示す。Fig. 2は根箱解体時の根系である。Fig. 3は粒子を水洗分離後の全根群である。Fig. 4はある不定根が粒子を把握している状況を示す。

Table 3 Vegetation of top and root of Italian ryegrass, and weight of catching sand by roots at a 4, 8 and 12-week after sowing.

(mean ± S. E.)

Vegetation	TOP	tillering numbers	1.68 ± 0.27	11.20 ± 1.02	31.77 ± 4.38
		mx. leaf length, cm	17.11 ± 2.01	32.80 ± 3.14	42.80 ± 4.55
ROOT	mean length, cm	6.14 ± 0.91	16.74 ± 1.09	21.84 ± 1.00	
	mx. length, cm	8.98 ± 1.04	30.87 ± 1.69	47.28 ± 1.64	
	total numbers	10.56 ± 1.21	34.80 ± 3.15	113.54 ± 23.42	
	oven-dry weight, mg	6.81 ± 2.24	234.88 ± 46.15	1041.35 ± 184.41	
catching sand	total weight, gr	2.78 ± 0.94	82.16 ± 18.21	258.17 ± 44.18	
	weight per ont root, gr	0.21 ± 0.59	2.18 ± 0.49	2.29 ± 0.36	
sample numbers		16	10	13	
after sowing		4—week	8—week	12—week	

これらの結果は、均一な砂培地に栽培した牧草根による粒子把握であり、実際のホ場においては根圏環境の相違によって必ずしも同様な結果を示すとは限らない。しかしながら、Fig. 4 にみるような個々の根が示した粒子把握の形態については、対象が土壌におきかわっても不規則な形状をもつ粒子ということで類似の形態を示すものと考えられる。

次に、供試草の生育と把握重の経時変化をTable 3 に示す。

分けつ数をはじめ地上部の生育は順調であり、地下部についても総根数は12週令で4週令の10倍以上に達し供試草は正常な生育であると判断できる。これら1個体の根群全体が把握する粒子重は根数増加に比例して増大し、12週令の根群は4週令の100倍もの粒子把握がみられる。ところが、この把握量を1本の根あたりに換算すると、8および12週令における差異はほとんどなくなり、いずれも4週令の10倍程度の把握量であった。

これらのことから、4週令のようないわゆる幼植物段階を除けばイネ科牧草の個々の根が示す把握力には限界があるものと考えられる。

(2) 活性牧草根分泌物による粘着作用

(i) 活性根のペクチン質分泌

1) 試験材料および方法

供試草種：①ガラス根箱に栽培した8週令のイタリアンライグラス。②ホ場から採取したトールフェスク永年根群中の活性根。

試験方法：①については、観察しようとする不定根を中心にルテニウムレッド染色液を滴下し、石英砂培地での根周辺におけるペクチン質分布を検鏡。②については、水洗後にも土粒子が付着している不定根をパラフィン包埋し縦断切片にしてからルテニウムレッド液による呈色状況を検鏡。

2) 試験結果および検討

Fig. 5 は活性根およびその根毛が粒子間を網目状にはいめぐっている様子を示す。

活性根の表皮や根毛は勿論のこと、それらとの接点である粒子界面も赤化呈色を示し根周辺部におけるペクチン質の分布が確認できる。

Fig. 6 は実際のホ場に生育していた活性根の根毛周辺部である。水洗処理後の供試根であるため完全な根毛はみれないが、活性根表皮細胞の突起部(根毛基部)に土粒子が付着している状況は確認できる。しかも、ルテニウムレッド液による呈色が明確であることから、永年牧草根群においてもその中の活性根はペクチン質を分泌していることが明らかである。

(ii) 活性根の粘着強度

1) 試験材料および方法

供試草種および栽培方法は(1)の試験と同様である。但し、試験時期は4・6・8・11週令の四時期とした。所定の生育調査後の各個体を分けつ株ごとにおき、砂上にならべたガラス小片(2×4cm)上に3日間静置した。この間、供試根の乾燥枯死を防ぐためにガラス板は湿潤状態を保った。その後水分張力の影響を除去するために風乾処理し、根に粘着しているガラス板をジョリーパネでひきはがし、その時の抵抗値を粘着力とした。

2) 試験結果および検討

Table 4 に1個体全体の粘着力および不定根1本当りに換算した粘着力を示す。

Table 4 Transition of total root numbers root-adhesion strength at 4, 6, 8 and 11-week growth.

(Mean ± S. D.)

growth week	total root numbers	total adhesion strength	adhesion strength per one root
4	12.0 ± 0.7	195.5 ± 10.6 (gr)	15.9 ± 1.6 (gr)
6	19.3 ± 0.9	265.8 ± 14.9	13.7 ± 4.4
8	39.7 ± 0.3	760.8 ± 38.0	19.1 ± 3.0
11	139.3 ± 27.0	3958.9 ± 101.8	18.4 ± 1.7

総粘着力は生育とともに指数的に増大するが、1本当りの換算値をみると4週令から11週令まで大きな変化は認められず、各期とも15~20gr/1本の値を得ている。

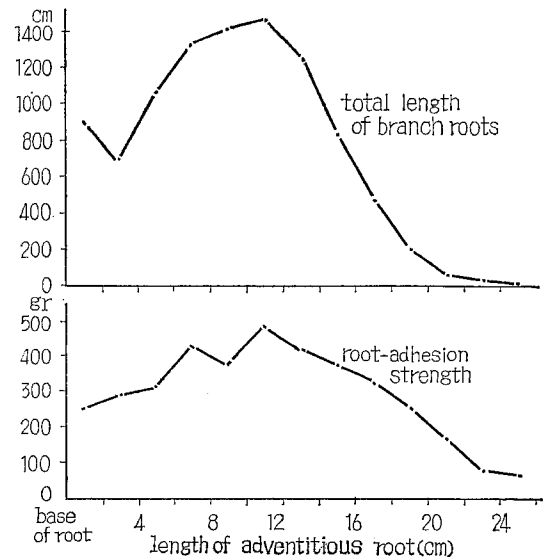


Fig. 7 Distribution of branch roots and adhesion strength at 11-week growth of Italian ryegrass

これは、生育にともなう粘着力の増大は根数の増加がその主たる因子であることを意味する。ところが、草体が成植物の段階になってくると、その根群中には活性の高い根毛を豊富に有する側根もあれば活性のほとんどない老朽根も存在し、両者の生理機能には大きな差異がある。そこで、Fig. 7には粘着力に関与してくる根ということで側根の分布と粘着力とを示す。

同図から、1本の不定根における粘着力の変化は側根の発生と密接な関係があると理解できる。

ここでいうペクチン質なる植物粘質液の化学的性状についてはいまだ検討中ではあるが、少なくとも本試験で考察した粘着力という機能に関してみれば、Table 4の結果が示すように活性根の本数増加によるペクチン質の量的な拡大が生育令にともなう粘着力増大の要因であると推察される。

5. おわりに

これまで、BAVER⁵⁾・RVSELL⁶⁾・レポート⁷⁾などによって説明されてきた根の土壌把握作用は、ひと口によって「根のクサビ作用」と称することができる。すなわち、無数の根系が土壌間ゲキ中に貫入してゆくことにより、粒子配列を精密に変化させ土壌を硬化させつつ植物体自身を固定するといった考え方である。

筆者は、これまでの一連の研究によって得られた根群発達にともなう土壌物理性の変化や⁸⁾、永年根群の有する高い土壌緊縛力などから判断し、概括的にはこれらの説の妥当性を認めるものである。

しかしながら、個々の根がどのようにして土粒子を把握しているのかさらにはその把握作用が根のどのような因子によるものなのか、などの基本的な命題についてはいまだ不詳の点が少ない。

本報では土壌保全に比較的に有利であるとされているイネ科牧草について、その活性根と粒子との接点を対象として、生育令にともなう粒子把握量の増大を明らかにした。また、ESAU⁹⁾や田中¹⁰⁾などによって指摘されてきた植物根の分泌するペクチン質に着目し、粒子把握の要因として活性根の分泌するペクチン質の粘着機能について考察を加えた。

また別途おこなった試験によれば、この活性根の存在は草地の水分移動にも大きく関与しており、活性根周辺

土壌が比較的乾燥状態におかれる要因にもなっている¹¹⁾。

これらの結果から、牧草根の土壌把握作用を以下のように推察してみた。

土壌中に侵入した初生根は、根の分泌するペクチン質によって周辺土粒子を粘着し草体固定の第1歩をきずく。ついで活性根の根系拡大にともないペクチン質の分泌量も多くなり、粘着作用の影響範囲が拡大する。と同時に、根毛を中心とする活性根群の吸水作用により土壌間ゲキ水が局所的に脱水される。ここにおいて、牧草根群と土壌とは堅固に結びつけられ、草地土壌の物理的な諸特性が顕在化してくる。

牧草根による土壌把握という作用は、土壌の側からみると根を中心とその周辺土壌が粒団化されることである。したがってこの基礎的機序が草地土壌における耐水性団粒の形成さらには土壌侵蝕抑制機能などへ結びつくためには、永年根の活性腐植への分解や土壌微生物などの働きなども含めて、土壌と生物の相互作用としての検討を必要とする課題になる。

引用文献

- 1) たとえば HUGHES, H. D. (ed) : Forage, pp. 31~41, Iowa State Univ. (1962)
- 2) 小林裕志・佐々木泰斗 : 日草誌20 (別1) 48~49 (1974)
- 3) 広田秀憲 : 新潟農林25, 209~214 (1973)
- 4) 佐々木晴美 : 芝草研 5, 5~10 (1976)
- 5) BAVER, L. D. : Soil physics, pp. 155~157, John Wiley & Son's Inc. (1956)
- 6) RUSSELL, E. W. : Soil conditions and Plant growth, pp. 520~554, Longman (1973)
- 7) レポート (松田宏訳) : 土壌物理, pp. 29, 畑地農業振興会 (1968)
- 8) 小林裕志・佐々木泰斗 : 日草誌20 (別2) 42~43 (1974)
- 9) ESAU, K. I. : Plant Anatomy, pp. 504~519, John Wiley & Son's Inc. (1974)
- 10) 田中典幸 : 日作紀43, 291~316 (1974)
- 11) 小林裕志 : 農土誌 (投稿中)



Fig. 2 When this condition, holding sands weight are about 500gr.
(Italian ryegrass at 12-week growth)



Fig. 3 Grass-roots system after washing.
(Italian ryegrass at 12-week growth)



Fig. 4 One adventitious root holded many sands.
(Italian ryegrass at 12-week growth)



Fig. 5 Vital roots and their root hair distributed void of sands,
just as netted conditions.

Red color formed around roots after treatment with ruthenium-red solution was due to pectic substance which was secreted from vital roots.



Fig. 6 Photomicrograph of root hair which adhereted soil particles.

Dark circular objects are soil particles, and their circumference were coating by pectic substance.

pF 吸引法装置の改良について (I)

徳 永 光 一*・古 賀 潔*

On the Improvement of Suction Plate Apparatus for Measuring Matric Suction

Koichi TOKUNAGA, Kiyoshi KOGA

Faculty of Agriculture, Iwate University

Summary This report is a study on the improvement of the filter which is in contact with the soil sample in suction plate apparatus. Good permeability and high babble point are desirable for this filter.¹⁾

These two properties are satisfied when the membrane filters are applied for the suction method. The membrane filters are used for the filtering of microbe, micro particles and others. These membranes are made of cellulose derivative or other plastics.

The results of experiments are as follows.

(1) The membrane filters laid on glass filter (G2) have permeability of 10^{-3} cm/sec order. (2) The babble point is approximately pF 2.8. (3) Obviously it is recognized that drainage speed of soil water through membrane filter is greater than that of the glass filter (G4) or the gypsum filter (Fig. 2, 3)

The most important merit of this membrane filter application is the matric suction experiment being carried out speedy by one filter from low suction to high.

1. はじめに

吸引法装置の改良について、筆者の一人は本誌第4号¹⁾において総括的論議を行った。しかし、そこで問題点の一つとして指摘したフィルターの精能については、当時の状況では十分な改良を得られずにいた。試料土に接触して吸引圧を伝えるフィルターには、高 pF までの通気耐圧(フィルターを通し外気が連続的に透過する吸引圧)と良好な透水性が必要である。現実にはこの両者が背反するので、²⁾「良いフィルターがないか」という研究者の声になる。

本稿では近年、微生物、微粒子ろ過などのために、広く研究用から工業用まで用いられつゝあるメンブランフィルターに着目し、これを吸引法装置のフィルターとして利用する実験を行ったので報告する。

前記の文献においても、メンブランフィルターの可能性を検討しておいたが、当時のメンブランはその機械的強度がきわめて低く、損傷しやすく実用化に至らなかった。本報告で用いたメンブランも、後述するように破損しやすいが、それでも昔日の比ではなく、孔径なども多種多様で、国産製も豊富になっている。

2. 装置の改良の要点

(1) メンブランフィルターについて

厚さ0.12~0.15mmのプラスチックの膜である。メーカーにより材質が異なるが、各種セルローズ誘導体、ナイロン、テフロンなどが用いられている。非常に均一な微細孔径をもつ多孔質膜で、孔隙量は60~80%に達する。平均孔径は用途に応じ、0.025~14 ミクロンの各種がある。筆者らが用いたメンブランは、国産2社(A, B)と外国製1社(C)の3種であり、その孔径は1.0~1.2 ミクロン、膜寸法は直径 90~100ミリ、材質はセルローズ系の標準品質のものである。

これら使用したメンブランのカタログからバブルポイント(通気耐圧に相当する)の圧力を見ると 0.8~0.95 kg/cm² で、pF 値に換算すると 2.9 以上である。同じくカタログに示されたメンブランの透水能力は 70cmHg の差圧、25°Cの条件で 270~300cc/min・cm² である。この透水能力を図1に示す吸引法装置により調べるとグラスフィルターのG3に相当する。透水係数を測定すると表1に示すようにメンブランそのものは 10^{-5} cm/sec 級であるが、前記のように膜厚が0.15ミリと薄いことが大きな透水能力を示す所以であろう。メンブランは薄く破れやすいため、これを支えるベースが必要であり、筆者らはG2グラスフィルターをベースとした。両者を一体と

* 岩手大学農学部

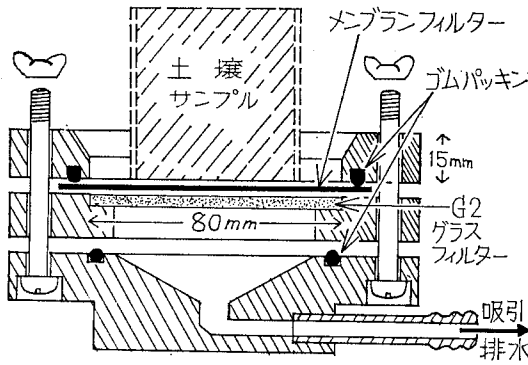


図1 pF吸引装置 (フィルターホルダー部)

表1 フィルターの透水係数及び通気耐圧試験結果

フィルターの種類	厚さ (mm)	透水係数 (cm/sec)	通気耐圧**
石膏フィルター	4	4.8×10^{-7}	2.83
G 4 グラスフィルター	5	2.0×10^{-4}	2.15
G 3 グラスフィルター	6	6.2×10^{-3}	1.75
G 2 グラスフィルター	6	1.7×10^{-2}	1.47
G 2 + メンブラン A	6.1	2.5×10^{-3}	2.90
G 2 + メンブラン B	6.2	2.0×10^{-3}	2.88
G 2 + メンブラン C	6.1	2.4×10^{-3}	2.87
メンブラン A	0.14	6.7×10^{-5} *	
メンブラン B	0.15	5.5×10^{-5} *	
メンブラン C	0.14	6.3×10^{-5} *	

* $\bar{k} = (l_1 + l_2) / (l_1/k_1 + l_2/k_2)$ より計算

** 吸引圧 (cmH₂O) の常用対数で表示

見なした透水係数は 10^{-3} cm/sec 級であり、G 4 グラスフィルターの 10^{-4} cm/sec 級よりも 1 桁大きい。

従来のフィルターは低 pF 領域 (およそ pF 2.0 以下) では G 4 グラスフィルター、高 pF 領域 (pF 2.0 ~ 2.8) では石膏や素焼板フィルターが用いられていた。しかし上記のメンブランフィルターは低 pF から高 pF まで一貫して使用され得る可能性があり、その透水能力も G 4 グラスフィルター以上に改善される予想をもったので、次のような吸引法装置を試作した。

(2) 改良装置

図1のように、透明アクリル円盤3枚を重ねて組立てるフィルターホルダーである。メンブランとガラスフィルターは交換可能なようにパッキンを介して円盤に挟み

こむ。

このホルダーに対する吸引負荷装置、量水装置などは従来のものを用いた。

3. 実験結果

(1) メンブランの通気耐圧

図1のホルダーに前記したA, B, Cのメンブランをセットし、試料土は乗せずメンブランを大気に露出したまま、負荷圧を次第に増大させ通気耐圧のテストを行った。負荷圧は一吸引圧に対し約15分間作用した。通気の判定はガラスフィルター底面中央部から、連続的に小気泡が流入する状態をもってした。

初めメンブラン周辺の円盤に対する密着が不十分のため、パッキンを締めつけてもこまからの空気もそれが生じた。そこで、真空グリスを円盤に塗布してからメンブランを貼りつけるようにして組立てた結果、問題は解決した。

こまでメンブランは薄いので裂けたり破れたりしやすい。使用したものの中では、A社の製品が腰が強く取扱いが楽であった。

こうして、メンブランの通気耐圧をテストした結果は表1に示すとおり、水柱負圧で 650~800cm であり、70 cm 台のものが多かった。この点ではA, B, Cとも差が認められなかった。したがって、以上の実験からは pF 2.8 以上の通気耐圧を有するものと見られた。

しかし、およそ pF 2.5 以上の負圧を数時間もかけると、メンブランフィルターはホルダー内に気泡を発生し成長が始る。この原因を追求した結果、G 2 グラスフィルター表面の凹凸にしたがってメンブランも凹凸となり、長時間後には次第に白点状の引張り劣化現象が全面に生ずる。この現象を防止するため、図1のメンブランとガラスフィルターの間にもろ紙1枚を挟んだ。ろ紙の直径はガラスフィルターと同一寸法である。その結果、この現象は解消し長時間放置しても気泡の発生は、ほとんど見られなくなった。以後、高pFを長時間かける場合はろ紙を挟むことにしたが、本稿に示した諸実験値には、ろ紙は使われていない。

(2) G 4 フィルターとの比較

図2に示す実験は、岩手県一方井地区内の同一採土地点からとった3個の火山灰ローム不攪乱土を、3連同時に測定した脱水曲線である。土の間隙状態が類似していると思われる(イ)と(ロ)の試料を比較すると、明らかにメンブランを使った(イ)の方が脱水が速い。(イ)、(ロ)それぞれの終局脱水量に対して、96%脱水時間は(イ)1時間20分、(ロ)3時間20分、98%では(イ)2時間30分、(ロ)4時間50分である。

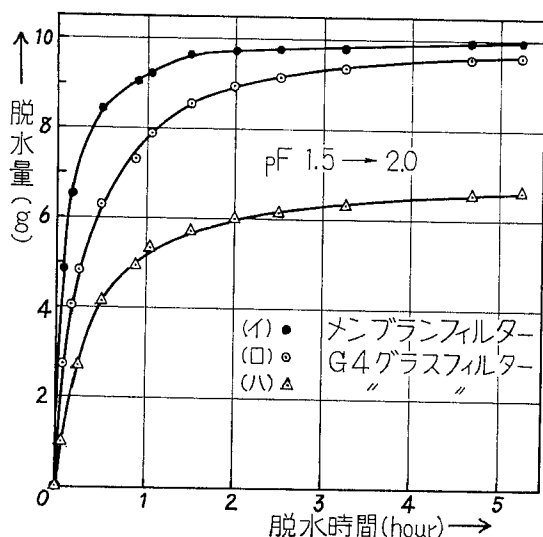


図2 火山灰ローム土の脱水量時間曲線

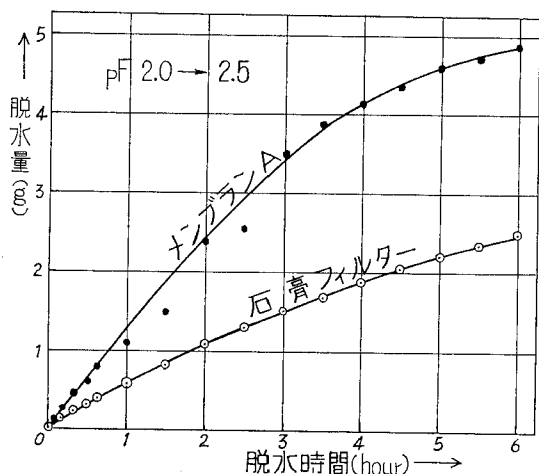


図3 火山灰ローム土の脱水量時間曲線

(3) 石膏フィルターとの比較

図3は図2と同じ火山灰ローム試料についての脱水曲線であるが、同一個体試料をメンブランで測定後に真空飽和し、再び石膏フィルター上で pF 2.0から2.5に脱水した曲線である。G 4 フィルターは pF 2.2 で通気耐圧に達したので、石膏フィルターに切換えたわけである。

この石膏フィルターは表1に示すように 10^{-7} cm/sec 級の透水係数で、厚さ4ミリ、通気耐圧は pF 2.8である。

6時間で観測を打切ったが、両フィルターの差は、ここでも明らかである。6時間目の脱水量は 4.9ccと 2.5ccで、メンブランが約2倍である。曲線の勾配低下も前者の方が早く始まっている。

4. まとめ

プラスチック・メンブランフィルターを筆者らの研究室で使い始めてから、まだ日が浅い。したがって、今後さらにデータを集積して第II報を報告する予定である。

しかし、上述したように、従来のフィルターに比べれば、かなり精能がアップされるようである。

今までの使用状況から判断すると、このメンブランは一度ホルダーからはずせば、パッキンの直下部などが弱っており、1~2回の使用が限度であろう。時価で1枚400円くらいであるから、安価ではないが、従来のフィルターは紙で保護しても反復使用しているうちに目詰まりを起して、透水性が劣化する。使い捨てのメンブランは常に新品を用いるから、精能の低下が無いという利点がある。また、何よりのメリットは、低 pF から高 pF まで G 4 フィルター以上の透水能力で、一貫して測定できることである。さらに pF 2.8前後を遠心法で無理する必要も解除されるし、逆に遠心法の領域である pF 3.0 を吸引法により、外挿して求めることも可能となる。

本報告を作成するにあたって、本学の学生高橋嘉雄、猿田春一、三瓶昭弘、高橋寿、十枝内秀明、門間哲夫の諸君の協力を得た。記して、感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 石川武男, 徳永光一, 月館光三 土壌水分吸引測定装置の改良について, 土壌の物理性第4号 (1961)

地下水面上の土層における水分消費型について

上野 義 視*・諸 遊 英 行**

Soil Moisture Extraction Pattern in the Soil Column
with the Ground Water Table

Yoshimi UENO* and Hideyuki MROYU**

* Chugoku National Agricultural Experiment Station

** Central Agricultural Experiment Station

Summary In order to estimate the moisture extraction by the crop in the soil column with ground water table, the green sorghum was planted in pots with a depth of about 60 cm, and a porous cup was set in each 10cm deep soil column for automatical moisture supply.

The relation between the moisture extraction pattern at the middle growth stage of the second flush (Aug. 3 to 12) and the distribution of roots in each 10cm deep column was discussed.

Results obtained are as follows :

1. On 50cm deep ground water table, the moisture extraction ratio was higher in the middle or lower soil column than in the upper one. Larger root development on the weight basis, however, was observed in the upper soil column.
2. The highest moisture extraction ratio took place at a depth of 25cm, when the ground water table was kept 20cm deep in the first growth (May 12 to Jul. 17) and subsequently 50cm deep in the second one.
3. The moisture extraction ratio was also higher in the middle or lower soil column than in the upper one, when the soil moisture was kept in the equal soil water suction (50cm H₂O) through the soil column in a pot.

1. まえがき

筆者らは水田転換畑の作物に対する好適地下水位を検討する試験で、少雨期にあたる青刈ソルガムの2番草生育期間では、地下水位30cmまでは地下水の高い方が生育は優ることを認めた^{6,8)}、また、1区面積18m²の有底枠で地下水位50cmで青刈ソルガムを栽培した場合に、2番草期間には作土層の土壤水分は永久萎凋点に達し、地表下15cmの位置では初期萎凋点に近い値を示し追肥窒素は地下水位がこれより高い区より、より多く残留することを認めた^{7,9)}。

作物が栽培されている状態での、地下水面上の土層内の水分分布は、毛管上昇の高さおよび伝導性と作物根の分布と関係する深さ別水分消費量によって規制される。したがって、上記試験結果の適用範囲を考える場合にはこれらの関係を明らかにする必要がある。

* 農林省中国農業試験場

** 農林省農事試験場

そこでまず、この試験では地下水位から上の土層の土壤水分吸引圧の分布が、地下水位からの高さに対応する状態に保たれるよう条件を設定し、作物による深さ別水分消費型がどのようになるかを検討した。

2. 試験方法

1) 装置および測定方法

深さ別水分消費型の測定方法は、土壤水分計を使用する方法または乾土法によって、各深さの土壤水分の減少量から求める方法があるが、これらの方法は蒸発散による消費水量と地下からの自然補給水量との差、つまり、見かけ上の水分消費量として求められるので、蒸発散量と比べると少なく見積もられる²⁾。とくに、地下水面が比較的高く、測定位置が毛管上昇域内にある場合はこの傾向が著しいと考えられる。

もう一つの方法は、玉井^{4,5)}による深度別吸水活動装置がある。本試験は玉井の方法と同一原理による図1の方法によって測定した。供試ットとしては、内径20cm深

さ30cm（地下水位20cm用）および60cm（同50cm用）の硬質塩化ビニール製を用いた。このポットに、地下水面に相当する位置、地下水位上5cm、さらにその上は10cm毎に多孔質の素焼製給水管を設置した。給水管は直径3.5cm、長さ13cm、透水性の均一なものを使用した。

各給水管の内部の吸引圧が地下水位からの高さに対応するようにするために、地下水位に相当する深さに定水位槽の水面を調整し、その中に水の入ったポリエチレン袋を入れ、袋から各給水管に気密に水連絡をはかった。各深さの土層から消費された水分は、その消費量だけだちに給水管から浸出される。この水はポリエチレン袋から連結管をとって連続的に補充される。各深さの水分消費量は、一定期間の前後にポリエチレン袋を秤量することによって得られる。このような吸引圧設定のほか、各深さの吸引圧が地下水位からの高さに関係なく、すべて 50cm H₂O になるように給水槽の水面を設定した試験区も設けた。

各給水管内の吸引圧を所定の値にするために、水銀による調圧装置、ポリエチレン袋のかわりにマリOTT装置なども一部供用した。ポットにはごぎを巻いて温度の上昇の防止に努めた。

2) 供試土壌

根系分布に変化をあたえるために、表1に示す中国農試水田心土（以後 SiCL）および SiCL 表と砂を3:7の割合に混合した土壌（以後 SL）の2種類を供試した。供試土壌を図1の装置につめるときは、10cm相当分の土壌を予め秤取しておき、10cm 毎に同一加圧条件でつめた。10cm相当分の土壌量は、SiCL は中国農試水田心土層の固相率にあわせた。SL は SiCL をつめるときと同一加圧条件でつめた。つめた状態での2、3の物理性は表2に示すとおりである。なお、中国農試水田土壌は佐賀統に分類されている。

表1 粒径分布および土性

中国農試水田心土	粗砂	細砂	シルト	粘土	土性
	%	%	%	%	
中国農試水田心土	10.5	21.7	43.6	21.5	SiCL
砂	89.8	9.3	0.5	0.4	S

表2 供試土壌の2、3の物理性

供試土壌	固相率	pF—水分(Mv)				粗孔隙率	透水係数 K ₂₀ (×10 ⁻⁴)
		1.5	2.0	2.7	4.2		
SiCL	47.5	45.5	39.0	31.7	20.9	7.0	2.5
SL	55.0	26.9	19.5	15.1	10.4	18.1	26.3

3) 供試作物および測定時期

青刈ソルガム（スイートソルゴー）を、5月21日に数粒播種し、最終的にポット当り2個体とした。1番草期間（5月21日～7月17日）には梅雨期があるために測定せず、天候が安定し2番草生育の旺盛な8月上旬中に水分消費量を測定した。測定期間中数mmの降雨があったがビニールで覆い侵入をできるだけ防いだ。施肥は1番草期間に N 2 g, P₂O₅ 1 g, K₂O 1 g を基肥として 10cm の作土部分に混合し、追肥は表面施用した。2番草に対する追肥は1番草刈取後、N 3 g, P₂O₅ 1 g, K₂O 1 g を施用した。

4) 試験区の構成

表3に示すように、水分状態の異なる4系列と土壌2種類を組み合わせると8区とした。

表3 試験区の構成

系列・区	土層の吸引圧 (下層～表層)	供試土壌	備考
A 1	0～2 cm	SiCL	図1と同一原理による。地表から最下部給水管まで20cm（地下水位20cm用）
A 2	0～20	SL	
B 1	0～50	SiCL	図1の装置による。（地上水位50cm用）
B 2	0～50	SL	
C 1	0～20cm	SiCL	図1の装置による。ただし、1番草期間地下水位20cm。2番草期間はB系列に同じ。
C 2	0～50	SL	
C 3	0～20	SL	
D 1	50	SiCL	図1の装置による。ただし、各給水管内の吸引圧を50cmH ₂ Oとした。
D 2	50	SL	

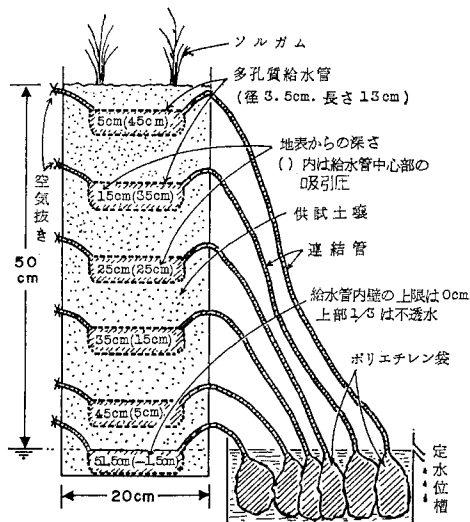


図1 水分消費型測定装置

表 4 · 各試験区の草丈と収量*

系列・区	草丈調査月日				生草重	乾草重
	7.31	8.7	8.14	8.21		
A 1	cm	cm	cm	cm	g/pot	g/pot
	94	133	165	181	910	174
A 2	72	97	131	154	640	116
					1000	206
B 1	97	129	165	195	840	160
	76	108	141	162	840	159
C 1	78	117	148	176	840	160
	67	92	131	163	690	129
D 1	102	128	151	173	850	182
	88	121	157	177	700	149

(注) 青刈ソルガム2番草(7月17日~8月21日)について調査

A系列は地下水位20cmを想定したもので、給水管の配置は地下水位、地下水位上5cmおよび15cmの3箇所である。

B系列は地下水位50cmを想定したもので、装置は図1のとおりである。A、B系列は地下水位上の土層の吸引圧の分布が地下水位からの高さに対応するようにしたものである。

C系列は1番草期間地下水位20cm、2番草期間はB系列(地下水位50cm)と同じにし、B系列と異なった根の分布状態における水分消費型を知るために設けた。

D系列は土層を通じての吸引圧を50cmに設定した場合の水分消費型を知るために設けた。

以上の各系列の1は SiCL, 2は SL を供試土壌としたものである。

3. 試験結果

1) 生育および収量

7月17日、1番草を地上10cmのところから刈り取り、2番草を再生させた。草丈は一般のほ場で栽培したものに比べ8月中旬までは同程度、以後は劣った。2番草の草丈、収量は表4に示すようにA系列よりB系列が優り、SLよりSiCLが優った。この場合の区間の差はポット当りの土壌量や地力的な違いによると考えられる。

2) 水分消費型と根の分布

図2は、水分消費量の最も多かった8月3日から8月12日までの深さ別水分消費割合を白い棒グラフ(実線連結)で示したものである。根の分布は2番草刈り取り時(8月21日)に、地表から10cm毎の土層(最下層のみ

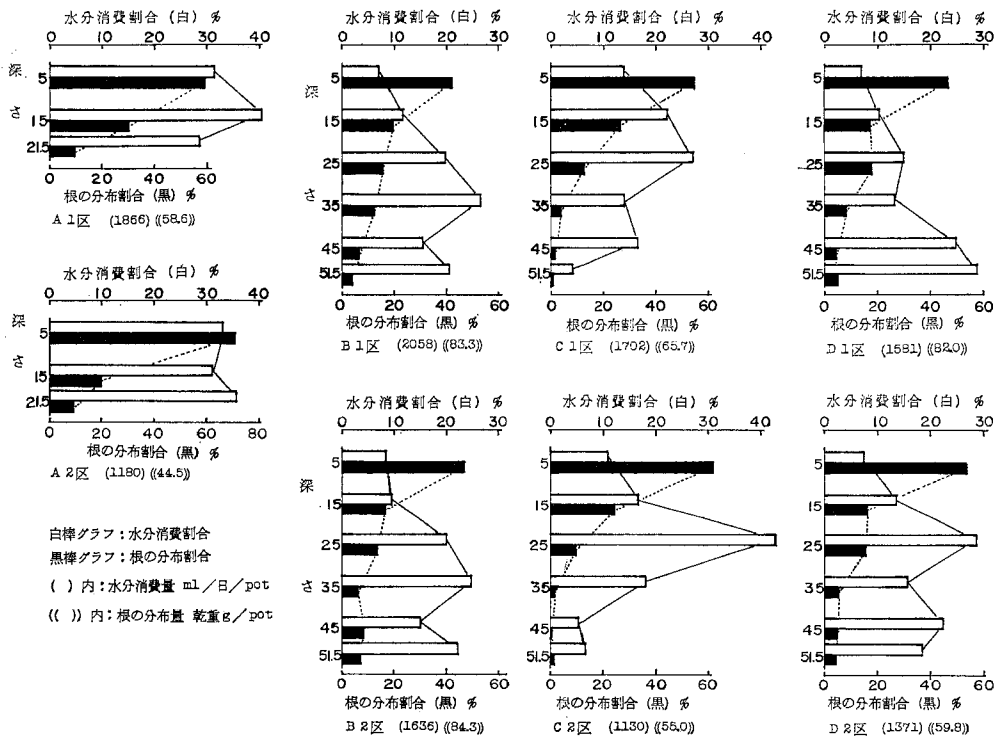


図 2 深さ別水分消費割合と根の分布割合

3.5cm)に含まれる根を洗い出して乾燥、秤量し、根重の深さ別分布割合として黒い棒グラフ(点線連結)で示した。

A系列の水分消費型は、地表下5cmから地下水位直下(深さ21.5cm)までほぼ同様な割合であった。

B系列では地表下35cmの位置の消費割合が最も大きく、ついで地下水位直下(深さ51.5cm)であった。地表下5cmと15cmのところは比較的小さく、水分消費の大部分が深さ25cm以下で行なわれた。

C系列では地表下25cmの位置の消費割合が最も大きく、その位置より高くまたは低くなるにしたがって小さくなる傾向があった。

D系列ではB系列とほぼ同じように、25cmより深いところで水分消費割合が大きかった。とくに、D1区は45cmより深いところの消費割合が多かった。

各系列の供試土壌の違いと水分消費型との関係は、D系列における若干の違いを除き、明らかな差異は認められなかった。

1ポット当りの根の量は乾燥重で約45g~85gであった。そのうち、SiCLでは42%~60%が、SLでは47%~71%が地表から10cmまでの間に分布していた。この中には直径約1mmの支持根が含まれていた。根重の分布は、深くなるにしたがって少なくなる傾向にあったが、各区ともポットの底部にまで達していた。土性の異なる2種類の土壌では表2に示したように粗孔隙率は異なったが、根重分布でみる限りでは顕著な差がみられなかった。

C系列は、B、D系列に比べ、20cmより深いところの根重の分布割合が少なかった。

深さ別水分消費割合と根重の分布割合との関係は図2の実線(水分消費割合)と点線(根の分布割合)グラフで示すように、根重の分布割合が大きい上位の層での水分消費割合は比較的小さく、根重が比較的小さい中位ないし下位の層での水分消費割合が大きい傾向にあった。

根の量と消費水分量との関係を図3に示した。この図は太い支持根が多く含まれる最上位の層を除き、B、C、D系列の地表下10cmから50cmまでについて、厚さ10cmの土層毎に含まれる根重とそこの給水管からの1日平均消費水量を3.017(径20cm、厚さ10cmの土層体積-給水管体積)で除した値を示した。

図でみるように、水分消費量と根重の対応関係は認められなかったが、土壌1000cm³当り根重が0.5gあれば水分消費量は1日当り約60ml以上あることを示している。C2区の深さ45cmで1日当り21ml(10cm立方の土壌からは2.1mmの水量に相当)の消費量があったが、この場合の根重は土壌1000cm³当り0.14gであった。

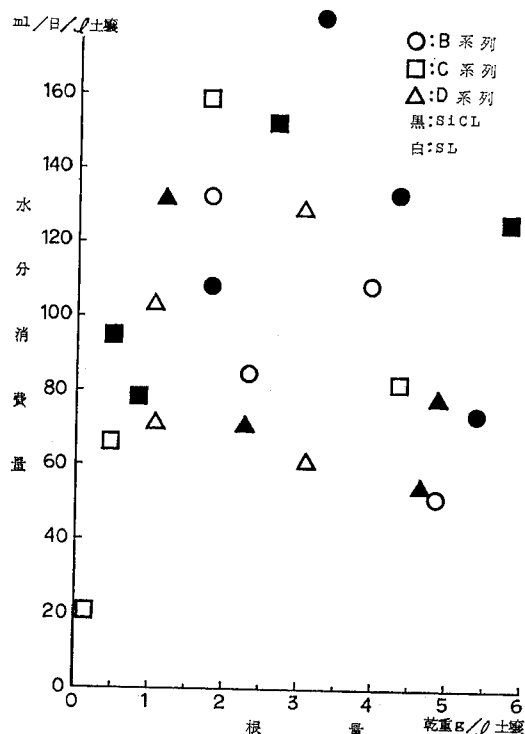


図3 土壌100g中の根量と水分消費型

4. 考 察

根系の吸水能力が仮りに全層同一で、根系による吸水が土壌水分吸引圧の高低に対応しているとすれば、B系列の試験では下位の層ほど水分消費割合が大きくなり、D系列の試験では深さに関係なく、各層とも同じ水分消費割合を示す筈である。

本試験の結果は、B系列では、中位ないし下位の層における水分消費割合が大となった。この結果だけからみると、地下水位に近いほど吸引圧が低くなっている条件と、逆に根の分布は下方ほど少ない状態であることが重なった結果であるともみれる。しかし、地下水位から一番高位の給水管でもその吸引圧は図1に示したように45cm H₂O (pF換算で約1.6)であり、この範囲の吸引圧では吸水が低下するとは考えられず、むしろ下位の層での多湿状態が考えられる。この試験では図1のように地下水が直接土壌と接しているのではないので、根系の吸水速度が大きい場合の給水管と土壌の吸引圧の平衡状態が問題として残る。

D系列の水分消費型はB系列とは若干異なったが、やはり中位ないし下位の層の水分消費割合は大きかった。D系列は、各層位とも同じ吸引圧としたのであるが、その水分消費割合は根重の分布割合を反映しなかった。これは吸水能に関して根の質的な差が大きく、吸水能の高

い根の分布が根重の小さい層位に比較的多いことが推定された。

青刈ソルガムの根は地下水面下にはほとんど伸長しないので、C系列の試験では20cmより下方にある根は地下水位を20cmから50cmにさげたあとで伸長したものと考えてよい。この系列の試験では、深さ25cmの位置の水分消費割合は、根重が比較的少ないにもかかわらず、最も大きいのは、新しく伸長した根系の吸水能力が大きいことを示しているものと思われる。

地下水面を持たない畑で栽培された作物の水分消費型は、生育時期や降雨分布で変動があるが、一般には根系分布に似て表層消費型をとる場合が多い¹⁾。本試験の結果がこれらとは異なり下層の消費割合が大きかったことは、根系分布域の下方に地下水位があったことの影響が大きいと思われる。

長谷部¹⁾はトウモロコシは水陸稲に比べて下層の消費割合が大であること、また浅い作土層の下に透水性の低い緻密な下層土が存在する場合、または一時停滞水位の高い場合には、一般的な形である上層より40, 30, 20, 10%の消費型に比して、下層の消費割合が増大する傾向があることを認めている。

青刈ソルガムは深根性で耐干性であるといわれ、また上記のような土壤水分条件もあって、普通畑での一般作物と異なった水分消費型をとったと考えられる。

このポット試験では1日当りの蒸発散量は36~57mmに達し、圃場規模の栽培条件における8mm程度^{3), 8)}に比べると大きな違いがある。これは個体重当りの土壌占有面積(土壌量)や光、通風条件の違いからくるもので圃場規模の栽培条件の場合には当てはまらない。また根の垂直分布も圃場とは異なると考えてよい。しかし、根重分布と水分消費型との対応が認められないこと、そしてかなり下位の層で水分消費割合が大きいことなどは、地下水面が根の伸長域近くにある圃場ではあり得るように思われる。

この試験の結果と圃場条件とのつながりを求めるために、地下水位設定可能な有底コンクリート枠(面積18m²、深さ1.1m)で試験を行っており、毛管上昇速度の検出なども含めて、別途取纏める予定である。

5. 要 約

地下水面上の土層における水分消費型を知るために、多孔質の素焼製給水管を10cm毎の深さ別に設置した特製

ポットに青刈ソルガムを栽培した。給水管の吸引圧は地下水位からの高さに対応させ、一部は各高さとも吸引圧が50cmH₂Oになるよう設定した。水分消費型は各深さの給水管から消費された水量から算出した。吸水活動が最も盛んであった2番草の生育期の水分消費型を根重の分布との関連で検討し、次の結果を得た。

1) 地下水位20cmの場合は上位の層から地下水位まで、ほぼ同じ程度の水分消費割合であった。

2) 地下水位50で、各位置の給水管の吸引圧が地下水位からの高さに対応している場合は、水分消費割合は中位ないし下位の層が大であった。根重の分布は上位の層ほどの大であった。

3) 1番草期間地下水20cm位、2番草期間地下水位50cmに設定した場合には、深さ25cmの位置での水分消費割合が最も多かった。この部位の根の大部分は地下水位を50cmにさげた後で伸長したものであり、新しい根系の吸水能が高いことを示していると思われる。しかしこの層位の根重は比較的少なかった。

4) 各位置の給水管の吸引圧を位置に関係なく同一に設定した場合でも、水分消費割合は中位ないし下位の層が大きかった。この場合も根重分布割合は上位の層ほど大であった。

引 用 文 献

- 1) 長谷部次郎・河野 広・横井 肇：東近農試研報(裁2部)4, 23~29(1963)
- 2) 鴨田福也・谷口利策・加藤一郎・坂田公男：東近農試研報24, 76~93(1972)
- 3) 水之江政輝・長谷部次郎・河野 広：畑灌研究集録VIII, 農林水産技術会議事務局, 218~220(1965)
- 4) 玉井虎太郎：畑灌研究集録VI, 農林省振興局研究部, 443~434(1961)
- 5) 玉井虎太郎：農及園, 46, 1628~1632(1971)
- 6) 上野義視・諸遊英行：中国農研, 43, 27~28(1971)
- 7) 上野義視・諸遊英行：土肥要旨集, 18, 82(1972)
- 8) 上野義視・諸遊英行：土肥要旨集, 22, 109(1976)

水田に隣接した園芸施設内の地下水位について

佐藤 寛*・古木 敏也*

On the Ground Water Level inside of the Horticultural House Abutting
on the Paddy Field

Hiroshi SATO Toshiya FURUKI

*Department of Land Improvement, National Research Institute of
Agricultural Engineering*

Summary From a view point of the utilization of the ground water with free surface for the horticultural facilities unblessed with available water, the mechanism of the ground water variation should be investigated for the horticultural house installed in the alluvial paddy fields.

Herewith, a few informations were [obtained from the management of irrigation and drainage in the paddy fields, and the quantities of water consumption from roots of crop (cucumber) respond to the ground water variation. These consequences are summarised as follows ;

(1) The free water level under the field surface always goes up and down the paddy fields, owing to the seasonal water management.

These fluctuations of seasonal water level is cyclic for one year precisely.

Then, the water level inside of the house also moves following the fluctuation in paddy field around, and the response is sensitive. It takes within a day or so that the ground water level movement inside of the house about 10 meters from the boundary responds to outside.

(2) It was observed that water level was going down owing to the water consumption from roots of crop. Particularly, in this case, when the value of the water consumption exceeded 3~4 mm a day, the water lever went down remarkably.

(3) In case of the low ground water level, it was observed that the soil moisture was carried upwards as vapor near the soil surface. While the moisture in the form of the vapor moves up near the surface, it may be condensed to the available moisture, if the soil surface is wet with irrigated water. And this moisture ought to be utilized for the crop.

1. はじめに

農地における地下水位（自由面地下水を対象とする）は、異なる地目が接する場合、水平に保たれていない場合が多く、地下水流動が生じるのが普通である。一般に、深い排水路に接する農地では、排水路水位の昇降運動、降雨、カン排水、暗キヨ排水等により、地下水位が変動するのが知られている。また、このように急激な流入がない場合は、土中の降下浸透、作物による蒸発散が地下水位の変動に寄与する例もある。

当然ながら、水田地帯では地下水位が他地目に比べ高く、畑作物を対象とする施設においては、湿害対策上、

盛土基盤あるいは、排水明・暗キヨ形態が多くとられている。ここでは特に、低平地水田地帯に散在する園芸施設を研究対象とし盛土基盤における、地下水位変動の特性とその要因を追究した。

表1 試験施設の概要

地区名	飯 島	建ペイ率	86%
基 盤 面 積 (m ²)	水田上盛土 盛土高約0.75m (2100)	作 日	キュリ (年間3作)
ハウス 面 積 (m ²)	ガラス：4連棟 (1800)	用 水	地下水 ポンプアップ
		排水暗 キヨの有無	なし

* 農業土木試験場農地整備部

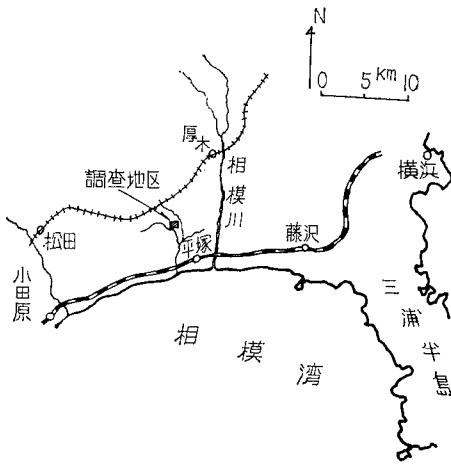
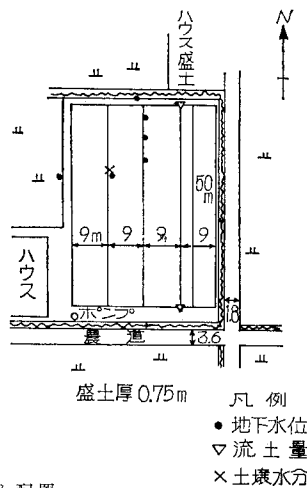


図1 試験地位置と配置



III 施設基盤の概要と土壌の物理性

1. 盛土の断面

施設盛土基盤と周辺の標高は図2に示すとおりであり以後述べる地下水位については、主としてこの断面に対応するものである。

2. 土壌断面、透水係数

図3に調査結果を示す。本地区は、沖積水田上に山土を搬入盛土したもので、水田土壌とは土性的には異なるが、透水性に大差は認められない。

3. 三相分布、pF～水分量

3. 図4, 5にそれぞれ、pF 2.5における三相分布とpF～水分量曲線を示す。図5の固相率を見ると、耕盤以下での顕著な差はなく、造成時の施工の良さがうかがわれる。また、図4より、粗間ゲキが、10, 20cm深さで

II 研究方法

神奈川県平塚市郊外の盛土基盤上に構築された、ガラスハウスを対象とし(図1に示す)、主として、地下水位、土壌水分量、蒸発量、カン水量を観測することにより、作物消費水量、地下水位変動特性を把握しようとした。施設の概要は表1に示すとおりである。

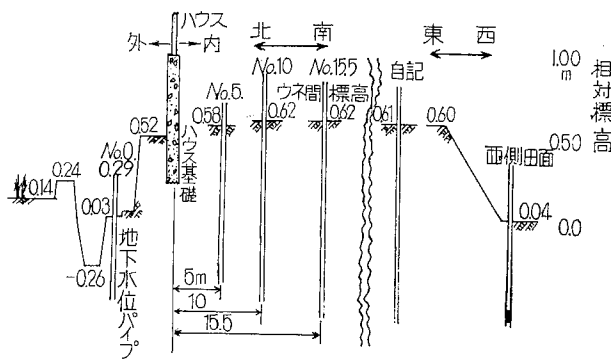


図2 盛土の断面

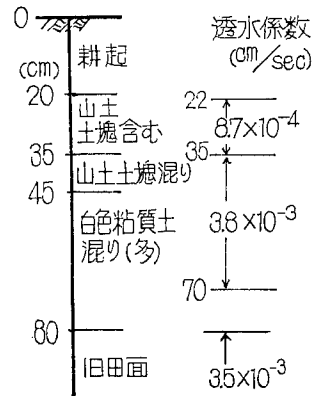


図3 土壌断面

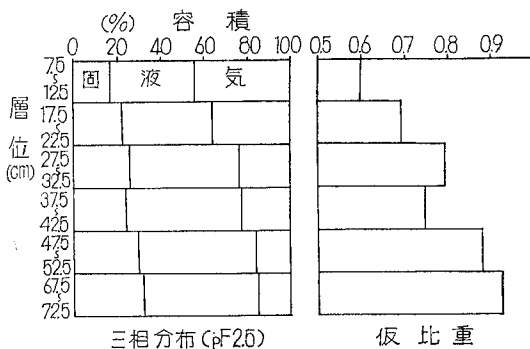


図4 三相分布と仮比重

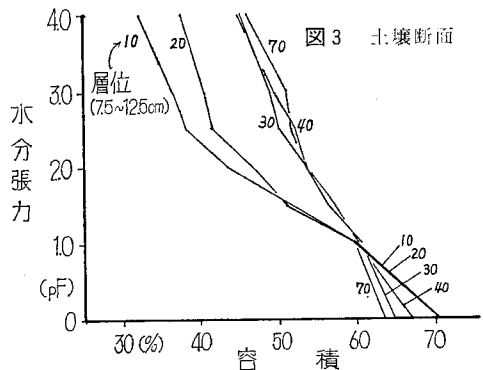


図5 pF～水分量曲線

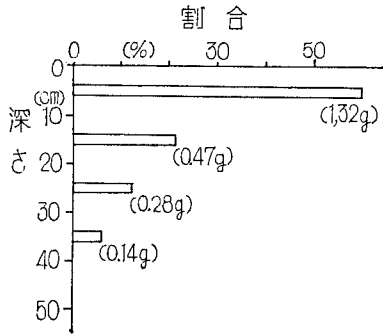


図6 根群分布

約20%(体積), 30, 40, 70cm深さで7~10%となっており, 透水性の良いことがわかる。

4. 根群分布(キウリ)

49年10月6日定植のキウリに対して, 50年1月21, 22日(1作完了直後)に根量調査を行った。採取は2株分行ない, 主幹を中心に置いた0.3×0.6m²の矩形断面の柱

状土塊の各層を, 根洗い(2mmフルイ水中シントウ), 炉乾燥後秤量したものである。結果を図6に示す。これによると, 表層分布型となっており, 30cm以深の層には10%未満の根量があるに過ぎず, 特に表層から20cmまでに80%以上の集中を見ている。よって0~20cmを主根群域と考えることができよう。

IV 結果

1. 期別地下水位について

水田地帯における地下水位は, 地区全体の用水需要量の変化に応じ, 比較的広域に変動するのが一般的であり, 時期的水田水管理の実態を先ず知っておく必要がある。本地区では, 水利権が6月初め~9月中旬に設定されており, 上下流部に数日の差はあっても, 平均的には代カキ, 田植えが6月1日~15, 中干し7月下旬~8月上旬, 落水9月中旬頃となっている。これに対し, 施設内キウリの作付けは, 春作の促成, 夏作, 秋~冬作の抑制と, 年間3作を基本型にしており, このうち夏作がほぼ水田のカンガイ期に, こ

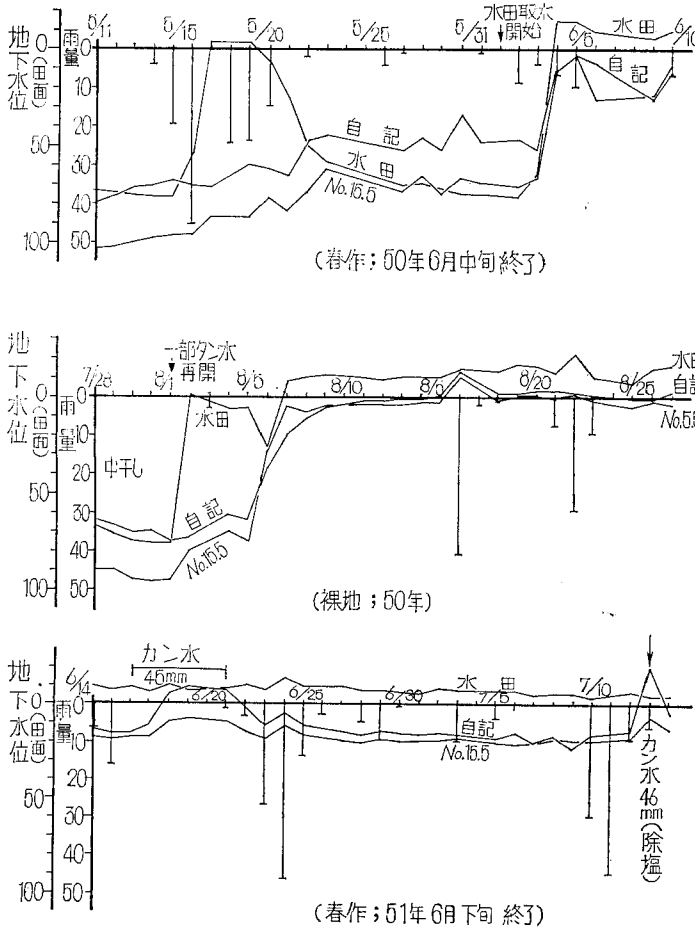


図7 期別地下水位

表2 隣接水田に対する各点地下水位の相互相関係数

期	遅れ(日)	自記計地点 (水田境界より11m内部)	No.15.5地点 (水田境界より20m内部)	備考
50年 4月	0	★0.737	★0.790	水田 非カン ガイ期 (5月31 日まで) 春作
	1	0.706	0.736	
	2	0.649	0.660	
	3	0.587	0.619	
	4	0.531	0.575	
	5	0.492	0.532	
	6	0.442	0.482	
50年 7月	0	0.769	★0.824	中干し 期 (8月5 日頃ま で) 裸地
	1	★0.784	0.800	
	2	0.783	0.775	
	3	0.769	0.733	
	4	0.775	0.724	
	5	0.721	0.729	
	6	0.625	0.494	
51年 6月	0	★0.471	0.393	カン ガイ期 (春作 終了6 日末)
	1	0.423	0.304	
	2	0.370	0.304	
	3	0.270	0.304	
	4	0.358	0.393	
	5	0.366	★0.473	
	6	0.186	0.205	
7	0.294	0.292		

(注) 3個の移動平均値をデータとし, ★印が最大値である。

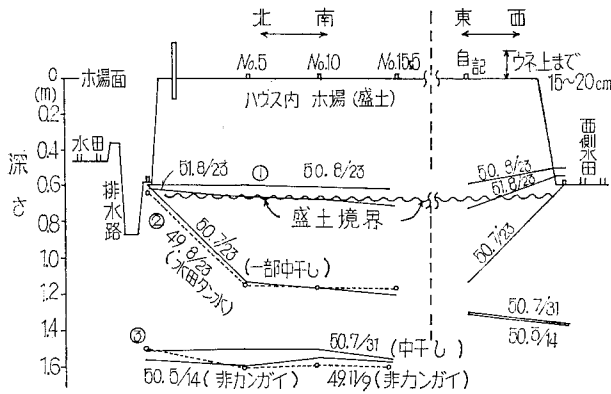


図8 期別地下水水位縦断面図

れ以外の抑制，促成は非カンガイ期に相当している。

図7に時期別水田地下水水位の変動状況を図8にこれに対応した施設内地下水水位の代表的断面を示しているが，水田の用排水操作に応じて大きく変動し，応答も迅速であることがうかがわれる。このことは，地下水水位測水管No.0（水田），自記計地点，No.15.5の間の相互相関係数を示した表2で傾向が読みとれる。表中の★印が相関のピークであり上，中段ともに水田水位の変動とともに，施設内水位も変動が大きい。下段は水田水位に変動が少ない時期で，極端に大きいカン水による影響が現われるため，高い相関になっていないが，いずれも地下水波（河海等の水位の振動に伴って，これに接した地下水面にも振動が伝わること）の応答時間としては1日以内と見ることができる。また，低い地下水水位条件から，水田タン水によって地下水水位が急激に上昇する場合は，地下水波の伝播よりむしろ，不透層の位置が比較的浅い（水田面下約1.5~2.0m）ため，水平方向の地下水流入

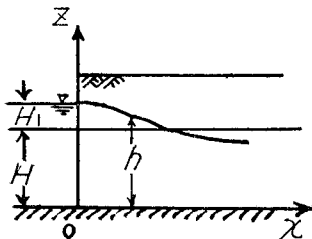


図9

連続の式 $\lambda \frac{\partial h}{\partial t} + H \frac{\partial u}{\partial x} = 0$ と

運動の式 $\frac{1}{\lambda g} \frac{\partial u}{\partial t} = - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{u}{k}$

(ただし $h = z + P/\rho g$)

から，外水位の変動に対する内陸部自由面地下水水位の振動に関する基礎方程式

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \frac{1}{g h} \cdot \frac{\partial^2 h}{\partial t^2} - \frac{\lambda}{k H} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = 0$$

が得られる。

ただし 波速 $(= \frac{2 \pi}{T} : T : \text{周期})$

t : 時刻

k : 透水係数

また，土中水の流速が小さいので，加速度項（第2項）を無視し，σが微小値であることを考慮すると，x=0で水位の正弦的变化

$$h = H + H_1 \sin \sigma t$$

を満たす解は，

$$h = H + H_1 \exp \left(- \sqrt{\frac{\lambda \sigma}{2 k H}} \cdot x \right) \sin \left(\sigma t + \sqrt{\frac{\lambda \sigma}{2 k H}} \cdot x \right)$$

となり，地下水波の伝播速度

$$v = \sqrt{\frac{2 \sigma k H}{\lambda}}$$

が得られる。

この式に， $k = 3 \times 10^{-5}$ (m/sec)， $\lambda = 0.3$ ， $H = 2 T = 7$ 日（50年6月2~6月4日における上昇部を適用）を入れると， $v = 6.5 \times 10^{-4}$ m/sec となり，内陸部10m地点で，約1.7日要し，非常に速い傾向がでている。

2. 作物消費水量と地下水水位

図8の施設内地下水水位の縦断面を見ると，水田カンガイ期と非カンガイ期より，3つの型に分けることができた。②，③はいずれも作物が栽培されている場合であるが，①の型はカンガイ期に作物を栽培していない（裸地）場合であり，このことは，作物による水分消費が地下水水位昇降の要因となることを想定させる。

そこで，①と②の状態の間における水分の収支について考えてみる。

まず，①の状態において，各深さ別の土壌水分張力は表3に示すように，ほぼ毛管容水量（各毛管ポテンシャルにおける最大容水量）に相当しており，この期間，安定して下層からの補給水があったことを表わしている。

表3 土壌水分観測値 (50.8/15~8/28)

	pF 値				地下水水位	データ数	備考
	深さ 10cm	20	30	50			
平均値	1.69	1.55	1.41	1.03	0.59		
標準偏差	0.02	0.04	0.02	0.08			12裸地
水分量 (容積)	48.5	50.6	57.0	59.5			

すなわち，土壌面蒸発量分の毛管補給が行なわれていたことになるが，この量を知るためには，土壌面蒸発を制御する条件（土湿，気温，気湿，日射等）を等しくし

た。測定値が必要であり、現場の条件に合う実測例は少ない。この条件のうち、土性および地下水位を類似させた実験例によると²⁾、ほぼ計器蒸発量の半分が土壌面蒸発量とされている。よって①の時期における計器蒸発量が日平均約4mmと観測されているので、2mm/day程度が、土壌面蒸発量ということになる。

これに対し、施設内での土壌面蒸発量の実測結果を表4に示す。()内数字が土壌面蒸発量である。これによると、地下水位および土壌水分量に対する傾向性はつかめないが、計器蒸発量の6~8割の土壌面蒸発が見られた。

表4 ハウス内土壌面蒸発量観測値

(1) ウネ部、通路部の蒸発量(キュウリ栽培中)

	区 分	6 月		
		7 日	8 日	9 日
(蒸発量) (mm) 含水比 (%)	通路	(1.8) 60.2	(1.4) 56.0	52.5
	ウネ	(1.0) 58.3	(0.6) 54.2	51.8
10cm深さの水分張力(pF)	通路	2.68	2.62	2.61
	ウネ	1.68	1.25	1.22
φ200計器蒸発量(mm)		2.5	2.1	

地下水位：地表面下0.97m

(2) 下層からの水分補給量(裸地)

		7 月		8 月	
		12日	13日	3日	4日
(蒸発量) (mm) 含水比 (%)	A	(1.1) 57.8	55.3	(1.2) 39.8	36.9
	B		57.6		42.3
10cm深さの水分張力(pF)		1.96	1.97	2.74	2.80
φ200計器蒸発量(mm)		2.0		1.4	
地下水位地表面下(mm)		0.75		1.15	

(注) (1), (2)とも測定は100cc円筒を使用、3個の平均

なお、測定は100cc円筒にて表層0~5cmを採土、秤量後下ブタ付きで再度埋め込み、水分量の減少を見たものである。(1)のウネ部においては、キュウリの樹下での測定であるため、小さい値をとったものと考えられる。(1)

(2)表とも、いずれも計器蒸発量が小さい日に当たったが、この時期には、3~5mm/dayの蒸発量が平均的であったので、土壌面蒸発量も3mm/dayを越える日もあったと考えてよいであろう。

(2)表に、下層からの水分補給量に関して掲げている。これらいずれも100cc円筒にて採土後、A欄では7、8月ともに下ブタ付きで埋設し、B欄では7月がフタなし埋設自然状態、8月が上ブタ付きで埋設(上面からの蒸発防止)したものである。これによると、7月12日A欄と13日B欄の数値はほぼ等しいことから、サンプル間に差がないものと考えて、57.8-55.3=2.5(%, 含水比)の水分補給となる。同様に8月においては、39.8~42.3=2.5(%)の下層からの補給と、39.8-36.9=2.9(%)の蒸発による水分消失が生じたことを示している。すなわち、下層からの水分補給が、液体が気体か液体か気体かは別として、継続的に行なわれることを表わしていよう。よって表3に示される土壌水分張力の変動が小さい、いいかえれば各層の水分が安定している時期の土壌面蒸発量は常に下層から補給されていたことになる。

一方②の型においては、作物根による吸水が加わるので、地下水面の凹配による水田からの地下水流入と、地表カン水とのバランスで形成されていると考えられ、両者の和が、施設内必要水量に相当する。キュウリはソ菜の中でも要水量が大きく、日蒸散量を5mm程度考慮すると³⁾、これに裸地面からの蒸発量をいく分見込み6~8mm/dayの用水を必要とすると考えられることができる。しかし、以上はいずれも局所的な水分収支を中心に算出しているため、これに対し、やや無理な点もあるが、大ざっぱに以下により、地下水位低下と地下水の上方補給に関して計算を試みた。

図10に示すようなモデルに対して、地下水面の高低が少なく、鉛直断面内での水平流速が一樣であると仮定して、ブーネスクから導かれる定常解、

$$H = \frac{w}{k} \cdot x(L-x) + H_0 \text{ から}$$

地下水位分布を計算することができる⁴⁾。

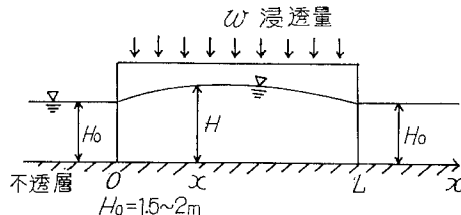


図10

ここで、①の型に対して $w = -3 \text{ mm/day}$
 $k = 3 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$, $L = 40 \text{ m}$ とすると、 $x = 10 \text{ m}$

で $H = -0.3 + H_0$ が得られ、外水位より30cm 低下することが知られている。 w は本来重力水の浸透量であることから、この場合、毛管水の移動に対応する k を検討する必要があるが、この k を最大値と考えると外水位より30cm以上低下するということになる。②の型では上方からのカン水による水分補給があるため、 w が一定でなく、鉛直方向に複雑な水分分布を示すので、地下水面コウ配から、地下水流入量を試算する。

図11において地下水面コウ配が非常にゆるやかであるとすると

$$Q = \frac{k(H_1^2 - H_2^2)}{2L}$$

から計算でき⁵⁾、 $k = 3 \times 10^{-5}$ m/sec、 $H_1 = 1.5$ m、 $H_2 = 1.0$ m、 $L = 20$ m (ホ場中央までを地下水面コウ配一定と仮定) に対して、地下水流入量は水深にして 4.7 mm/day、同じく $H_1 = 2.0$ 、 $H_2 = 1.5$ に対して 6.6 mm/day となった。

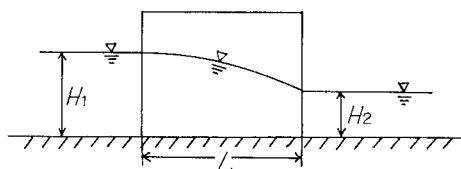


図11

しかし、この期間のカン水量は日平均49年度が2.7mm、となっていて、上記のうち小さい方に対し7.4mm、大きい方に対して9.3mmが施設内で消費されたことになり、前記の6～8mmに比較し、やや過大な数値となっている。また、地下水面から主根群(地表面下20cmとする:前出)までの高さが約90cmで、本土壌における毛管上昇高の上限に近く、この間で直接5mm/dayの毛管水の補給量は例がないと考えられる。よって、本施設に対して強いて値を示せば、3～4mm/day程度の地下補給が地下水面の大きな低下を招くことなしに可能であることとなる。

V 考 察

1. 施設内地下水位の期別変動

施設内地下水位は、周辺水田の用排水管理と密接な関係があり、水田の作期に対応して明確な差が生じた(図7)。水田と施設基盤の透水性にもよるが、地下水面変動の伝播は地下水流動に比べ非常に速い。

2. 作物消費水量と地下水位

水田用排水管理は、正確に1年周期をとるので、毎年同時期にほぼ同一地下水位を再現するが、施設内では作

物の有無により地下水位に差が認められた。これは、土壌面蒸発および作物蒸散による、地下水の上方移動のためと考えられ、本施設ではその量が3～4mm/dayを超過した場合、地下水位の顕著な降下が現われるものと推定された。

なお、 $H = w \cdot x \cdot (L - x) / k + H_0$ において、粗間ゲキ量が小さく(透水性小)また、不透層が深くなるに従い、それぞれ、地下水面のコウ配が大きくなること、鉛直断面内での水平一様流速が崩れることで、前出の仮定に合わなくなる。

3. 土壌面蒸発

計器蒸発量が、周囲の空気の温、湿度、日射等に直接制御されるのに対し、土壌面蒸発量は、これらに加え、土壌中に蓄積された熱エネルギーの大きさが重要な因子となる。施設内は露地に比べ貯熱量も大きく、熱放出も大きいと考えられ、放射熱あるいは蒸発の潜熱として放出されている。すなわち、毛管水の地表面蒸発のみならず、地中での蒸気体による上方移動も含まれ、特に表4(2)の8月においては、この現象が認められよう。

地表カンガイがある場合には、上昇した地中蒸気が凝結するために、深部の地下水もまた用水として利用されているものと考えられる。

また粗間ゲキ(普通pF 1.5以下の間ゲキ)を主として通る飽和透水に対し、毛管水はこれより小間ゲキ(毛管間ゲキ、特に通水量的にはこのうち大間ゲキ)を通るので、毛管水の蒸発と透水係数 k とは直接には関係ないが、現実の土壌においては、粗間ゲキとこれに連続する毛管大間ゲキの量には正の相関が存在する。よって実用上 k を測定することにより、蒸発散量も推定することができよう。

VI おわりに

水源確保条件の悪い施設園芸における地下水利用の点を念頭におき、述べてきたが、さらに有効利用のための、基盤土壌の物理性と造成法、毛管伝導度と k との相関、有効根群と吸水性の問題を細かく詰めて行く必要がある。

参 考 文 献

- 1) 本間 仁、石原藤次郎：応用水理学上207～208、1971
- 2) 上村春美：農業技術研究所報告、F13、1961
- 3) 東海農政局：畑カン立地区分調査参考資料、1965
- 4) 田辺邦美、田中明ほか：九大農学芸誌、105～113、1974
- 5) 水理公式集：231、1971

温度勾配下の不飽和水分移動

宮崎 毅*

Unsaturated Soil Moisture Movement under the Effect of Temperature Gradient

Tsuyoshi MIYAZAKI

Faculty of Agriculture, University of Tokyo

I はじめに

土壌の比熱は、乾燥しているほど小さくなる。このため、水田に比べて地表面が乾燥している畑地などでは、太陽の輻射熱によって地表が暖められやすい。同時に畑地では団粒構造も発達して土の熱伝導率が低いため地表面下数10cmの層では大きな温度勾配を生じていることが知られている。このように温度勾配の影響を受けた土壌中の水がどのような性質と挙動を示すかについて、近年土壌水運動理論の中での関心が高まって来た。この問題を解明するためには、水(液状水、水蒸気)の諸物性値が温度によって変化すること、水の気液相変化や液状水と固相との相互作用にも温度が影響すること、及び溶質と溶媒としての水との相互作用にも温度が影響することなどが、土壌においてはどのような現象として現われるのかを明らかにしなければならない。残念ながら、現在これらを全て考慮に入れた統一的な理論は確立されていない。また、個々の現象についても、明らかにされていない部分が少なくない。

本小論では、この問題に関する研究の現状を概観し、今後の研究課題を明らかにしようとするものである。な

お、主として土壌水中に溶質を含まない場合に問題を限定した。

II 実験的事実

温度勾配下の不飽和水分移動の実験の代表的なものを表1に示す。以下、これらの実験によって示された事実を記述しよう。

土壌に対し、人工的に温度差を与えて水分量変化を観測するという初歩的な研究は、Lebedev (1912, 1913), Bouyoucos (1915)²⁾等によって開始されたが、その特徴を最も良く表わすデータを示したのはJones and Kohnke (1952)²³⁾である。すなわち、彼らは均一な土柱を、図2のようにある位置を境にして左右の温度が異なるように制御した。そして、低温側の全含水量と高温側の全含水量を測定し、水分移動量を算出した。

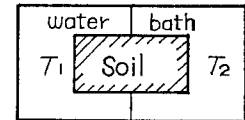


図1 Jones and Kohnke²³⁾の実験の概念図

その結果

- 1) Net flux は低温側へ向かう。
- 2) Net flux には、ある pF 値に対応した鋭いピー

表1 温度勾配下の不飽和水分移動の実験例

実験者	試料の種類	温度勾配	実験の主要な目的
Brawand and Kohnke (1952) ³⁾		(フィールド)	年間のホ場での凝縮量測定
Jones and Kohnke (1952) ²³⁾	砂, シルト, ローム	—	初期含水量と水分移動量の関係
Gurr, Marshall and Hutton (1952) ¹⁹⁾	砂, ローム	1.6°C/cm	初期含水量と水分分布変化の関係
Taglor and Carazza (1954) ⁴²⁾	シルト質ローム	1.5~1.7	水蒸気移動と液状水移動の分離
Globus (1960, 1962) ³⁸⁾	レス状ローム	1.0	水蒸気移動と液状水移動の分離
鈴木 (1962) ⁴⁰⁾	砂	1.0	J ₁ と J ₂ の適用性注)
Jackson, Rose and Penman(1965) ²²⁾	砂, (土)	1.0	水蒸気移動と液状水移動の分離
Abramova (1968) ¹⁾	半砂漠地帯	(フィールド)	地表面下の水の循環の実態測定
Cassel, Nielsen and Bigger(1969) ⁹⁾	砂質ローム	0.5	J ₁ と J ₂ の適用性
宮崎, 雨宮 (1973) ²⁹⁾	砂丘地	(フィールド)	地温と地表面下の水分移動との関係
宮崎 (1976) ³¹⁾	砂	1.0~1.5	水蒸気移動と液状水移動の分離

* 東京大学農学部

注) J₁, J₂ は各々本文中の(1), (2)式を表わす。

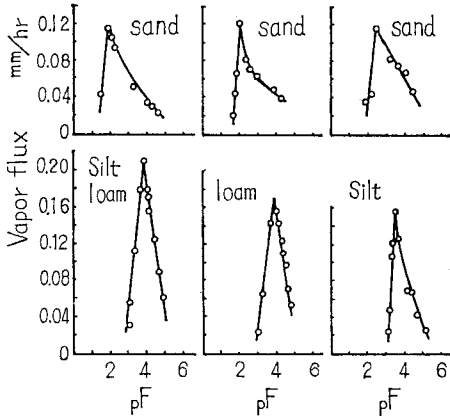


図2 Jones and Kohnke²³⁾ の実験結果。(たて軸は Net flux とするのが正しい。)

ク(最大値)が存在する。という特徴を認めた(図2)注)。これは Bouyoucos²⁾ の実験結果と一致している。

Gurr, Marshall and Hutton (1952)¹⁹⁾ は、塩化物を溶解させた水を土壤試料に均一に分布させて種々の初期含水比とし、これを容器に充て込んで密閉し、外部から温度勾配を与え、水分分布と塩化物分布の変化を測定した。その結果

- 1) 適当に乾いた土壤中(pF 3.2~6.5の間)では低温側の含水比が増加し、高温側の含水比は減少する。
- 2) 非常に乾いた土壤(pF 6.5)と非常に湿った土壤(pF 2.0以下)を除くと、乾土 100g 当りの塩化物

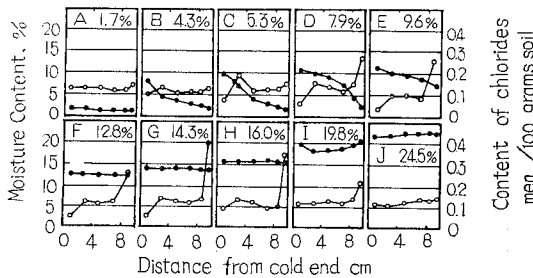


図3 Gurr, Marshall and Hutton¹⁹⁾ の実験結果。●—最終水分分布, ○—最終塩化物分布, 図中数字は初期含水比を表わす。図の分布は5日後のものである。

注) Jones らは、この Net flux は Vapor flux に等しいと考えたが、現在ではこれは誤りであるとされている。

濃度(初期濃度は 0.13~0.15me)は低温側で減少し、高温側で増加する。

- 3) 1)に述べた低温側の含水比増加は、それが全て水蒸気拡散によってもたらされると仮定すると、

Penmanの式で予測される量を最大3.6倍上まわる。という事実を示した(図3)。この中で2番目の事実は、低温側に集積した液状水が高温側へ移動したことを初めて示したものである。3番目の事実は、その後の土壤中水蒸気移動の研究の中心的テーマになった貴重なものである。

Taylor and Cavazza (1954)⁴²⁾は、土柱を温度勾配方向と垂直に4ヶ所切断して各切片を1~10mmずつ離し、切断しない場合と比較しながら全体の水分分布変化を調べた。その結果

- 1) 土柱を切断した場合は、切断しない場合に比べて

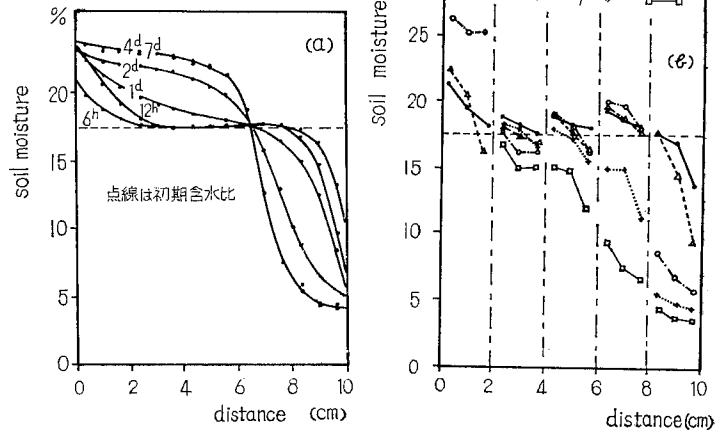


図4 Taylor and Cavazza⁴²⁾の実験結果。(a)は切断を入れない場合、(b)は切断した場合の水分分布を示している。

低温側の含水比増加と高温側の含水比減少が共に著しくなる。

- 2) 土柱を切断した場合に低温側切片に蓄積される液状水は、Penmanの式で予測される水蒸気移動量の約10倍になる。

という事実を示した(図4)。これは、低温側に集積した液状水の逆流の存在、及び Penmanの式の非適用性という点で、定性的には Gurr らの実験事実と一致している。

Globus (1960, 1962)³⁸⁾は、土柱の中央断面に厚さ1cmの疎水性石英砂層を挿入して、ここでの液状水の連絡を切断し、温度勾配下の水分分布変化を調べた。これを

疎水層を挿入しない場合と比較することにより

- 1) 低含水比の土中では両者の水分分布は一致する。
 - 2) 高含水比になればなるほど、疎水層を入れない場合の水分分布変動の方が、相対的に大きくなる。
- ことを示した(図5)。これは、Globus によれば高温側から低温側へ移動する水分には、水蒸気と共に液状水も含まれていることを示すものとして把握されている。

Jackson, Rose and Penman (1965)²²⁾は、Gurr らに習って、NaCl をトレーサーとして用いることにより、水

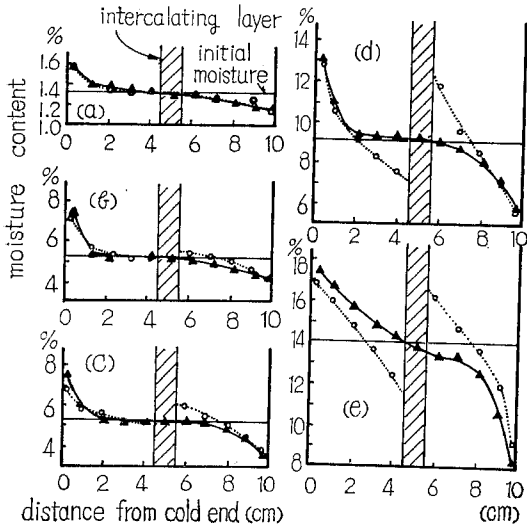


図5 Globus²⁸⁾ の実験結果。

-▲-疎水層が無いときの最終水分分布,
 ...○...疎水層があるときの最終水分分布。

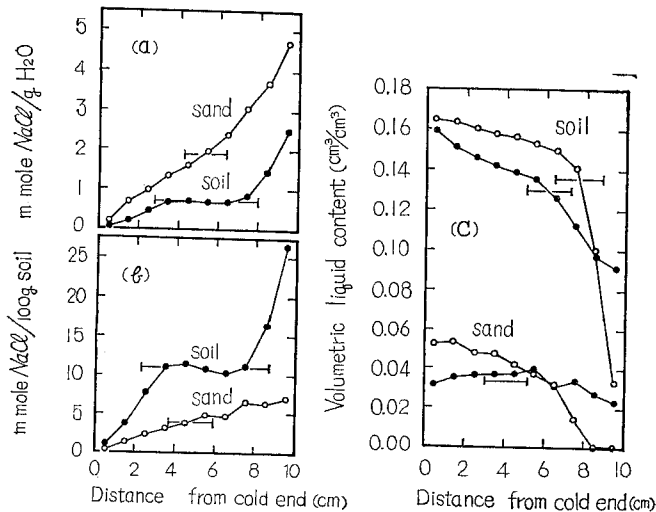


図6 (a, b, c) Jackson, Rose and Penman²²⁾ の実験結果。(a)は NaCl 溶液濃度分布, (b)は乾土100gあたりの NaCl 分布, (c)は水分分布を各々表す。各図の分布は12日後のものである。

蒸気の高温側から低温側への移動と液状水の逆流が存在することを確認した上で、溶液の濃度変化に着目した。その結果、

- 1) 高温側数cmの層内では溶液濃度が増大し、高温側に近づくほどそれは著しい。
- 2) 低温側数cmの層内では溶液濃度が減少し、低温側に近づくほどそれは著しい。
- 3) トレーサー入りの試料と純水のみを含む試料との水分分布には、かなり明瞭なずれが現われる。

という事実を示した(図6)。Jackson らは、溶液濃度の増加はその位置で液状水の蒸発があったためであり、溶液濃度の減少はその位置で水蒸気の凝縮があったためであると考えている。

宮崎(1976)²¹⁾は、やはり NaCl をトレーサーとして用い、容器の高温側のみを高温多湿の外部空気に接触させる方式で温度勾配下の水分分布と NaCl 分布の変化を調べた。その結果

- 1) 高温側では、含水比が低いときは含水比の増加と NaCl 溶液濃度の減少があり、含水比が高いときには含水比の減少と NaCl 溶液濃度の増加がある。
- 2) 低温側では常に含水比の増加と NaCl 濃度の減少があり、低温側に近づくほどそれは著しい。

という事実を示した(図7)。宮崎は、Jackson らと同様溶液濃度の変化は水蒸気の凝縮や液状水の蒸発を示すものと考えたが、更に凝縮後の液状水の移動による溶液濃度分布の変動も影響しているものとしている。

以上は、全て室内実験において示された事実であるが、ホ場実験の例はこれに比べて極めて少ない。

Brawand and Kohnke (1952)⁹⁾ は、地表面に金属製の皿を5種類セットして、大気から地表面に凝縮する水分量と地下から地表へ上昇して凝縮する水分量とを年間を通して測定し、両者が同程度の量であることを示した。

Abramova (1968)¹¹⁾ は、コンデンショメーターと名づけた容器を地中のいろいろな深さに埋めこみ、この容器中の水分量変化を約1ヶ月毎に測定し、温度勾配と逆の方向に水蒸気が移動している事実を捉えた。

宮崎、雨宮(1973)²⁹⁾ は、砂丘地で一昼夜の地温分布と含水比分布変動を測定し、地温分布の変動に伴った水分移動が常に生じていて水分分布が変動していることを示した。

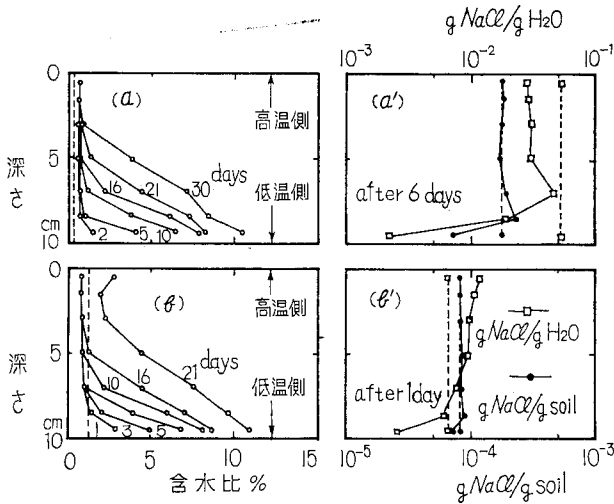


図7 宮崎³¹⁾の実験結果。

(a)は初期含水比 0.3%のときの水分分布, (a')は 6 日後の NaCl 分布, (b)は初期含水比 1.2%のときの水分分布, (b')は 1 日後の NaCl 分布。点線は初期含水比, 初期 NaCl 濃度を表わす。

温度勾配下の不飽和水分移動として従来明らかにされて来た実験事実の概要は以上のようなものである。これらの事実、土の種類による現象の違い、与えた実験条件や測定方法の違いによる結果の違いなどについてはほとんど何も明らかにできず、断片的事実の集積とも言える。水分分布について見てみると、どの場合でも高温側での含水量低下と低温側での含水量上昇が認められる。ところが、このような水分分布変化が、液状水移動によって生じたか水蒸気移動によって生じたのか、そのときの土中の蒸発や凝縮の影響はどうか、などの点については、全ての結果を説明し得る実験データが存在しない。たとえば、Taylor ら⁴¹⁾は液状水移動を切断することで水分分布の変化量が増大したが、Globus³⁸⁾においては逆に減少している。また、水蒸気移動量の測定値にも不一致が多い。このような事情にある実験的事実を統一的に把握するためには、理論的アプローチが不可欠となる。以下に理論的把握の現状を見て行こう。

III 水蒸気移動理論の適用性

高温側から低温側へ土中を拡散移動する水蒸気量を表わす式は、2種類ある。

$$J_1 = \alpha a J_s, \quad (\text{g/cm}^2 \text{ sec}) \quad (1)$$

$$J_2 = \epsilon \zeta J_s, \quad (\quad) \quad (2)$$

ここで、 J_1 は一般の多孔質体中に凝縮をしないガスが充満していてこれが拡散する場合の古典的な式である。ただし J_s は、Stephan のガスの方拡散の式、 α は実

験的または理論的に決められる多孔質体の抵抗係数、 α は多孔質体中の気相率を表わす。ガスが水蒸気である場合、 α の値は普通 Penman が実験的に定めた数値 0.66 が用いられているので、 J_1 を Penman の式と呼ぶこともある。 J_2 は Philip and de Vries (1957)³⁶⁾ が、多孔質体間ゲキ内の温度勾配と多孔質体全体の平均温度勾配との比 ($=\zeta$) を理論的に求め、同時に液島モデルを仮定して導いた式であり、 J_1 のおよそ3倍程度の値になる。 ϵ は間ゲキ率を表わす。

なお、実際に用いられている式として、 J_1 、 J_2 以外にも J_s に単純な補正係数 β をかけて移動量を表わすものも使われている (Cary, 1964⁷⁾、新庄、白井 1975³⁹⁾)。しかしこれらは β の値を実験値のみから求めようとする場合の表現に使われている。従って、ここでは、 β の物理的内容を積極的に表現している J_1 や J_2 の式について議論すれば十分であると考えられる。

水蒸気移動を表わす式はこれ以外には見当たらない。そこで、上記(1)(2)式の適用性を明らかにする試みが従来行なわれて来た。

鈴木(1962)⁴⁰⁾は砂を試料とした実験によって、 J_2 よりむしろ J_1 の方が適用性が良いと判断した。しかし、液状水移動の影響を無視したための誤差を考慮していない点は問題が残る。

Cassel, Nielsen and Bigger (1969)⁹⁾ は、砂質ローム土で実験した結果、 J_2 の適用性が非常に良いと結論した。彼らも液状水移動の影響をあまり厳密には評価していないようである。

Cary (1965)⁸⁾、新庄、白井 (1975)³⁹⁾ は、熱移動量の測定から水蒸気移動量を換算している。すなわち、不飽和水分状態の土壌の見かけの熱伝導率と真の熱伝導率との差を水蒸気の潜熱輸送に由来するものと仮定して、この測定値から水蒸気移動量を間接的に求めた。彼らの計算によれば、移動量は J_1 をはるかに上まわり、 J_2 の約3倍かそれ以上の値に相当する量が算出されている。

宮崎 (1976)³¹⁾ は、温度勾配下の砂中で低温側に集積する液状水が、初期の段階ではほとんど移動せずに低温側の層の含水比のみを増加させると考えて、その量を測定し、これが高温側から水蒸気態で移動した量であると仮定した。その際トレーサー NaCl を使い、液状で低温側へ移動する水も無いことをチェックした。その結果、

1) ある限界含水比 (風乾状に近い) より湿った砂中では、 J_2 の適用性が良く、それ以下の含水比では

J_1 の適用性が良い。

- 2) J_2 で移動するときの砂中では、個々の間隙において蒸発が優勢であり、 J_1 で移動するときには逆に凝縮が優勢である。

ことを示した。間ゲキ内の蒸発、凝縮過程について宮崎(1973)³⁰⁾はモデルによる理論的説明を行なった。

このように、水蒸気移動を表わす式の適用性の評価はまちまちである。そこで、次のような扱い方によって若干の実験データを比較してみよう。Taylor ら⁴²⁾、Cassel ら⁹⁾、宮崎³¹⁾はいずれも温度勾配下の水分分布の時間的変動を測定している。そこで、各々の場合で低温側 1 cm の土層の水分量変化に着目し、この層の水分増加が全て高温側からの水蒸気拡散移動とそれに続く凝縮のみによるものと仮定して予測をしてみる。予測のために式(1)、(2)を用いる。図 8 にその結果を示した。これは、それぞれ定められた初期含水量から出発して、時間経過と共に低温側厚さ 1 cm の層で含水量がどう変化したかを示したものである。

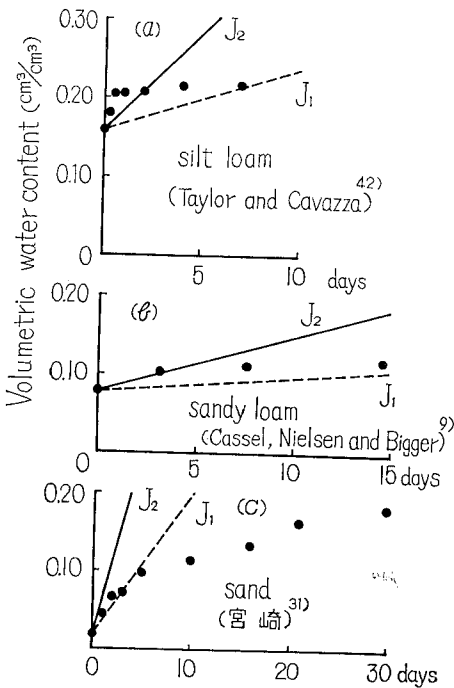


図 8 低温側 1 cm 土層中の含水率増加。点線は J_1 で予測される含水率、実線は J_2 で予測される含水率を表わす。●；実測値。

図 8 によれば、次のことが言える。

- 1) Silt loam では初期の実測値が J_2 による予測値を大幅に上まわり、2 日目以降の値は一定に近づく。

- 2) Sandy loam では初期の実測値が若干 J_2 を上まわるが、その後一定値に近づく。
3) Sand では初期に J_1 を上まわって J_2 に近いが、 J_2 を越えることはない、その後増加はゆるやかになる。

これらの比較から言えることは、土の粒子が細かいほど、低温側に向かう水分量は多くなるらしいという点である。数日後からは低温側の含水量増加はにぶるが、これは集積した液状水の高温側への移動によるものと考えてよい。低温側に集積する液状水が、土が細くなるほど多くなるという傾向が、水蒸気移動の特性によるものなのか、液状水移動の影響によるものなのか、現在明らかになっていないのである。温度勾配下の不飽和土壤中低温側に移動する水分量が、土の比表面積が大きい程大きくなることを示した Deryagin and Melnikova (1957)¹¹⁾のデータも、これと関連して興味深いものである。

同じようにして、今度は一定時間後の低温側 1 cm の土層の水分量変化を、初期含水率別に見てみよう。Gurr ら (1952)¹⁹⁾は loam で 5 日間温度勾配を与えた後に、また鈴木 (1962)⁴⁰⁾は Sand で 3 日間温度勾配を与えた後に水分分布を測定した。この測定値から、低温側 1 cm の土層の初期含水率、変化後の含水率、及びその J_1 と J_2 による予測値とを求め、図 9 に示す。

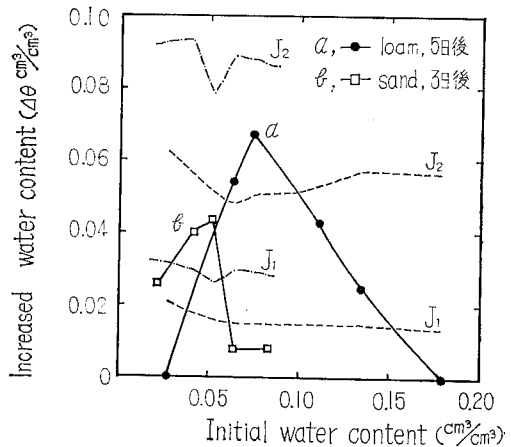


図 9 初期含水率と低温側 1 cm 土層中の増加含水率。a は Gurr, Marshall and Hutton¹⁹⁾ のデータ、b は鈴木⁴⁰⁾のデータから各々得られた値である。破線は a に対する予測値、一点鎖線は b に対する予測値である。

これを見ると、どちらも含水率は増加していて、ある初期含水率のときに増加が最大になっている。この最大値において、loam では J_2 による予測値を上まわるが、Sand では J_2 を下まわり、 J_1 をわずかに上まわってい

る。低温側の含水率は、集積した液状水の逆流によってある程度低められていると考えれば、高温側から低温側へ移動した水分量は、これらの実測値以上であることになる。現在のところ、これらの量を予測する理論もやはり得られていない。

いずれにしても、温度勾配下の水蒸気移動を表わす式の適用性は、液状水移動の機構や量を解明することによって、なお明確になると言える。

IV 液状水移動の理論

土壌中の液状水の状態やその透水性に対する温度の影響については、毛管ポテンシャル理論の中でも注意が払われて来た。この問題で初めて系統的に実験を行なったのは Moor (1940)³²⁾である。Moor は、毛管ポテンシャルが温度によって著しく変わることを、保水量や浸入率も温度変化に応じて複雑な変動を示すことなどを明らかにした。その後、温度と毛管ポテンシャルの関係を中心に、Gardner (1955)¹⁵⁾、Peck (1960)³⁵⁾、Wilkinson and Klute (1962)⁴³⁾、Chahal (1964)¹⁰⁾、Haridasan and Jensen (1972)²⁰⁾らが研究を行なって来た。彼らの示した共通の実験事実は、「同一含水量における毛管ポテンシャルは、低温度の方が大きくなり、その増加は水の表面張力の温度変化で予測される量より大きい」ということであった。

これは次の様にして確かめられる。いま毛管ポテンシャル ψ が水の表面張力 σ に正比例すると仮定するとき、同一含水量における ψ は、

$$\frac{\partial \psi}{\partial T} = \frac{\partial \psi}{\partial \sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial T} = \frac{\psi}{\sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial T} \quad (3)$$

と書ける。仮に $10^{\circ}\text{C} \sim 30^{\circ}\text{C}$ の範囲で考えれば表面張力の温度による変化は、近似的に

$$\frac{1}{\sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial T} = -2.1 \times 10^{-3} \text{ (}^{\circ}\text{C}^{-1}\text{)} \quad (4)$$

で与えられる。これを(3)式に代入すれば各 ψ に応じた温度補正値が推定される。ところで Gardner (1955)¹⁵⁾ の実測値によると pF 2.6 の砂では(3)による計算値の約 8 倍、pF 2.1 のマック土 (泥土) では約 25 倍の値が得られている。Haridasanら (1972) の測定値でも、シルト質ロームの場合 pF 2.5 で約 7 倍になる。

この点について、Peak, Chahal らは土壌中の封入空気の影響によって説明できると考えたが、Haridasan らは初めに土壌空気を CO_2 で置き換えること、脱気水を用いることによって封入空気の影響を排除したところ、やはり計算値より実測値が大巾に上まわることを見出した。

また、Haridasan らは温度と不飽和透水係数 K との関

係についても実験的に調べ、圧力の関数としての K は温度によっては変わらないこと、及び含水量の関数としての K は温度上昇によって増加することを見出した。Haridasan らは、前者の理由として、温度上昇は保水性を低下させるが故に K を低下させ、一方水の粘性が低下するが故に K は増加し、両者が相殺されるために見かけ上 K は温度によって変わらないものと考えた。

以上が、毛管ポテンシャル理論における温度の影響への認識である。これらは温度の影響が、水の表面張力や粘性のような物性値の変化を介して毛管ポテンシャルや不飽和透水係数の変化として現われるものとして把握しようとしていると言える。

これに対し、温度勾配下の液状水移動機構の分類とその物理的意味を追求する立場からの研究がある。Nerpin and Globus (1968)³⁴⁾は、液状水移動に対し、熱毛管流れ (thermo-capillary flow)、熱毛管薄膜流れ (thermo-capillary film flow)、熱自己拡散 (thermo-selfdiffusion)、熱浸透 (thermo-osmosis) 等の分類を概念的に行ない、いくつかの実験事実から各機構の重要性を推察し、結局最後の 2 つの機構が最も重要であることを強調した。しかし、これらの機構の内容に関しては若干の定性的説明しか行っていない。すなわち、熱毛管流れ及び熱毛管薄膜流れは、温度勾配により生ずる気液界面での表面張力勾配によって生ずるものと定義した。また、熱自己拡散は、水膜のある断面を温存勾配方向に横切る分子数が逆に横切る分子数より確率的に小さいために生ずる低温側への膜状移動であるとした。更に、熱浸透は固体表面近くの液体層のエンタルピーがバルクの水と異なることに由来して生ずるものであるとした。

Cary (1965)⁸⁾ は、水の熱自己拡散に相当する概念として、当時 Nemethy and Sheraga (1962)³³⁾ が発表していた水の水素結合モデルを応用した説明を試みた。すなわち、Nemethy らの "Flickering cluster" モデルの中の単量体 (monomers) が熱自己拡散の機能を果たしていると想像した。

Deryagin, Ershov and Churaev (1975)¹²⁾ は、毛細管中における熱浸透速度の式として次式を用いた。

$$v_0 = -\frac{4\lambda h}{D} \frac{\rho T}{\eta} \quad (5)$$

ただし

$$\lambda = -\frac{1}{T} \int_0^{\infty} \frac{\Delta H h}{\eta} dh \quad (6)$$

は熱浸透係数 ($\text{cm}^2/\text{sec deg}$) である。ここに、 v_0 は熱浸透速度 (cm/sec)、 h は液膜厚さ、 D は毛細管内径、 ΔH はエンタルピー変化量、 η は液体の粘性率、 T は温度である。Deryagin は内径 $1 \sim 100 \mu$ のガラス管の中に内径の $10 \sim 30$ 倍の長さの気泡を残して液体を満たし、管

の長さ方向に温度勾配を与えて気泡の移動方向と速度を測定した。この場合、気泡とガラス管とにはさまれた部分に100~400Åの薄膜ができ、これとガラス壁面との相互作用が膜の移動、従って気泡の移動を支配すると考えたのである。

その結果、実験的には常に $v_0 < 0$ 、すなわち熱浸透移動は高温側へ向かうことを見出し、これと(5)(6)式から毛管壁に近接する液体膜におけるエンタルピーは低下していると結論した。

Groenvelt (1974)¹⁸⁾は、熱浸透を次の様に扱った。すなわち、同一温度の自由水に比したエンタルピーの低下量を h_w とするとき、圧力勾配の無い薄膜の定常層流において、液状水 1 cm^3 に対して働く力のつり合いを

$$h_w \frac{1}{T} \frac{dT}{dx} = \frac{d}{d\xi} \left(\eta \frac{dv_l}{d\xi} \right) \quad (7)$$

とした。左辺はエンタルピー低下によって働く力、右辺は粘性力を表わす。 ξ は壁面からの距離、 η は水の粘性率、 v_l は水膜の移動速度である。次に、 h_w を ξ の関数として

$$h_w(\xi) = aH_w \exp(-a\xi) \quad (8)$$

と仮定した。ここに H_w は浸せき熱 (erg/cm² solid surface), a は長さの逆数である。(7)(8)式から h_w を消去すれば v_l は ξ の関数として表わせる。ここで、固体平面上の厚さ b の水膜モデルを考え、厚さ方向の積分を行えば

$$v_l = \frac{FT}{T} \frac{H_w}{\eta} b (1 - e^{-ab}) \quad (9)$$

ただし $\eta = \text{const}$ と仮定している。この式によれば $FT > 0$ のとき $v_l > 0$ である。すなわち水膜は温度勾配下で高温側へ移動すると言える。Groenvelt は、 v_l を更にマクロな水分フラックス j_w と結びつけ、温度勾配下の液状水移動は常に高温側に向かうと結論した。しかし、熱浸透の概念が未だ仮説の段階にあり、表面張力の影響との関連も把握されていないため、この理論的結論は不確かなものと言える。

ところで、液状水移動における熱浸透に関する理論には、さらに検討すべき課題が多い。まず、熱浸透という概念の定義が一般の溶液論の中で使われている定義と異なることに注意しなければならない。後者の定義は周知のごとく、選択透過性のある膜で溶液が仕切られていてその両側に温度差があるときの膜を通しての溶媒の移動である。土壌水では間隙が小さくて溶質が通過できないような場合、あるいは土粒子表面に荷電を有して特定のイオンを捕束するような場合の溶媒としての水の移動を議論するときには、溶液論の概念が適用される。しかし本小論で述べた熱浸透は、水と固体壁との相互作用によ

る液状水のエンタルピー低下のもたらす移動と言われるものなので、溶液の場合とは区別しなければならない。また、Groenvelt (1974)¹⁸⁾はもっと形式的に「液状水圧勾配が無く、温度勾配があるときの水の流れ」を熱浸透の定義としている。これらの概念はしばしば混同されて使われているようである。しかも、液状水のエンタルピー低下量が力に変換されるという概念そのものにも、検討を加える余地が残されているように思われる。

なお、熱浸透による移動は、低含水量の土では無視できるほど小さいとする意見もある(ヤン、ワーケンティン1972)⁴⁴⁾。

以上が液状水移動の機構論的研究の概要である。これらは、液状水の構造や固液間の相互作用が温度によって変化することを通して生ずる移動を明らかにしようとしているものと言える。

不飽和透水係数や毛管ポテンシャルの温度補正という見方にせよ、液状水移動機構の分類という見方にせよ、温度勾配下の液状水移動には未知の問題が多い。しかも理論的予測に対する実験的検証も、たとえば Deryagin らが行っている毛細管内の気泡の移動のようなモデル実験以外には見当たらず、物理的解明の困難さを思わせるが、同時に興味深い問題でもある。

V 熱・物質同時移動現象としての解析

これまで、温度勾配下の水分移動の実験的事実とその物理法則的理解の現状を主として概観して来た。これに対し、熱の移動と水分の移動を同時に方程式で表わし、これらに境界条件を与えて解く現象論的解析の手法がある。もちろん方程式を解く場合に、既に述べて来たような未知の問題に対しては近似的な扱いを行なうわけである。

Philip and de Vries (1957)³⁶⁾及び Philip (1957)³⁷⁾は水の運動を温度勾配も含めた速度方程式で表わし、熱の移動を水蒸気の潜熱輸送も含めた速度方程式で表わして、この二式を立させて解く方法を示した。すなわち

$$q/\rho_w = -D_T \frac{dT}{dz} - D_\theta \frac{d\theta}{dz} - K \quad (10)$$

$$Q = -\lambda \frac{dT}{dz} - \rho_w L D_{\theta vap} \frac{d\theta}{dz} \quad (11)$$

ここで、 q は水分フラックス、 ρ_w は水の密度、 D_T は熱による水分拡散係数、 T は温度、 z は深さ、 D_θ は等温条件下の水分拡散係数、 θ は体積含水率、 K は水分伝導度、 Q は熱フラックス、 λ は熱伝導率、 L は蒸発の潜熱、 $D_{\theta vap}$ は水蒸気拡散係数を各々表わす。両式から dT/dz を消去することにより、 q 、 Q が既知の場合に $\theta \sim z$ の関係が求められるというのがこの方法である。

Fritton, Kirkham and Shaw (1970)¹⁴⁾ は、この方法を忠実に実行し、放射熱による土壌面蒸発下の水分分布を求めて実測値と非常に良い一致を示すことができた。ただし、(10)(11)式の計算に際してはいくつかの仮定を用いざるを得なかった。Fritton らの用いた主な仮定は

- ① 熱伝導率は De Vries の式 (1963)¹³⁾ が適用できる。
- ② 熱による水蒸気拡散を表わす式は、Philip and de Vries³⁶⁾の式が適用できる。
- ③ 毛管ポテンシャルの温度補正係数は、表面張力の温度補正係数の30倍の値を使う。

などである。ところで、仮定①については、De Vriesの式に関するモデルについて粘淵 (1973)²⁶⁾の批判があり、仮定②については前述したような情況である。③の数値は、Gardner (1955)¹⁵⁾の実験値から経験的に割り出したものである。それにもかかわらず、Fritton らによって示された結果は、この種の取り扱いの優れた面を十分明らかにしている。

Jury and Miller (1974)²⁵⁾も (10)(11)式と同様の式から出発し、水分分布と温度分布を実験的に求め、各項の係数を算出する方法を示したが、精度の良い数値を得ることは必ずしも成功していないようである。

熱物質同時移動として温度勾配下の不飽和水分移動を解析するこのような手法の特徴は、水の運動を水蒸気と液状水共に拡散型の方程式で表現することによってこれらを一つの式にまとめ、従って水蒸気と液状水の移動を分離することなしに一括して水分分布と結びつけることを可能にしている点である。

VI 非平衡熱力学の役割

温度勾配下の水分移動を考察するために、非平衡の熱力学を導入しようという試みが、1960年頃から急速に増し始めた。これは、土壌のような多成分多相系における移動現象は、単一の移動法則のみを追求するよりも、複合的な各種の移動の相互関係からその内容を把握する方が適しているとの考え方が強まったためである。

Taylor and Cary (1960)⁴¹⁾は、飽和土に温度差を与えたときに水頭差、電位差、電流が観測できること、電位差を与えたときには水頭差、温度差が観測できること、更に NaCl 濃度差を与えた時には圧力差、比電導度差が観測できることを実験的に示した。彼らは、これらの現象は従来の Fourier の法則、Ohm の法則、Fick の法則、Darcy の法則のみで記述することはできず、非平衡熱力学の導入が必要であると考えた。そこで、Prigogine の導いた次式で水分フラックス J_v とエネルギーフラック

ス J_e を表わした (Cary and Taylor 1962 a)⁴⁾。

$$J_v = -L_v \Delta \frac{\mu_v}{T} + L_{ve} \Delta \frac{1}{T} \quad (12)$$

$$J_e = -L_{ev} \Delta \frac{\mu_v}{T} + L_e \Delta \frac{1}{T} \quad (13)$$

ここに、 μ_v は物質の化学ポテンシャル、 T は温度、 L_{ij} は現象係数である。そして物質が水蒸気であるときに、空気中での水蒸気拡散において Onsagar の相反関係 $L_{ve} = L_{ev}$ がかなり良く成立つことを実験的に見出した (Cary and Taylor 1962 a⁴⁾, Cary 1963)⁶⁾。また、pF 3.6 前後のローム土壌に温度勾配を与え、水蒸気による潜熱輸送量から水蒸気移動量を逆算し^{注)}、これを(12)式の J_v に代入して $L_{ve} = L_{ev}$ がほぼ成立しているとした (Cary and Taylor 1962 a)⁴⁾。更に、液状水移動については土粒子表面における吸着水膜が水分子の自己拡散によってのみ移動すると仮定して Eyring の理論式を適用し、 L_{ve} と L_{ev} を比較したが良い一致は見られなかった (Cary and Taylor 1962 b)⁵⁾。

Groenvelt and Bolt (1969)¹⁶⁾は、土壌水分系における非平衡熱力学をより一般的な形で紹介し、水頭勾配、温度勾配、塩分濃度勾配などが同時に存在するときの移動現象を統一的に表現しうる理論としての重要性を強調した。更に、連続体の力学に基く Darcy 式の導出に比べて非平衡熱力学による導出の方が、土壌水分系に関する限り有効性が高いことを理論的に示した (Groenvelt and Bolt 1973)¹⁷⁾。

その他にも Letey (1968)²⁸⁾, Joshua and de Jong (1973)²⁴⁾らが、主として Cary の行なって来た方法に準拠して、熱と水分の移動の相反関係、すなわち(13)(14)式における $L_{ve} = L_{ev}$ が成り立っているかどうかを確かめる試みを実験的に行なっている。特に Joshua らは、水分のネットフラックスと熱フラックスを定常状態で測定し、高含水率領域や低含水率領域では、 $L_{ve} = L_{ev}$ が成立たないが、ホ場容水量付近において最も良くこれが成立つことを示した。

これらの非平衡熱力学の土壌水分系への導入の試みは、現在その緒についたばかりと言える。すなわち、温度勾配という熱力学的力が外部から与えられたとき、それと共役でない流れ(液状水、水蒸気、溶質、電気などの流れ)がどのような量で生ずるのか、そしてそこにはいわゆる相反関係が見られるのか否かという点をはっきりさせようとしている段階にあると考えられるからである。

ところで、ホ場容水量以下の比較的乾いた土壌中で生ずる諸成分、諸相の移動現象は、平衡状態に近い状態に

(注) この水蒸気移動量の算出法に関する問題は前に述べた。

において生ずることが少なくない。このような場合に生ずる土から植物根へ、あるいは地下から蒸発のある地表面へなどの水分移動や養分移動は、力学的力のみでなく熱力学的な力にも影響されていると考えることはむしろ自然である。このような現象に対して非平衡熱力学の適用が期待される所以である。しかし一方、(2)(3)式のような一般的な式が導出されても、その個々の現象係数 L_{ij} を求めるためには、実験に頼るか、あるいは本小論の中で述べたような水分移動機構の理論から決めて来なければならないという点での限界があるということも事実である。逆に、非平衡熱力学を用いて移動現象の一般的な式を導くことによって未知の移動機構の存在を予測したり、その量を推定したりすることもあり得る。Gloenvelt (1969)¹⁶⁾らはこれを積極的に推し進めている。今後この理論は土壌物理学の各領域へますます影響を及ぼすようになるだろう。

VII おわりに

土壌水移動の研究は、従来等温条件下またはその仮定のもとで主として行なわれて来た。そして現在でも、なお、その中で残されている問題は少なくない。これに温度の影響を加えることにより問題はますます複雑になる。筆者は、これまで主に水蒸気の移動法則を明らかにすれば、温度勾配下の不飽和水分移動のかかなりな部分が明らかになることを、砂質土について示して来た。しかしその中には、土壌の種類が異なれば適用できなくなるような結論も少なくなかった。本小論で紹介した多くの考え方にもやはりそのような限界がある。これらを克服するためには、温度勾配の影響で生ずる物理的要因を全て明らかにし、土壌間ゲキの大きさや量、比表面積、含水量などの違いによって、各物理的要因がどのような現象として現われるのかを予測しうる理論が必要となる。これを可能にする有力な仮説が、Philip らの液島説³⁶⁾、Deryagin らの熱浸透説、熱毛管移動説¹¹⁾¹²⁾、Cary らの非平衡熱力学理論⁴⁾⁻⁸⁾などなのである。更にまた、固相との相互作用に電場の影響が入って来る粘土の場合、土壌水中にイオンが存在する場合には、Kemper (1961)²⁷⁾らが等温条件下で進めている薄膜流れの研究とも関係して来る。固相と液相の相互作用を考慮に入れた水分移動理論には、岩田 (1965)²¹⁾による問題点の指摘があるが、温度勾配下での理論へとこれらを発展させて行くことも重要な課題であろう。

引用文献

1) Abramova, M. M. : Movement of Moisture as a Liquid and Vapour in Soils of Semi-deserts.

- Symposium on Water in the Unsaturated Zone, Vol II. Inter. Assn. Sci. Hydrol. No. 83(1968) p. 781-789.
- 2) Bouyoucos, G. J. : Effect of Temperature on Movement of Water Vapour and Capillary Moisture in Soils. Jour. Agr. Res. Vol V, 4. (1915) p. 141-172
- 3) Brawand, H and Kohnke, H : Microclimate and Water Vapour Exchange at the Soil Surface. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. (1952) p. 195
- 4) Cary, J. W. and Taylor, S. A. : The Interaction of the Simultaneous Diffusions of Heat and Water Vapour. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 26 (1962 a) p. 413-416
- 5) Cary, J. W. and Taylor, S. A. : Thermally Driven Liquid and Vapour Phase Transfer of Water and Energy in Soil. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc. 26 (1962 b) p. 417-420
- 6) Cary, J. W. : Onsager's Relation and The Non-Isothermal Diffusion of Water Vapor. J. Phys. Chem. (1963) p. 126-129
- 7) Cary, J. W. : An Evaporation Experiment and its Irreversible Thermodynamics. Intern. J. Heat. Mass Transfer. Vol. 7 (1964) p. 531-537
- 8) Cary, J. W. : Water Flux in Moist Soil : Thermal versus Suction Gradients. Soil Sci. Vol. 100, 3. (1965) p. 168-175
- 9) Cassel, D. K. Nielsen, D. R. and Biggar, J. W. : Soil-Water Movement in Response to Imposed Temperature Gradients. Soil Sci. Soc. Amer. Proc 33 (1969) p. 493-500
- 10) Chahal, R. S. : Effect of Temperature and Trapped Air on the Energy Status of Water in Porous Media. Soil Sci 98 (1964) p. 107-112
- 11) ДЕРЯГИН, Ъ. В, МЕЛЬНИКОВА, МК : К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ЗАКОНОМЕННОЙ ВЛАГИ ПЕРЕДВИЖЕНИЯ ПОЧВЕННОЙ ВПАГИ. in : Problems of Agrophysics, Izd. VASKhNIL, Leningrad (1957) p. 30-40
- 12) Deryagin, B. V, Ershor, A. P, and Churaev, N. V. Thermoosmotic Flow in Wetting Films of Water on Capillary Surfaces. in : Research in Surface Forces -A- Vol 4 : Surface Forces in Thin Films and Disperse Systems. (1975) p. 171-175

- 13) De Vries, D. A. : Thermal Properties of Soils. in : Physics of Plant Environment. ed. by Van Wijk (1963) p. 211-235
- 14) Fritton, D. D., Don Kirkham, and Shaw, R. H. : Soil Water Evaporation, Isothermal Diffusion, and Heat and Water Transfer. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 34. 2 (1970) p. 183-189
- 15) Gardner, R. : Relation of Temperature to Moisture Tension of Soil. Soil Sci. 79 (1955) p. 257-265
- 16) Groenvelt, P. H. and Bolt, G. H. : Non-Equilibrium Thermodynamics of The Soil-Water System. Review Paper. J. of Hydrology 7, (1969) p. 358-388
- 17) Groenvelt, P. H. and Bolt G. H. : Theory of Transport in Soils : Generalized Approaches Based on Continuum Mechanics and Thermodynamics of Irreversible Processes. in : Ecological Studies 4. Physical Aspects of Soil Water and Salts in Ecosystemes. New York (1973) p. 43-48
- 18) Groenvelt, P. H. : On Thermo-osmosis and Thermofiltration in Porous Media. Trans. of the 10th Inter. Cong. Soil Sci. (1974) p. 47
- 19) Gurr, C. G. Marshall, T. J. and Hutton, J. T. : Movement of Water in Soil Due to a Temperature Gradient. Soil Sci. 74, 5 (1952) p. 335-345
- 20) Haridasan, M. and Jensen, R. D. : Effect of Temperature on Pressure Head-Water Content Relationship and Conductivity of Two Soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 36 (1972) p. 703-708
- 21) 岩田進午 : 土壌水の運動について, 農業気象 26, 1号 (1970) p. 41-49
- 22) Jackson, R. D. Rose, D. A. and Penman, H. L. : Circulation of Water in Soil under a Temperature Gradient, Nature vol 205 (1965) p. 314-316
- 23) Jones, H. E. and Kohnke, H. : The Influence of Soil Moisture Tension on Vapour Movement of Soil Water. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol. 16 (1952) p. 245-248
- 24) Joshua, W. D. and De Jong, E. : Soil Moisture Movement under Temperature Gradients. Can. J. of Soil Sci. Vol. 53 (1973) p. 49-57
- 25) Jury, W. A. and Miller, E. E. : Measurement of the Transport Coefficients for Coupled Flow of Heat and Moisture in a Medium Sand. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 38 (1974) p. 551-557
- 26) 粕淵辰昭 : 土壌の熱伝導機構に関する諸問題, 農業気象 29. 3号 (1973) p. 201-207
- 27) Kemper, W. D. : Movement of Water as Effected by Free Energy and Pressure Gradients I. Application of Classic Equations for Viscous and Diffusive Movements to the Liquid Phase in Finely Porous Media. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 25, 4 (1961) p. 255-260
- 28) Letey, J. : Movement of Water through Soil as Influenced by Osmotic Pressure and Temperature Gradients. Hilgardia. Vol. 39 No. 14 (1968) p. 405, 418
- 29) 宮崎毅, 兩宮悠 : 土壌水分移動における地温と凝縮の影響について, 農土論集 48 (1973) p. 16-22
- 30) 宮崎毅 : 土壌中の水分凝縮, 農土学会大会講演要旨 (1973) p. 192
- 31) 宮崎毅 : 温度勾配下の砂における水蒸気の凝縮と移動, 農土論集 61 (1976) p. 1-8
- 32) Moor, R. E. : The Relation of Soil temperature to Soil Moisture : Pressure Potential, Retention, and Infiltration Rate. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 5 (1940) p. 61-64
- 33) Nemethy, G. and Scheraga, H. A. : Structure of Water and Hydrophobic Bonding in Proteines. I. A Model for the Thermodynamic Properties of Liquid Water. J. Chem. Phys. 36. (1962) p. 3382-3400
- 34) Neprin, S. V. and Globus, A. M. : Non-isothermal moisture transfer in unsaturated soils. Symposium on Water in the Unsaturated Zone. Vol II Inter. Assn. Sci. Hydrol. Publ. No. 83 (1968) p. 761-772
- 35) Peck, A. J. : Changes of Moisture Tension with Temperature and Air Pressure : Theoretical. Soil Sci. 89 (1960) p. 303-310
- 36) Philip, J. R. and de Vries, D. A. : Moisture Movement in Porous Materials under Temperature Gradients. Transa. Amer. Geophys. Union. Vol 38. 2 (1957) p. 222-232
- 37) Philip, J. R. : Evaporation, and Moisture and Heat Fields in the Soil. J. Meteorology 14 (1957) p. 353-366
- 38) Rode, A. A. : Theory of Soil Moisture. Jerusa-

- lem. (1969) p. 404~407
- 39) 新庄彬, 白井清恒: 温度差による水蒸気移動について, 農土学会大会講演要旨 (1975) p. 294
- 40) 鈴木義則: 温度傾度下における土壌水分の移動, 農業気象18, 3号 (1962) p. 10-16
- 41) Taylor, S. A and Cary, J. W. : Analysis of the Simultaneous Flow of Water and Heat or Electricity with the Thermodynamics of Irreversible Processes, 7 th Intern. Congress of Soil Sci. (1960) 1. 1 p. 80~90
- 42) Taylor, S. A. and Cavazza, L. : The Movement of Soil Moisture in Response to Temperature Gradients, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Vol 18, 4 (1954) p. 351-358
- 43) Wilkinson, G. E., and A. Klute. : The Temperature Effect on Equilibrium Energy Status of Water Held by Porous Media, Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 26 (1962) p. 326-329
- 44) ヤン, R. N., ワーケンティン, B. P 著, 山崎, 山内監訳: 土質工学の基礎, 鹿島出版会 (1972) p. 335

アロフェンの微細形態

北川 靖 夫*

Micromorphology of Allophane

Yasuo KITAGAWA

National Institute of Agricultural Sciences

1. はじめに

わが国は世界でも有数の火山国であり、火山の影響を受けた土壌が広大な地域に分布している。その主要な土壌は風積火山灰が風化して生成した火山灰土壌であり、その分布面積は傾斜22度以下の土地で全国土の8.4%に相当する3万1千km²に達し、耕地としては特に畑地が多く全畑地面積の60%強におよぶと言われている。この火山灰土壌は他の成因の土壌と比較して、その物理性・化学性が非常に特異的である。例えば、①火山灰土壌粒子は非常に特異的な分散をする、②粒子間の結合力が弱く風水蝕をうけやすい、③保水性が非常に高い、④表面積が比較的大きい、⑤活性アルミニウムが多く、腐植物質が集積しやすい、⑥リン酸の固定を招きやすい、⑦肥料成分の保持力が弱い、⑧塩基に乏しい場合でも中性に近いpHを示すなどである。

火山灰土壌の粒径組成を水懸濁液を作製して沈降法によって測定する場合に、土壌粒子を完全に分散させることが非常に困難であるという問題に直面することは、すでに川口と福谷¹⁾、鳴下と湯村²⁾、菅野³⁾、木下⁴⁾、弘法と大羽⁵⁾、宮沢⁶⁾らによって報告されている。火山灰土壌が完全に分散しにくいという原因は、その種の土壌中に存在する安定なアグリゲートにあることは、弘法と大羽⁷⁾、Yasuo ら⁸⁾、宮沢⁶⁾によって指摘されている。弘法らによれば安定なアグリゲートはアロフェン質粘土の場合に生じ、長時間の音波振とうによってようやく破壊される。Yasuo らは安定なアグリゲートは三산화物によって固定されていると考えた。一方、宮沢は安定なアグリゲートはアロフェンの脱水によって生成されると推論し、その分布は特に西南日本の火山灰土壌に多いことを指摘した。Kitagawa⁹⁾もまた同様に安定なアグリゲートは湿润地帯の火山灰土壌の場合は南方へ行くほど、また下層の方が多くなる傾向があることを示し、安定なアグリゲートの生成はアロフェン粒子の膠結物質である

三酸化物の脱水によって生成すると推定した。久保田¹⁰⁾はアロフェンのアグリゲートは、構造OHのdehydrationおよび、膠結剤としてのAl(OH)²⁺の縮合によって生成すると推定した。木下⁴⁾は火山灰土壌を風乾することによって分散が減少し、その程度は表層ではわずかであるけれども、中層以下においては著しいことを明らかにしている。BirrellとFieldes¹¹⁾、美園¹²⁾によればアロフェンの脱水は不可逆的であり、脱水と再吸水の間にはヒステリシスがあることを示した。

以上の諸現象は、必ず火山灰土壌の主要粘土鉱物であるアロフェンの性質がそのまま反映しているか、または重要な関与をしているために生ずることは明白である。特に、火山灰土壌の分散、脱水などの物理的性質には、アロフェンの微細形態が大きな影響をおよぼしていると考えられる。したがって、本稿においては現在までに明らかになっているアロフェンの微細形態に関連して述べることにする。

2. アロフェンの微細形態へのアプローチ

アロフェンはX線に対して非晶質であり、電子顕微鏡によって不定形の粒子が観察されることから、一定の構造および形態を示さないと考えられていた。しかしながら、近年に至って電子顕微鏡をはじめ各種の分析法が進歩してきたことによって、アロフェンに対するこのような見解は疑問視されてきつつある。その経過の概要に関しては以下に述べるとおりである。

BirrellとFieldes¹¹⁾はアロフェンがX線に対して非晶質であるのは、アロフェンの粒子が100Å以下の大きさであるため、たとえ結晶性を持っていても、その程度の原子数の繰返しではX線回折ピークを持たないことに原因していると考えた。彼等はまた、ニュージーランドの火山灰土壌から分離したアロフェン試料の電子顕微鏡写真において、直径50Åまたはそれ以下の粒子の存在を認めた。EgawaとWatanabe¹³⁾は電子顕微鏡観察によって、アロフェンはちょうど「ブドウの房」状の

* 農業技術研究所

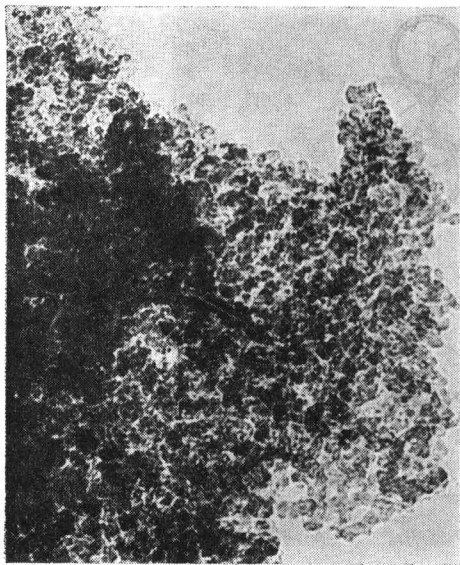


写真1 北上風化浮石アロフェン
試料の高倍率電子顕微鏡写真
(Kitagawa¹⁵)

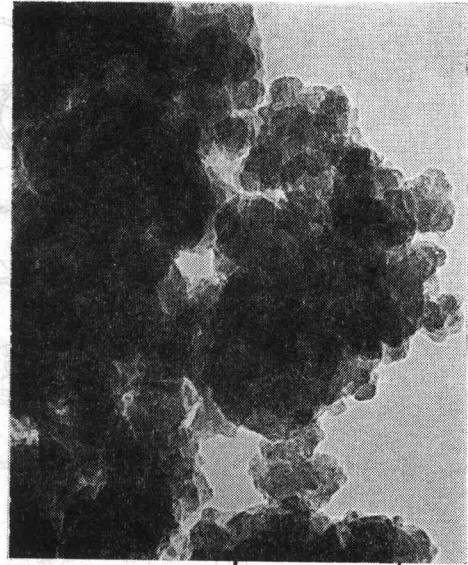


写真2 北上風化浮石アロフェン試料の
磨砕物の高倍率電子顕微鏡写真
(Kitagawa¹⁶)

直径が数十 μ の大きさの粒子のアグリゲートからなり、それが数多くの細孔と大きな表面積を持っていて、アロフェンの特異的な物理的・化学的諸性質発現の原因になっていると報告している。彼らの指摘したアグリゲートの基本となる粒子は後述する微細粒子と比較すれば1桁大きく、その粒子自身もアグリゲートである可能性がある。Aomine と Otsuka¹⁴⁾ は表面積の大きさから考えると、アロフェンの粒子は直径約50Åであると推定した。Watanabe と Sudo¹⁵⁾ はアロフェンの粒子に関してX線小角散乱法によって解析した結果、粒子の直径は数十Åのオーダーであり、その粒径は磨砕処理によって増加することは指摘した。

Kitagawa¹⁶⁾ は5点の風化浮石層から分離したアロフェン試料を使用して、高倍率電子顕微鏡写真、比表面積測定、比重測定、磨砕および加熱処理、リン酸吸収量の測定などによってアロフェンの微細形態に関して検討した結果は、以下に示すとおりである。直接倍率5万倍で撮影した北上風化浮石アロフェン試料の高倍率電子顕微鏡写真およびその磨砕試料の場合は、それぞれ写真1および2に示すとおりである。アロフェンの未処理試料の電子顕微鏡写真においては、Birrellらが推定しているように非常に微細な粒子のアグリゲートからなっていることが明確に示されている。この微細粒子は5点の風化

浮石から分離した全アロフェン試料において例外なく認められた。最近、和田¹⁷⁾によって16点の土壌から分離した0.2 μ 以下のアロフェン試料の場合にもやはり例外なくこのような微細粒子が存在することが確認され、その種のアロフェンの微細粒子の存在が普遍的であることが明らかになった。この微細粒子はまた中空の球である可能性を持ち、その点は和田によっても推定されている。一方、磨砕試料の電子顕微鏡写真は、アロフェンの微細粒子が押潰されて相互に結合し、アグリゲート全体としては薄片状になっている様子を示している。粒子が相互に結合するということは、磨砕処理によって粒子の直径が増加するというWatanabeらの指摘を裏付けていると考えられるだろう。アロフェンの微細粒子を写真の視野から実測した結果、各試料における平均直径は53~58Åで全試料での平均値は55Åであった。この値は過去の研究における推定値および和田の最近の報告による35~50Åとも比較的良好に一致していた。

アロフェン試料のKinter と Diamond¹⁸⁾に準ずる方法によって測定した比表面積、中性リン酸アンモニウム吸着量の値および磨砕・加熱処理にともなうそれらの変化、さらに吸着水の磨砕処理にともなう変化は表1に示すとおりである。未処理試料の場合の比表面積；600 m^2/g は磨砕によって約30%、110°C加熱によって1/2減少し

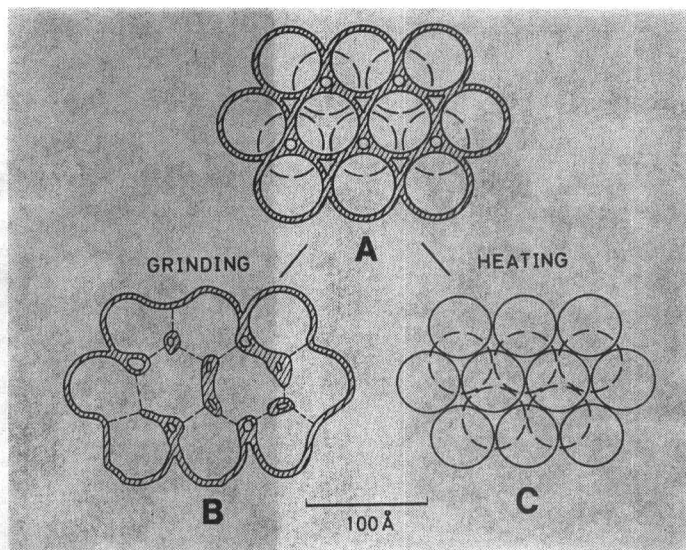


図1 アロフェンの微細形態モデル

A: 未処理風乾物, B: 磨砕処理物, C: 加熱処理物

表1 アロフェンの比表面積, リン酸吸着量, 吸着水含量と磨砕, 加熱処理によるそれらの変化, (5試料の平均値)。

110°C 乾物重基準

	未処理	磨砕処理	110°C 加熱処理
比表面積 (m^2/g)	600	440	380
リン酸吸着量 ($\text{P}_2\text{O}_5/\text{mg}/\text{g}$)	85	85	79
吸着水含量 (%)	21.1	15.8	—

(Kitagawa¹⁶⁾)

た。これらの処理によってアロフェンの比表面積が減少することは、アロフェンが微細粒子からなっていることに原因がある。Kinter と Diamond¹⁹⁾ は日本の火山灰土壌から分離したアロフェンの比表面積は $424\text{m}^2/\text{g}$ 、江川ら²⁰⁾ は Dyal らのエチレングリコール吸着法によって味噌土から分離したアロフェンの比表面積を測定して $828\text{m}^2/\text{g}$ であるとそれぞれ報告している。

Birrell ら¹¹⁾ はアロフェンの比重が $1.98\sim 2.37$ であると報告した。Kitagawa はアロフェンの比重値として当初 1.9 の値を提出し¹⁶⁾、この値と前述の比表面積 $600\text{m}^2/\text{g}$ から計算すれば、アロフェンの微細粒子の直径が 53Å であった。しかしながら、彼は最近アロフェンの比重が 2.7 付近にあると訂正した²¹⁾。したがって、もし比表面積が $600\text{m}^2/\text{g}$ であれば、微細粒子の直径は 37Å になり、電子顕微鏡写真から求めた値より少々低くなっている。

アロフェンの比重が 2.7 付近であるということは、後述するようにアロフェンはカオリン鉱物と構造上の類似性があるということから考えても妥当である。事実、最近和田¹⁷⁾ は同様に 2.7 前後の値を得た。ここで、アロフェンの比表面積が本当に $600\text{m}^2/\text{g}$ 付近にあるかどうかということ自体、和田²²⁾ が指摘しているように測定法に問題があると考えられる。

磨砕および 110°C 加熱処理にともなって比表面積が減少し、磨砕処理によって吸着水の含量もまた減少するのに対して、リン酸吸着量はそれらの処理後もほとんど変化せず、リン酸との反応性が高いアロフェン中の OH 基の数も変化しないと推定された。このことは、アロフェンの微細粒子が相互に結合する力は、化学的ではなくて物理的な力であることを示唆している。なぜなら、リン酸による OH 基の置換は化学反応であり、この反応が磨砕および加熱処理によって変化しないのに対して、水やグリセロールのように粘土鉱物に物理的に吸着される分子は、アロフェンの微細粒子が相互に結合した場合には粒子間に押し入れなくなると推定される。Kitagawa はアロフェンのこの微細粒子を最も基本的な粒子であると考えて、アロフェンの「単位粒子 (unit particle)」と名付けアロフェンの微細形態に関して考察した。

3. アロフェンの微細形態モデル

以上述べて来た結果を踏まえて、Kitagawa はアロフェンおよび火山灰土壌の巨視的な挙動と、構造上の問題の領域を埋めるためにアロフェンの微細形態モデルに関して検討した。

電子顕微鏡写真から見て、アロフェンの単位粒子が中空の球形をなし、それがマイクロアグリゲート中で最密充填していると仮定して組立てたモデルが図1である。この図中Aは通常の風乾状態、Bは磨砕処理物、Cは110℃加熱処理物を示している。AとBで粒子の周囲に斜線で示した部分は吸着水を示し、それは吸着水の含量などから1層の水分子層からなっていると考えられた。磨砕および加熱処理によって単位粒子が相互に結合する様子は図示したとおりである。さて、未処理試料においてマイクロアグリゲート中で直径約55Åの単位粒子が最密充填していると仮定した場合、粒子間には大小2種類の間隙が生じ、それらの大きさはそれぞれ径約23Åと12Åである。

このアロフェンの微細形態モデルは、アロフェンの特異的な分散、脱水吸水間のヒステリシス、表面積が大きいなどの現象を定性的にはあるがよく説明できると考えられる。ところで、飯村²³⁾はアロフェンを125℃で相当長時間連続加熱してもなお徐々に脱水が進行するが、きわめて長時間かければ一定の平衡値に達する可能性があること、さらにカールフィッシャー法によって粘土鉱物の吸着水を測定して105℃乾燥法と比較した結果、結晶性鉱物の場合は両方法の間に差異は認められなかったが、アロフェンでは前者の方が大きな値を示すという結果を得た。この現象も、加熱にともなってアロフェンの単位粒子が相互に結合することによって、マイクロアグリゲート中のできる空間に未脱水の吸着水が封じ込められるために生ずると説明できるだろう。

さて、アロフェンが直径約50Åの単位粒子からなるということは、その粒径から考えて多量の不安定な構造OHの存在が予想される。事実、Wada²⁴⁾やKitagawa²⁵⁾²⁶⁾が指摘しているように、アロフェンの構造OHはすべて表面に露出し、非常に不安定であり、熱分析において比較的低温から離脱し始める。この不安定な構造OHと表面積が大きいということが、アロフェンの腐植との親和性が高いこととか、リン酸との反応性が高いことの原因となっていると考えられる。川口ら²⁷⁾および江川ら²⁸⁾によれば、アロフェンの構造OHは容易にF⁻と置換される。この不安定な構造OHを持つアロフェンの単位粒子の化学構造に関して、現在まで明らかにされている知見に基づいて以下に簡単に述べる。

4. アロフェンの化学構造に関する研究概要

RossとKerr²⁹⁾は「アロフェンは定まった原子配列または化学組成を持たず、ケイ酸、アルミナ、水および少量の塩基からなるMutual Solutionである」と定義したが、近年に至ってアロフェンはある一定の構造を持つと

いう見解が支配的になりつつある。小坂³⁰⁾は内外42点のアロフェンの化学分析値を検討した結果、それらは比較的狭い範囲に入り、特に±H₂O/Al₂O₃は5付近に集中していることを見だし、アロフェンの一般式として(1~2)SiO₂·Al₂O₃·5H₂Oを提案した。Yoshinaga³¹⁾は18点の火山灰土壌または風化浮石から分離したアロフェンの化学組成は非常に狭い範囲におさまることを見出した。このことは、土壌中でアロフェンが比較的均一な条件下で生成されることを示唆している。このことはまたアロフェンの単位粒子がほぼ一定の大きさを示すことも一致している。さらにYoshinagaはアロフェンのSiO₂、Al₂O₃、±H₂Oの3成分間には一定の規則性があることを指摘している。Kitagawa³²⁾はこの結果をさらに検討することによって、アロフェンとハロサイトの間に化学組成上の近縁性があることを報告している。Iimura³³⁾はアロフェンの化学分析値、熱重量分析、イオン交換反応の特性などに基づいて、(OH)_{0.86}O_{1.61}Si_{1.33}O_{1.23}Al_{2.00}(OH)_{4.77}というアロフェンの平均構造式を得た。Kitagawa²⁶⁾は化学分析値を微分熱重量曲線の解析からアロフェンの±H₂O/Al₂O₃は1.8前後であると報告した。Wada³⁴⁾は赤外線吸収スペクトル、化学分析などや、アロフェンの近縁鉱物と考えられるイモゴライトの形態的なデータから推定して、繊維状のアロフェン構造モデルを提案した。しかしながら、彼のモデルは直接にアロフェンの形態観察に基づいた推論ではないため、現実にアロフェンが繊維状構造をとるかどうかという点には疑問が残されている。一方、Udagawaら³⁵⁾はアロフェンの加熱変化について検討し、高温においてムライトへの転移相としてスピネルを形成することから、カオリン鉱物と同様にアロフェンも層状構造をとると推定した。さらに、Okadaら³⁶⁾もアロフェンの層状構造を提案した。Kitagawa³⁷⁾はアロフェンの電子スピン共鳴吸収スペクトルを検討した結果、アロフェンは完全な非晶質ではなくて、非常に低度ではあるが結晶性を持つ可能性を指摘している。

5. あとがき

以上、火山灰土壌の特異的な性質、特に物理性の発現の主要な原因が、アロフェンの特徴的な微細形態にあること、さらに現状ではまだ不明な点の多いアロフェンの構造問題などに関して、現在までの主な研究成果を整理したつもりである。しかしながら、研究が満足すべきレベルまでいま一息の観があることに加えて、著者の筆不足などからあまりまとまりのないものになったかもしれない。最後に、アロフェンの微細形態や化学構造の問題は、今後さらに一層研究を進展させ、火山灰土壌に関す

る認識をより深めるための手助けをする必要があることを述べて、本稿のむすびとしたい。

引 用 文 献

- 1) 川口桂三郎・福谷博：土肥誌，20，51～52 (1950)
- 2) 鴨下寛・湯村義男：土肥誌，22，33～34(1951)
- 3) 菅野一郎：九州農試彙報，2，235～249(1954)
- 4) 木下彰：土肥誌，30，75～78 (1959)
- 5) 弘法健三・大羽裕：土肥誌，36，207～210 (1965)
- 6) 宮沢数雄：農技研報，B17，1～100 (1966)
- 7) 弘法健三・大羽裕：土肥誌，36，203～206 (1966)
- 8) Yasuo, M., Tsukada, T. and Suzaki, T. : Soil Sci. Plant Nutr., 10, 45～58 (1964)
- 9) Kitagawa, Y. : Pedologist, 20 (1976) 印刷中
- 10) 久保田徹：近代農業における土壌肥料の研究，4，37～45 (1973)
- 11) Birrell, K. S. and Fieldes, M. : J. Soil Sci., 3, 156～166 (1952)
- 12) 美園繁・寺沢四郎・木下彰・須藤清次：農技研報，B2，95～124 (1953)
- 13) Egawa, T. and Watanabe, Y. : Buil. Nat. Inst. Agr. Sci., B14, 173～182 (1964)
- 14) Aomine, S. and Otsuka, H. : Trans. Int. Cong. Soil Sci., 1, 731～737 (1968)
- 15) Watanabe, T. and Sudo, T. : Proc. Int. Clay Conf., Tokyo 1969, 1, 173～181 (1969)
- 16) Kitagawa, Y. : Amer. Miner., 56, 465～475 (1971)
- 17) 和田光史：鉱物総合研究，層状ケイ酸塩鉱物の産状と物性，第2回討論会発表論文集，22～25 (1971)
- 18) Kinter, E. B. and Diamond, S. : Clays Clay Miner., 5, 318～333 (1958)
- 19) Kinter, E. B. and Diamond, S. : Clays Clay Miner., 7, 125～134 (196)
- 20) 江川友治・渡辺裕・佐藤昭夫：農技研報，B5，39～107 (1955)
- 21) Kitagawa, Y. : Soil Sci. Plant Nutr., 22, 199～202.
- 22) 和田光史：化学と生物，12，55～63 (1974)
- 23) 飯村康二：近代農業における土壌肥料の研究，2，56～61 (1961)
- 24) Wada, K. : Soil Sci Plant Nutr., 12, 176～182 (1966)
- 25) Kitagawa, Y. : Amer. Miner., 57, 751～764 (1972)
- 26) Kitagawa, Y. : Amer. Miner., 59, 1094～1098 (1974)
- 27) 川口桂三郎・福谷博・村上英行・服部共生：京大食研報，14，82～91 (1954)
- 28) 江川友治・佐藤昭夫・西山利幸：粘土科学の進歩，2，252～262 (1960)
- 29) Ross, C. S. and Kerr, P. F. : U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 185 G, 135～148 (1934)
- 30) 小坂丈予：粘土科学の進歩，2，339～349 (1960)
- 31) Yoshinaga, N. : Soil Sci. Plant Nutr., 12, 47～54 (1966)
- 32) Kitagawa, Y. : Soil Sci Plant Nutr., 19, 321～324 (1973)
- 33) Iimura, K. : Proc. Int. Clay Conf., Tokyo 1969, 1, 161～172 (1969)
- 34) Wada, K. : Amer. Miner., 52, 690～708 (1967)
- 35) Udagawa, S., Nakada, T. and Nakahir, M. : Proc. Int. Clay Conf., Tokyo 1969, 1, 151～160 (1969)
- 36) Okada, K., Mori Kawa, H., Iwai, S., Ohira, Y. and Ossaka, J. : Clay Sci., 4, 291～303 (1975)
- 37) Kitagawa, Y. : Clay Sci., 4, 9～12 (1973)

農用地造成作業と土壌の不均一化

齊藤万之助*

Soil Disturbance due to Mechanical Operation for Grassland Establishment
Mannosuke SAITO
Civil Engineering Research Institute, Hokkaido Development Bureau

1. はじめに

農用地の適正な利用管理の第一歩は、その造成計画と、それに続く造成作業から始まる。つまり、造成法の良否は、利用管理法を左右するといっても過言でない。とくに、集約的管理を目的とする場合の造成では、適地適作業の原則に従った周到な作業が行われなければならない。このため、自然立地に則した合理的な作業体系の確立が望まれている。

農用地造成作業における機械施工上の主な問題は、自然障害物（樹木根、ササ、石礫、埋木など）の処理排除法、均整な地表面造成の可否とその作業法、傾斜地での機械施工法、播種床造成法などに関することである。

これらの問題は、土壌学的観点からは、造成作業に伴う土層の攪乱、表土の移動、地力ムラの問題、播種床造成法と碎土性の問題および土壌改良資材（炭酸カルシウム、ようりん）と土壌の混和—酸性矯正の問題となる。

真に合理的な農用地造成法とは、機械作業の面からのみならず、土壌的にも合理的というものであるなければならない。

しかし、現実の農用地造成作業は、土木的な過程が優先し、地力保全的な志向はそれほどでもないようである。したがって、造成作業の際に生ずる土壌の変化は、注目されながらも、その定量的な把握がほとんどなされていない。

北海道開発局は、関係諸機関の協力のもとに、1972年から「農用地造成改良工法調査」を実施している。この調査の目的は、農用地造成における各種障害物処理法と土壌改良工法を機械および土壌の面から、現地試験で検討し、合理的施工法を追求することである。

この調査では、造成作業は、一部に改良山成工を採用しているが、原則として、山成工に従った。また採草を目的とする牧草畑の造成であるが、これは、普通畑の造成と共通する点が多い。

著者らは、この調査において、土壌部門を担当し、農用地造成作業によって生ずる土壌の変化を追求した。以下はその結果の概説である。詳細は別に発表されている（齊藤ら 1976³⁾）。

2. 試験圃場

試験圃場は、北海道内の代表的な土壌地帯に設定された。

農用地造成作業には、工法のみならず、圃場の自然条

表1 各圃場の自然条件

圃場名	土 壌 (母材)	地 形	植 生	面積 (ha)	試験区 数(同 面積)
雄 武	重粘土 (段丘堆積物)	波状性丘陵地 標高 50~62m 傾斜0~12° 過半5°以下	広葉樹林 立木数1550~ 3800本/ha 樹径5~10cm が過半 林床 クマイ ザサ密生	8.095	9 (0.463 ~ 1.354 ha)
別 海	細粒火山 灰土(新期火 山灰)	波状性丘陵地 標高 20~30m 傾斜 1~10° 1~5° (主体)	広葉樹林 立木+残株 1300~1600 本/ha 樹径の90% 6~30cm 林床 ミヤコ ザサ(被度50 ~70%)他	7.36	9 (9区 0.96ha 他 0.80 ha)
門 別	A 粗粒火山 灰土(新期火 山灰/古期火 山灰)	起伏の激しい丘陵地 標高 81~95m 傾斜 4~20°	広葉樹林 立木数 3100本/ha 樹令 3~5年 林床, ミヤコ ザサ, 他 (被度90%)	1.82	2 (各区 0.91 ha)
	B 粗粒火山 灰土(新期火 山灰/段丘堆積物)	波状性丘陵地 標高 135~168m 傾斜 3~6° 一方向に傾斜	カラマツ(人工林) 立木数 1920本/ha 樹径 19.8cm 林床植生 ほとんどなし	3.64	4 (各区 0.91 ha)

* 北海道開発局土木試験所

件(地形, 土壤, 植生, 気象)が大きく影響する。各圃場の地形, 土壤, 植生の状況は, 表1のようである。また, 各圃場の代表的な土壤断面の性状は, 図1に示される。

雄武圃場では, 二種の土壤, 酸性褐色森林土と湿性な疑似グライ土が出現し, 後者の分布面積は圃場の2割弱である。この圃場では有価木が少なく, ほとんど立木のまま試験された。

別海圃場は, 試験の8年前に有価木は伐採されているため, 株状のものが多かった。

門別圃場は, A B 両圃場に分かれ, 土壤は表層からII C層までは, 粗砂(軽石)が70%以上を占める砂土である。

これらの圃場において, 未耕地土壤のA1層厚, 表層0~15cmのpHおよび腐植含量の分布状態を, 系統サンプリングにより調査し, 造成作業による土壤の変化を追跡するための基礎資料とした。それによると, 土壤区を母集団とした場合, これらの成分は, 正規分布し, 変動係数は, pHで5%以下, 腐植およびA1層厚で15~30%の範囲に落着いた。

3. 試験区の設定

この調査における障害物処理作業は, 主に抜排根作業である。

現行のレーキドーザによる抜排根法(以後, これを慣行法と呼ぶ)では, 圃場周辺に障害物を排除集積し, いわゆる排根線を設けている。排根線は圃場の効率的利用や管理作業に支障をきたすことが多い。また, 抜排根作業による多量の表土移動は地力保全上好ましいことでない。そこで, 排根線の軽量化, 消滅をねらいとした障害物処理法が, 慣行法を対照として比較検討された。

播種床造成作業は, 耕起砕土の状態, 土壤改良資材と土壤の混和の程度(酸性矯正, これについては, ここでは触れない)を検討すべく, 四基本型が用いられた。

障害物処理法および播種床造成法は, 基本的には, 表2のように分類される。これらの工法の組合せにより, 表1のような面積をもつ試験区が設定された。

土砂分離法は, 抜根土砂分離することにより, 排根線の軽量化をはかろうとするものである。さらに, 埋積法あるいは焼却法と組合せることにより, 排根線の消滅を目的とする。

切断, 引抜法(赤沢ら, 1967¹⁾)はクリアリングブ

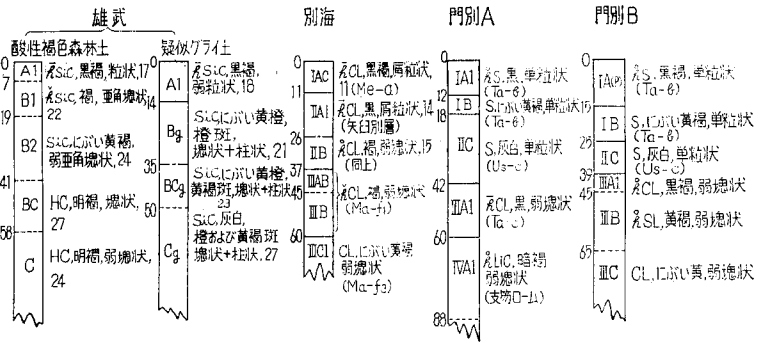


図1 各圃場の代表的な土壤断面柱状図 (記載は, 土性, 土色, 構造, 硬度の順, ()内は火山灰名)

ードを利用した伐開法で, 草地の簡易造成法として能率的で表土移動の減少, 排根線の軽減などの利点があるといわれる。

切削・粉碎法(土田ら, 1974⁵⁾)はスタンプチップで根株を粉碎する方法で, 表土移動はほとんどなく, 排根線はきわめて軽量となる。

なお, 慣行法の改変法として, チルト(tilt)抜根区(雄武), レーキドーザ(抜根)-クリアリングレーキ(排根)区(門別)も設定された。

播種床造成法では, ボグハロー法についてのみ触れておく。ボグハローは, 本来ササ地などroot matの厚い地帯で用いられ, root matに切れ目を入れ, 後作業をしやすくすることを目的としているが, この調査では, これ自体でどの程度の砕土性および耕起深が得られるかを検討している。

砕土作業は原則として, 3回掛である。

別海圃場の場合を例にとり, 作業工程図を図2に示す。

図2から明らかなように, この圃場では, 抜根後不陸均しを行った区がある。大型ブレードによる1, 2, 4区は改良山成工的作業を, 小型ブレードによる5, 7区は抜根穴とその周辺の凹凸は正を目的としている。

表2 用いた障害物処理法および播種床造成法の基本的分類

障害物処理法	播種床造成法
慣行法	ブラウニング法
土砂分離法(+埋積法あるいは焼却法)	重ロータリ法
切断・引抜法	重デスク法
切削・粉碎法	プッシュアンドボグハロー法

* 以後, ボグハローと記す

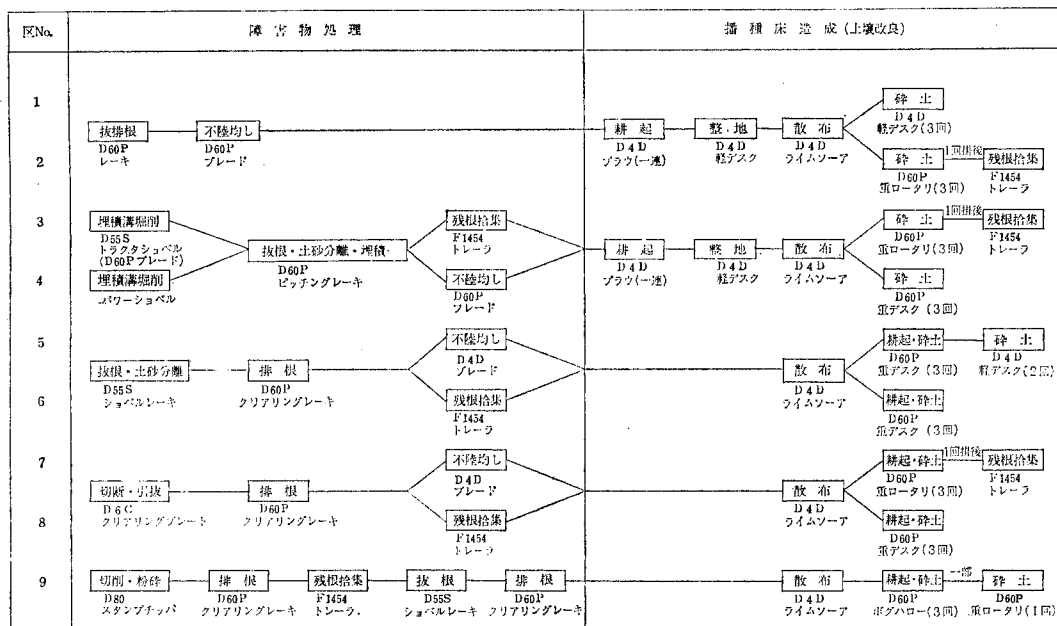


図2 別海圃場の作業工程図

4. 障害物処理作業による表土移動

雄武圃場では、未耕地土壌の障害物処理前後の腐植含量(5参照)の差から、表土移動量を推定した。別海、門別圃場では、埋没層の存在を利用して、図3のように抜排根前後の(IA1+II C)層厚の差から表土移動を推定した。門別圃場では、腐植に乏しいII C層の存在が表土攪拌量の測定も可能にした。つまり、図3のように抜排根後の典型的な土壌断面は(IA1とII Cの混合層)/II C/III A1……という層序を示す。この混合層の存在により、抜排根作業によって、表土が攪拌、混合されたことが判る。この量を表土攪拌量と呼ぶ。

別海圃場では、同様に(IA C+II A1)層厚をもとに、表土移動量を推定したが、IA CとII A1層の腐植

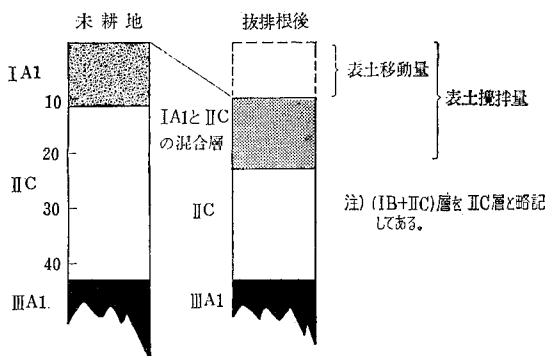


図3 抜排根による表土の攪拌および移動(門別A, 模式図)

含量がそれほど変わらないため、表土攪拌量は測定できなかった。

別海圃場で得られた結果を示せば、図4のようになる。

切削・粉砕法(9区)では、まったく表土移動は生じなかったが、慣行法、土砂分離法、切筋・引抜法では、

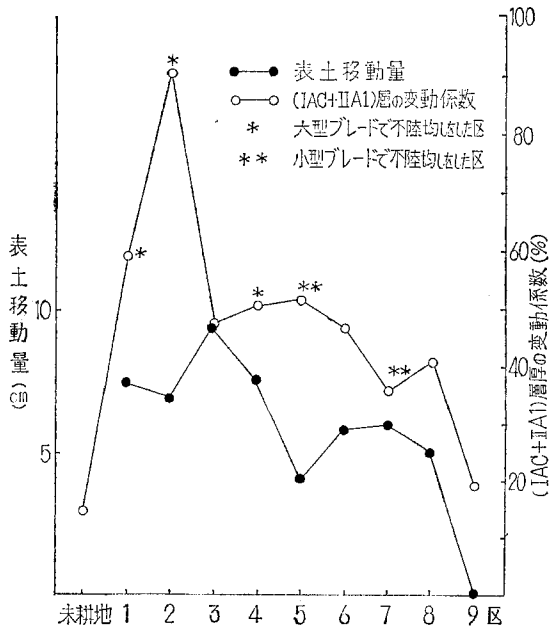


図4 区別平均表土移動量および(IA C+II A1)層厚の変動係数(別海圃場)

一定の傾向がなく、表土移動は平均 6.6cmであった。作業機の運行による土層の圧縮約 2 cmを考慮すると、表土移動量は約 5 cmとなった。

雄武圃場では、ほとんど表土移動のないチルト抜根区を除き、区平均で 3~7 cm、それらを平均すると、5.1cmの表土移動となり、別海圃場と類似の結果が得られた。

図 4 から、障害物処理後の層厚の (I A C + II A 1) の変動係数は、9 区を除き、未耕地土壌よりはるかに大きくなり、土層が不均一化していることが明らかである。地形条件も関与するが、不陸均しをすると、さらに変動係数が大きくなる傾向を示す。

ところが、門別圃場では、慣行法では、平均 17.1~12.7cmの移動量となり、レーキドーザ(抜根)ーフォークパケット(土砂分離排根)区、切削・粉碎法によった区とも 3 cm程度の平均移動量を示し、工法によって明瞭な差が生じた。また、いずれの区とも、平均表土攪拌量は 20cm以上となった。

抜根作業による土層の攪乱は、抜根作業に始まる。この作業は根株を対象とした点の作業であるから、その程度は、根株本数と樹径に主に支配されると考えられる。

抜根の際、レーキ類、ブレードでは、根株を中心に表土のはく離、攪乱が生じる。抜根によって土層の攪乱が生じた面積は、雄武圃場では、20%に満たないが、門別 B圃場のように、1.8m間隔にカラマツの根株があると、全面的な土層の攪乱が生じる。

抜根に引続く排根作業は、抜根された根株、稚樹、伐採枝条、ササ、雑草などを運搬、集積するとともに、抜根によって生じた凹凸の修正も意識的あるいは必然的に行う。その際、根株やはく離された root mat に付着した土壌もそれらとともに排除される。かくして排根作業は面の作業であるから、必然的に表土移動を伴う。土崎(1975⁴⁾)によれば、根株へ付着した土壌はかなり多量である。

土砂分離自体は、効果的であると観察されたにもかかわらず、雄武、別海両圃場では、表土移動量は、慣行法と一定の差異が認められなかった。土砂分離・埋積法では、排根線は消去されるが、表土移動は慣行法と変わらない。この両圃場では、排根作業によって、ササの地下茎を中心とした root mat がはく離、運搬されるため、根株に付着した土壌を振り落とすだけでは、表土移動はあまり減少しないのである。

これに対し、門別圃場では、抜根後土砂分離排根した場合、表土移動はごく少量であっ

た。これは粗粒質な土壌であることも関係しようが、root mat の不在が大きいと思われた。B圃場での慣行法では、カラマツの大きな根系のため、あたかもレベラーをかけているようで、土壌の押し出しが多くなり、表土移動が多くなった(約 12cm)。A圃場では、レーキドーザによって抜根同時作業がなされ、root mat はロール状に巻込まれ、排根線に運ばれた。このため、表土はほとんどなくなり、平均表土移動量は 17.2cmであった。

このように、抜根から排根作業を経ることにより、土層の攪乱、表土の排除が進む。

表土移動量を重量で表現すれば、その量がいかに莫大であるかよく認識できる。表土移動 5 cmとした場合、重粘土で 340ton/ha、細粒火山灰土で 260ton/ha、粗粒火山灰土で表土移動 17cmの場合 1930ton/ha、3 cmの場合 340ton/ha と計算される。

5. 腐植含量の推移

障害物処理による表土移動は、腐植の減少をもたらす。雄武圃場の結果は、図 5 のようである。

障害物処理による酸性褐色森林土での区別平均腐植含量は、2 区(チルト抜根区)が 7 区を除く全区と有意差があった。これに対し、土砂分離法(3~6 区)、切断・引技法(7~9 区)は慣行区(1 区)と、4 区を除き有意差はない。つまり、慣行法に比べ、土砂分離法、切断・引技法いずれの障害物処理法も優れていると結論づけることができなかった。

全平均値で見ると、酸性褐色森林土、疑似グライ土は、障害物処理により、それぞれ腐植含量が 2.0、6.4% 減少し、さらに碎土三回掛で 0.9、0.6%減少した。

疑似グライ土は湿性な土壌で、腐植にすこぶる富む A1

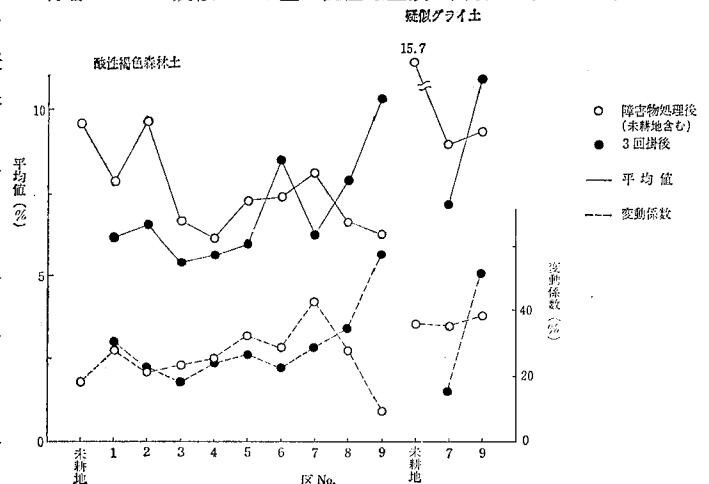


図 5 障害物処理および 3 回掛による腐植含量の区別平均値および変動係数ご推移

層と Bg 層とでは腐植含量が大きく異なり、層界も判然としているという土壌の特性から、腐植含量は大幅に減少した。

障害物処理後と碎土三回掛後の平均値に有意差のあったのは、1～3区で、これらの区は、ブラウイング法によって反転耕起している点で共通している。

変動係数は、障害物処理で増大し、碎土3回掛で減少する傾向を示した。これは、別海、門別圃場でも認められた。つまり、播種床造成作業は、障害物処理による土層の不均一化を是正するように作用する。

6. 作業機種、土壌条件と碎土性、耕土深分布

耕起碎土の作業精度は、土壌学的にみれば、碎土性、平均度、耕土深の均一性に求められよう。

雄武圃場の7～9区で土壌分析した結果を図6に示す。これらの区は、切断・引技法で障害物処理をし、重ロータリ(7区)、重デスク(8区)およびボグハロー(9区)で耕起碎土した。7、9区は先述の二種類の土壌が出現する。

作業機種、障害物処理後のA1層の有無(root matの存在、ひろくは表面被覆物の存在もそうである)、土壌条件によって明らかに差が認められる。

重ロータリは碎土性良好で、重デスクがこれにつき、ボグハローは、碎土性は不良である。ボグハローでは、

碎土されても碎土されない場合が多く、そのため、碎土を3回掛もすると、地表面の凹凸が激しくなった。

A1層があると、root mat が碎土に強い抵抗を示すが、重ロータリでは、2回掛で root mat のない場合と同様の平均土塊径を示し、root mat 粉碎がきわめて良好である。

疑似グライ土は酸性褐色森林土より碎土性が悪い。これには土壌構造や碎土時の水分が関係する。碎土時の水分は、疑似グライ土で塑性領域内、酸性褐色森林土は塑性限界以下であった。

土塊の粒径分布には、久津那ら(1975²⁾)が指摘しているように、ROSIN-RAMMLER 式を適用できることが判った。このことは碎土性の予測、ひいては土壌と土壌改良資材の混和-酸性矯正の予測の可能性を示すものである。

耕土深の分布は、障害物処理法、播種床造成法による差はあまり明瞭でなく、次表のような結論が導びける。また、精度よく耕起碎土された場合の耕土深の変動係数は

表3 処理回数に伴う耕土深の平均値、変動係数の推移

	重粘土	細粒火山灰土	粗粒火山灰土
平均値	増大	ほぼ一定	ほぼ一定
変動係数	減少	減少	ほぼ一定

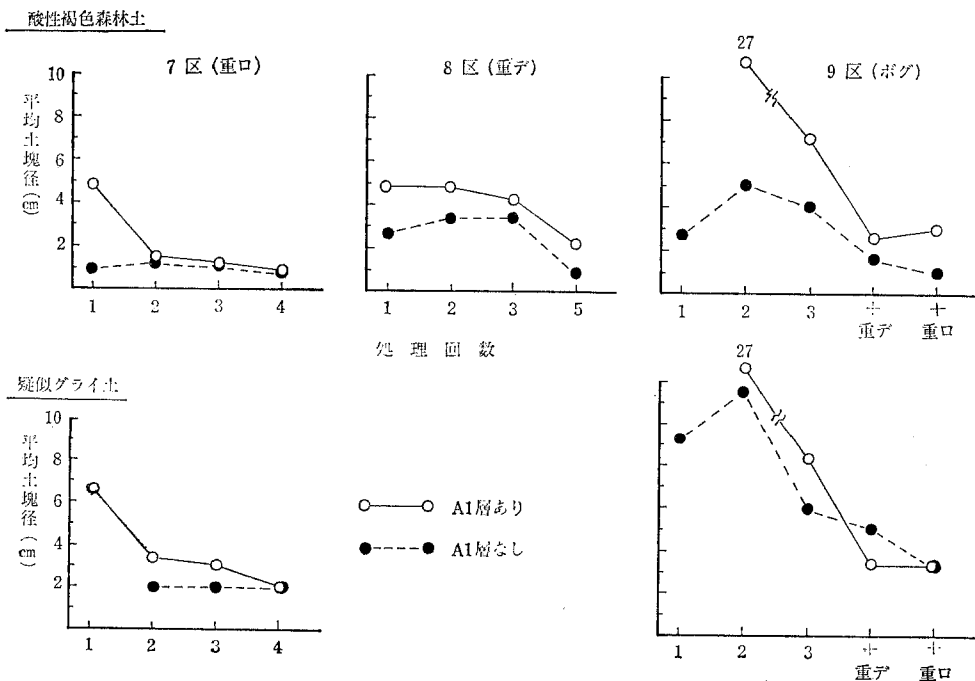


図6 雄武圃場の土壌分析結果

10%前後に落着いた。

7. あとがき

以上、農用地造成作業による土壌の不均一化の様相を概説した。

農用地造成作業を経ることにより、土壌は劇的ともいえる変化を受けることが明らかである。とくに、山成工の場合、抜排根作業による土層の攪乱、表土移動—土層の不均一化は宿命的な問題である。そして、この不均一化は工法、自然条件（この調査では、地形の影響は認めがたかった）によって様相を異にする。そこで、適地、適作業の原則の確立が望まれるのである。

もちろん、農用地造成作業は、作物生育という観点からのみでなく、営農いう巨視的観点からの位置づけが必要である。今後に残された大きな課題である。

〔謝辞〕 この報告は、先述の調査に従事された諸機関の方々の協力によって、できあがったものである。また北海道開発局土木試験所赤沢 伝室長には、校閲を頂いた。記して、謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 赤沢 伝・山口吉五郎・大山敏明 (1967) クリアリングブレードを利用した放牧草地の造成について 第1報 重粘地における造成法, 北海道開発局技研論集, 11, 662~70
- 2) 久津那浩三・新村善男 (1975) 耕耘碎土に関する研究 (第3報) 碎土土塊の粒径分布について, 土肥誌, 46, 447~52
- 3) 齊藤万之助・吉田 亨・赤沢 伝・沖田良隆・穴戸信貞 (1976) 農用地造成に伴う土壌の理化学性の変化 (第1報) 障害物処理ならびに播種床造成作業による土壌の不均一化 土試報 65, 1~68
- 4) 土崎哲男 (1975) レーキドーザによる抜根と排根に関する実験的研究 秋田農短大 1, 1~145
- 5) 土田友栄・松原真佐美 (1974) 木根処理機の試作改良試験結果 北海道開発局技研論集 17, 715~20

土 粒 子

ペドロジの現場から

岩 佐 安

湿潤な熱帯から暖帯にわたって広く分布している土壤に、赤黄色ポドゾール性土壤というものがある。この土壤は生物気候帯の区分の常識の框をこえて、広い地域に分布していることもあって、従来とかく問題となってきた土壤である（もちろんA₂層位や粘土集積層の存否の問題もあるが）。西南日本にみられる赤黄色土をこの土壤に入れている外国のペドロジストもいるぐらいである。この土壤では、土壤の化学的諸特徴の他にB層にみられる粘土集積（argila B）や粘土皮膜（Cutan）の存在が重視されている。湿潤熱帯（アマゾン）の例では、この土壤とラトソルとはモザイク様に接近して分布しているのが特徴的である。乾期の土壤調査ではこの両者の区別はよほどのベテランでないと容易でないようだ。ところが雨期も終り頃になると、両者のちがいが明瞭に現われるようになる。赤黄色ポドゾール性土壤では地表で一時的に過湿な状態がみられる例が多いからである。特に、樹床植物や草本植物がよく繁茂しているところでは顕著にみられ、表層直下には弱いグライ層、灰色層すらみられるものがある。雨期の過湿に弱い作物（胡椒）などではよく湿害をおこすが、こういう土壤に多くみられるようである。前記した粘土集積層が一時的に一種の不透水層のような役割を演じているらしい。また、ゴム樹などのように地下深くまでのびる植物を除いて、植物根の多くがこの粘土集積層より上部の表層部に分布していることが現地での土壤調査でよく観察される。暖い温帯などで土壤調査をやってきた筆者には、うす暗い密林下の土壤でありながら、あまりにも植物根の分布の少ないのに当初は意外であった。湿潤熱帯の植物は過保護であり、頭でつちかの植物というわけである。環境の変化に敏感であり、また弱いようである。このように植物の生育や水収支とかかわりをもっている粘土集積層もそ

の生成過程はいがいと不明の点が多い。また、前記した両土壤を区別するときに重視されているものに粘土皮膜（Cutan）の存否がある。ラトソルの場合には殆んど、粘土皮膜は土層内にみられないが、赤黄色ポドゾール性土壤ではみられる。この粘土皮膜の生因については種々の見解があるようだが、乾・雨両期をもつ地域の土壤に主としてみられるといわれている。しかし前記したように、同一地域の同一地形面内の土壤でみられたりみられなかったりしている。この粘土皮膜についても、その生成条件、生成過程がなお不明な問題を残しているように思える。西南日本にみられる、赤黄色土にも粘土皮膜がみられるという報告がある。しかしまだ公認されているというわけではない。少なくとも現在、乾・雨両期をもっていない日本で、真の粘土皮膜がみられるとしたら大へん興味のある問題である。それは、あるいは「化石粘土皮膜」なのかも知れない。“日本にもかつて乾雨両期があった”こんな仮定で土壤の生因を考え調べなおしてみるのも面白いことであろう。

土壤も自然物であり、したがって一つの歴史をもっているはずである。土壤の諸々の特性の一つの属性である土壤の物理性もまたそれじしん生成、発展そして変化という一つの歴史を当然もっているはずである。北海道の重粘地グループの研究や水田土壤の研究分野などで歴史的（生成的）立場に立った研究もみられるが、まだその端緒にすぎないように思われる。門外漢には、土壤物理の研究というと土壤の生成発展の流れの現時点という切断面を主として問題にしているようにみえるのである。歴史科学としての土壤物理の一分野もあってよいのではあるまいか。土壤物理学プロパーからのアプローチを期待したい。

（農技研化学部）

柴崎達雄著 略奪された水資源 築地書館, 1976

須藤清次

水資源という言葉はうんざりするほど聞かされ、地盤沈下や酸欠空気などの地下水にかかわる公害用語にもなれてきた。

それならば地下水問題にたいしては揚水量の制限をしたり、逆井戸で過剰時の表流水を注入すればよいではないかということになる。そういうレベルでの技術的対応では、水が必要なら井戸を掘れとやってきた資源・技術観と同じである。これでは資源・環境問題の緊迫している今日の課題に応えることはとうてい期待できない。工場廃水は地下注入すればよいと指導した地下水学者が、その失敗にもこりずに逆井戸で地下水資源は安易に保てるといっている例を、著者は遠慮めに例示している。

地下水問題に対する著者の考えや行動は本書の書きぶりからありありと描き出されている。まづ著者は地下水

の枯渇や地盤沈下を庶民の経験を通して問題の所在を明らかにする。つぎにいわれる地下水学の常識からではなく、流体である水の流れ方と形に関する常識（一般的原理）から出発して地下水盆・許容揚水量論を展開する。さらに地下水の管理の法体系の問題に入り、自治体の役割に着目しつつ地下水公有論をめぐる問題を展開している。

ここに展開される著者の主張は、国際的経験をふまえた著者らの研究グループの業績である地下水資源学（共立出版）・地下水盆の管理（東海大出版）に裏づけられている。

浪人・柴崎氏を中心とするグループの地下水学の創造的研究の取組みは、関東ローマや日本列島論に大きな成果をあげた地団研の地下水版である。（会長）

宮下和喜著 絶滅の生態学 思索社, 1976

須藤清次

地球上に現われる動物は、次第に高度な体制と機能をそなえ、また多様性を発させてきた。絶滅は進化の裏側である。第四紀に入ってから哺乳類・鳥類等絶滅の傾向とともに漸次複雑化の傾向をたどってきた動物相が、逆に単純化の方向に向ったという。地質時代には絶滅種は、さらに進化した種の台頭により埋め合わされてきたのであるが、現代の絶滅は人類の営みによるものであって、進化・多様化の可能性はほとんどないからである。

環境保全には農業を、とは簡単にいいきれない。自然における多様性の確保こそ自然の安定性を保証するので

あるが、食糧生産の効率を上げるためには特定作物つまり生態の単純化が求められる。

著者は農技研で昆虫生態学も専攻しているが、本書では恐竜・魚・鳥・哺乳類などをふくめて動物の生態を繁栄と絶滅のメカニズムをわかり易く例を上げて説明されている。環境問題を考えるとき、都市化のみならず農地が生態系の絶滅への傾向へ寄与している点を忘れがちであるが、このような点から土壌物理学に係わるわれわれにとって手頃な啓蒙書といえよう。（会長）

会 務 報 告

(昭和51年4月1日～昭和51年8月31日)

第3回評議員会 51.4.5 於・農技研

〔出席者〕 岩田, 須藤, 寺沢, 八幡各評議員, 安富編集委員長, 軽部, 陽, 塩各幹事

〔報告および議題〕

- 1 会則について
本会が研究者によって構成されていることを明示するために, 会員の資格に関する条項を会則に加えるよう検討する。
- 2 会員名簿の作成について (事後承認)
- 3 入会案内書の作成について (提案)
- 4 会計年度とシンポジウムの時期について
- 5 選挙管理委員の選出
委員長 穴瀬 真 (筑波大)
委員 荒川 稔 (茨城大)
" 高橋義明 (農技研)
" 宮崎 毅 (東京大)
- 6 第18回シンポジウムについて

第7回事務局会議 51.7.9 於・茨城大

〔出席者〕 荒川 (須藤代理), 軽部, 塩, 寺沢, 安富
〔議 題〕

- 1 評議員選挙の準備について
- 2 第18回シンポジウムについて

その他

土壤物理用語事典編集委員会より, 「土壤物理用語事典」の印税 146,800円が当研究会に寄付されました。

シンポジウムのお知らせ

次のような通知がありましたのでお知らせいたします。詳しくは事務局に説明書があります。

WATER IN HEAVY SOILS

International Symposium, Bratislava

6 to 8 October, 1976

Programme :

1. Solid-liquid interface phenomena as related to flow of water in swelling soils.
2. Flow of water in swelling and shrinking soils, including miscible and two phase flow. Laboratory and field data and methods.
3. Theory and practical determination of design parameters for reclamation of heavy soils (e.g. spacing and depths of the underground drainage and dimensioning of land drainage co-

〔新入会員〕

福田 光治 〒462 名古屋北区尾上町1-2
尾上団地1-711

常松 哲 〒079-01 美唄市美唄1610-1
専修大学北海道短期大学

福島 忠雄 〒790 松山市樽味町118
愛媛大学農学部

野村 安治 〒680 鳥取市湖山町1 鳥取大学農学部

高松 善博 〒577 東大阪市小若江3-4-1
近畿大学農学部

増川 熙之 〒254 平塚市大原1-24
農業土木試験場

原 喬 "

木俣 勲 "

〔住所変更〕

新村 善男 〒936 富山県滑川市沖田新48

選挙管理委員会報告

51年9月16日開票 於・茨城大

第5回評議員選挙開票結果

有効投票 134票

無効投票 0票

白 票 1票

計 135票

当選者 (アイウエオ順)

岩田 進午 (関東)

木下 彰 (東北)

黒田 正治 (九州)

国分 欣一 (中・四国)

須藤 清次 (関東)

竹中 肇 (関東)

田淵 俊雄 (関東)

手島 三二 (近畿)

寺沢 四郎 (関東)

長堀 金造 (中・四国)

前田 隆 (北海道)

丸山 利輔 (近畿)

美園 繁 (九州)

湯村 義男 (中部)

横井 肇 (関東)

以上15名

第5回評議員選挙開票の結果, 新評議員は上記の通り相違ありません。

昭和51年9月16日

選挙管理委員長 穴瀬 真

選挙管理委員 荒川 稔

" 高橋 義明

" 宮崎 毅

土壌の物理性 第33号のミスプリントについて

次の様なミスプリントがありました。訂正しておわび申し上げます。

	誤	正
p. 3 所属	**zootechnical	**Zootechnical
p. 11 表題	Government Forest Experiment Station	Land Treatment of Wastewater as Optimal Groundwater Basin Development
名前	ARIMEZU	ARIMIZU
p. 31 右下から10行目 最終行	It is, therefore attractive analyzed quantitatively	It is, therefore, attractive analyzed quantitatively.
p. 32 左Table 1 上4 行目	it will be usel here.	it will be used here.
同上1行目	...for interparticle (Table 1)for interparticle attraction (Table1)
右1行	Fig. 1	Fig. 2
右	Fig. 1 の説明 3行目 Leda Clay (from Warkentin)	Gault Clay (from Warkentin)
p. 33 左1行	Lig. 2 Fig. 2 の説明 2行目	Fig. 1
左	Gault Table 2.....Attraction, in bars Table 2	LedaAttraction, in bars,
左表1行目	Suctian (bars)	Suction (bars)
左下から10行目	on assumption.....	on the assumption.....
右上から12行目	The samples ware	The samples were
” 14行目from th adsorp-from the adsorp-
” 29行目	sedimimets near.....	sediments near.....
p. 34 左下から16行目	the low-swlling soils.	the low-swelling soils.
右上から16行目, although usaually....., although usually.....
文献2行目	J.N. Luthin, cd,	J.N. Luthin, ed,
p. 35, 英文表題	Prorerties	Properties
p. 35, 英文表題の下に		Shiro TERASAWA を入れる。
p. 49, 左3行	Behaviur	Behavior
p. 49, 左4行	Behaviour	Behavior
裏表紙 Notes	Evauation	Evaluation

第18回土壤物理研究会シンポジウム

土壤物理の基礎

——水分物性、粒子間関係、移動論——

日 時：昭和51年11月19日（金） 9：20～17：30

場 所：農林省農業技術研究所（北区西ヶ原2-1-7）

講 演：

無機固体の表面官能基とその性質

堤 和男（東大生研）

プレートモデルによる土壤中の物質移動の検討

吉田 武彦（農技研）

土壤水物性研究の系譜

赤江 剛夫（京大農）

粘性土の構造と力学的特性

嘉門 雅史（京大工）

土壤の熱的性質

粕淵 辰昭（農技研）

— 編 集 後 記 —

私たちが編集をお引き受けして4冊目、最後の号となりました。

土壤の物理的性質への関心はますます大きくなってきています。本誌がそれに十分応えられ、また土壤物理研究発展のための牽引車としての役割を果たすため、一層発展するよう念じています。学会誌への移行は将来の懸案としつつも、その手初めとして、スタイルの一部変更などを行いました。このため投稿していただいた方々には御迷惑をおかけした点もあったかと思ひます。御容赦下さい。

次回からは新しい編集者をむかえて、本誌が一段と充実することを期待したいと思います。

（粕 淵）

土壤物理研究会

事務局構成 会 長 須藤 清次

副会長 寺沢 四郎

庶務幹事 榎部重太郎 会計幹事 塩 光輝 編集幹事 堤 聡、陽 捷行

編集委員 安富六郎(委員長)、雨宮 悠、土井淳多、江崎 要、粕淵辰昭、根本清一

土壤の物理性 第34号（会員配布） 1976年10月1日発行

発行 土壤物理研究会（〒300-03）茨城県稲敷郡阿見町 茨城大学農学部 農業工学科内

電話 02988-7-1261 振替口座 東京5-17794、銀行口座 常陽銀行阿見支店 口座番号 501399

Soil Physical Conditions and Plant Growth, Japan

No. 34

October 1976

Contents

Foreword	S. TERASAWA ...1
Originals	
Studies on soil Holding Function with Pasturage Grass-Roots	H. KOBAYASHI... 2
On the Improvement of Suction Plate Apparatus for Measuring Matric Suction (I)	K. TOKUNAGA, K. KOGA... 7
Soil Moisture Extraction Pattern in the Soil Column with the Ground Water Table.....	Y. UENO, H. MOROYU...10
On the Ground Water Level inside of the Horticultural House abutting on the Paddy Field	H. SATO, S. FURUKI...15
Review Unsaturated Soil Moisture Movement under the Effect of Temperature Gradient	T. MIYAZAKI...21
Notes	
Micromorphology of Allophane	Y. KITAGAWA ...32
Soil Disturbance due to Mechanical Operation for Glassland Establishment	M. SAITO...37
Reader's Column.....	Y. IWASA...43
Recent Books	S. SUDO...44
Announcement	45

Research Association of Soil Physics, Japan
c/o Faculty of Agriculture, Ibaraki University
Ami-machi, Ibaraki-ken, 300-03 Japan
President Seiji Sudo