

地中環境についての二、三の問題

内 島 善 兵 衛*

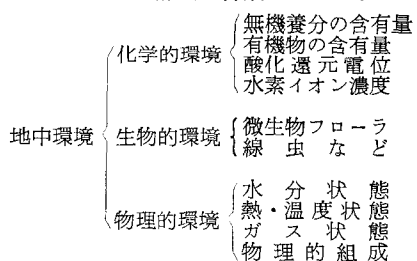
1. は し が き

作物は土壤中にひろげた根系によって、その体を物理的に固定しているばかりでなく、土壤中に存在している水と各種無機成分を溶液の形で体内に吸収している。また、多くの作物の種子は土壤中の水分と暖まりとによって生命活動を開始するのが普通である。それゆえ、地中環境は作物の生長・成育の全過程に密接に関係している。収量のうえにも著しい影響を与えることが知られている。

地中環境のなかの無機成分の含有量と作物の生長との関係は、土壤肥料の分野で詳細に研究されているが、他の分野の諸問題の研究はわが国では余り活発ではない。これはわが国の農業生産の主体が水稻であったことに原因しているといえよう。タン水状態にある水田では水の移動やガス拡散は全く問題にならず、専ら化学的環境だけが現在までとりあげられてきた。しかしながら、畑地農業の発展が期待され、また畑作水稻などの新しい技術の展開がなされている現在では、われわれはその関心を物理的環境の解明にも注ぐことが必要である。この小文は農業気象の立場からみた地中環境についての問題点を拾いあげたものである。

2. 地中環境の分類

地面以下の地中環境を構成している諸要因はそれぞれに影響しあっていて、単純に分類することは困難である。一応、きわめて機械的に分類するとつぎのように記



すことが出来るだろう。

化学的環境は土壤肥料学の分野でよく研究されており、その人為的コントロール法も確立されているといつてよいだろう。生物的環境は土壌学・作物学・応用昆虫学のなかで取扱われており、種々な農業技術がそのコントロールのために提出されている。物理的環境を構成しているものとしては水・熱・ガスと物理的組成（団粒構造、間隙量など）をあげることができるだろう。水・熱・ガスは土壤中で拡散可能な量であり、その拡がりを支配しているのは各々の濃度傾度と拡散係数である。拡散係数の値は土壤中の間ゲキ量に密接にむすびついている。

わが国では、地中の物理的環境の研究は土壌物理学、農業土壌学、農業気象学のなかで、おのおの隔離して行なわれている。そのためか、物理的環境の実態の確実な把握、それに基づいての農業技術の発展は諸外国に比較して若干遅れているように思われる。特に、土壤—植物—空気系における水分の輸送の問題はほとんど手がつけられていない。そこでこの小文では主として土壤水分の作物による吸収・放出を中心として説明してみたいと思う。

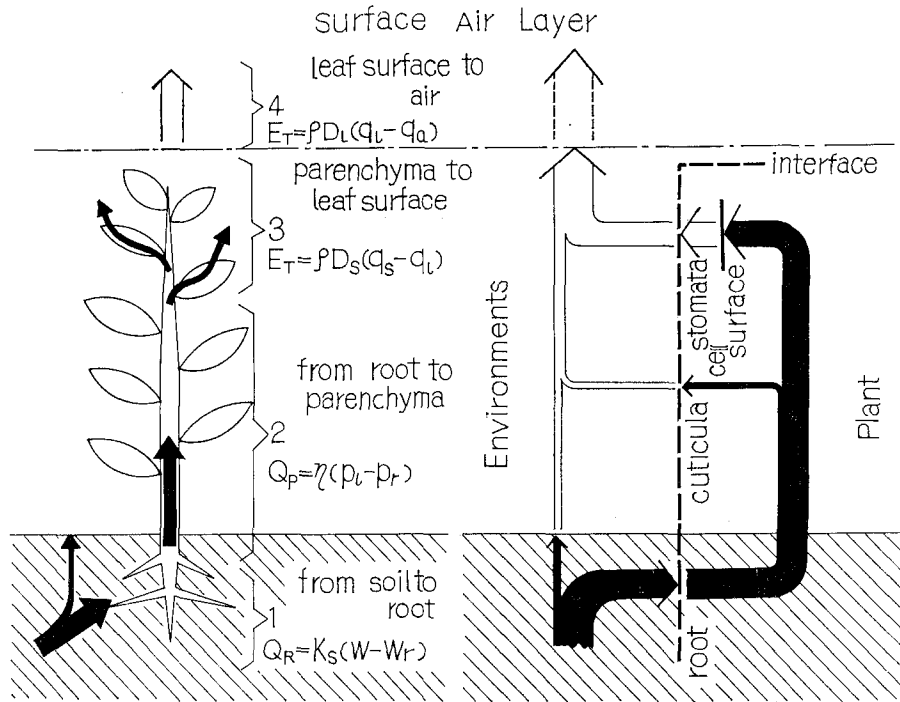
3. 土壤—植物—空気系における水分の輸送

土壤中における水分の輸送の問題は Richards (1932) が Darcy の法則を応用して以来、多くの研究者によっていろいろなケースについて研究が進められてきたが、土壤—植物—空気系における水分輸送が注目されるようになったのは Gardner (1960), Gardner・Ehling (1962) がつぎの関係式を提出してからといえよう。

$$E_T = \frac{\phi_1 - \phi}{R_{pl} + \frac{b}{k}}$$

ただし E_T , 蒸散量; ϕ_1 , ϕ , 葉内と根圏層内の吸引圧; k , 吸引圧 ϕ での透水係数 (capillary conductivity) R_{pl} , 根から葉への水の輸送を支配している拡散抵抗; b , 根系の形, 根の活力, 根の深さに関係している定数。これに続いて Visser (1964, 1965) と Budagovsky

*農業技術研究所気象科



図一 土壤—植物—空気系での水の輸送 (内島原図)

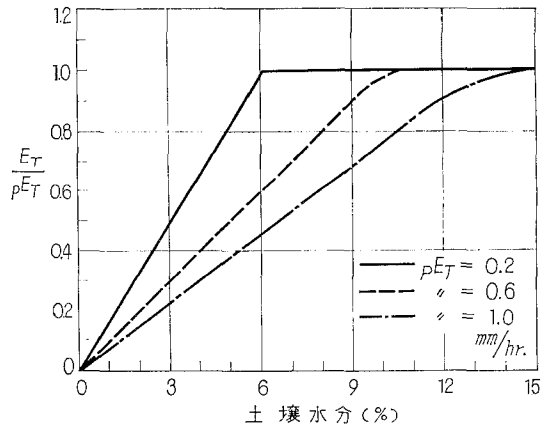
(1964) は、この複合系での水輸送の問題を発展させている。

複合系での水の輸送をモデル化すると図一のようになる。図にみられるように四つの過程からなりたっている。第1過程では地中における水分拡散が役割を果している。第2過程では根毛から葉の柔細胞面までの水の移動が大切である。第3過程では、柔細胞膜面から気孔を通して葉面までの水蒸気拡散が重要な問題となる。第4過程では葉面から接地気層内への水蒸気の拡散が支配的である。このように、全くちがった四つの過程の組合せによって複合系の水の輸送はなりたっている。VisserとBudagovskyは植物体を円柱で近似して、各過程での水の輸送を表わす連立方程式を解き、蒸散と土壤条件・植物条件とを関連づける式を求めている。Budagovskyの式を示すとつぎのようになる：

$$P_T = \frac{E_T}{\eta} + \frac{P_{s_0}}{\left[-\frac{1}{\xi_2} \left(W - \frac{E_T}{K_s} \right) + 1 \right]^3}$$

ただし、 P_l ；葉の吸水力、 η ；植物体の水拡散抵抗、 P_{s_0} ；有効土壤水分が0の場合の土壤水の圧力、 ξ_2 ；経験定数、 W ；根毛付近の容積水分量、 K_s ；土壤中での水分拡散係数。Budagovskyは $P_{s_0}=25$ バール、 $\xi_2=0.063$ 、 $\eta=1.4 \times 10^{-5}$ sec/cm、 $K_s=1.1 \times 10^{-6}$ g/cm²secという値を利用して、蒸散能 ρE_T に対する蒸散 E_T の比の土壤

水分による変化をしらべている。その結果が図二に示されている。土壤水分が多い場合には $E_T/\rho E_T=1.0$ であるが、ある値以下になると $E_T/\rho E_T$ は土壤水分量に比例して減少するようになる。 $E_T/\rho E_T$ が1より小さくなる土壤水分量は、蒸散能が大きいほど次第に高くなる。これは Closs (1958) がえた実験結果とよく一致している。このように、物理的モデルを採用することによって、複雑な系での水の輸送が定量的に記述できるようになってきたが、これらの計算に必要な物理的パラメーターの決定は余りなされていない。



図二 土壤水分と蒸散 (Budagovsky, 1964)

特に、わが国では全く手がつけられていない。

上に説明したモデルでは根圏層内での水の吸収を層別に明らかにすることはできない。この問題に対する研究が最近 Roseら (1965, 1967) によってなされている。かれらは地表面での水収支項と土壤水分プロファイルの測定とから各深さにある根による水の吸収強度を求める方法を発表している。水収支期間 (t_1, t_2) における野外の地表面での水収支式はつぎのように表わされる：

$$\int_{t_1}^{t_2} (I - v_z - E) dt - \int_0^z \int_{t_2}^{t_2} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) dz dt = \int_0^z \int_{t_1}^{t_2} r_z dz dt, \quad (\text{cm})$$

ただし、 I ；カンガイ強度 or 降水強度 (cm/sec), E ；地面蒸発速度 cm/sec, V_z ；深さでの水の垂直フラックス cm/sec, θ ； z での容積水分含量 (cm^3/cm^3), r_z ； z での根の吸水による容積水分含量の変化強度 (cm^{-1})。上式の左辺のなかで V_z 以外の項は測定可能量であるが、 V_z は間接的に求めねばならない。 V_z は次式によって与えられる：

$$V_z = K_z + K_z \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)$$

ただし、 K_z ； z での垂直方向における透水係数 (cm/sec), ϕ ；土壤水分の吸引圧 (cm) である。 K_z の値は裸地面での水収支式を変形した次式から決定できる。

$$[K_z] = \frac{\int_{t_1}^{t_2} \left(I - E - \int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) dt}{\left(1 + \left[\frac{\partial \phi}{\partial z} \right] \right)_z T}$$

ただし、 T 、水収支期間の長さ (sec)； $[]$ は期間平均値を示す。水収支期間としては 2~4 日がとられている。

Rose らは K_z が土層と θ とによって非常に広い範囲に変化することを報告している。Rijtema (1965) はつぎの指数関係が透水係数と土壤水の吸引圧との関係をよく満足するといっている。

$$K = K_0 \exp(-0.00434 \phi),$$

ただし、 K_0 は飽水状態時における透水係数である。Rose らのワタ畑での計算結果を示すと図-3 のようになる。深さ 50cm 以下の土層内での水分吸収は非常にすくなく、蒸散によって消費される水分の大部分は 40cm より浅い土層内から吸収されていることがわかる。これはワタの根群が比較的浅い土層内にあるためであろう。土壤表面近くの吸水強度分布を明らかにするには、一層詳細な観測データが必要である。このような解析が生態学的データの収集と平行して行なわれるならば、より合

理的なカンガイ法を確立するうえに役にたつだろう。わが国の主な土壤の水-物理的特性に関する基礎的な研究はほとんどなされていないので、土壤の水-物理的特性の実験室・野外における詳細な研究と実際の土壤水分の長期連続観測とを平行的に進めることが必要である。

4. 土壤中の炭酸ガス

耕地に施されたタイ肥は土壤微生物の作用によって分解されてしまう。その過程で多量な炭酸ガスが放出される。それゆえ、タイ肥は単に土壤構造をよくするだけでなく、植物群落への炭酸ガス供給源として役にたっている。Monteith ら (1964) による観測例を示すと I 表のようである。長期間にわたる平均値としても、植物群落によって吸収同化される炭酸ガス量の約 1/5 が土壤から補給されている。晴天日には低下し、曇天時には高くなり、100% にも及ぶことが報告されている。このように多量な炭酸ガスが土壤中から群落に向かって流れているので、土壤中での炭酸ガスの拡散の問題は土壤物理だけでなく、作物の物質生産の立場からも非常に大切である。しかしながら、われわれの土壤中のガスに関する知識はまだ限られている。特にわが国ではほとんど知られていないようである。

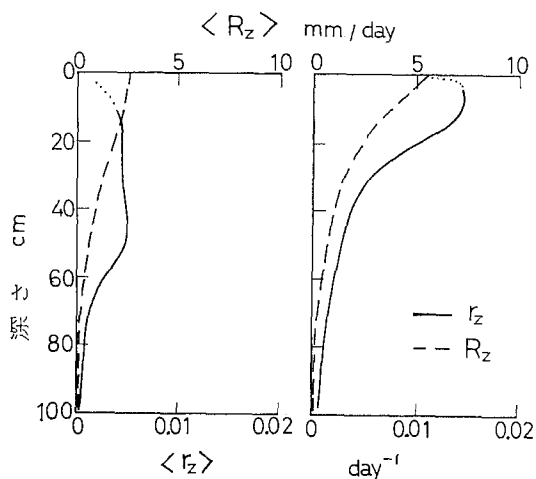


図-3 棉畑の土層内における吸水強度 (r_z) の垂直分布 (Rose ら, 1967)

土壤中のガスの組成は土壤構造・根系の分布・根系の活動度・土壤微生物の量と活動度・有機物の含量・地面上の風などによって著しく変化するが、その一例を示すと 2 表のようになる。湿った土壤では酸素がすくなく、炭酸ガスが多い。乾いた土壤では逆になっている。炭酸ガスの濃度は深いほど高くなり、酸素ガス濃度は逆に減少している。それゆえ、炭酸ガスは土壤中から空気中

へ、酸素ガスは空気中から土壤中へ流れている。土壤から空気中への炭酸ガスの放出は土壤呼吸とよばれており、測定にはペトリー皿にソーダライムを入れて地面におき、大きなガラスタンクで覆う方法が古くから用いられている。Monteithら(1964)は種々な実験から、ペトリー皿の面積は150cm²以上、タンクの面積は400cm²以上であることが望ましいといっている。この方法では数日間の平均放出量しか求められないが、地面近くの炭酸ガス濃度差に積分交換係数をかけてCO₂フラックスを求める一種の空気力学的方法が考案されている(内島・宇田川・堀江・小林, 1968 予定)。この方法を用いると、時々刻々における土壤呼吸量をしることができる。土壤呼吸量は地温によって非常に大きく変化するが、それは大体次式で近似できるといわれている。

$$R(T) = R(0) Q^{T/10}$$

ただし、 $R(T)$; 地温 T での土壤呼吸量 (gCO₂/m² day), $R(0)$; 地温 0 での土壤呼吸量, Q ; 定数。 Q は 2~3 の間に変化するようである。地温 10°C では 3gCO₂/m²day, 15°C で 5.5g, 30°C で約 18g に増加する。これは地温上昇につれて土壤微生物の活動がさかんになるためである。

土壤中の炭酸ガス濃度の垂直分布は土壤中におけるガス (CO₂, O₂, H₂O) の拡散を研究するうえで大切である。実験的研究とならんで、Wasseling (1962) はこの問題を理論的に取扱っている。定常状態時における土壤中の炭酸ガス拡散を次式で近似している：

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial c}{\partial z} \right) + \alpha = 0$$

ただし、 c ; 炭酸ガス濃度, $D = D_0 (0.9p - 0.1)$; 土壤中での炭酸ガス拡散係数, $\alpha = \alpha_0 \left\{ 1 - \left(\frac{z}{L} \right)^{0.25} \right\}$; 地中での炭酸ガス放出強度, D_0 ; 静止空気中での炭酸ガスの分子拡散係数, p ; 土壤の間ゲキ率。この式を $z=0$ で $c=C_0$ $z=L$ で $\frac{\partial c}{\partial z} = 0$ という条件でといて、つぎの関係をえている、

$$c = C_0 - \frac{\alpha_0}{0.14(0.9p-1)} \left\{ \frac{1}{2} z^2 - \frac{16}{45} z^{\frac{9}{4}} L^{-\frac{1}{4}} - 0.2 L z \right\}$$

$C_0 = 0.03\%$, $D/D_0 = 0.14 \text{ cm}^2/\text{sec}$, $\alpha_0 = 1 \times 10^{-6} \text{ mg CO}_2/\text{cm}^2\text{sec}$, として、上式から計算した結果が矢吹の実測データと一緒に図-4 に示されている。土壤空気中の炭酸ガス濃度の変化は土壤面近くで著しく、深くなるにつれて弱くなっている。上式の結果は一般的な傾向

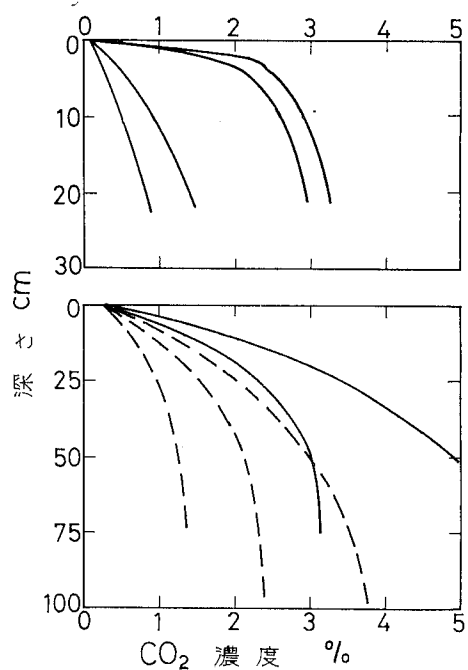


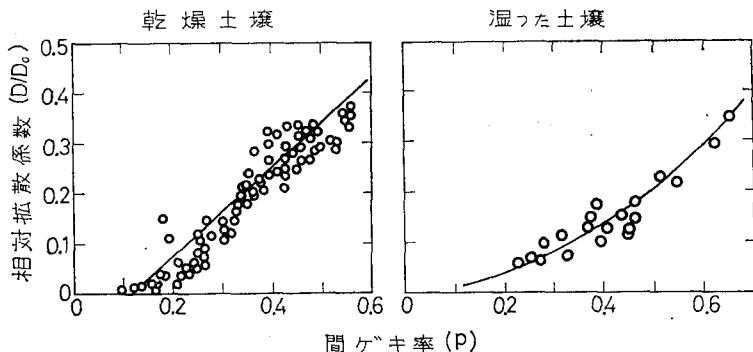
図-4 土壤中における炭酸ガス濃度の垂直分布 (上, 矢吹; 下, Wasseling)

としては観測結果とよく一致しており、拡散方程式の利用の有用なことがわかる。

地中における炭酸ガス分布と拡散係数とがわかると、逆に土壤中での炭酸ガス生成強度の垂直変化を明らかにすることができる。土壤中におけるガスの拡散係数は土壤中のガス状態を支配している重要な因子である。1940年に Penman が土壤中でのガス拡散に関する報告を発表して以来、多くの研究が行なわれている。Penman は、乾燥した土壤においては、土壤間ゲキ率 (p) と相対拡散係数 (D/D_0) との間に直線関係のあることを報告している。これは大体次式で近似できる：

$$D = \frac{D_0}{n} (p - p_0),$$

ただし n , 土壤間ゲキの形状に関係した係数; p_0 , ガスの拡散に関与しない間ゲキ量。Penman は $n = 1.51$ を実験的にえているが、これは理論値 $n = 1.57$ とよく一致している。 D_0 の値を示すと 3 表のようである。ただし、 m は $D = D_0 \times (T/T_0)^m (P_0/P)$ とした時のベキ数値である。 p_0 の値は土壤構造によって変化し、非構造的な細かい土壤では $p_0 = 0.1$, 団粒構造の土壤では $p_0 = 0$ になると報告されている。乾燥土壤では拡散係数の変化は比較的に法則的であるが、湿った土壤では相対拡散係数の変化は複雑である。それゆえ、まだ十分には明らかにされてはいない。ソビエトの研究者達の実験データを示すと



図一五 土壌中の相対拡散係数 (D/D_0) の間ゲキ率による変化 (左, Penman; 右, ソビエト)

図一五のようになる。湿った土壌では関係曲線はx軸に対して凸になっており、値は乾燥土壌の場合より低くなっている。このような関係曲線が主要な土壌について求られていると、土壌中の拡散係数を容易に推定することができる。しかしながら、わが国では土壌中のガス状態に関する研究は全く断片的になされているにすぎず、その実体もまだ不明のままといつてよい。これは土壌物理学の基礎的な研究がほとんどなされていないことに原因しているようである。

5. 土壌の温度状態

土壌の温度は作物の生育に非常に重要な関係をもって いるにもかかわらず、農学のなかでは余り注目が払われていない。微細気象学や農業気象学のなかで主として取扱われている。地面に到達する日射は地表面で吸収され、そして蒸発・乱流伝達・地中伝導とに分配されている。これらの間にはエネルギー保存の法則がなりたち、これを式で表わしたものが地表面の熱収支式である。これはつぎのようになる：

$$S = IE_0 + L_0 + B_0,$$

$$S = (1 - a)(Q + q) - F_0,$$

ただし、 S ; 純放射、 IE_0 ; 潜熱伝達量、 L_0 ; 顕熱伝達量、 B_0 ; 地中伝導量、 a ; アルベド、 $(Q + q)$; 全短波放射量、 F_0 、有効放射量。上式を物理的関係を用いて変形すると、蒸発が十分に生じている地面温度の式がえられる。それはつぎのようになる：

$$T_s = T_a + \frac{(S - B)/h - 2d}{1 + 2\phi}$$

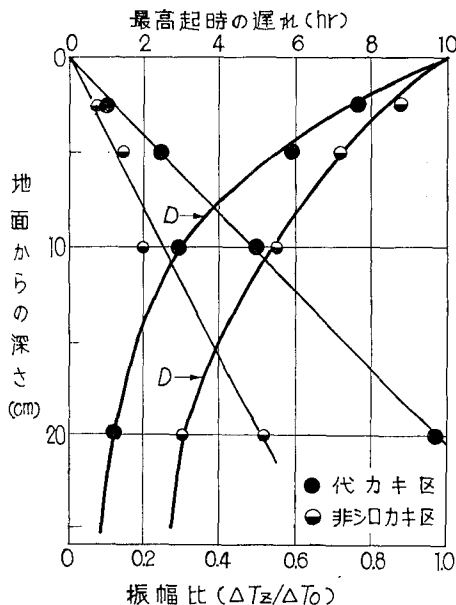
ただし T_s , T_a , 地表面温度と気温、 h , 顕熱伝達係数; d , 飽差; ϕ , 気温における飽和水蒸気曲線の変化率。この関係からわかるように、 $(S - B)/h > 2d$ なる条件では地温は気温より高い。純放射 S の決定は純放射計などで容易になされるが、地中伝導熱の決定は困難である。また、地中の温度状態がどのようになっているかは

上式では判断がつかない。

この問題をとくには熱伝導理論が広く利用されている。それによると、地表面の温度が \sin 関数で表わされる場合には、地中の温度はつぎのようになる。

$$T_s(z, t) = T_s + \Delta T_0 \exp\left(-\frac{z}{Z_d}\right) \sin\left(\omega t - \frac{z}{Z_d} + \phi\right),$$

ただし、 T_s ; 日平均地温、 ΔT_0 ; 地面の温度変化の振幅、 $Z_d = \sqrt{\frac{2\lambda}{\omega c \rho}}$, 制動深さ、 $\omega = 2\pi/T$, 日変化の時角、 ϕ ; 位相の遅れ、 λ ; 土壌の熱伝導率、 $c \rho$; 土壌の容積熱容量、 T ; 日変化の周期。 Z_d は振巾が約 1/3 に減少する特徴的な深さを表わしている。上の式から、温度変化の振巾は深さにつれて指数的に減少し、位相は直線的にずれてくるのがわかる。いま一例を示すと図一六のようになる。シロカキをしない密な土壌では熱の伝わり方



図一六 地温変化の振巾と位相の深さによる変化 (内島, 1964)

が良好で、制動深さは約 17cm であるが、シロカキで膨軟になった土壌では熱の伝わりが悪く、 Z_d は約半分に減少している。振幅は指数的に減少し、位相は直線的に遅れていることがわかる。

熱伝導論からの関係式は土壌の温度状態を予測するのに非常に有効であるが、関係式のなかには土壌の熱的特徴量がふくまれている。そのような量としてはつぎの四つがある。

- 土壌の熱伝導率 λ , cal/cm.sec. °C,
- 土壌の温度伝導率 k , cm²/sec,
- 土壌の容積熱容量 C , cal/cm³. °C,
- 土壌の熱コンダクタンス b , cal/cm². sec^{1/2} °C

λ と C とが基本量で、残りは誘導量でおおのの間にはつぎの関係がある。

$$k = \frac{\lambda}{C}, \quad b = \sqrt{\lambda C} = \sqrt{k \cdot C} = \frac{\lambda}{\sqrt{k}}$$

土壌の熱的特徴量を決定するためにゾンデ法や温度波法などが利用されている。それらの結果によると、土壌の熱的特徴量は土壌の構造と水分含量とによって著しく変化する。Vogomolov (1941) は乾燥土壌についてつぎのよう関係式を提出している：

$$\lambda_d = 3\pi\lambda_a \ln\left(\frac{43+0.31p}{p-26}\right),$$

ただし λ_a , 乾燥空気熱伝導率, λ_d , 乾燥土壌熱伝導率, p , 間ゲキ率 (0~100%)。乾燥土壌の λ は間ゲキ率がまずと急激に減少するが、50%以上の間ゲキ率では変化は著しくわずかになり、約 2.0×10^{-2} cal/cm.sec. °C に接近する。これは実験結果とよく一致している。土壌が湿ってくると土粒子間の伝熱抵抗が減少すると同時に、水蒸気の移動による熱輸送が加わるために、

表一 純光合成の日量のなかで土壌からの CO₂ flux の占める割合 (%)

作物	牧草畑	ピーン畑	大麦畑	ケール畑
期間	18April ~24May	16June ~28July	30May~1Aug	7Aug. ~25Sep.
比率	8	17	22	22

表一 土壌空気組成

土層 cm	湿った土壌		乾燥した土壌	
	O ₂	CO ₂	O ₂	CO ₂
10	13.7	6.5	20.6	1.0
25	12.7	8.5	19.8	2.1
45	12.2	9.7	18.8	4.3
90	7.6	10.0	17.3	6.7
120	7.8	9.6	16.4	8.5

表一 3 D₀ (T=273°K, P=760mmHg) の値

		D ₀ cm ² /sec	m
O ₂ -空	気	0.178	1.75
H ₂ O-空	気	0.220	1.81
CO ₂ -空	気	0.138	2.00

表一 4 各種媒質の熱的特徴量

	C	$\lambda \times 10^3$	$k \times 10^3$	$b \times 10^2$	Z _d (cm)
石	0.48	21.0	4.7	10.00	35.9
粘土鉱物	0.48	7.0	1.46	5.79	20.7
砂(風乾)	0.27	0.6	0.22	1.27	7.8
(シオン点)	0.28	1.8	0.64	2.24	13.3
(圃場含水量)	0.35	3.5	1.00	3.49	16.6
(飽水)	0.70	5.9	0.84	6.43	15.2
土壌(風乾)	0.26	3.6	0.14	3.06	6.2
(シオン点)	0.36	2.8	0.78	2.69	14.6
(圃場含水量)	0.47	2.3	0.49	3.28	11.6
(飽水)	0.70	1.1	0.16	2.77	6.6
ピート(風乾)	0.35	0.14	0.04	0.22	3.3
(飽水)	1.15	1.20	0.10	3.70	5.4

水分の増加につれて熱伝導率は増してくる。水分の増加に伴う λ の増加は次第にゆるやかになってくる。一方、容積熱容量はほぼ直線的に増加するので、温度伝導率はある土壌水分までは増加するが、より多湿になると逆に減少してくる。

土壌に関係した 2, 3 の媒質の熱的特徴量と Z_d とを示すと表一 4 のようになる。 Z_d は日変化のためであるが、年変化の場合には表値を19倍すればよい。ここに説明したような特徴量が耕うん方法や農業技術の施行や違いによってどのように変化するかは余り明らかにされていない。このような土壌の構造の変化に伴う熱的性質の変化を野外条件下でするにはゾンデ法を使用することが望ましい。しかし、ゾンデ法はわが国ではほとんど開拓されていない。

6. おわりに

地中環境の研究について最近の話題を思いつくままに記したが、農作物の倒伏などに密接な関係をもっている土壌構造についてはふれることが出来なかった。これは耕地での農業機械走行の問題にも関係しているので非常に大切である。農業気象の分野では熱状態やガス環境ならびに水分環境について着々と研究が進められているが、接地気層内での研究の展開にくらべればまだ遅々たるものである。とくにわが国ではその感が深い。この小文が農業気象学の分野でなされている地中環境の研究に土壌物理学者の協力をえられる糸口にもなれば非常に幸いである。

主 要 な 文 献

1) Budagovsky A.I. (1964) Isparenie Pochvennoi Vlagi. Izd. Nauk Moskva (耕地の蒸発散, 内島訳, 畑地農業振興会, 1965).
 2) Gardner W.R. (1960) Dynamic aspects of water availability to plants, Soil Sci., 89, 67~73.
 3) —and Ehlig C.F. (1962) The influence of soil water on transpiration by plants, J. of Geophys. Research, 68, 5719~5724.
 4) Monteith J.L., Szeicz G. and Yabuki K. (1964) Crop photosynthesis and the flux of carbon dioxide below the canopy, J. Appl. Ecol. 1, 321~337.
 5) Penman H.L. (1940) Gas and vapour movements in the diffusion of vapours through porous solids. 1. The diffusion of vapours through porous solids. 2. The diffusion of carbon dioxide through porous solids. J. of Agric. Science, 30, Part 3~4.
 6) Philip J.R. (1966) Plant water relations: some physical aspects, in Annual review of plant physiology.
 7) Rijtema P.E. (1965) An analysis of actual evapotranspiration, Agricultural Research report 659, Wageningen, Netherlands.

8) Rose C.W., Stern W.R. and Drummond J.E. (1965) Determination of hydraulic conductivity as a function of depth for soil in situ, Aust. J. Soil Res., 3, 1~9.
 9) Rose C.W. and Stern W.R. (1967) Determination of withdrawal of water from soil by crop roots as a function of depth and time, Aust. J. Soil Res., 5, 11~19.
 10) Vepshinin P.W., Melnikova M.K., Michurin B.I., Mashkov V.S., Poiasov N.P. and Chudnovsky A.F. (1959) Osnovy Agrofiziki (基礎農業物理学), Izd. Fiziko-Matematicheskoi Literatury, Moskva.
 11) Visser W.C. (1965) A method of determining evapo-transpiration in soil monoliths, Miscellaneous reprints No 25, Wageningen, Netherlands.
 12) 内島 (1964) 技術者のための農業気象学講座, 農業技術, 19.
 13) 内島・宇田川・堀江・小林 (1968) 植物群落内におけるエネルギーとガスの交換に関する研究 (4), 農業気象 (投稿中).
 14) Wasseling J. (1962) Some solutions of the steady state diffusion of carbon dioxide through soils, Technical Bulletin No 26. Wageningen, Netherlands.
 15) 矢吹 (1965) 高畦内土壌空気の炭酸ガス濃度, 農業気象 21, 113~114.

会 告

I 第9回シンポジウム開催

テーマ 火山灰土壌の物理性をめぐる諸問題

日時 昭和42年11月21日(火) 9.30~17.00

場所 東大農学部3号館403号室

プログラム

開会あいさつ	副会長 国分欣一氏	9.30~9.40
講演	司会(午前) 石井和夫氏	
	火山灰土壌の生成と物理性	
	松井 健氏	9.40~10.30
	火山灰土壌の生産力と物理性	
	増島 博氏	10.30~11.20
	火山灰土壌の水分	
	岩田進午氏	11.20~12.10
昼食, 休憩		12.10~13.00
総会	議長 木下 彰氏	13.00~14.00
講演	司会(午後) 東山 勇氏	
	火山灰土壌の耕うんの諸問題	
	藍 房和氏	14.00~14.50
	火山灰土壌の土土の諸問題	
	安富六郎氏	14.50~15.40

総合討論 司会 石井和夫, 東山勇, 多田敦氏

15.40~16.50

閉会のあいさつ 会長 八幡敏雄氏 16.50~17.00

注 講演時間は30分で, 質疑討論の時間を20分間と予定しています。

II 総会(42.11.21)の議案

○報告

1. 会務報告
2. 昭和41年度(41.4.1~42.3.31)決算報告ならびに監査報告

○協議

- 第1議案 会計報告の承認
- 第2議案 会則第4条(会員)に「学生会員」を加える。
- 第3議案 会則第5条(会費)に「学生会員年額 300円」を加えるほか, 賛助会員1口年額 5,000円を10,000円に値上げする。
- 第4議案 会則第6条(役員)の任期1年を2年に改める。また幹事は総会選出を会長委嘱に改める。
- 第5議案 会計年度始まりを4月1日から11月1日につす。