

山腹工作物の凍害防止に関する研究

—凍結破壊に関係する凍結土壌の性質について—

辰野 良秋・堀内 照夫

I 緒 言

関東、中部地方の以北では、寒冷期に気温が低下し、土地が冷却されると地中の水分は凍結し、土壌面から分離析出して霜柱になり、やがて地中の水分は土壌粒子を包含して凍結し、土壌凍結をおこす。この現象は、土質条件、水分条件、温度条件によって大きく支配され、凍上に進展する。これらの現象は、機構的にも本質的にも同一のものであるが、形態的、物理的には大きな差異を示している。霜柱が初冬のころには土壌凍結を保護する役割を果たすという一面の見方はできるが、そのために斜面では霜柱、凍上侵食を受け、越冬作物は持ち上げられて枯損する。また、道路、構造物の土壌凍結、凍上による被害は重大であって、降雪、なだれによって起る災害とともにこの地方の冬期間における大きな問題である。

筆者は、霜柱侵食の防止について実験的に研究し、土壌の水分条件を定量的に示し、温度条件、土質条件については定性的に説明した。土壌凍結については、防災的な面から、また農林植物に関する立地的な立場から、凍結深度、凍上力の推定および融解、透水機構を解明することが重大な課題である。凍結深度は Stefan, Neumann らの静水の凍結理論を応用して積算寒度の平方根に比例するものとして、東、伊福部らによって北海道地方における凍結深度を推定する実用式が提案されている^{2~5}。すなわち、積算寒度を u とすると、凍結深度 H は、 $H = \alpha\sqrt{u}$ (α : 氷厚係数) である。この場合、凍結深度は積算寒度ばかりでなく、日射量、風、降雪などの気象条件、地中水分、地被物などの条件によって大きな影響を受けるので、氷厚係数は気温条件以外の因子の総合的な地域的特性を示す係数を意味する。そこで、信州地方における実用式を求めるための実験を行なった。凍結土壌の透水性については、現地を試験地を選定し、実際の凍結層について実施すべき問題であるが、その前に室内実験を行なって一般的性質を明確にすることにした。このことによって、合理的な土壌凍結型を分類する上の指針を得ることができると考える。また凍結土壌の圧縮強度を明確にすれば凍上力の限界を推定する上に大きな役割を果たすことができると考えて、圧縮強度について、2~3の実験を行なった。

II 実験方法

1 凍結深度の推定

昭和41、42年の冬期間、信州大学農学部（長野県伊那市郊外北緯35°51'43"、東経137°56'19"、標高772.69m）に測定地を定め、定期的に掘さくして凍結深度を測定した。凍結深度

は地表の微細な凹凸、土質条件によってかならずしも一定しないので、同一条件と考えられる測定地3ヶ所を測定して平均値を採用した。降雪に際しては、当地方では積雪量が少なく、その影響は非常に小さいものと考え、測定地の積雪を除去して行なった。凍結に直接関係する温度条件は、接地温度であるが、これよりさき2ヶ年間にわたって測定した接地温度と、測候所（信州大学農学部内附属農場）の測定温度との間に高い相関々係を示すことを確認したので、解析は測候所の測定気温を使用した。また積算寒度は1日の平均気温（最高気温と最低気温の平均）の零度以下の積算値によった。

2 透水試験

φ5cm、高さ10cmのガラス製円筒およびφ6.6cm高さ11.5cmの真鍮製円筒を使用した。円筒の底部へガーゼと真鍮製金網を敷き、信州ローム、川砂を円筒の約半分まで一様につめて-5°Cの低温室内で凍結させ、円筒の残り半分に0°Cの水を注入して10分間隔の水位低下を測定した。凍結させる前の土壌水分は、試料をつめた円筒を水中に入れて下方から吸水させ、そのつど重量を測定して土壌試料の含水量とした。透水係数は最初の10分間における減水量について計算した。

3 圧縮強度

φ6cm×12cmのブリキ製円筒を使用した。凍結土壌供試体の取りはずしを容易にするため底面と側面の開閉を自由にし、試料を調整するときには、針金およびビニールテープで固定した。土壌はおもに信州ローム赤土を使用し、結晶片岩、花崗岩、第三紀層頁岩の風化土について比較した。供試体の作製は試料を3層に分けて円筒に入れ、突棒で突き込み、容積重を測定して規制した。水分測定は前と同様にし、別に含水量測定のための試料を同時に作製した。含水量の差による強度の差が大きいと考え、水分状態は主として、 $PF=0$ と $PF=3$ の場合における土壌の種類、密度、冷却温度との交互作用について検討した。

凍結は-14.5°Cまで低下できる低温室を使用し、おもに-7°Cの温度で一昼夜低温室に静置して凍結させた。この温度で凍結させると供試体が小さいので凍結に際し、土壌中の水分が移動することなく、凍結前の状態を一様に維持した凍結土壌が得られた。その他、冷却時間、冷却温度を変えて実験した。異なった密度の試料を作製する場合、所定の密度のものを一様にすることが困難であったので、つめ方を変えて4段階のものを使用した。

圧縮破壊は加圧面φ7.0cmのアムスラー型万能試験機を使用し、加圧速度は30秒で破壊するように、バルブで調整した。各処理試料1個ずつを低温室から取り出して実施し、融解のために供試体に変化を生じないように努めた。破壊前に見られる変形断面は、含水量が多いほど大きくなって破壊に時間がかかり、少ないものほど小さく破壊が顕著であった。そのため、円筒供試体の中央部が膨張して、破壊の前兆が確認されたときの荷重計の読みを破壊荷重とし、同一処理の試料4～5個について実施した。

試料を凍結させる方法はそれぞれ前に述べた。この場合の熱消失の方向は四方であるため結晶方向は一様でなく、実際の凍結が上方から下方に向う結晶に比較して大きな相違がありしたがって透水性、圧縮強度について、結晶方向に対する吟味は除いた。

Ⅲ 実験の結果および考察

1 凍結深度の推定

凍結深度に影響を与える因子については前に述べたとおりで、自然状態では条件を一様に規制することは困難である。それで、実験的には精度の高い凍結深度を求めることは可能であると考えられるが、実際的には高い精度を期待することは無理であろう。しかし現実に掘さく測定することのできる凍結深度と気象要素との関係から、冬期間その時点の凍結深度を推定することができれば、きわめて好都合である。東は、北海道の積雪量の少ない地域において、凍結深度 (H cm) と積算寒度 ($u^{\circ}\text{C days}$) との関係を示す次式を提案している。

$$H=3.06 u^{0.53}\dots\dots\text{芽室}$$

$$H=1.75 u^{0.58}\dots\dots\text{女満別}$$

ここに u は圃場で観測した最高、最低気温の平均を用い、その日平均気温が零度以下になることが、2～3日以上継続するようになり始めた日からの積算値を用いている。伊福部は北海道の普通の砂利道の積雪のない場合の凍結深度 (H cm) と積算寒度 ($u^{\circ}\text{C days}$) の関係を次式で示した。

$$H=3.7\sqrt{u}$$

当地方の昭和41、42年度の冬期間における測定結果は表1-1、2のとおりで、凍結深度 (H cm) と積算寒度 ($u^{\circ}\text{C days}$) の関係はつぎのようである。

表1-1 凍結深度調査表 (昭和41年度)

測定日	積算寒度	日 陰		日 当 り		松 林	
		校庭	裸地	校庭	裸地	林内の歩道	
41. 12. 3	1.3	5.5	3.5	2.5	0	0	
	11.3	11.0	11.0	6.0	2.5	4.0	
	16.5	15.0	14.5	3.5	3.0	3.5	
42. 1. 9	62.4	24.5	21.5	14.5	5.5	8.5	
	103.6	35.5	34.5	20.0	18.5	15.0	
2. 1	114.1	41.5	40.0	16.0	18.5	20.0	
氷厚係数 (α)		3.67	3.27	1.62	1.04	1.25	

氷厚係数 (α) は測定条件によって異なる数値を示した。これは凍結進行の速度が土壤の水分状態によって異なり一様でないこと、地中に霜柱氷層ができると局部的に凍土量に差を生じ、真の凍結深度を把握することが困難であるということが大きな原因をなしていると考えられる。そこで、一般的な実用式を誘導するため、過去2年間の測定値について、ほぼ同じ条件のものをまとめて解析した。1日中日の当らない踏み固められた裸地 (排水性の良い校庭、歩道) では氷厚係数は、 $\alpha=3.65$ で、実用式は

$$H=3.65\sqrt{u} \dots\dots\dots\text{①}$$

であった。この相関々係は非常に高く実用に供されると考える。ところが同じ土質条件の場所

表1—2 凍結深度調査表 (昭和42年度)

測定日	積算寒度	日陰			日当り		松林
		校庭	裸地	歩道	校庭A	校庭B	林内の歩道
42. 12. 5	0	2.7	1.0	0	0	0	0
11	2.1	13.0	6.5	6.5	8.0	4.5	2.5
19	15.6	16.5	17.0	14.0	11.5	7.5	—
27	23.0	18.0	14.0	17.0	14.5	11.5	3.0
43. 1. 4	44.4	26.0	17.0	24.5	19.5	13.0	8.5
10	49.9	25.5	20.0	25.3	19.5	12.5	8.5
21	63.5	31.0	26.0	31.5	16.8	13.0	14.0
30	81.5	35.5	28.0	34.5	19.0	13.8	18.5
2. 11	121.9	40.5	42.0	40.5	21.0	19.5	23.5
21	159.9	46.5	46.5	44.5	21.0	15.5	24.5
3. 1	191.2	46.5	48.5	49.5	20.5	19.0	27.5
11	195.5	(37.0)	(29.5)	(44.0)	(2.5)	(2.5)	(21.5)
氷厚係数 (α)		4.11	3.39	3.73	2.46	1.80	1.54

でも日当りが良いと、とくに寒冷初期には地表面が融解、凍結の繰返しを受けるので、凍結深度の把握が困難であった。前と同様に氷厚係数を計算し、 $\alpha=1.85$ が得られ、実用式は、

$$H=1.85\sqrt{u} \dots\dots\dots\textcircled{2}$$

であった。

一方、芝、落葉、落枝などの地被物があると、凍結開始は遅れる。地被物の豊富な松林では実用式は、

$$H=1.43\sqrt{u} \dots\dots\dots\textcircled{3}$$

であったが、落葉、落枝、蘚苔類の存在によって全然凍結しない場所が存在するので、森林の種類、林令、規模によって異なると考え、引き続き測定しているの、その結果は別に報告する。

東は凍結深度の推定式を積算寒度の指数式として解いたが、凍結深度の測定値のわずかな差が指数値の上に大きく影響し、そのために氷厚係数の変動が大きく、実用面においても煩雑を伴うので、気温以外の関係因子を総合的に代表させるための指標として、氷厚係数のみを考えた。また前二者の実用式では、日射量の吟味がされていないが、当地方の冬期間は一般的に晴天が多く、日当りの良い場所と日の当たらない場所の差がきわめて顕著であって、明確に区別する必要があった。①、②式は、その関係を示し、①式の氷厚係数は②式の約1.7倍になっている。さきに筆者は、日当りの良い場所の凍結深度は、日の当たらない場所の約1/2であることを示しているが、一般的にはこの示し方が適切であると考え。日当りの良い場所では、地表面が凍結、融解をくり返すので、土壌水分の分布に大きなむらを生じ、凍結深度も一様性を欠くことになり、その把握が困難となるからである。また、③式に示すとおり、地表面に被覆物があり、気温を緩和することのできる林相の種類によって氷厚係数が非常に小さくなっている。図1—1、2、3は、①、②、③式の回帰直線であるが、

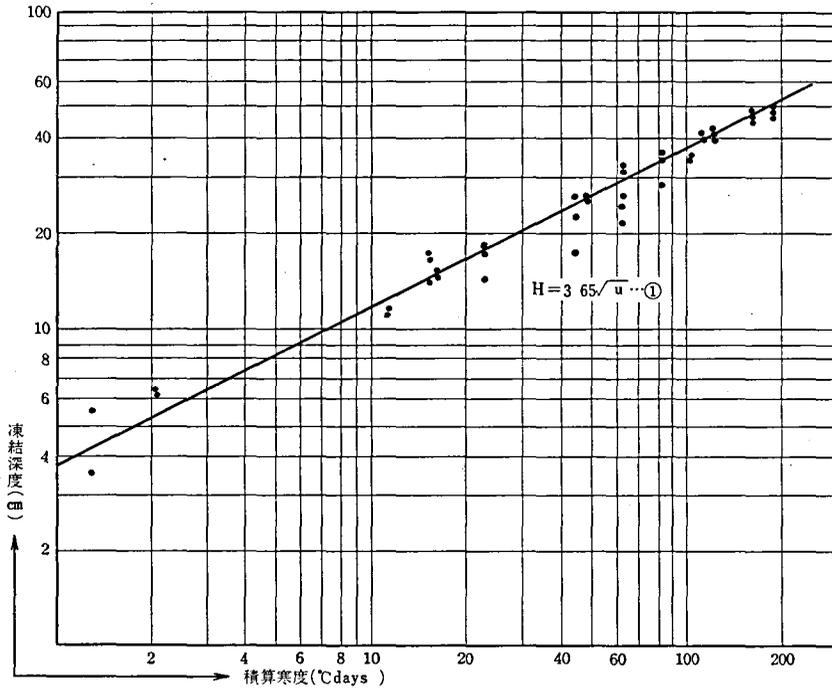


図1—1 凍結深度と積算寒度(日陰の裸地)

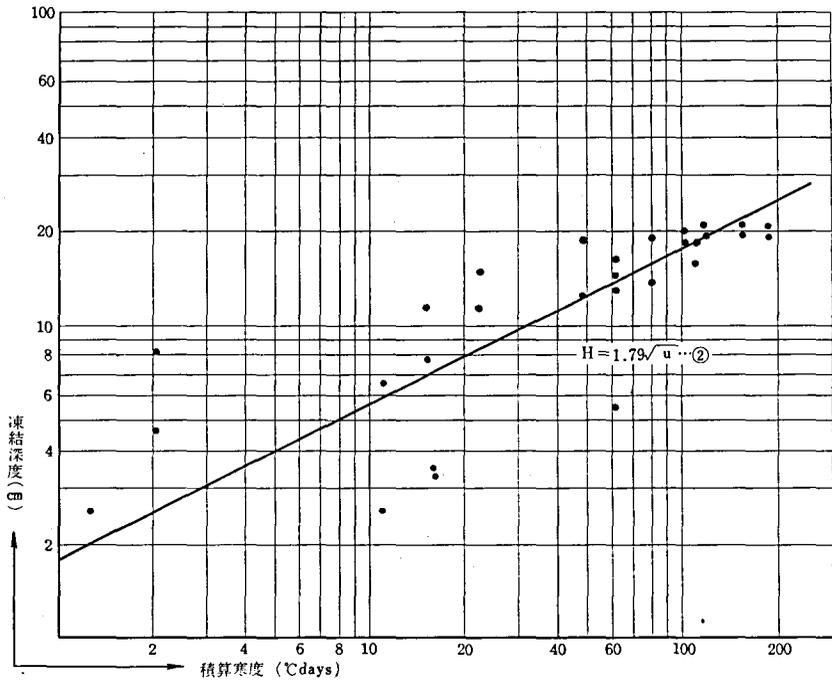


図1—2 凍結深度と積算寒度(日当りの裸地)

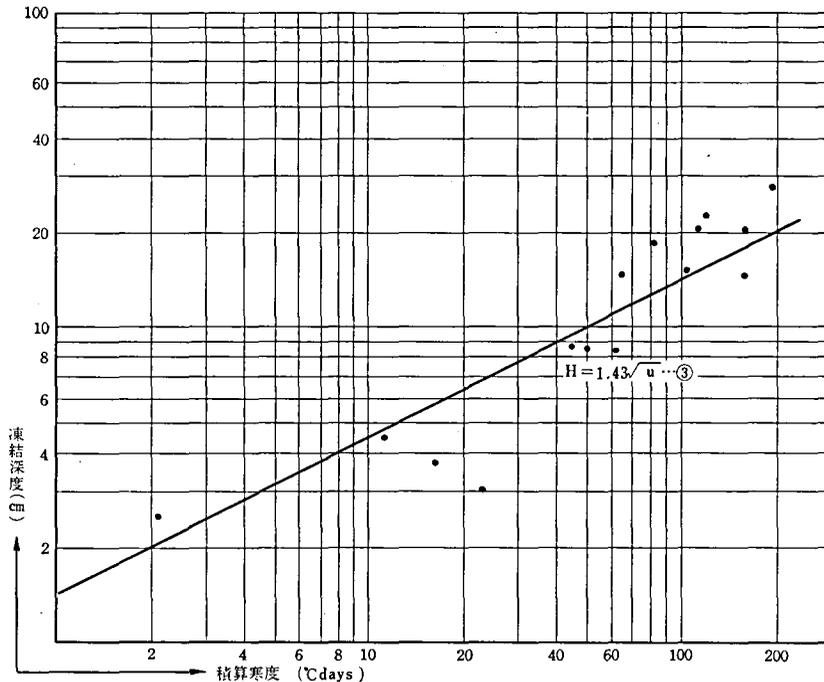


図1-3 凍結深度と積算寒度(松林)

①式の適合度は大きいと考えるが、②③式については更に吟味する必要がある。

2 凍結土壌の透水性

凍上防止の根本対策は、土壌が凍結する場合に、氷層が形成されるのを防ぐために、地下水との開かれた系を閉じた系にすればよいことはすでに説明されている。しかし凍上現象は地下水の影響によってのみ起こるものではなく、降雨、降雪、融解により、また地下水の流下経路によって地上からの補給が多く、むしろこの場合に大きな凍上被害をおこしている。これは、凍爆現象と呼ばれ、凍結土壌の透水性が大きな役割を果たしている。一方、初冬と早春には相当量の降雨があり、また融雪により、地表上には多量の水が存在する。この水の処理は、土壌侵食、流亡に大きな影響をおよぼし、また活動期に入った植物の根は水中に沈積して、立地上好ましくない現象を起す場合が多い。

凍結大地への透水性、凍結土壌の水文的の性質に関する文献は少ないが、1957年北部ミネソタで、融解直前の凍結土壌について透水試験が行なわれ、コンクリート状凍結では、0.23 cm/h、森林土壌の凍結層では1.18cm/hであったと報告されている¹³⁾。このことは、凍結前の土壌水分の相違と環境による凍結機構によって凍結土壌の透水性が明らかに異なることを示している。森林が気温、地温に大きな影響をおよぼすことは認められており、環境の異なる場合における調査から、無林地ではある深さまで堅く凍結する期間に、林地では全く凍結しないか、凍結してもその深度は無林地の1/2～3/4であるとされている^{10~18)}。

本実験は、凍結前の土壌水分の相違が凍結土壌の透水性に及ぼす影響について実験室で行

なったものである。表2-1は信州ローム赤土について測定した結果である。土壤水分の平衡点は、これを含水量で示した場合、同じ土壤であってもその密度によって差を示すので、表2-1の試料についての平衡点は明確ではないが、 $PF=2$ 以上では板状に凍結し、透水性は非常に小さく、それ以下では凍結の状態も群状になり、更に水分量が少なくなれば粒状に凍結する。したがって、透水性も徐々に大きくなるのは当然である。未凍結土壤の透水係数 $5.48 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$ に対し、粒状凍結では 8.62×10^{-4} 、群状凍結では 6.32×10^{-5} と透水性に大きな差異を示している。最大含水量では、透水性は全く認められず、完全な不透水層になることを示した。土壤の水分が地下からのみ補給されるならば、飽水状態になりきれない砂、または砂利の場合には、その間隙中の水分が凍結してもその構造は変わらないので、凍結した水の9%だけ間隙容積がせばめられるわけで、十分な透水性を示すはずである。一方保水力の大きい土壤では、土壤水分が移動しないままの状態に凍結すると、 $PF=3$ の状態でもわずかながら透水性を示すのであって、透水性を全然示さない水分限界は明らかに示すことはできない。理論的には、土粒子間隙中の遊離水が凍結し、その容積を9%だけ増すので、その分によって間隙を満たしうような含水量の状態が透水性、不透水性の水分限界であると考えられるが、実際には $PF=3$ 以上では土壤中の水分は液体の状態に移動するため、凍結層の中に氷層が形成され、凍結土壤は不透水性を示すようになる。このことが実際の場合の凍結土壤の透水性と、実験によるものとの大きな差異を示すわけである。

表2-1 凍結土壤の透水性 (信州ローム 赤土)

試料	含水量	滲透深 (cm)			透水係数
		10'	30'	50'	
1	40	0	0	0	
2	41	0	0	0	
3	41	0.1	0.1	0.1	
4	38	0.1	0.5	2.8	7.5×10^{-5}
5	38	0.1	0.1	0.7	$82 \times \text{〃}$
6	38	0.2	0.2	0.6	$15.8 \times \text{〃}$
7	29	0.3	0.8	3.6	23×10^{-4}
8	28	0.2	0.5	2.0	$1.5 \times \text{〃}$
9	26	0.6	3.5	5.5	$4.5 \times \text{〃}$
10	24	1.6	3.4	5.3	1.6×10^{-3}
11	24	1.0	1.6	5.2	$0.4 \times \text{〃}$
12	24	0.8	1.5	4.2	$0.3 \times \text{〃}$
3'	未	3.8	—	—	5.5×10^{-3}
6'	凍	3.0	—	—	$4.4 \times \text{〃}$
9'	結	2.3	—	—	$3.2 \times \text{〃}$

表2-2は黒ぼくについて行なったものである。黒ぼくは赤土に比較して更に細粒である上に、単粒構造であるため、赤土では水分当量の状態で透水性を示したのに対し、黒ぼくでは透水性は0であった。このことは黒ぼくにおいては群状凍結になる含水量の幅が非常にせま

表2-2 凍結土壌の透水性 (信州ローム 黒ぼく)

試料	含水量	滲透深 (cm)			透水係数
		20'	40'	60'	
1	134	0	0	0	
2	134	0	0	0	
3	132	0	0	0	
4	128	0	0	0	
5	126	0	0	0	
6	127	0	0	0	
7	96	0	0	0	
8	97	0	0	0	
9	107	0	0	0	
10	45	0	0.3	0.5	7.2×10^{-5}
11	43	0	0.3	0.8	$7.1 \times //$
12	42	0	0.3	1.0	$6.9 \times //$
4'	未	2.2	2.2	1.7	1.3×10^{-3}
7'	凍	2.1	2.0	2.0	$1.1 \times //$
10'	結	2.2	1.9	1.9	$1.1 \times //$

表2-3 凍結土壌の透水性 (細砂)

試料	含水量	滲透深 (cm)			透水係数
		5'	10'	15'	
1	23	0	0	0	
2	24	0	0	0	
3	22	0	0	0	
4	9	1.5	3.5	5.2	17.1×10^{-4}
5	11	0.9	2.0	3.6	$10.4 \times //$
6	10	0.3	0.4	1.2	$3.7 \times //$
7	4	1.0	2.7	6.5	1.2×10^{-3}
8	3	4.0	5.8	—	$7.2 \times //$
9	4	4.1	6.0	—	$7.0 \times //$
1'	未	7.5	—	—	3.7×10^{-2}
4'	凍	8.2	—	—	$3.6 \times //$
8'	結	5.8	—	—	$3.0 \times //$

く、あるいは板状に凍結する含水量の下限が低く、群状凍結をおこさないで板状凍結を呈するからであると考えられる。表2-3は、川砂について行なったものである。前二者に比較して土質が極端に異なり、特に保水力、粒子の吸着水をひきつける力、およびその量が少な

く、凍結前に $PF=0$ の状態になることは実際の場合にはないのが通例であり、凍結しやすい間隙水を保有する時間も短かく、最大容水量の状態からごく短時間に水分当量、萎縮点に達するのである。本実験は川砂の中でも比較的粘土分を含んだ、ごく細粒のものについて、できる限り水分限界を保持するような試料を選定して実施した。したがって、所定の水分状態で凍結した試料をうることができた。結果は、含水量が減少するに従って凍結型が異なり、透水性が増大する傾向を示した、特に未凍結状態では、 $1.2 \times 10^{-2} \text{cm/sec}$ の透水係数を示したものが $PF=0$ の状態で凍結すると不透水性を示した。

以上について総合的に考察すると、いかなる土壌でも $PF=2$ 以上の状態で凍結すれば、板状凍結をおこし、透水性はほとんど認められない。 $PF=3$ までは土質によって差を示すが、板状または群状凍結をおこし、透水性を全く示さないか、わずかに透水性を示すに過ぎない。この場合、未凍結土壌の透水係数の $1/10 \sim 1/20$ の透水性を示した。このことは実験の数も少なく、また土壌そのものを凍結する場合の機構によって凍結の組織、状態が不均一になるため、凍結土壌の平均的な透水係数を示すことは困難であるが、透水性の傾向を示すことはできると考える。 $PF=3$ 以下になると、群状または粒状に凍結し、透水係数も未凍結土壌のほぼ $1/10$ 程度に減少する。更に含水量が少なくなっても、凍結する水分が存在する場合には、透水性を阻害することを示した。このように考えると、凍結土壌は含水量によって個々の凍結型を示し、それによって凍結土壌の透水性も変化するということができる。ここに凍結型を分類すると、

土壌凍結型	土壌水分	透水性
板状凍結	$PF=0 \sim 2$	0
群状凍結	$PF=2 \sim 3$	$K \cdot 10^{-2}$
粒状凍結	$PF=3$	$K \cdot 10^{-1}$

K ：未凍結土壌の透水係数

実際には土壌の種類、凍結条件（土壌水分、温度）によってこれらが組み合わされた形で現われる場合が多く、凍結土壌中にできる氷層の生成機構の解明が必要である。したがって、霜柱、凍上は特別の形として理解することが必要であると考えられる。

3 凍結土壌の圧縮強度

土壌凍結は霜柱を発生しやすい土壌にも、発生しないような土壌にも気温が低くなれば地域的な制約を受けることなく一様に現われる現象であって、保有する水分の多少によって前述のように三様に凍結し、物理的にも立地的にもそれぞれ大きな特徴を示すことが知られている。この場合、土壌が最大容水量の状態¹⁷⁾で凍結しても、その部分が一度に一様に凍結するのであれば、土壌の間隙が遊離水分量の9%だけ膨張し、間隙容積との差だけ凍上するに過ぎない。信州ローム（間隙比、赤土：0.67、黒ぼく：0.74）が完全に水で飽和され、この水が凍結して容積を9%増加するための最大凍上量は、凍結深30cmの場合、それぞれ1.1cm、1.2cmである。しかし実際の凍上量は大きく、観測では8.5cmであった。したがってその差 $8.5 - 1.2 = 7.3 \text{cm}$ は新たな水の増加によって生じたもので、凍結土壌層の中に現われる氷層に相当する。この氷層を形成するために必要な水の厚さは6.7cm ($7.3 \text{cm} \div 1.09$)で、凍上の形成される間に凍結層の中に引き入れられたものである。

表3-1 氷の圧縮強度

供試体	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	平均
強度	35.4	22.0	25.7	26.8	41.1	30.2
(温度)	-7°C		(時間) 24 h			

霜柱の伸長力は、稲垣は $0.5\text{kg}/\text{cm}^2$ であることを示している。筆者の観測では $0.16\text{kg}/\text{cm}^2$ (39.11.23) が得られた。この場合霜柱は、観測用の重錘面に一様に発生しないので、実際には更に大きな力がでていいるはずである。重錘下の霜柱は緻細なものではなく、密集した水の柱状のものである。したがって霜柱の伸張力は、氷の内部応力に等しいはずである。表3-1は、 $\phi 5\text{cm}$ 、高さ10cmの円筒状の氷の圧縮強度を測定したもので、平均 $30.2\text{kg}/\text{cm}^2$ であった。つぎに、霜柱の伸張力を含めて凍上力⁶⁾についての考察を進める。凍上力の測定は木下によるとつぎのように報告されている。

測定年月日	その年の最大凍上力	凍結深度	地面の凍上量
37.3.1	$29\text{kg}/\text{cm}^2$	5 cm	cm
38.1.22	23	45	5.3
39.2.27	47	80	10.5

また Steuerman, 大浦によれば、 $150\text{kg}/\text{cm}^2$ の圧力を受けた土壌の下に氷層ができたのを観測しているが、これはここでいう凍上力の意味ではないと考えられる。一般的に考えると、凍上力は液体が凍結し、固体化する際の体積膨張力に等しいはずである。しかし、Smithsonによれば、大きな圧力がかかっている場合は、氷の融解点は 76°C であるといわれ、更に約 -10°C の冷却は水に対し $1000\text{kg}/\text{cm}^2$ 以上の圧力を生ぜしめることになるといわれているので、このことを考えると、実際にはこの凍上力の限界を求めることは困難な問題であると考えられる。したがって、数多い調査と実験によって、より普遍的な結論に近づけなければならない。筆者は別の見方で凍上力を推定することにした。すなわち、土壌中の水分が凍結して膨張し、大きな凍上力を生じても、その基礎である凍結土壌、あるいはその下の未凍結土壌の破壊応力がそれ以下であれば、凍上現象は起こらないわけであるから、凍結土壌の破壊応力を測定すれば凍上力の限界を知ることができるわけである。

(1) 含水量の異なる土壌が凍結した場合

地表面の凍上量は、下方鉛直線の土壌中の氷層の厚さを加えた量にほぼ等しいはずである。この氷層を形成するに用いられる水は、その附近において凍結の進んでいない部分の遊離水、およびよそから新たに補給された水である。このことは、氷層を含んだ凍結土壌の含水量を測定すると、その土の飽和水量をはるかに越えていること、氷層の形成は水平的にも垂直的にも一様でなく、レンズ状に水平的には断続して形成されているのが通常であること、更には氷層と氷層の間にある凍結土壌、凍結土壌直下の土壌の含水量は、 $PF=3$ であることなどから推察できる。したがって凍結土壌は、水平的、垂直的の広がりにおいてその含水量は一様でなく、その内部応力も部分によって差を示すことは当然であると考えられる。表3-2は、含水量を異にした凍結土壌の圧縮強度である。この場合、この凍結土壌供試体には、凍結をすべての方向から急速に完了させているので、氷層の形成は見られず、凍結前の

含水量の状態で一様に凍結したものと考えてさしつかえない。含水量が異なると、凍結土壌の圧縮強度は非常に大きな差を示している。含水量が増加するに従って、凍結土壌の圧縮強度は増大している。表3-3は、土壌試料の密度を変えて実験したものである。これらを直角座標にプロットしたものが図3-1で、明確に直線関係を示した。No. 1, No. 2の直線の勾配の相違は、土質（この場合同一土壌で密度が異なる）によるものと考えられる。本実験では、飽和水量以上の状態における凍結土壌（氷層の存在）について考察していないがこの場合には凍結土壌と氷層の2つに分けて考えるべきで、最終的には氷層の圧縮強度に一致するはずであるが、真井によれば、凍結土壌の圧縮強度が支配的であるといわれている。¹⁸⁾

表3-2 凍結土壌の圧縮強度（含水量の異なる土壌が凍結した場合）

含水量	41	54	60
1	17.6	26.1	36.9
2	17.6	28.5	38.0
3	15.9	33.7	36.5
4	14.0	26.1	39.2
5	13.8	29.9	32.1
平均	15.8	28.9	36.5
CV	10.5	9.7	6.6
(試料) 信州ローム (容積重) 1.31		(温度) -7°C (時間) 24h	

表3-3 凍結土壌の圧縮強度（含水量の異なる土壌が凍結した場合）

含水量	31	54	56	56	59	65
1	0.13	22.3	21.2	27.0	30.9	33.1
2	0.10	19.9	24.7	22.6	23.3	28.1
3	0.12	18.2	20.3	18.9	22.4	25.6
4	0.10	19.6	20.0	19.5	23.7	26.5
5	0.10	19.5	22.6	—	—	—
平均	0.11	19.9	21.7	22.0	25.1	27.4
CV	1.15	8.5	9.2	14.6	13.5	11.6
(試料) 信州ローム (容積重) 1.16		(温度) -7°C (時間) 24h				

(2) 種類の異なる土壌が凍結した場合

前の実験によって、同一土壌でも密度が異なると、圧縮強度に差を生ずることが推察された。表3-4は、同一土壌について更に密度を変えて実験したもので、それぞれ二通りの含水状態について行ない、両者の交互作用も検討した。密度と圧縮強度の間には有意な差は認められたが、直線的な関係でなく、特徴的な結果が得られた。すなわち表3-4を直角座標

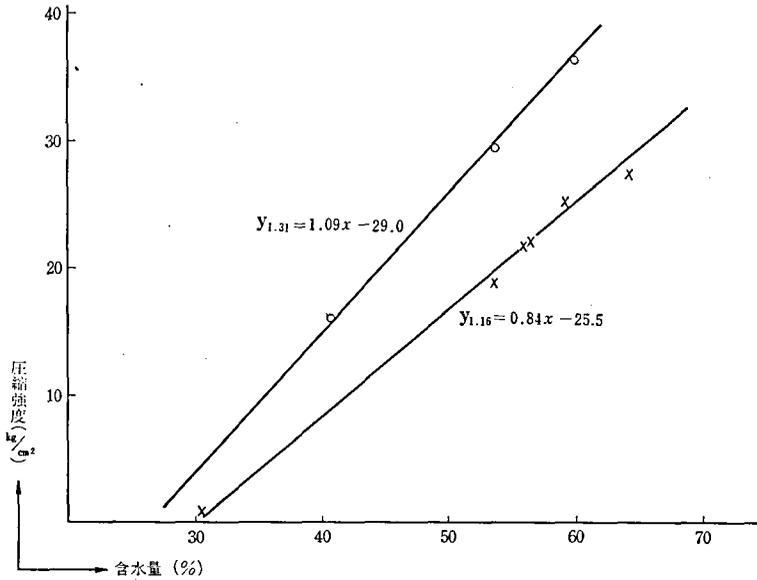


図3-1 凍結土壌の圧縮強度と含水量の関係

表3-4 凍結土壌の圧縮強度 (容積重, 水分および両者の交互作用)

水分	1.81		1.53		1.33		1.12	
	A	B	A	B	A	B	A	B
1	38.0	30.1	23.9	7.3	27.3	3.1	20.0	0.78
2	32.8	25.6	25.1	7.3	23.4	3.1	22.4	0.75
3	30.3	19.9	25.9	9.5	20.8	4.4	21.8	0.65
4	29.6	22.0	22.1	7.7	22.4	3.0	24.2	0.65
平均	32.7	24.4	24.3	8.0	23.5	3.4	22.1	0.71
CV	10.1	15.9	5.9	11.4	10.2	17.1	6.8	8.5

(試料) 信州ローム (温度) -7°C (時間) 24h
 (A) PF=0 (B) PF=3
 (検定) 容積重 (W), 水分 (M), (W×M) ともに有意

にプロットしたものが図3-2である。

自然状態における信州ローム赤土の見掛の比重は1.7前後であるから、試料は自然状態のものよりもポーラスにつめられたもので、大きな間隙が存在すると推定される。このような状態では密度が大きくなるにつれて凍結土壌の圧縮強度の増加は緩慢であった。この傾向は、含水量が多いほど顕著であった。また、土壌の密度が大きくなるに従って増大し、最大密度では強度は急激に増大する性質を示した。表3-5は、土壌粒子の組成、耐圧強度の全く異なる細砂とロームについて比較したものであるが、この結果からは凍結土壌の圧縮強度は土壌そのものの耐圧強度には関係しないことが推定された。すなわち細砂の凍結したもの

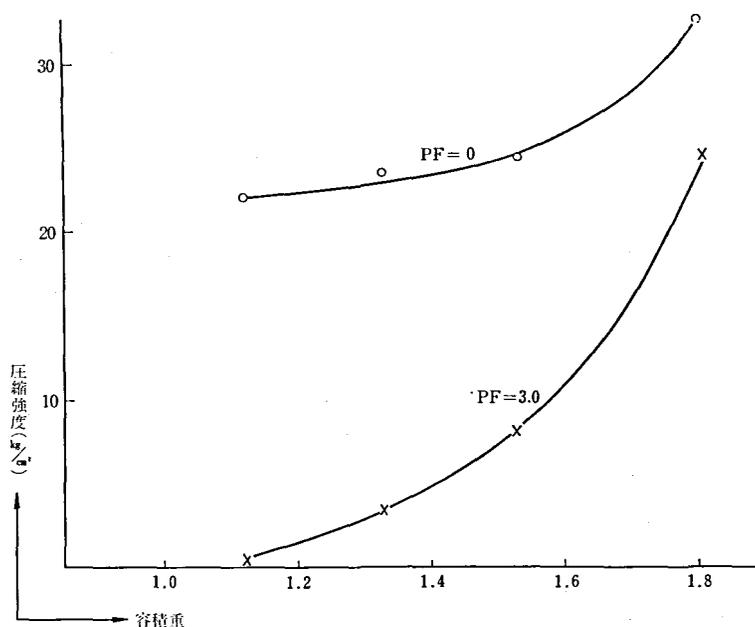


図3-2 凍結土壌の圧縮強度と容積重の関係

が 46.7kg/cm^2 であったのに対し、ロームでは 31.7kg/cm^2 であった。両者の相違は、細砂は粒子が石質であること、圧縮性がロームに比較してきわめて小さい点である。このことが凍結した場合の強度に著しい影響をおよぼすものと考えられる。表3-6は4種類の土壌試料について比較した結果である。この場合、圧縮性の小さい土壌が高い強度を示した。すなわち結晶片岩では間隙量が小さく37%であるのに対し、信州ロームでは43%、頁岩では50%である。土壌の種類と水分量の強度に関する交互作用の有意性が認められた。このことは、土壌の種類による強度の差は、含水量の変化に対しても影響されることを意味しており、前の結果と一致している。

(3) 冷却温度が異なる場合

材料の強度は、低温になるに従って大きくなることは知られている。これは収縮性によるもので、その変化は材料の種類によって大きな差を示すことはいうまでもない。凍結土壌

表3-5 凍結土壌の圧縮強度 (種類の異なる土壌の場合)

種 類	細 砂	細砂+ローム	信州ローム
1	50.1	32.0	38.2
2	45.4	40.7	26.7
3	54.3	34.1	33.0
4	39.7	33.3	29.6
5	43.9	32.1	31.1
平 均	46.7	34.4	31.7
(PF) 0	(温度) -7°C	(時間) 24h	

表3-6 凍結土壌の圧縮強度 (土壌種類, 水分および両者の交互作用)

土 壤	信州ローム		結晶片岩		花崗岩		頁 岩	
	A	B	A	B	A	B	A	B
1	44.1	31.6	52.0	46.8	36.5	29.1	23.3	7.2
2	46.9	24.2	43.7	40.0	24.2	30.4	22.8	5.9
3	35.0	20.0	38.5	29.3	31.6	23.9	25.0	5.7
4	32.1	19.5	37.2	25.7	24.6	23.7	20.2	5.1
平 均	39.5	23.8	42.9	35.5	29.2	26.8	22.8	6.0
CV	15.5	20.4	13.6	23.9	17.6	11.2	7.5	12.8

(温度) -7°C

(時間) 24h

(A) $PF=0$ (B) $PF=3$

(検定) 種類 (K), 水分 (M), (K×M) ともに有意

も表3-7のごとく著しい差を示した。両者の関係を直角座標で示したものが図3-3である。この場合、含水量との交互作用も有意性が認められた。すなわち、冷却温度の差による圧縮強度の差は、水分量の多少によって異なることを示すもので、2つの直線の勾配の差に有意性を認めることができる。このことは、凍上力を推定する上に土性と同様に大きな役割を果たしている。表3-8は、同じ冷却温度で冷却される時間を異にした場合の実験結果である。すなわち、この結果によると、凍結土壌の強度は一度凍結を完了して、その時の温度に到達すれば積算寒度には関係なく、最低温度が大きな影響を及ぼすことを示している。

凍上力については、数多い測定が行なわれているが、それぞれの場所におけるその時の凍上力を示したもので、一般的な問題には触れていない。真井は、凍結土壌の強度について数多い実験を行ない、圧縮強度のほかにも剪断強度、付着強度を測定しているが、凍上力には結びつけて考察していない。筆者の実験は、圧縮強度のみについて測定したもので、その範囲では真井の結果と一致している。考え方においては、凍結土壌の破壊応力が凍上力の限界になるであろうという立場をとった。この場合、広い範囲の広がりをもつ凍結土壌層を平均的

表3-7 凍結土壌の圧縮強度 (温度, 水分および両者の交互作用)

温 度	-4.0		$-7.0\sim-8.5$		$-10.0\sim-11.5$		$-13.5\sim-14.5$	
	A	B	A	B	A	B	A	B
1	19.9	5.1	29.6	11.4	40.8	16.3	49.8	20.3
2	20.4	5.2	30.2	11.3	38.2	13.5	46.3	17.0
3	18.5	6.1	38.1	8.6	38.1	14.6	41.6	18.2
4	18.2	7.0	34.8	8.8	34.8	14.0	35.2	18.6
平 均	19.3	5.9	33.2	10.0	38.0	14.6	43.2	18.5
CV	4.8	13.1	10.5	13.3	5.6	7.3	12.7	6.4

(試料) 信州ローム

(時間) 24h

(A) $PF=0$ (B) $PF=3$

(検定) 温度 (T), 水分 (M), (T×M) ともに有意

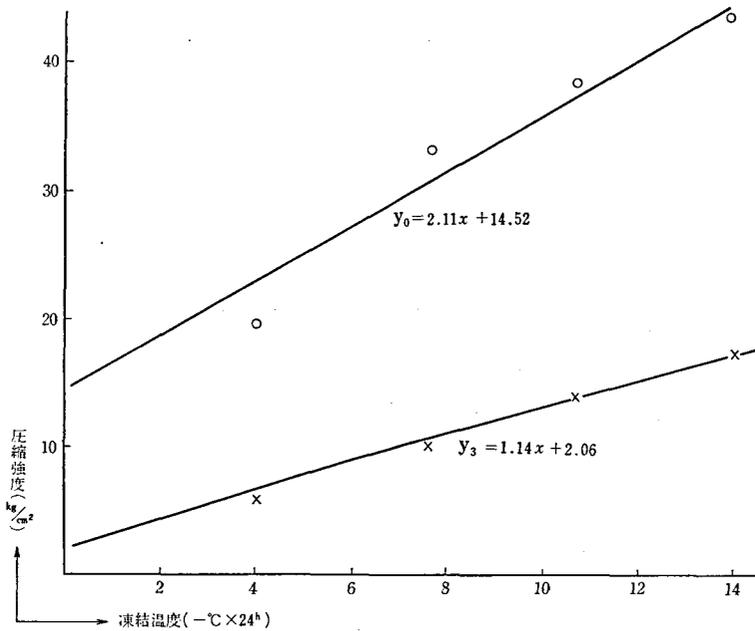


図3-3 凍結土壌の圧縮強度と温度の関係

表3-8 凍結土壌の圧縮強度 (積算寒度の異なる場合)

時 間	24	48	120
1	38.2	32.0	36.0
2	26.7	30.0	29.9
3	33.0	30.9	30.8
4	29.6	30.8	29.3
平 均	31.1	31.0	31.5
CV	12.1	2.3	7.5

(試料) 信州ローム
(検定) 有意差なし

(温度) -7°C

に考え、その一部分を材料の強度試験を通して考えたもので、凍結土壌層の非一様性、集中性に関する考察を省略しているため、凍上力推定の結論は得ていない。しかし、凍上に対する防止対策について、凍上力の定量的な目安を得ることの必要性から、土壌の種類、粒径組成、含水量、冷却温度によって固有のものであること、これらの条件因子の間には一定の関係が存在することが明らかになり、凍上力を推定する上に指針を得ることができると考えている。

Ⅳ 要 約

凍害を防止するため、気象条件から凍結深度を推定することのできる当地方の実用式の誘導、凍結土壌の透水性ならびに、凍上力を推定するための凍結土壌の圧縮強度について基礎的な実験を行なった。主要な結果をまとめるとつぎのとおりである。

1 凍結深度の推定

(1) 積雪の影響のない場合、凍結深度 (H cm) は積算寒度 (u °C/days) に比例し、つぎの実用式が適用される。

実 用 式	条 件
$H=3.65\sqrt{u}$	日陰の裸地 (校庭, 排水性のよい歩道)
$H=1.85\sqrt{u}$	日当りの裸地 (校庭, 排水性のよい歩道)
$H=1.43\sqrt{u}$	落葉, 地被物の豊富な松林

この場合、積算寒度は近くの測候所で測定している平均気温 (最高, 最低気温の平均) の零度以下を示す日の積算値を使用すればよく一致する。

(2) 日当りのよい場所では、土壌水分が局所的に変動するので、上式の適用度は低い。一般的には、日の当らない場所の $1/2$ であると考えた方がよい。

2 凍結土壌の透水性

(1) 凍結土壌の透水性は、凍結前の土壌水分の差異によって特性を示し、その凍結型も個有である。

凍結前の土壌水分 (PF)	凍 結 型	透 水 性
0 ~ 2.0	板状凍結	0
2.0 ~ 3.0	群状凍結	$K \times 10^{-2}$
3.0 ~	粒状凍結	$K \times 10^{-1}$

K : 未凍結土壌の透水係数

3 凍結土壌の圧縮強度

(1) 凍結土壌の圧縮強度は、土壌の種類によって大きな差を示す。同じ土壌であれば最大密度のときに最大を示す。種類の異なる土壌では、一般的に粒径組成が最も密接に関係し収縮性が小さく、間隙量の少ないほど強度は大である。この場合、凍結前の土壌そのものの圧縮強度の影響は非常に小さい。

(2) 凍結土壌の圧縮強度は同一温度の氷よりも大きい。信州ローム赤土の場合、 $PF=0 \sim 3$ の間においては、圧縮強度 (kg/cm^2 : y) 凍結前の土壌水分 (含水比: x) との間につぎの関係があった。

$$y_{1.31} = 1.09x - 29.0$$

$$y_{1.16} = 0.84x - 25.5$$

(3) 凍結土壌の圧縮強度 (kg/cm^2 : y) は、最低温度 ($^{\circ}\text{C}$: t) に比例し、積算寒度は影響しない。信州ローム赤土 (見掛比重1.5) では、

$$y(PF=0) = 2.11t + 14.53$$

$$y(PF=3) = 1.14t + 2.06$$

の関係が得られた。

V 結 言

冬期、積雪が少ない寒冷地においては、山腹斜面に施工された山腹工作物が、霜柱、凍上のために侵食され、破壊される事例が多い。

本研究はこれ等に対して合理的な防止工法を確立するために行なったもので、凍結深度の推定、凍結土壌の性質についての基礎的な実験の結果である。凍結深度については、この地方における実用式を誘導し、凍結土壌の透水性、圧縮強度を測定した。しかしながら前者については、過去2年間の実測結果から気象要素との関係を検討したものであり、後者については、室内における実験の結果について考察したものであって、実用式の精度ならびに現実の凍結土壌についての特性は明らかにされていない。凍上現象に伴う諸問題は特殊性があり、普遍性を欠く場合が多い。今後は本研究の結果得られた資料を基礎にして、問題点を吟味しながら現地実験を主体にして研究を進めたい。

本研究の一部は、昭和43年度の文部省科学研究費によって行なったものである。

参 考 文 献

1. 辰野良秋 (1961): 霜柱による侵食の防止に関する実験的研究 信大演習林報告 No.3
2. 東 晃 (1950): 土壌の凍結および融解 其の一,二 農業物理研究所報告 No. 8, 9
3. " (1947): 土壌の融解 (第一年度現場調査) 農業物理研究所報告 No. 6
4. " (1948): 土壌の凍結および融解 (第二年度現場調査) 農業物理研究所報告 No. 7
5. 伊福部宗夫 (1965): 凍結深度と凍土量との関係 雪氷27巻6号
6. 木下誠一・大野武敏 (1963): 凍上力 低温科学 第21輯
7. 大浦浩文・薄木治之・高田雄三 (1960): 土の凍着力について 低温科学 第19輯
8. 大野武敏 (1960): 凍上と凍上防止剤 低温科学 第19輯
9. 岸岡 孝 (1958): How Type of Soil Frost Affects Infiltration 抄録, 日林誌 Vol,40 No.7
10. Slater C.S. (1957): Cylinder Infiltrimeters for Determining Rates of Irrigation, Soil Sci. Soc. Am. Proc. 7
11. Post F.A. and Dreibelbis F.R. (1942): Some Influences of Frost Penetration and Microclimate on The Water Relationships of Wood Land, Pasture and Cultivated Soils, Soil Sci. Soc. Am. Proc.
12. Stoeckeler J. H. and Thames J. L. (1958): The Lake States Penetrometer for Measurment Depth of Soil Freezing, Soil Sci. 85-1

13. Stoeckeler J. H. and Weitzman S. (1960): Infiltration Rates in Frozen Soils in Northern Minnesota. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 24-2
14. Tigerman M.H. and Rosa J. M. (1949): Erosion from Melting Snow on Frozen Ground, Jour. For. 47-10
15. Kienholz R. (1940): Frost Depth in Forest and Open in Connecticut, Jour. For. 38-4
16. Anderson H. W. (1947): Soil Freezing and Thawing as Related to Some Vegetation, Climate, and Soil Variables, Jour. For. 45-2
17. 日本治山治水協会編 (1957): 関東地方荒廃山地の霜柱, 凍上防止に関する研究
18. 真井耕象 (1957): 凍土の強度について 北大理学部紀要
19. 宇都宮寿夫訳 (1953): 土の工学的性質

On the Erosion Control Caused by Frost Heaving for Hillside works.

— About the properties of frozen soil influence of damaging
frost actions —

By Yoshiaki TATSUNO and Teruo HORIUCHI

Summary

This paper is the observation on the relation between depth of frozen soil freezing and accumulative temperature, permeability, compressive strength of frozen soil.

The results are summarized as follows;

1. Depth of frozen soil in southern shinshu.

(1) Without influence of snow, depth of frozen soil (H) was proportion to a square root of accumulative temperature (U), and obtained following practical expression.

Practical expression	Condition
$H=3.65\sqrt{u}$	Bare land in the shade
$H=1.85\sqrt{u}$	Bare land in the sunshine
$H=1.43\sqrt{u}$	In pine woods

Here, U was the total of the mean temperature by the near weather station.

(2) Generally speaking, depth of frozen soil in the sunshine was a half of that in the shade.

2. Permeability of frozen soil.

(1) Permeability of frozen soil was influenced by soil moisture content before freezing and its type was peculiar.

Soil moisture content before freezing (PF)	Type of frozen soil	Coefficient of permeability
0 ~ 2.0	Platy frozen frost	0
2.0 ~ 3.0	Blockly frozen frost	$K \times 10^{-2}$
3.0 ~	Partly frozen frost	$K \times 10^{-1}$

K: Coefficient of permeability of unfrozen soil

3. Compressive strength of frozen soil.

(1) Compressive strength of frozen soil was affected by nature of soils, and showed the highest strength when it was the largest density. In the case of soil variables, generally, increased with the effective soil texture, however, influence of strength of soil itself before freezing was very little.

(2) Compressive strength of frozen soil was largely than one of ice itself on same degree and the ratio of the compressive strength was shown by function of the soil moisture content.

(3) Compressive strength of frozen soil was not affect of accumulative temperature but increased with in proportion the lowest degree of temperature.