

## 火山灰台地における水分変動

早坂 猛

Behavior of Water in Upland Volcanic Ash Soil

Takeshi HAYASAKA

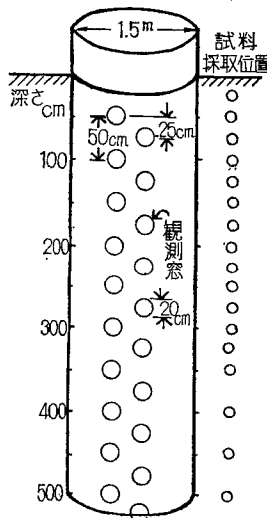
Selicultural Experiment Station

## I はじめに

農用地土壌にとって重要な条件の一つに水分供給力がある。火山灰土は一般に土層が厚く、保水性・透水性ともにくれているが、地下水位が著しく低い場合が多く、自由水面からの毛管水の供給を期待できないことが一つの弱点と考えられる。蚕糸試験場九州支場（熊本県鹿木郡植木町）の周辺においても、民家の井戸の深さは30m以上であり、地下水からの毛管水の供給は期待できないから、作物栽培に必要な水分の供給は、毛管力によって供給される範囲の土層中の有効水分に頼らざるを得ないが、まずその動態を明らかにすることが必要である。桑は深根性作物である上に、下層土からの毛管上昇を考えるとかなりの深さの土層を対象にとらなければならないが、試みに5mの土層について水分の動態をさぐってみた。十分な解析はできていないが、その結果を一つの素材として提供したい。

## II 試験方法

九州支場構内桑園の一部に観測用ピット（たて坑）を



図一 観測用ピット（たて坑）メーターを挿入して観測

掘り、その土壌断面にテンシメーターを25cmごとに設置して、土壌水分張力の経変時化を追跡した。その概略は図一に示すとおりで、直径1.5m、深さ5mの井戸と考えていただければよい。周囲は観測窓だけ残してコンクリートで塗装した。また、土壌断面から物理性測定用の試料を採取し、常法により分析を行なった。後にピットの裸地側にもせん孔し、テンシ

を行なった。

## III 供試火山灰土の特性

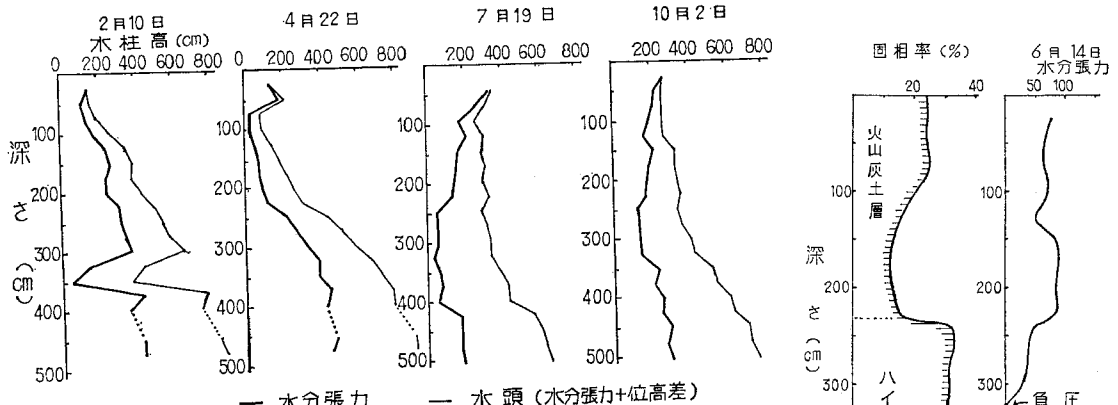
供試圃場の基盤は阿蘇山の噴出物により成り立っているが、沖積期の新しい火山灰土層の下には、洪積世末期に阿蘇カルデラが生じた際に噴出した火山灰の厚い堆積がある<sup>5)6)</sup>。この層は地質学上は熔結凝灰岩と呼ばれており、大量の火山灰が余熱を残して堆積したため、通常の火山灰層よりも固結度が高いといわれる<sup>3)5)</sup>。このような成因による代表的なものにシラスがあり、また箱根、十和田・阿寒湖などのカルデラも同期のものと言われる<sup>6)</sup>。地元ではこの火山灰層をハイツチ（灰土）と呼んでいるので、以下これを用いる。供試圃場の火山灰土層は約2mで、その下のハイツチ層は30m以上の厚さをもつとみられる（ボーリング資料より）。

ピットの土壌断面の物理的性質を表一にまとめて示す。まず、仮比重・固相率に基本的な性格が現れている。火山灰土層では表層約1mの土壌に比べて下層土の仮比重が著しく小さいが、これは火山土で普通にみられる性質である。その下のハイツチ層は、概して火山灰土層よりも仮比重が大きいものの、上位層に比べて下位層の仮比重・固相率が小さいことは、火山灰土層と同様の傾向である。

また、土性層序が土壌水分の行動を支配する要素であることが指摘されているが<sup>7)8)</sup>、このことを検討するために、深さ別に土壌の粒径分析を行なった結果を第1表の右端に示した。上位の層と土性が異っている部位は、深さ25—50cm、100—125—150cm、225—250cmの3か所であるが、とくに100cm、225cmにおいては粘土が減って微砂が著しく増えている。また、土性の表示としては変わらないが、400cm以下の層では上位のハイツチ層にくらべて粘土が少なく、細砂が増加している。このように土性層序の中に何層かの砂質土壌が介在するのは、大規模な噴火のたびに、大気中を落化する粒子が選別され、粗粒のものから順次堆積するというパターンが繰返された結果と考えられる。噴出源から遠ざかるにつれて不明瞭

表一 土 壤 の 物 理 的 性 質

深さ	仮比重	三相分布			全孔隙	飽水度		透水性係数	粒 径 組 成				土 性
		固相	液相	気相		(pF 2.0)	有効水分 (pF 1.3 ~ 3.0)		粗砂	細砂	微砂	粘土	
cm		%	%	%	%	%	%	cm/sec	%	%	%	%	
25	0.702	24.4	42.0	33.6	75.6	55.6	15.5	$7.5 \times 10^{-3}$	4.5	44.1	25.7	25.7	堆積土
50	0.711	23.7	43.6	32.7	76.3	57.1	13.9	3.1	3.8	24.8	35.6	35.8	軽塩土
75	0.762	25.7	47.2	27.1	74.3	63.5	11.3	3.1	2.7	24.7	33.7	38.9	"
100	0.607	20.7	50.1	29.2	79.3	63.2	15.9	2.9	4.3	20.4	45.4	30.0	微砂質堆土
125	0.510	16.3	55.4	28.3	83.7	66.2	20.9	1.3	4.8	13.9	24.0	57.3	重塩土
150	0.406	13.0	55.3	31.7	87.0	63.6	27.0	1.4	7.7	30.2	27.3	34.9	軽塩土
175	0.399	12.7	55.2	32.1	87.3	63.2	18.7	2.5	16.0	27.0	25.9	31.2	"
200	0.410	13.3	58.5	28.2	86.7	67.5	25.6	1.9	21.6	19.3	27.7	31.5	"
225	0.451	15.5	60.5	24.0	84.5	71.6	11.3	$6.6 \times 10^{-4}$	16.4	15.0	46.1	22.6	微砂質堆積土
250	0.978	34.1	48.8	17.1	65.9	74.1	8.4	8.2	12.6	19.2	38.0	30.2	軽塩土
275	0.922	31.8	50.7	17.5	68.2	74.3	10.8	$1.0 \times 10^{-3}$	8.3	17.4	43.2	31.1	"
300	0.931	31.9	53.2	14.9	68.1	78.1	9.6	4.4	9.8	18.0	32.4	39.9	"
325	0.924	30.9	53.5	15.6	69.1	77.4	10.6	2.7	10.7	17.6	30.1	41.6	"
350	0.911	30.9	56.7	12.4	69.1	82.1	8.3	$5.1 \times 10^{-5}$	10.2	15.8	33.2	40.7	"
400	0.778	26.5	51.5	22.0	73.5	70.1	16.8	$1.5 \times 10^{-4}$	13.2	23.7	36.0	27.1	"
450	0.734	23.9	52.8	23.3	76.1	69.4	20.3	2.9	12.0	24.6	38.1	25.4	"
500	0.734	24.3	50.0	25.7	75.7	66.1	15.9	2.2	12.1	22.6	40.3	25.1	"

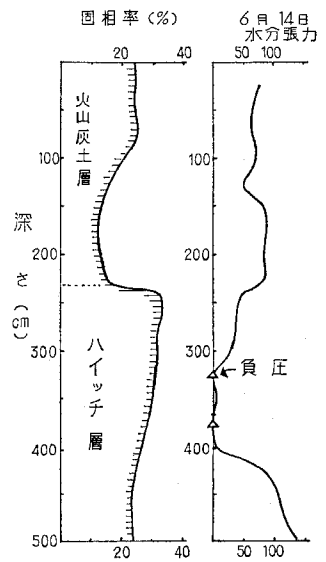


図一 桑園土壤水分張力の推移 (1971年)

になることがあるとしても、このこともまた火山灰土に共通な性格と考えられる。

IV 土壤水分の周年変化

供試圃場の気候は太平洋岸型<sup>1)</sup>に属しており、夏に雨が冬に少ない。さらに梅雨期の雨が秋雨に比べて著しく多い点で、東日本とは逆の型となっている。したがって土壤が最も湿潤な時期は梅雨末期であり、その後盛夏には急速に表層土の乾燥が進むが、秋から冬にかけての雨量の減少とともに乾燥は下層土に達する。春とともに雨量が多くなるので、再び表土からの湿潤化が進み、梅雨により下層土まで湿潤化するというのが、概略の土



図一 土壤水分張力と固相率

壤水分の周年変化である。桑園土壤について土壤水分張力の周年変化を測定した中から、代表的な時期のものを図一に示した。この図において著しい点は土壤水分張力が深さとともに漸変するのではなく、何か所か張力の著しく低い部位が存在することである。この極小点は深

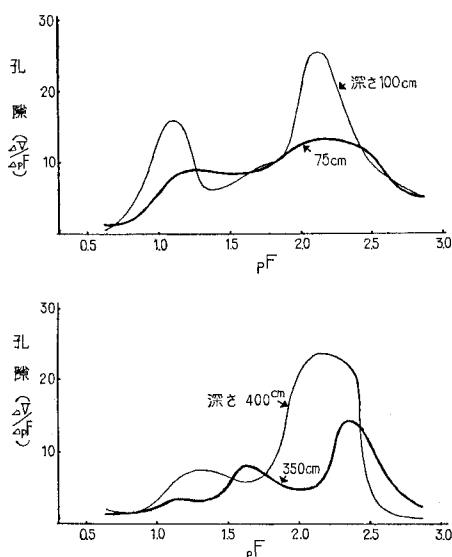


図-4 孔隙分布曲線

さ100cm附近、200—250cm、350cm附近に見られるが、これらは表一に示したように、土壤の仮比重・固相率あるいは土性変る部位にあっている。粗粒の土層の上に細粒の土層が接する場合、宙ぶりの毛管水が出現することは<sup>7,8)</sup>、広く知られるようになった。

図-3は梅雨期の土壤水分張力と、固相率との対比させたものであるが、かなりの対応がみられる。固相率の変化に関して、岩田の指摘のように粗孔隙量の変化と水分運動との関係としてとらえるため<sup>2)</sup>、固相率の大きく変化する部位の孔隙分布を比較したものが第4図である。火山灰土層においてもハイツチ層においても、固相率の小さい下位層の孔隙が明らかに多くなっている。このことから固相率の低下は、土性の粗粒化と同様の効果を持つものと考えられる。しかし、非火山灰土においては固

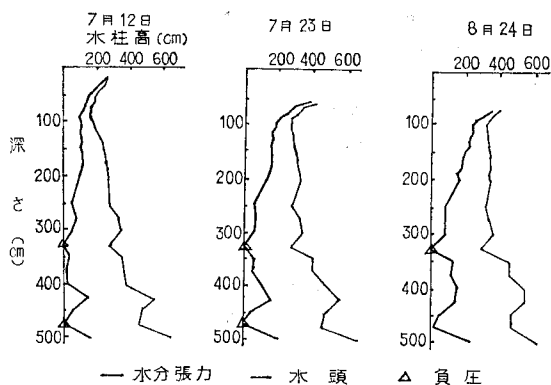


図-6 裸地土壤の乾燥経過 (1973年)

相率の著しい変化はみられないから、固相率の変化が土壤水分の動きに影響することも、火山灰土層の特性とみることができよう。

### V 土壤の湿潤・乾燥の過程

土壤の湿潤化の経過を図5に示したが、5月20日に深さ50cmにあった湿潤先端は29日には250cm、6月2日には350cmに進んでいるように見られる。そして6月8日には図-3に示した6月14日の分布状態に達しており、その湿潤先端は5m以下に進んだものと思われる。この動きとは別にいくつかの水分張力の極小点が残されており、水頭こう配からそれぞれが湿潤先端であるように見える。

一方、乾燥過程については、作物による吸水の影響を除くために、裸地において行なった観測結果から代表例をえらび、図-6として示した。この場合測定点も10cmごととして詳細な検討ができるようにした。土壤の乾燥が始まると、水分張力分布のグラフは、深さ100cm附近で折れ曲りながら、全体として張力が高まっていく傾向をみせた。この場合、深さ100cmにおける水分張力の極小点は消失するものの、水分の運動方向を示す水頭の値については、終始深さ90cmに極小点が存在しており、乾燥が進んだ段階でも1m以下の土層から毛管水が上昇してくる可能性は示唆されなかった。この極小点が消失しない理由は不明である。前述のとおり、この付近は土壤の物理性の著しい変化が重複している上に、吸水・脱水過程のヒステリシス効果<sup>9)</sup>も働いて、乾燥過程の水分運動をより大きくさまたげるものと考えられる。したがって、水頭の極小点が消失しない限り、1m以下の層から、毛管水の形で水分が上昇してくる可能性はないよ

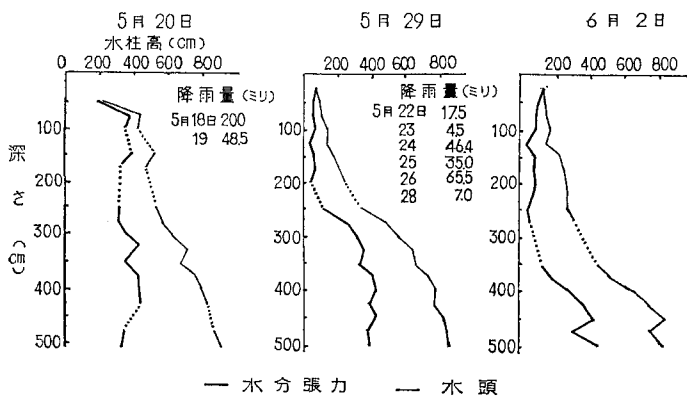


図-5 桑園土壤の湿潤経過 (1971年)

うに思われる。

水頭の極小点は湿潤化の過程でも同様に存在するから、下方への浸透もさまたげられる筈である。にも拘わらず極小点を残したまま下層に向けて湿潤化が進行するのは、飽和浸透に近い条件では、重力水領域の孔隙が通路として開き、しかも畑地条件では下方へ向ってのみ動らくことが、乾燥過程と湿潤過程の基本的な相異と考えられる。湿潤化の経過の中で、水分張力の低減が、物理的な境界面を階段のようにして進行するように見えるのは、部分的にもせよ飽和浸透に近い条件が成立した場合、一挙に浸透が起ることを示唆するものと思われる。

## VI 土壌水分の上昇量

土壌水分の運動方向について検討した結果、深さ約1mの土層については毛管水の上昇が起るものと考えられた。このことが妥当であるかどうかについて、桑園の土壌水分の消費状態から検討してみた。その結果を表一2に示したが、1mの土層から失なわれた水分量に降雨量を加算した量は、19日間に139mmとなり、平均約7mm/日

表一2 土壌水分消費量

項目 深さ	土 壌 水 分 率			消費水分量
	6月30日	7月19日	差引	
25 cm	51.7 %	(40.5) %	11.2 %	28.0 mm
50	51.2	39.8	11.4	28.5
75	53.2	46.2	7.0	17.5
100	56.6	52.6	4.0	10.0
計	期間中の降雨量			55.0 139.0

( ) : 測定不能につき pF 2.7 の値

である。これは桑園の蒸発散量としては妥当と考えられる。また7月19日の土壌水分張力が最も小さいのは深さ1mの部位であり、pF 値として約2.3であった。この桑園では梅雨明け後約3週間の8月上旬には伸長の停滞が始まるのが常態であるところからも、深さ1mの土層が保持する正常生育有効水分約140mmが約20日で消費されるということが推定される。したがって1m以下の土層から毛管水の供給があるとは考えにくい。一方、植付後満2年を経過した桑園で、深さ2m近くの土層中に早くも細根の分布がみられることから、1m以下の土層の水分が直接利用されることは当然考えられるが、根の分布率からみれば僅かであって、桑の正常生育を維持できるとは考えられない。逆にみれば下層の水を僅かづつしか利用できないことが、かんばつ時の桑の生存を保証することになるのではなからうか。

## VII 土壌の水分環境を示す指標

土壌水分張力の分布の中で、いくつかの極小点がみられることはすでに述べたが、そのことと pF 2.0 飽水度の対応についても指摘しておかねばならない。pF 2.0 飽水度は pF 2.0 の条件下で、全孔隙中に液相が占める割合を%で表示したものである。真下はこの値が土壌の構造性に対応することを指摘した<sup>4)</sup>。供試圃場の例ばかりでなく、九州の火山灰土壌の平均的な pF 2.0 飽水度は、長野県での調査例に比べて高い値となっている。このことから、この指標が土壌の湿潤条件を示すものと考えられる。第1表の数値をひろってみると、表層50cmまでは60%以下で、乾燥の度合いが強いことを反映しているものと思われる。また300—350cmでは80%前後の値を示し、この層位に負圧の水が現れやすいことに対応しているものとみられる。このように pF 2.0 飽水度は土壌の水分環境を推定する指標となりうるものと考えられる。ただし、非火山灰土については、この数値が80%を越える場合、壁状構造という物理的不良性に対応するから、この指標についても火山灰土と非火山灰土で読み方の力点が変わることを付け加えておきたい。

## VIII あとがき

火山灰台地における土壌水分の変動を観測した結果について若干の考察を行なった。シンポジウム当日以後の経過の中で考察が進んだ部分もあり、また記述にあっては、あえて危険をかえりみず卒直に考えを述べることに努めたので、この点お許しいただきたい。

## 参 考 文 献

- 1) 福井英一郎：地理学評論，37：531～547（1964）
- 2) 岩田進午：農技研報告B16：149～176（1966）
- 3) 久野 久：火山及び火山岩（岩波全書196），岩波書店：1～71
- 4) 真下育久：林野土壌調査報告，11：1～54（1960）
- 5) 松本達郎ほか2名：日本地方地質誌，九州地方朝倉書店：180～185（1962）
- 6) 湊 正雄 井尻正二：日本列島（岩波新書589），岩波書店：88～99（1966）
- 7) ローゼ：土壌と水（訳），東大出版会：52～55（1963）
- 8) 八幡敏雄：土壌の物理，東大出版会：35～70（1975）

## コメント

(東大農・中野)

下層の水の上・下移動については、まずどの深さの下層の水を対象にするかをきめ、その上で(1)土層の成層性を考慮し、(2)作土層の水が減少するステージをみて、降雨後のどの時点で物を言うか指定しなければ、その方向を判定することが出来ないだろう。

確かに、作土層直下の土層の水が作土層に移動することは私も過去に室内実験ならびにホ場調査で確かめたことがあるが、これは作土層の水がかなり少なくなつたステージで始めて見られたものであったし、移動しやすい水が下層にあったためであり、更にもその下への水の移動をカットした場合であった。

作土層の水の極端な減少は表面10~15cmの範囲にあるのであって、それより下の所は作土層といえども急には水が減少しない。この直下の層では、その性質にもよるが、水は降雨後かなりの時間は下向移動し、作土層下端までが極端に水分が減少したとき始めて上向き移動する場所が上端に出来ると考えてはどうか。

## 中野氏のコメントについて

早坂 猛

ご指摘のように、結果の解析にあたり問題点の整理が不十分であった。たとえば乾燥過程の解析にあたって、作物根の影響を排除するため裸地を対象としたが、作物根の有無にかかわらず、水の運動方向を定性的に判別することは出来たはずであり、むしろ作土層を急速に乾燥させるためには、作物根の積極的利用もあり得たと思う。その他にも、実態を明らかにするためには、まず問題点を整理した上で見直し実験が必要であることを痛感している。今回は問題の提起ということでお許しいただきたい。

## コメント

(農研・寺沢)

いうまでもなく土壌水の上下移動の実態はいうまでもなく、土層内の水分移動には、液相流と水蒸気流があり、その動因は、水頭勾配、蒸気圧勾配などの2点間のポテンシャル勾配に起因している。孔隙内の水膜が連続していないと液相流を起こすに十分なポテンシャル勾配が存在しても流れが起らない。この種の液相流が困難な土壌は、保水性の低い粗粒質の土壌や土性が極端に異なる成層土壌内に起こり易い。一方関東ロームの下層土のように自由水の水膜がトコロ天のように連続する土層では、表層からの水分損失とともにポンプアップ式に水が引揚げられ、干バツに強いといわれる。しかし、この種の土壌でも粗粒の浮石層がたとえ薄く介在しただけで、水の流れが急激に悪化する。さらに、蒸気流による移動現象では、温度勾配による実地の凍結層の生成あるいは、夜間における水蒸気の凝縮などが土層内水分の上昇移動として無視できない問題である。

## 寺沢氏のコメントについて

早坂 猛

阿蘇火山灰の下層土は溶結性であり、固相率が通常のものより大きい特性を示すが、保水性が高く、年間を通じて低水分張力を示す層位をもつことなどは、関東ロームと同様であろう。その下層土水分の毛管上昇の可能性に関しては、ご指摘の砂質土層によるシャ断を考慮せねばならないが、供試圃場ではこれが深さ100、225cmの微砂質土層ではないかと考えられる。しかし、確言するためには土層間の粒度差の程度、あるいは砂質土層の厚さなどについての裏付けデータが必要と考えられる。とくに砂質層の水蒸気流については興味があるが、いずれも今後の検討課題として残されている。