

# 土壤と接地気層の気象条件による 霜柱発生の予知について

金光達太郎

On the Foresight for the Appearance of Ice-column by the  
Meteorological Conditions of Air and Soil  
KONKÔ-TATUTARÔ

## まえがき

霜柱の成長に適する土壤の状態について、現在までの研究者は次の三条件をあげている。

- (i) 十分な水分を含有すること。
- (ii) 下層の水分を速やかに表面に移動し得ること。
- (iii) 適当に細い微細粒子を多少含有していること。

さて、こゝでは、以上の三条件についての追求はさしおき、これらの条件の満たされた土壤について、熱の移動の面から霜柱発生の必要条件を追求することにした。

しかも、以下考察の対象とする霜柱は、天然野外に発生するものに限定しておく。即ち地面が夜間輻射によつて冷却し、その冷却につれて、地面に近い気層から順次冷却する、そういう状態のもとでの霜柱の発生について論じようとするものである。

## I. 接地気層の温度と湿度

〔温度〕 霜柱は水であるから地表面の温度が  $0^{\circ}\text{C}$  以上では発生し得ないことはいうまでもない。しかし、このことは、気温が  $0^{\circ}\text{C}$  以下にならねば発生しないということではない。地表面は夜間には天空への輻射放熱によつて自ら冷却する。これに対し、接地気層は地面に近い 10m 程度の薄い層を考えれば、それ自体は透熱体 (biatherman) と見なされるから、その空気自体が輻射によつて放熱することは極めて少い。

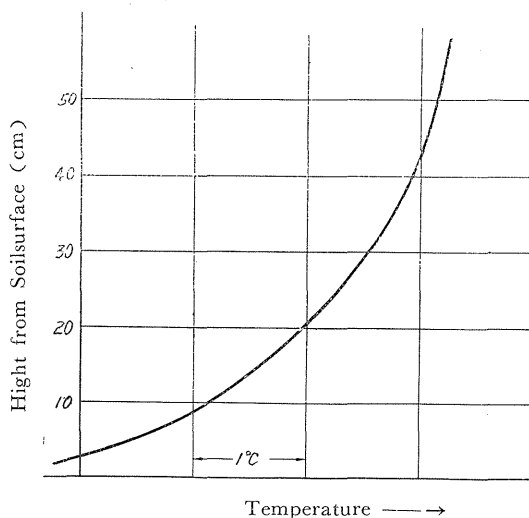
それ故、気温は地表面に接した下層部から熱伝導によつて次第に地表面温度に近づくとする。

したがつて、夜間の気温及び地温の垂直分布においては第 1 図のように地表面温度が最低となるのが通例である<sup>1)</sup>。

普通、百葉箱内で観測する気温<sup>2)</sup>は地上 1.5~2.0m の高さで測定するから、その温度は夜間には地表面温度より  $1\sim 4^{\circ}\text{C}$  高いのが普通である。その温度差は風強く、雲量大なる時は小さく、無風で星のよく見えるような時ほど大きくなる。

それ故、普通という測候所で発表する気温が氷点以上

Fig. 1 Curve of the Air Temperature near Soil-surface in Night.



であつても霜柱は発生するし、霜が降りることもある。このような理由から、霜柱は気温が  $2\sim 3^{\circ}\text{C}$  に下つた頃には発生しはじめるのが普通である。しかし、その時の地表面温度は例外なく  $0^{\circ}\text{C}$  又はそれ以下(しばらくの間の過冷却による)である。

〔湿度〕 日没後、地表面温度が下ると、それにつれて地表面に接した空気の温度も降下する。

空気は温度が下ると、水蒸気を保持する能力を減じ、ある温度以下になると、その水蒸気は露又は霜の形となつて地表面に降りる。この温度は普通の意味の露点 (Taupunkt) である<sup>3)</sup>。

さて、このようにして、空気中の水蒸気が気体から液体となる場合には約  $600\text{cal/g}$  の潜熱 (Latente Wärme) を発し、霜のように固体となる場合には約  $680\text{cal/g}$  の潜熱を発生する。

この莫大な潜熱が地表面に与えられると、地表面温度の降下は著しく妨げられる。

故に、若し、空気の露点が氷点以上であれば、地表面が  $0^{\circ}\text{C}$  に達する以前に結露が起り、その潜熱が与えら

れるため、地面は容易に冷却しない。

したがって、接地気層の露点が氷点又はそれに近く下るまでは、地表面温度が氷点又はそれ以下に下ることは困難である。

従つて、露点を  $\theta_{dew}$  で表わすと

$$\theta_{dew} \leq 0^{\circ}\text{C} \dots\dots\dots (1)$$

が、霜柱発生の必要条件である。

$\theta_{dew} = 0^{\circ}\text{C}$  の空気は  $1\text{cm}^3$  中に  $4.8\text{g}$  の水蒸気を有しその水蒸気圧力は  $4.57\text{mmHg}$  である。水蒸気圧力を  $f$  とすれば、(1) 式は次の形でも表わされる。

$$f \leq 4.57\text{mmHg} \dots\dots\dots (2)$$

$f = 4.57\text{mmHg}$  の空気は種々の気温の場合に次表のような相対湿度 (Relative Feuchtigkeit) を示す。

Table 1.

Air Temperature ( $^{\circ}\text{C}$ )	0	2	5	10	15	20
Humidity (%)	100	93	70	51	36	26

## II. 地表面を中心とする熱の出入

前章に於て、地表面が  $0^{\circ}\text{C}$  に降るための温度湿度の条件を検討したが、今度は観点を變えて、地表面が  $0^{\circ}\text{C}$  になつた時、つまり霜柱発生の直前における地表面を考え、この面に対する熱の出入を考えてみよう。

地表面を中心とする熱の伝播方式としては輻射、伝導、対流、水の蒸発凝固の際の潜熱による以外には考えられない。したがつて、この4つの方式による受熱、放熱をすべて取りあげて考察し、それらを総合したプラスマイナスを知れば、地表面の持つ熱エネルギーが増大するか、減少するかを完全に知ることが出来る道理である。よつて、以下順次この考察を行う。

### 〔輻射〕

すでに述べたように地表面は接地気層より低温である。故に接地気層より温度輻射を受ける筈であるがこれは接地気層が透熱体とみなされるため極めて少い。

それに比して、地表面が天空に向つて放つ輻射熱は、快晴の日でも約半分が反射されるとはいうものの、差引きして毎秒  $1\text{cm}^2$  当り  $0.0016\text{cal}$  ほどの熱量に達する。

この熱量は水の量に換算すると毎時  $0.7\text{mm}$  霜柱なら毎時  $2\sim 4\text{mm}$  の伸長に相当する。(霜柱の密生度は  $0.03\sim 0.3$  である<sup>21)</sup>)

### 〔伝導〕

伝導によるものとしては、地中からのものと空中からのものが考えられる。接地気層も地中も、夜間の地表面より高温であるから、上に述べた上下からの熱伝導は双方共存する。

空気、土の熱伝導度を  $k_a, k_s$  とし、それぞれの地表面に向つての温度勾配を  $d\theta/dh, d\theta/dz$  とすると、地表面に送られる熱量 ( $\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$ ) は

$$\text{空気からは } k_a \cdot d\theta/dh$$

$$\text{地中からは } k_s \cdot d\theta/dz$$

である。ここで  $d\theta/dh$  と  $d\theta/dz$  とはほぼ同程度の位取りの数であるが、 $k_a, k_s$  はそれぞれ

$$k_a = 0.000057\text{cal}/\text{cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{deg}^{11)} \dots\dots (3)$$

$$k_s = 0.0015\text{cal}/\text{cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{deg}^{9),9)} \dots\dots (4)$$

である。したがつて、 $k_a \cdot d\theta/dh$  は  $k_s \cdot d\theta/dz$  に比べて2桁ばかり小さい値となる。したがつて、空中からの熱伝導は無視される。

### 〔対流〕

この場合、地面に近い下層の空気ほど低温で重いため、接地気層は安定しており、自然対流は起さない。強い外力による強制対流が起ることも考えられるが<sup>12)</sup>、それは例外的なことであるからここでは論じないことにする。

### 〔潜熱〕

露が結ぶことによつて地表面にもたらされる潜熱を略算してみる。

露の量が多いときで1夜に  $0.15\text{mm}$  ほどである。これは  $1\text{cm}^2$  当りの地表面に対し、1sec に約  $4 \times 10^{-7}\text{g}$  という数字になる。結露の際に発生する潜熱は約  $600\text{cal}/\text{g}$  であるから、露によつて地表面に与えられる潜熱は

$$600 \times 4 \times 10^{-7} = 0.00024 \text{ cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec} \dots\dots (5)$$

となる。

これは夜間輻射による放熱  $0.0016\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{sec}$  に比べて無視出来るほど小さいとはいえない。

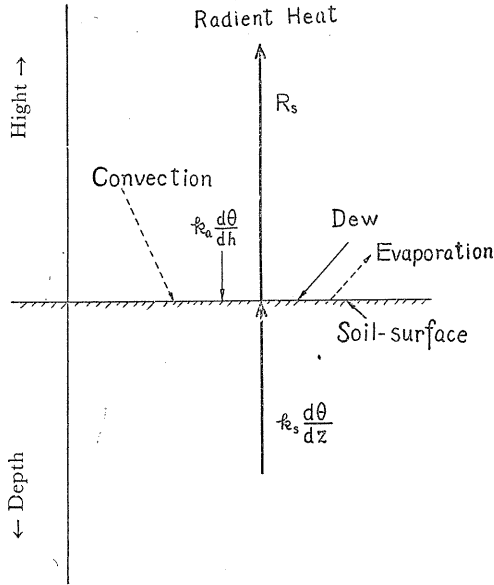
次に、水の蒸発による潜熱の放出を考える。水蒸気は相対湿度の大小に拘らず、水蒸気圧力の大なるところより小なる方向へ移行する。しかるに、夜は地面に近い層ほど低温であるため、その部分の飽和水蒸気圧力は小さい。それ故、下層の水蒸気圧力が上層のそれより著しく大きくなることは先ずない。

日本などでは、むしろ、多くの場合、下層ほど水蒸気圧力は小さく、したがつて、水蒸気は下方に移つて露や霜を結ぶことは多いが蒸発することはほとんどない。

以上、霜柱が発生しはじめる時の地表面を中心とする熱の移動を、すべての経路について見渡してみたが、第2図に示す通り、これら種々考えられる中で最も主要なものは夜間輻射による放熱と、地中から伝導によつて入つて来る熱の二者であり、それに結露による潜熱が加わる程度で他は無視し得るほど小さいことが分つた。(第2図では主要なものを太線で示し、殆んど例外的にしか

考えられないものを点線で示した。)

Fig. 2 Movement of Heat in Night



さて、このような結果から、簡単のため結露による潜熱の問題も除外して、最主要な二大伝播径路に焦点を絞って考察をすゝめることにしよう。

### III. 夜間輻射と土壤の熱伝導

#### 〔夜間輻射〕

地面が夜間に冷却するのは、地表面が天空に向つて輻射熱を放出するためである。

すべての物体の放出する輻射線のエネルギーはその絶対温度の4乗に正比例する。したがつて、地表面を完全黒体 (perfect black body) と見なせば、地表面が天空に向つて放つ輻射線のエネルギーは Stefan-Boltzmann の原理により次式で表わされる。

$$E = \sigma T^4 \dots\dots\dots (6)$$

こゝで、 $\sigma$  は輻射常数、 $T$  は地表面の絶対温度である。

若し、大気が完全な透熱体であれば、この輻射線はすべて地球の外へ出て行くわけであるが、地面から発する輻射線は Wien の変位則によつて計算してみると約  $10\mu$  という極めて長い波長を有しているため、この輻射線の中の相当部分が大気に反射されて地表面に戻つて来る。この放熱と受熱の差をわれわれは夜間輻射又は有効輻射 (effektive Ausstrahlung) と呼ぶ<sup>15)</sup>。

したがつて、夜間輻射を  $R_0$  地面からの輻射を  $E$ 、天空からの反射を  $I$  で表わせば

$$R_0 = E - I \dots\dots\dots (7)$$

となる。

この反射量  $I$  は大気中の水蒸気の量が多くなるにしたがつて増大する。そのため夜間輻射  $R_0$  は水蒸気が多いほど小さくなる。

この  $R_0$  について、A. Ångström 氏は 1913 年に次のような実験式を発表した<sup>7)</sup>。

$$R_0 = \sigma T^4 (0.153 + 0.193 \times 10^{-0.069f}) \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec} \dots\dots\dots (8)$$

又、1932年には D. Brunt 氏が

$$R_0 = \sigma T^4 (0.56 - 0.080 \sqrt{f}) \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec} \dots\dots\dots (9)$$

更に、1935年には、F. Baur, H. Philipps の両氏が、

$$R_0 = \sigma T^4 (0.40 - 0.042 \sqrt{f}) \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec} \dots\dots\dots (10)$$

を発表した<sup>7)</sup>。式中の  $f$  は水蒸気圧力である。

さて、霜柱発生の初期といえ、気温は  $+2 \sim +4^\circ\text{C}$  くらいの場合が最も多い。

そこで、気温が  $3^\circ\text{C}$  の場合について、起りうる種々の温度における水蒸気圧力  $f$  を算出し、その  $f$  を (8) (9), (10) 式に代入して  $R_0$  を計算してみると次表のようになった。

Table II.

Humidity (%)	Vapour-tension (mm. Hg.)	Night Radiation of Black-body ( $\times 10^5$ cal./cm <sup>2</sup> · sec.)		
		Ångström	Brunt	Baur & Philipps
0	0.00	260	421	301
10	0.57	248	373	271
20	1.13	236	357	267
30	1.70	226	343	260
40	2.26	217	331	253
50	2.83	208	320	248
60	3.40	200	311	243
70	3.96	192	302	238
80	4.53	185	293	234
90	5.09	180	286	230
100	5.66	174	278	226

この表の  $R_0$  を比較してみると、湿度 0% のときには 3 つの式の間に関連の開きがあるが、20~30% 以上になると、その差はあまり大きくない。

30% 以下の湿度はあまり出現しないから、実際にはどの式で計算しても、あまり違わないことになるが、大気からの反射が  $\sqrt{f}$  に比例することが Pekeris<sup>16)</sup> によつて理論的に証明されているから、 $\sqrt{f}$  を使用した式の方が根拠が有力である。

特に Baur-Philipps の式は3つの式の間値を示し、又、最も新しく発表されたものであるから、以後はこの式を利用することにする。

以上、快晴の夜を考えて来たが、雲のあるときは St. Asklöf 及び A. Ångström によると<sup>14)</sup>

$$R_w = R_0 \left(1 - \lambda \frac{\omega}{10}\right) \dots\dots\dots (11)$$

である。ここで  $\omega$  は雲量、 $\lambda$  は雲の種類による係数で高さ 1~2km の層雲、乱雲、層積雲などの下層雲では  $\lambda=0.9$ 、高さ 7km 前後の巻雲、巻層雲などの上層雲では  $\lambda=0.2$  の値をとり、高層雲、高積雲などの中層雲はその中間の値をとる。

さて、今までは地面を黒体とみなして考えて来たが、土壌面の放射量は黒体の約 0.62倍であるから<sup>5)</sup>、土壌面からの有効放射量は次式で表わされる。

$$R_s = 0.62R_w \dots\dots\dots (12)$$

$$R_s = 0.62R_0 \left(1 - \lambda \frac{\omega}{10}\right) \dots\dots\dots (13)$$

(10) 式を代入すると

$$R_s = 0.62\sigma T^4 (0.40 - 0.042 \sqrt{f}) \times \left(1 - \lambda \frac{\omega}{10}\right) \text{cal/cm}^2 \cdot \text{sec} \dots\dots (14)$$

ここで  $\sigma$  は Stefan-Boltzmann 常数で  $(5.667 \pm 0.008) \times 10^{-5} \text{ erg/cm}^2 \cdot \text{sec} \cdot \text{deg}^4$  であるから<sup>10)</sup>、これをカロリーに直すと  $(1.3538 \pm 0.0019) \times 10^{-12} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec} \cdot \text{deg}^4$  である。よつて、地表面温度を  $0^\circ\text{C} = 273^\circ\text{T}$  とすれば

$$\sigma T^4 = 0.00752 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec} \dots\dots (15)$$

となる。これを (15) 式に入れると次のようになる。

$$R_s = 0.00466 (0.40 - 0.042 \sqrt{f}) \times \left(1 - \lambda \frac{\omega}{10}\right) \text{cal/cm}^2 \cdot \text{sec} \dots\dots (16)$$

地表面の夜間放射は以上のようにして計算できるが、前記第2表にも示されたように、冬でも40%以上の湿度では  $R_0$  は大きな変化はなく、大体 0.0025 に近い値である。従つて、略算の場合は  $R_0 = \text{const.}$  としても大きな誤りはない。その場合は

$$R_s = 0.62R_0 = 0.62 \times 0.0025 = 0.00155 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec} \dots\dots\dots (17)$$

〔地中からの熱伝導〕

地表面が  $0^\circ\text{C}$  の場合、深さ  $z$ cm なる点における地温が  $\theta^\circ\text{C}$  であれば、 $1\text{cm}^2$  の地表面に 1sec に運ばれて来る熱量は

$$Q = k_s \frac{d\theta}{dz} \dots\dots\dots (18)$$

$k_s$  は土壌の熱伝導率 (Wärmeleitungsvermögen) である。

IV. 霜柱発生の境界条件

地表面は夜間放射による放熱  $R_s$  が、地中からの伝導による  $k_s d\theta/dz$  より大きければ、次第に冷却してやがて  $0^\circ\text{C}$  に達する。

$0^\circ\text{C}$  に達してからもなお

$$R_s > k_s \frac{d\theta}{dz}$$

であれば、

$$\frac{dQ}{dt} = R_s - k_s \frac{d\theta}{dz} \dots\dots\dots (19)$$

なる放熱によつて霜柱が作られる。したがつて、 $dQ/dt = 0$  なる場合、即ち

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{R_s}{k_s} \dots\dots\dots (20)$$

が霜柱発生の熱的限界条件である。

さて、霜柱が発生してからは、地表面、即ち、霜柱の下底面は氷と水との接触面であるから常に  $0^\circ\text{C}$  となる。したがつて、霜柱が発生しはじめた瞬間以後は  $d\theta/dz$  は地表面下 1cm の地温  $\theta_1$  をもつて表わすことができる。故に、霜柱成長の限界条件は

$$\theta_1 = \frac{R_s}{k_s} \dots\dots\dots (21)$$

$R_s$  は気象条件によつて異なるが、その最大の場合、即ち、湿度 0%、水蒸気圧力  $f=0$  の場合より大きい値となることはない。その値を (16) 式によつて計算すると

$$R_{s,max} = \lim_{\omega, f \rightarrow 0} 0.00466 (0.40 - 0.042 \sqrt{f}) \times \left(1 - \lambda \frac{\omega}{10}\right) = 0.00186 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec} \dots\dots (22)$$

故に熱伝導率  $k_s$  の土壌に於ては

$$\theta_1 > \frac{0.00186}{k_s} \dots\dots\dots (23)$$

でなければ霜柱は発生しないし、すでに成長中の場合なら、成長を停止し、衰弱の方向に向ふことになる。

著者は1946年の実験値に対して、

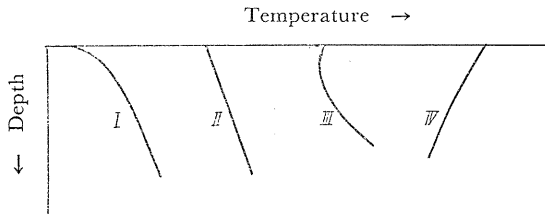
$$R_s = 0.0015 \left(1 - \lambda \frac{\omega}{10}\right) \dots\dots\dots (24)$$

とし、 $k_s=0.0015$  を用いて  $k_s/k_s$  を計算し、それと  $\theta_1$  の実測値がどの程度一致するかを確かめてみたが、その結果、両者の数値は極めて正確に一致していることをみとめた<sup>1)</sup>。

地面が冷却しつゝある途上に於ては、地中の温度勾配は第3図における I 又は II のような形となり III や IV のような形には決してならない。

したがつて、地面が  $0^\circ\text{C}$  という場合の任意の深さ  $z$  における温度を  $\theta_z$  とすれば必ず

Fig. 3 Temperature Curve in Soil.



$$\frac{d\theta}{dz} \cong \frac{\theta_z}{z} \dots\dots\dots (25)$$

が成立する。故に、任意の深さに於ても

$$\theta_z > 0.00186 \frac{z}{k_s} \dots\dots\dots (26)$$

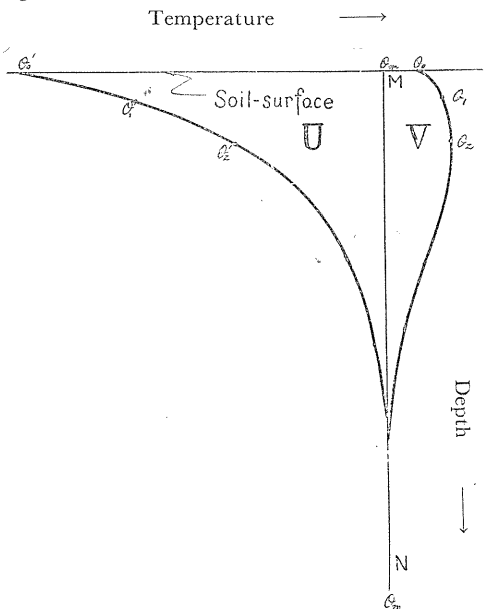
でなければ霜柱は発生しない。

V. 霜柱発生の予知

夕方に地中温度を測定しただけで、その夜から翌朝にかけての間に、霜柱の発生が可能であるかどうかを判定することが出来れば極めて有益である。それには、地表温度が 0°C に下り得るかどうかを判定すればよいのであるが、そのことは、同時に、霜が降り得るかどうかということと同じことである。

地中温度の日変化は深くなるにつれて減少し、普通 50cm ほどの深さになると、その較差は 0.5°C 以下となる。かようにして、日変化の極めて少い深さを  $z_m$  とすれば、結局、それから上の土壤だけが熱を失つたとみて差支えないことになる。

Fig. 4



第4図に於て、夕方の或時刻における地中温度が、深さ  $0.1 \dots z \dots z_m$  において各々  $\theta_0, \theta_1 \dots \theta_z \dots \theta_m$  であつたとする。これが、翌朝までに  $\theta'_0, \theta'_1 \dots \theta'_z \dots \theta'_m$  に変化したとすれば、 $\theta$  曲線と  $\theta'$  曲線にはさまれた面積  $U + V$  は、夜間輻射による放熱に相当する。

$V$  は夕刻の測定により決定出来るし、又、夜間輻射による放熱として予想される最大値は  $R_s$  の最大値に翌朝までの夜の長さ  $L_{sec}$  を乗すれば算出される。

先ず  $V$  は、土壤の見かけの体積に対する比熱を  $C$  cal/cm<sup>3</sup> とすれば

$$V = c \sum_{z=0}^{z_m} (\theta_z - \theta'_m) \text{ cal} \dots\dots\dots (27)$$

予想しうる最大放熱量は

$$W = R_s L \text{ cal} \dots\dots\dots (28)$$

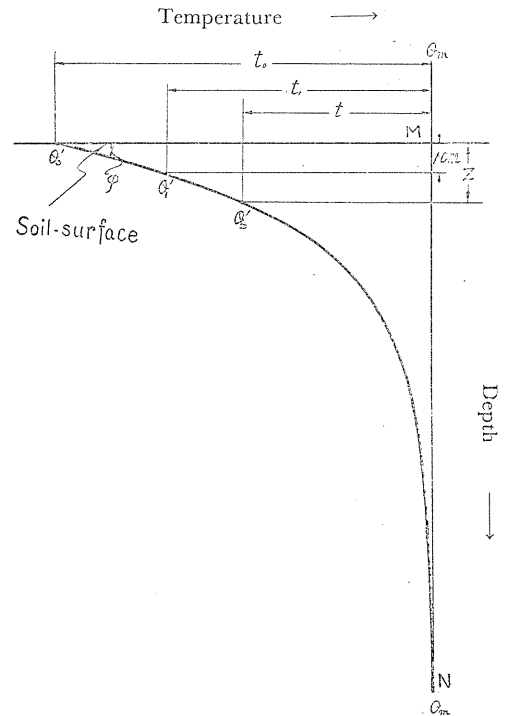
したがつて、 $U$  は  $U = W - V$  であるから

$$U = c \sum_{z=0}^{z_m} (\theta_z - \theta'_m) - R_s L \dots\dots\dots (29)$$

となる。

これで  $U$  の面積が分つたから、この  $U$  をかこむ  $\theta'$  曲線の形を知れば翌朝に地表温度が到達し得る最低温度を算出することができる。その温度が 0°C 以上であれば、決して霜柱は発生せず、霜も降りないことが判明する。

Fig. 5



$\theta'$  の曲線は第5図のようになる。図に於て  $\theta_m$  は日変化の極めて少い深さ  $z_m$  における温度である。

この曲線は、厳密にいうと、翌朝、地表面が最低温度を示す瞬間における各深さの同時刻の温度を結んだものである。

しかし、この定義のまゝの曲線形の計算は少々複雑になるから、簡単のため、翌朝の各深さにおける最低地温を結んだ曲線をもつて代用せしめることにする。

こうすると、深いところは最低温度出現時刻が若干遅れるため、多少の誤差はまぬがられないが、時間のずれの大きい深い部分ほど日変化量も少いから、この種の誤差は比較的僅かに限られることになる。さて  $\theta'$  曲線を最低地温を結んだ曲線と見なすことができれば、それは地温の日変化の振幅曲線と同一である。日変化の振幅は深さが等差級数的に増大するにつれて、等比級数的に減衰する<sup>8)</sup>。したがつて、 $\theta'$  曲線は次の式で表わされる。

$$t = a\alpha^z \dots\dots\dots (30)$$

但し、 $t$  は深さ  $z$  における較差 ( $^{\circ}\text{C}$ )、 $a$  は定数、 $\alpha$  は較差の減衰率である。

$$\lim_{z \rightarrow 0} a\alpha^z = 1$$

であるから深さ 0 即ち表面の較差を  $t_0$  とすれば定数  $a$  は  $t_0$  にほかならない。故に30式は

$$t = t_0\alpha^z \dots\dots\dots (31)$$

と書きかえることができる。

この式で表わされる曲線と直線 MN の間にはさまれる面積は  $\int t dz$  である。この面積のあらわす熱量が(29)式の  $U$  と一致することになるから

$$U = c \int_0^{\infty} t dz \dots\dots\dots (32)$$

(31) 式を代入すると

$$U = ct_0 \int_0^{\infty} \alpha^z dz = \left[ \frac{ct_0\alpha^z}{\log\alpha} \right]_0^{\infty} = \frac{-ct_0}{\log\alpha} \dots\dots (33)$$

この  $\alpha$  は次のようにして求められる。

先ず (31) 式より

$$\alpha^z = \frac{t}{t_0} \dots\dots\dots (34)$$

$z$  が比較的小さいときは

$$\alpha^z = \frac{t}{t_0} = \frac{t_0 - z \tan\phi}{t_0} \dots\dots\dots (35)$$

しかも  $z = 1 \text{ cm}$  のときは

$$\alpha = \frac{t_0 - \tan\phi}{t_0} = \frac{t_0 - d\theta/dz}{t_0} \dots\dots (36)$$

さて、地表面の温度は  $R_s$  と土壌の熱伝導度  $k_s$  とが急変しない限り急変しない。このことは、地表面における熱エネルギーの収支がほぼ釣合いを保っていることを

示すものである。

したがつて

$$R_s - k_s \frac{d\theta}{dz} = 0$$

$$\therefore \frac{R_s}{k_s} = \frac{d\theta}{dz} \dots\dots\dots (37)$$

(36) 式に代入すると

$$\alpha = \frac{t_0 - R_s/k_s}{t_0} = 1 - \frac{R_s/k_s}{t_0} \dots\dots (38)$$

これを (33) 式に代入すると

$$U = \frac{-ct_0}{\log\left(1 - \frac{R_s/k_s}{t_0}\right)} \dots\dots\dots (39)$$

$$\therefore \frac{U}{c} = \frac{-t_0}{\log\left(1 - \frac{R_s/k_s}{t_0}\right)} \dots\dots\dots (40)$$

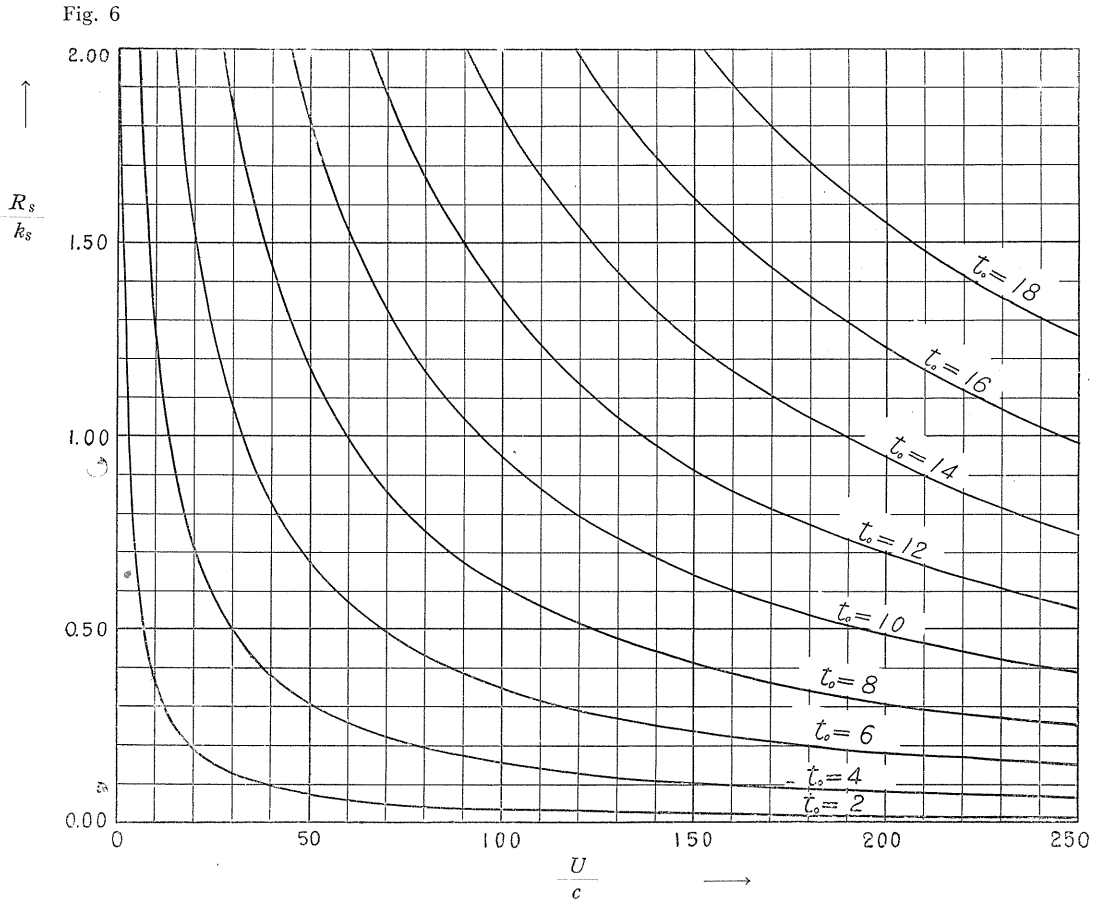
となる。これに (29) 式を代入すると

$$\sum_{z=0}^{z_m} (\theta_z - \theta_m) = \frac{R_s L}{c} = \frac{-t_0}{\log\left(1 - \frac{R_s/k_s}{t_0}\right)} \dots\dots\dots (41)$$

したがつて、 $R_s/k_s$  が種々な値をとる場合について  $t_0$  と  $U/c$  との関係をあらわす第6図の如き図表を作つておけば、 $U/c$  から簡単に  $t_0$  を求めることができる。 $t_0$  が決定されれば、翌朝の地表面最低温度  $\theta_0'$  は次式によつて求められる。

$$\theta_0' = \theta_m - t_0 \dots\dots\dots (42)$$

その結果  $\theta_0' > 0$  ならば決して霜柱が発生しないことが予知される。



引用文献

- 1) 福田・金光：1948. 応用物理. 17巻, 1~2号. 23頁。
- 2) 稲垣：農業気象学. 15版. 255頁。
- 3) 稲垣：同上 288頁。
- 4) 三浦：1940. 気象観測法講話. 8頁。
- 5) 大賀：伝熱諸論と其適用. 諸表 18頁。
- 6) 岡田：1942. 理論気象学. (上) 95頁。
- 7) 岡田：1943. 理論気象学. (中) 36頁。
- 8) 岡田：1927. 気象学. 57頁。
- 9) 芝：1944. 物理常数表. 189頁。
- 10) 芝：同上 2頁。
- 11) 芝：1931. 熱学. 物理学概説. 4巻. 89頁。
- 12) Best, A. C：1935. Transfer of Heat and Momentum in the Lowest Layers of Atmosphere. p. 34.
- 13) Fukuda, H：1936. J. Coll. of Agr. Tokyo Imp. Univ. vol XIII no. 5. s. 457.
- 14) Geiger, R：1929. Das Klima der Bodennahen Luftschicht. s. 48.
- 15) Geiger, R：同上 s. 39.
- 16) Pekeris：1934. Astrophys. Journ. vol. 79. p.441.

Summary

The necessary conditions for ice-column to grow are following:—

- 1) To be some corpuscles even a little on the soil.
- 2) The soil contains much capillary water, which may remove quickly in it.

We studied the necessary conditions at the stand point of the movement of heat for appearance of ice-column on the soil which fulfil these conditions when the sky is clear and the air has no hard stream.

The results are following:—

First: Ice-column appears frequently even when the temperature that is observed usually at a height of 1.5 or 2 metres is above 0°C.

But the ice-column is a state of ice, it never be when the temperature of the soil surface is above 0°C.

Therefore, we searched the conditions for the temperature of the soil surface not to be above 0°C. and it has been discovered that the following conditions are necessary.

- 1) The dew point of the air near the ground is below 0°C., in other words, the vapour tension of the air moisture is less than the quantity showed in Table 1.
- 2) The amount of the radiant heat in the night is more than that of the conductive heat from the deep layer of the soil.

We next, on the basis of these theories, devised the way to foresight whether ice-column would appear or not till the next morning. This method is following:—

In Figure 4,  $\theta_0 \cdots \theta_z \cdots \theta_m$  shows the curve of soil temperature in the evening, and samely,  $\theta_0' \cdots \theta_z' \cdots \theta_m'$  shows the curve in the next morning.

Here, we put

$$W=U+V \dots\dots\dots (i)$$

The area  $W$  equals amount of radient heat through all the night. Then

$$W=R_S L \dots\dots\dots (ii)$$

where  $R_S$ : amount of radiant heat from area of soil-surface in unit time,  $L$ : time length of the night.

The amount of radiant heat might be expected can be represented with the following formula,

$$R_S=0.00466 (0.40-0.042 \sqrt{f}) \left(1-\lambda \frac{\omega}{10}\right) \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec} \dots\dots\dots (iii)$$

where,  $f$ : vapour tension,  $\lambda$ : reflective coefficient of cloud,  $\omega/10$ : ratio of clouded area in the sky.

And  $V$  is given by

$$V=c \sum_{z=0}^{z_m} (\theta_z - \theta_m) \dots\dots\dots (iv)$$

So if only the charactor of  $\theta_0' \cdots \theta_z' \cdots \theta_m'$  curve is caught, the temperature of the soil surface in the next morning would be known.

As this curve seems to be in accord with the curve of damped range of soil temperature,  $\theta_0' \cdots \theta_z' \cdots \theta_m'$  curve is represented like in Figure 5. with following.

$$t=t_0 \alpha^z \dots\dots\dots (v)$$



The equation can be integrated thus

$$U = c \int_0^{\infty} t_0 \alpha^z = \frac{-ct_0}{\log \alpha} \dots\dots\dots (vi)$$

When,  $z=1$ , by (v)

$$t = t_0 \alpha$$

whence

$$\alpha = \frac{t}{t_0} = \frac{t_0 - \theta_1}{t_0} = 1 - \frac{d\theta/dz}{t_0} \dots\dots\dots (vii)$$

thus, by (37)

$$\alpha = 1 - \frac{R_s/k_s}{t_0} \dots\dots\dots (viii)$$

whence, by (vi) and (viii)

$$\frac{U}{c} = \frac{-t_0}{\log\left(1 - \frac{R_s/k_s}{t_0}\right)} \dots\dots\dots (ix)$$

This formula can lead to draw Figure 6. Using this diagram, by knowing  $R_s/k_s$  by (iii) and  $U/c$  by (i), (iii) and (iv), we may get  $t_0$  easily.

Then, the minimum temperature of soil surface in the next morning is given

$$\theta_0' = \theta_m - t_0 \dots\dots\dots (x)$$

When this  $\theta_0'$  is above  $0^\circ\text{C}$ . the ice-column never appears and of course, it never freezes.