

# 土 壤 凍 結 論

交 通 部 技 佐 米 田 正 文

## 目 次

第一章 序 説	第五章 凍上現象
第二章 地 温	第六章 解氷現象
第三章 地 下 水	第七章 凍上防止工法
第四章 土壤凍結の理論	

### 第一章 序 説

(1) 土壤凍結研究の歴史、土壤凍結の問題が組織的に研究され始めたのは1912年以後の様である。其後土木工學の見地から又は農業的立場から漸次研究が進められて來たが最近道路舗装の世界的發達に伴つて科學的に盛に凍結問題の研究が行はれ特に1930年以後に於ける其進歩は誠に目覺しいものである。之等に関する論文は實に夥しい數に達してゐるがその内でも Stephan Taber, Bachofen, K. Behr, F.M. Bouyoucos, G.J. Casagrande, Arther. Durcher, A. Hogenotler, C.A. Jung, Erhard Loos, W. Schoul eben, E. Gunnar, Beskow Syffert, otto Scheidig Kogler, Burton, V.R. Dillman, G.C. 等の人々の論文はそれぞれ有益な結果を發表してゐる。

(詳細は末尾文獻表参照)

之等の人々の内でも特に米國の Stephan, Taber 及び瑞典の Gunnar Beskow の兩氏は凍結研究に關して永い年月の經驗を有し世界的の權威である。

吾滿洲國に於て寒氣の嚴じにも拘らず從來この方面の研究と稱するものが殆どなかつたので

あるが新國家の創立と共に農業的にも土木的にもこの種の研究の必要が痛感せられる状態にあるのでこゝに初學者の參考に資する爲め筆者の研究材料から纏め上げたのが本論である。

(2) 本論の概要 本文にては第二章第三章に於て土壤凍結の基本的要素たる地温及び地下水に就て述べ第四章に於ては土壤凍結の理論を詳細に述べ第五章第六章に於ては凍結に依て生ずる凍上現象及解氷現象に就て述べ最後に第七章に於て凍上防止の工法に就て出來得る限り詳細に論明せんとするものである。諸者諸彦の學理的根據又は經驗的根據による御叱正を得て將來更に研究を進めたいのが著者の念願である。

### 第二章 地 温

地温即ち地下の温度は太陽の輻射熱と地球内部の熱所謂地心熱とに原因する。即ちこの二つの熱源に依て地表附近の土の温度が昇降するのである以下それに就て述べる。

(3) 輻射熱 太陽から發する輻射熱は直接地表を熱するのであるがその輻射熱は地球表面に達する前に空氣中を通過してその一部を空氣中に吸收され又は反射される。尙地球表面に達し

たものも一部分反射されて残部のもののみが地表に吸収される。

今地球を完全な黒球と見做し地球に到達した熱を全部吸収するものと考へ且つ太陽は天頂にあるものとし太陽と地球との平均距離を  $1.49 \times 10^{11}$  米とすれば地表の  $1\text{cm}^2$  の上に直角に太陽より放射して来る熱量は毎分  $1.93$  瓦カロリー、之を毎秒に直すと  $3.22 \times 10^{-3}$  瓦カロリーであると云はれてゐる、これを太陽恒數と謂ふ。この熱量は實際の場合には前に述べた様に空气中を通過する間に吸収及反射の作用を受け更に地表面に達した後にも反射されるので地表が吸収する量は比較的少い。大氣中に吸収反射する量は色々な條件に依て異なるけれども大略  $20 \sim 30\%$  程度である。これに依て計算すると地球がその  $1\text{cm}^2$  の上に受ける熱量は1年間に  $136.4 \times 10^3$  瓦カロリーとなる。

斯様にして受けた輻射熱に於て地表温度は上昇し更に土地の内部に向つて熱の傳導が行はれ次第に土地内部の温度が上昇することになる。1日中に就て言へば日出後次第に地温は上昇するのであるが正午を過ぎ夕刻に近づくると地表面の放熱が受熱に勝つて地表は冷却を始め遂には

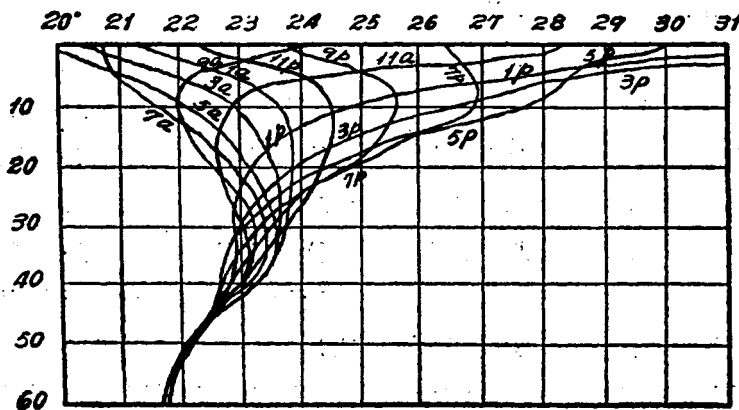
土内部よりも低温となり今度は反對に土内部から表面に向つて熱が流れる。然し地面近くで熱が土地内部から外部に向つて流れ始めてもある深さの所では依然として内部に向つて熱流がある即ち温度は絶えず高きより低きに流れるものである。この地中に於ける温度の1日中の、變化の様子は次の圖に示す状態であつて熱は常に高温部より低温部に向つて移動してゐる。

斯様に地表面近くの土地内部に於ては1日中の温度の變化が著しいが深い地中になると殆ど1日中では變化がなくなる。此圖の例によれば深さ  $60\text{cm}$  程度で最早變化が殆どないことになつてゐる。

地中温度の1年中の變化も1日中の變化の状態と同じ様な變化をなすのであるが夏期に於ては晝間受熱する熱量は夜間悉くこれを失ふに至らないで差引幾分か地層内に熱が蓄積される。従て毎日幾分か宛地温の上昇を來すが冬期に於ては日射量が少いから晝間地層内に入る熱量は少くなり長夜放熱の爲に失ふ熱量は大きくなるから差引地層は若干宛熱を失つて冷却する。かくて地中の温度は1年中の變化を生ずる。

新京、奉天に於ける平均地温は次の様である。

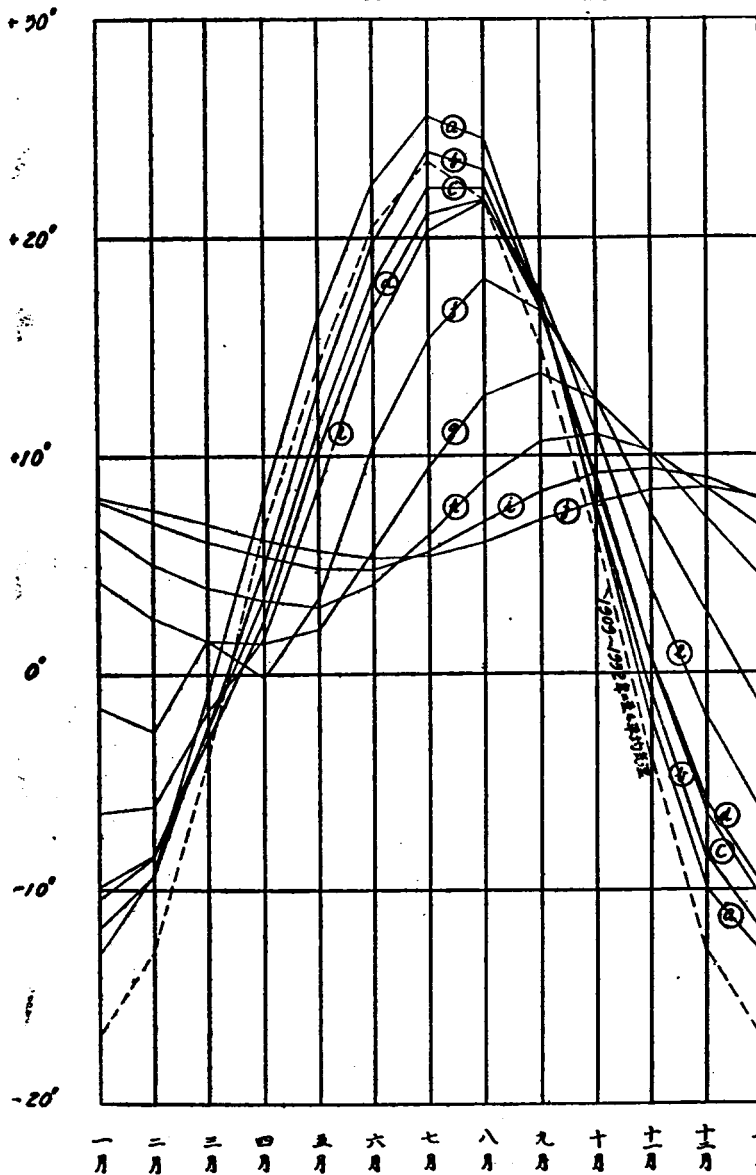
### 一日中温度變化



新 京 地 溫 表

月 別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年平均
氣 面 溫 度	-16.9	-12.8	-4.0	6.5	14.3	20.1	23.4	21.8	14.8	6.5	-4.3	-13.9	4.6
地 下 0.1 米	-12.9	-9.3	-1.2	7.7	16.1	22.2	25.5	24.5	17.0	7.4	-2.2	-10.0	7.1
0.2 米	-11.8	-9.4	-2.5	4.9	13.0	19.8	23.9	23.0	16.3	7.6	-1.1	-8.5	6.3
0.3 米	-10.3	-8.5	-2.3	3.6	11.4	18.1	22.4	22.4	16.5	8.6	0.5	-6.4	6.3
0.5 米	-9.8	-8.4	-2.9	2.4	10.1	16.9	21.2	21.7	16.4	8.9	1.0	-6.0	6.0
1.0 米	-6.5	-6.2	-2.1	1.6	8.9	15.9	20.5	21.5	17.4	11.0	3.6	-2.3	7.0
2.0 米	-1.3	-2.7	1.6	0.1	3.4	10.4	15.6	18.0	16.5	12.5	7.0	2.5	6.6
3.0 米	4.2	2.4	1.5	1.3	2.0	5.6	9.6	12.7	13.7	12.5	10.0	7.0	6.9
4.0 米	6.6	4.9	3.8	3.2	3.0	4.0	6.4	8.9	10.5	10.8	10.0	8.3	6.7
5.0 米	8.0	7.0	6.1	5.4	4.8	4.7	5.6	7.0	5.4	9.2	9.4	9.0	7.1
5.0 米	8.0	7.4	6.8	6.1	5.6	5.2	5.4	6.1	7.1	7.9	8.4	8.5	6.9

新 京 地 溫 圖



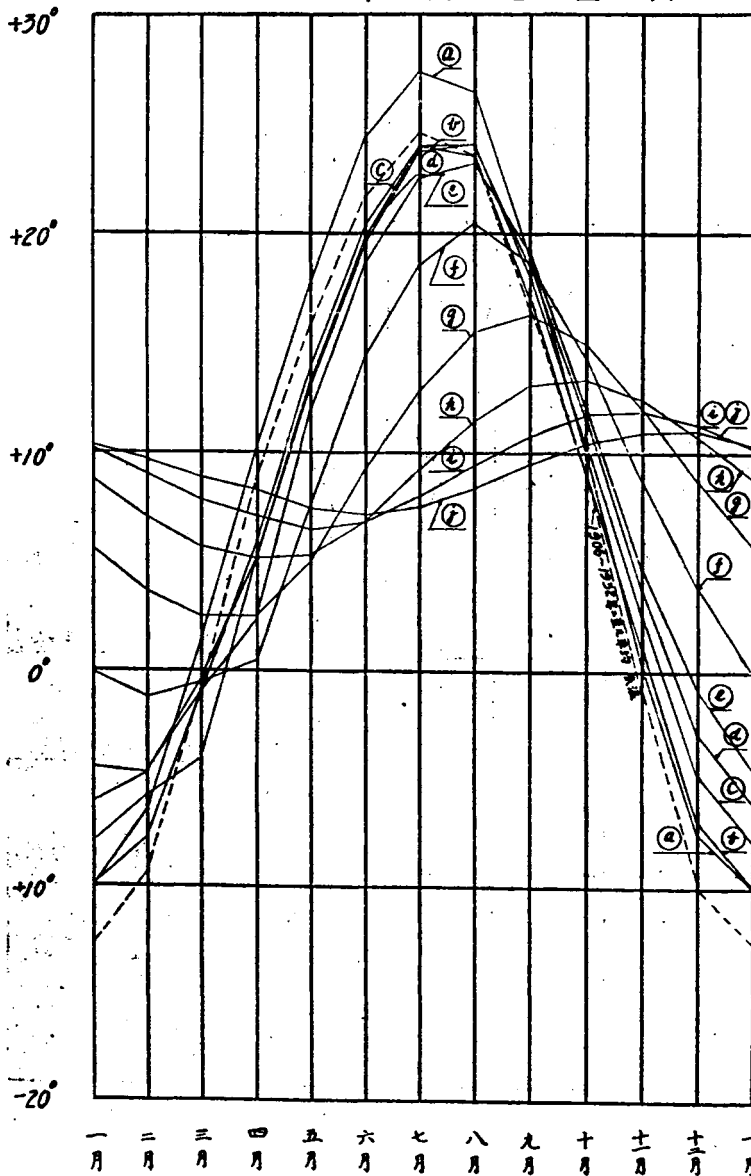
凡 例

Ⓐ	1909-1932年-至2 平均地面溫度
Ⓡ	1912-1932年-至2 平均地中溫度(0.1)
Ⓒ	1912-1932年-至2 平均地中溫度(0.2)
Ⓓ	1912-1932年-至2 平均地中溫度(0.3)
Ⓔ	1909-1932年-至2 平均地中溫度(0.5)
Ⓕ	1909-1932年-至2 平均地中溫度(1.0)
Ⓖ	1909-1932年-至2 平均地中溫度(2.0)
Ⓗ	1909-1932年-至2 平均地中溫度(3.0)
Ⓙ	1909-1932年-至2 平均地中溫度(4.0)
Ⓚ	1913-1932年-至2 平均地中溫度(5.0)

奉天地温表

月別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年平均
氣面溫度	-12.8	-9.3	-0.9	8.6	15.8	21.7	24.7	23.6	16.8	9.0	-1.2	-10.0	7.2
地下0.1米	-10.1	-6.5	-1.4	10.2	17.8	24.5	27.4	26.4	18.8	10.0	0.4	-7.4	9.4
0.2米	-10.0	-7.6	-0.8	5.9	13.8	20.4	24.1	23.6	17.0	9.0	1.0	-6.9	7.5
0.3米	-7.9	-5.8	-0.4	5.5	13.3	19.9	23.9	24.1	18.0	10.5	2.6	-4.9	8.2
0.5米	-6.1	-4.7	-0.4	5.2	13.0	19.6	23.7	24.1	18.6	11.6	3.7	-2.9	8.8
1.0米	-4.4	-4.7	-0.9	2.4	12.0	18.9	22.5	23.2	19.0	12.0	4.7	-0.8	8.7
2.0米	-0.1	-1.3	-0.6	0.5	7.9	14.4	18.6	20.6	18.7	14.3	8.7	3.9	8.8
3.0米	-5.8	3.7	2.6	2.6	5.0	9.2	12.9	15.6	16.3	15.0	12.1	8.7	9.2
4.0米	-8.9	7.2	5.8	5.1	5.3	7.0	9.3	11.6	13.1	13.4	12.6	10.9	9.2
5.0米	-10.2	9.1	7.9	7.1	6.6	6.9	8.0	9.5	10.9	11.7	11.9	11.3	9.3
5.6米	-10.3	9.7	8.9	8.2	7.5	7.2	7.5	8.4	9.5	10.4	10.9	11.0	9.2

奉天地温圖



凡例

(a)	1906-1932年-至入 平均地面溫度
(b)	1912-1932年-至入 平均地中溫度(0.1)
(c)	1912-1932年-至入 平均地中溫度(0.2)
(d)	1912-1932年-至入 平均地中溫度(0.3)
(e)	1930-1932年-至入 平均地中溫度(0.5)
(f)	1930-1932年-至入 平均地中溫度(1.0)
(g)	1930-1932年-至入 平均地中溫度(2.0)
(h)	1930-1932年-至入 平均地中溫度(3.0)
(i)	1930-1932年-至入 平均地中溫度(4.0)
(j)	1930-1932年-至入 平均地中溫度(5.0)

かくの如く地中温度は太陽熱のために熱せられたり冷却されたりするのであるがある深さ迄行くと殆どこの太陽熱の影響を受けない即ち年中始と温度が一定して變化を認め得ないところがあるこの深さを地温不易層といふ。普通地表温度較差の1割に相當する較差を有する地下温度の點を地温不易層といふ。この不易層の深さは土質に依て異り砂質では大きいが粘土質では淺く又含水量の多い土地では深い乾燥した土地では淺い。これは土壤中の空隙が水で充たされてゐると熱傳導が良好となる爲である。勿論不易層の深淺は温度の年較差即ち振幅の大きい程大である。上記新京及奉天に就て見れば地表からの各深さに於ける年較差は次の如くなる。

	新 京	奉 天
氣 温	23.4+16.9=40.3°C	24.7+12.8=37.5°C
地 面	25.5+12.9=38.4°C	27.4+10.1=37.5°C
地下1.0米	18.0+ 2.7=20.7°C	20.6+ 1.3=31.9°C
地下2.0米	13.7- 1.3=12.4°C	16.3- 2.6=13.7°C
地下3.0米	10.8- 3.0= 6.2°C	13.4- 5.1= 8.3°C
地下4.0米	9.4- 4.7= 4.7°C	11.9- 6.6= 5.3°C
地下5.0米	8.5- 5.2= 3.3°C	11.0- 7.2= 3.8°C

即ち地面温度の年較差は38.4°C及37.5°Cであるが地下5.0米では3.3°C及3.8°Cである。地下5.0

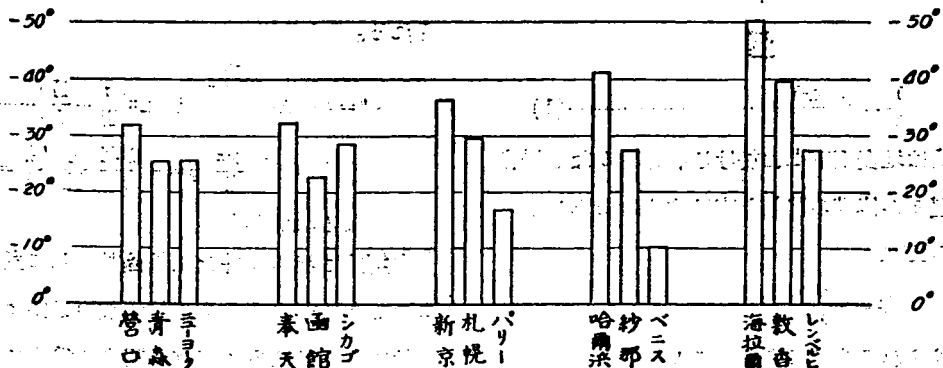
米の年較差は地面の約1割に當るので大略5.0米を以て地温不易層といふことが出来る。その不易地温はそれぞれ6.9°C及9.2°Cで、新京奉天より緯度が北にあるので温度が低いといふことになる。又本表に依つて見るに地中温度の最高最低は深さ1mにつき1箇月宛遅れてゐる。

地温は氣温に比例するものであつて氣温は大體緯度に比例する譯であるが同緯度と雖も海洋地形其他の影響の爲め相當な相違がある。次圖は同緯度に位する世界の主要都市と滿洲の主要都市の最低氣温を示したものであるが吾滿洲は同緯度の他の都市より著しく寒く、従つて其地温も比較的低温特に海拉爾の如きは氣温の最低-50°Cに達しその爲め地温は非常に低く地下のある深さに於ては一年中0°C以下の箇所が散在する。新様な所ではその地中の水は一年中氷結して所謂永久凍結層をなしてゐる。

世界の主要都市で-20°C以下の最低氣温を有するのは、モスコウ(-37°C)、新京(-36°C)、ワルソー(-34°C)、ベルリン(-27°C)、ワシントン(-25°C)、ストックホルム(-21°C)、ウイーン(-20°C)等である。

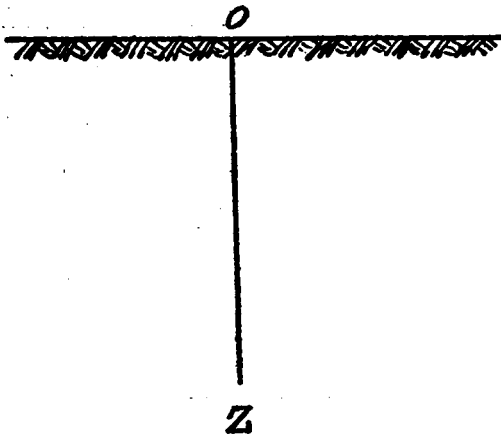
滿洲重要地方與同緯度地方其氣温之比較

低 極 氣 温



(4) 地心熱 地温は太陽の輻射熱の外地心熱の影響を受ける。即ち地球内部の高い熱が絶えず地球表面に向つて流れてゐる。この地球内部の熱即ち地心熱を知るには深い井戸とか坑孔の温度を観測して深さと温度との關係を求むることである。観測の結果によると大略33mの深さ毎に1°0を増してゐる。この結果地表の1cm<sup>2</sup>から放散する平均熱量は毎秒1.2×10<sup>6</sup>瓦カロリーであり一年間には137.8瓦カロリーの熱を放散する、然しこの數字は太陽の輻射熱による地表の一年間の吸収量136.4×10<sup>3</sup>瓦カロリーに比すれば3600分の1に當り殆んど問題にならない。

(5) 地温計算式 地層は無限に擴つてゐて地面は平面であると(半無限固体)假定して座標原點を地面の一點にとりZ軸を地面に垂直にとると地中に於ける、一元的熱傳導の微分方程式は次の様になる。



$$\frac{d\theta}{dt} = K^2 \frac{d^2\theta}{dZ^2} \dots\dots\dots(1)$$

本式は地表面下 Z に於ける、時刻 t なる場合の地温  $\theta$  の傳導の状態を表はすものである。

本式中 K<sup>2</sup> は

$$K^2 = \frac{k}{c\rho}$$

で表はされるものであり。こゝに

K<sup>2</sup> = 熱の擴散率(Diffusivity)

k = 土の熱傳導率(Thermal Conductivity of the substance)

c = 土の比熱

$\rho$  = 土の密度

である。

(1)なる式を解くには境の條件と初めの條件とが必要であるがこゝでは初めの條件は別に考へないことにする。即ちこの場合には非常に遠い昔から週期的變化をしてゐたとし初めどんな温度であつてもその影響がとれる程時間が経つた後と考へる。

境の條件としては地面 (Z=0) に於て t なる時刻の温度は次の式で表はされるものとする。

$$Z=0, \theta = \theta_0 + A \sin(at + \varphi) \dots\dots\dots(2)$$

即ち地表温度は正弦函数を以て表はされるものとする。

次に地中の深い所 (Z=∞) に於ては温度不易にして 0° だとする。之は不易層の温度を測る目盛の基點とすると云ふに過ぎない。必ずしもそこが攝氏 0° だといふ意味ではない。

$$Z = \infty, \theta = 0 \dots\dots\dots(3)$$

今(2)(3)なる條件を満足する様な(1)式の解を求めなければならないのであるが途中の算式を略して結果のみを示すと(1)式の解は次の式で表はされる。

$$\theta = \theta_0 + A e^{-\frac{2\pi}{T}Z} \sin 2\pi \left( \frac{t}{T} - \frac{Z}{l} \right) \dots\dots\dots(4)$$

$$\text{本式中 } a = \frac{2\pi}{T}, \varphi = -\frac{2\pi Z}{l} \frac{1}{K} \sqrt{\frac{\pi}{T}} = \frac{2\pi}{l}$$

なる關係がある。

本解式は境の條件を正弦函数として表はしたものであるが必ずしも正弦函数の必要なく餘弦函数にても又は更に正確を期する爲めフーリエ

の級數を用ひても解式を求むることが出来る。

(4)なる解式は深さと共に温度較差が漸次減少する波を表はしてゐる。その減少の様様は  $Ae^{-\frac{2\pi}{l}Z}$  で表はされる。今  $x$  なる點の温度の變る範圍即ち較差を  $R$  とすれば

$$R = 2Ae^{-\frac{2\pi}{l}Z} \dots\dots\dots (5)$$

である。これで分る通り温度の變化の範圍は即ち較差は深さと共に減少する。

又  $x$  なる深さに於て温度の最高最低の起る時刻は

$$2\pi\left(\frac{t}{T} - \frac{Z}{l}\right) = \frac{\pi}{2}(2S+1) \quad S=0.1.2.3.\dots\dots$$

なる關係から

$$t = T\left[\frac{Z}{l} + \frac{1}{4}(2S+1)\right] \dots\dots\dots (6)$$

$S = 0, 2, 4, \dots\dots$  (偶數)の場合には最高温度となり

$S = 1, 3, 5, \dots\dots$  (奇數)の場合には最低温度となる。

地表と深さの間の位相の遅れを  $R_z$  とすれば

$$R_z = 2\pi \frac{Z}{l} = \frac{Z}{K} \sqrt{\frac{\pi}{T}} \dots\dots\dots (7)$$

であり温波の進行の速さを  $V$  とすると

$$V = \frac{2\pi}{T} \cdot \frac{Z}{R_z} = \frac{2\pi}{T} K \sqrt{\frac{T}{\pi}} = 2K \sqrt{\frac{\pi}{T}} \dots\dots (8)$$

であり温波の波長を  $L$  とすると

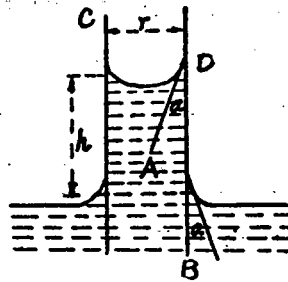
$$L = VT = 2K \sqrt{\pi T} \dots\dots\dots (9)$$

となる。

### 第 3 章 地 下 水

地下水とは地中の土粒の間隙を充たして存在してゐるものであつて土壤凍結作用に重要な役割をなすのは其地下水の毛管作用と滲透作用とである。

(6) 毛管力 (Capillarity) 今小徑のガラス管を水中に立てたとすれば圖の様にガラス管内に



水が上昇する。これは水の表面張力の作用に依るものであつて此時の上昇した水柱の高さを  $h$  で表せば

$$h = \frac{2T \cos \alpha}{\rho g r} \dots\dots\dots (1)$$

となる。

ここに

$T$  = 水の表面張力

$\alpha$  = 接觸角

$\rho$  = 水の密度

$g$  = 重力加速度

$r$  = ガラス管(毛管)の徑

即ち毛管高は管の徑  $r$  に反比例するものである。

今この毛管作用が土の内部で行はれるものとすれば毛管に相當するものは土粒子間の空隙であるがこの空隙は前述のガラス管の様に徑の一定したものではないので(1)式に依つて毛管高を計算することは出来ないので Beskow は土粒子の直徑を以て毛管高を表はす實驗式を用ひた。

即ち

$$K = C_k \cdot \frac{1}{d} \dots\dots\dots (2)$$

なる式は土中の毛管高を表はす式である。式中

$K$  = 毛管高

$C_k$  = 係 數

$d$  = 土粒子の直徑

であつて  $T$  度(1)式に於ける管徑  $r$  に相當するものである。係數  $C_k$  は土粒子の配合及其緊密度に依つて異なるものである。今  $K$  を米で表はし  $d$  を耗で表はすものとすれば石英や長石の如き清淨

な土粒子に対しては  $Ck=0.060$  である。若し土粒子が球形の場合には  $Ck=0.053$  である。自然土の場合には非常に複雑となる。又  $K$  の値は土

の緊密度に依つて著しく相違するもので  $Beskow$  は標準緊密と最高緊密の2つの場合に就いて實驗した結果次の様な成績を得た。

粗粒沈澱物の毛管高表

試料番號	土の種類	凍上の有無	毛管高 (米)	
			標準緊密の場合	最高緊密の場合
GL. 1	細砂	無	—	0.95
BW. 10	粗砂	有	0.70	1.35
NO. 5	細砂	無	1.15	1.90
GL. 2	細砂	”	—	1.90
BW. 25	粗砂 泥	有	1.60	2.15
VI. 7	”	”	—	2.50
GB. 5	”	”	1.80	—
NO. 8	”	”	—	2.90
BW. 1	”	”	1.85	3.00
BW. 23	”	”	1.90	3.80
BW. 2	”	”	2.00	—
U. 296	”	”	2.40	6.10
B. 14	泥	”	2.70	4.80
GB. 9	”	”	3.00	7.80
M. 102	”	”	3.15	5.00
GB. 20	”	”	3.25	6.00
GB. 15	”	”	—	6.00
NO. 7	”	”	—	7.70
BW. 13	”	”	4.6	9.50
GB. 18	粗泥	”	4.70	7.20
GB. 16	”	”	—	7.80
A. 84	”	”	4.90	9.20
BW. 26	”	”	5.30	9.00
BW. 21	”	”	6.10	9.70
BW. 19	”	”	6.40	9.60
BW. 22	”	”	6.60	10.10
BW. 7	粗泥	”	7.10	—
BW. 990	”	”	9.00	15.00
BW. 24	”	”	9.30	—
H. 28	”	”	9.60	—
GW. 21	”	”	12.30	—
GW. 2	粘土	”	14.00	—
BW. 17	”	”	715.00	—

上の表より明かなる様に土の粒徑の小さい程其の毛管高は大となり15米以上にも達する。向テルツアギー氏は黄色殘積粘土に就き其の毛管高を306.30米と計算してゐる。かくの如く毛管作用による地下水の上昇は吾々の想像以上である。

(7) 滲透係數(Permeability) 滲透係數  $P$  は粒徑の函數として次の様に表はされる。

$$P = C_p \cdot d^3$$

ここに  $C_p$  は係數であり  $d$  は土粒子の徑である。係數  $C_p$  は水溫、土粒子の配合及其緊密性に依つてそれぞれ異なるものである。若し以上



條件が一定であれば  $C_p$  は定數となる。實驗の結果によると粒子の大きさと  $P, K, C_p$  等の關係は次表の如くなる。

Atterberg 分類による土粒子の滲透係數

土粒子徑 (m.m)	$P$ (cm/hour) (at +20°C)	$K$ (m)	計算粒徑 $d=0.06 \frac{1}{K}$	$C_p = \frac{P}{d^2}$	$P K^2$
0.2 — 0.1	37.5	0.41	0.147	$1.73 \times 10^5$	6.3
0.1 — 0.05	5.3	0.99	0.066	$1.21 \times 10^5$	5.2
0.05 — 0.02	1.74	1.90	0.0322	$1.67 \times 10^5$	6.0
0.02 — 0.01	0.46	4.4	0.0136	$2.48 \times 10^5$	8.9
0.01 — 0.005	0.11	8.2	0.0073	$2.07 \times 10^5$	7.4
0.005 — 0.002	0.020	17.0	0.0035	$1.62 \times 10^5$	5.8
0.002 — 0.001	0.0012	70.0	0.00086	$1.64 \times 10^5$	5.9

毛管高は粒子徑の函數であるので滲透係數も毛管高の函數として表はすことが出来る。

$$P = C_p d^2 = C_p \frac{Ck^2}{K^2} = C_{pk} \frac{1}{K^2}$$

こゝに  $C_{pk} = C_p Ck^2$  である。

$C_{pk} = PK^2$  の値は土質に依つて異なるもので Relative permeability と謂ふ。

次表は粒徑の異なる土を各種の割合に配合した場合の  $KP$  及  $C_{pk}$  の値を示すもので混合する土の粒徑を A 及 B の 2 種とする。

粒徑(mm)		配合比 A:B	K の 値			P の 値			Cpk
A	B		A	B	A+B	A	B	A+B	A+B
0.01~0.05	—	—	8.2	—	8.2	0.11	—	0.11	7.4
”	0.02—0.01	1.1	8.2	4.4	6.35	0.11	0.46	0.14	5.6
”	0.05—0.02	1.1	8.2	1.9	7.3	0.11	1.74	0.10	5.3
”	0.2—0.1	1.1	8.2	0.41	7.3	0.11	37.5	0.082	4.4
”	”	1.2	8.2	0.41	6.5	0.11	37.5	0.074	3.1

此の表は細粒徑の土に粗粒徑の土を加へた場合であつて其の結果毛管高は粗粒の添加と共に減少し滲透係數も亦減少する。其の減少の程度は毛管高の減少に比して特に著しい減少をなすものである。

滲透に関する理論は極めて複雑であつて従來

毛管説 Buckingham の説 (電氣や熱の流れと同様に見る) 及 Versluys の説 (水が其の開放面を減少し其の表面のエネルギーを最小にする傾向を辿るといふ理論) 等ありて未だ明確に闡明されてゐない。今後尙研究を要すべき問題であらう。

— ( 續 ) —