

# 3 土壌の凍結・融解

長沢徹明 = 北海道大学農学部助手

梅田安治 = 北海道大学農学部助教授

凍結現象は、限られた地域での特殊な現象とみられがちであるが、年間を通して地盤が凍結している（いわゆる永久凍土、パーマフrost）地域は約2,100万km<sup>2</sup>とされ、全陸地の14%、日本全土の55倍にも達する。また、多少とも凍結する地域まで含めると、実に地球上全陸地面積の70%にも及ぶ（木下・1980）。わが国でも、関東地方はもち論、四国・九州であっても冬には地表が凍結することは周知のところである。さらに、近年盛んに行われる地盤凍結工法、液化ガス地下貯蔵などに関連して、周辺地盤の凍結・凍上が問題とされている。このように、土の凍結現象は、寒冷地だけのローカルな話題ではなく、一般的で身近な問題なのである。土の凍結現象に付随する問題は、極めて多岐にわたるため、その研究範囲もマクロな面からミクロな面まで多種多様であり、国の内外を問わず各方面で研究が行われている。農地工学上の観点からは、各種方面の崩落・傾斜農地の侵食・圃場面のトラフィカビリティ劣化・農業用構造物の凍上と融解沈下に伴う破損など、多くの問題が存在し、寒地農業の大きな課題の一つとなっている。

## 地盤の凍結

地表面からの深さに伴う地中の温度変化を、地温断面という。ある時刻の地温断面は、地表面での熱移動と地盤の熱的性質によって決まる。熱移動の機構は輻射・対流・伝導からなり、これに対する影響因子として地形的条件・アルベド・地表面の状態・気象条件などがあげられる。

図1 - 地盤の凍結・融解

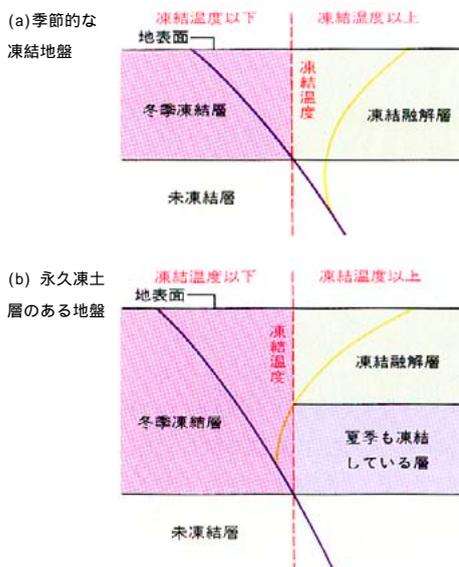


図1には、凍結線の侵入を伴う2種類の地温断面を示す。図に示される凍結融解層は、冬季間凍結し夏には融解する土層であり、わが国の自然条件ではほとんどがこのパターンをとる。凍結線の侵入が深ければ、夏季にも凍結層が残存しうる。このような永久凍土層の分布図（例えば図2）では、日本では永久凍土がないことになっているが、最近になって富士山や大雪山系などで永久凍土の存在が確認されている（木下・1980）。

凍結温度を軸にして、ある期間にわたって地表面温度をプロットした場合、凍結点以下の温度曲線で囲まれる面積は温度強度であり[凍結点以下の温度] × [日数]、day であらわして「凍結指数」と定義されている。これは、凍結侵入とそれに付随する問題を考える上で、極めて重要な因子である。

上述のように、地中温度や凍結侵入深さに直接関連するのは、地表面温度である。従ってある地点の凍結深を推定する場合には、そこでの地表面温度を用うべきである。しかし、気温のデータは多いが地表面温度に関するものは少なく、しかも両者の関係を把握するのは難しい問題である。すなわち、日平均気温によってある地域の凍結指数の分布が得られたとしても、植生・積雪・日射・風速などの諸条件により地表面温度は影響を受けるため、凍結侵入の程度は千差万別になるからである。

凍結侵入深さを推定するとき、地盤内における熱の流れを伝導によると考えても、大きな誤差は生じない。氷の生成を伴う熱伝導問題は、湖や海の結氷に関して古くから論じられてきた。そのなかで条件設定を単純にした Stefan の解がよく知られている。すなわちこの場合には、凍結線上方の温度変化は直線的であり、下方は0で一定とする条件下で得られる。こうして求められる凍結深さは、実際より過大になる傾向がある。それは、地盤の場合は未凍結土層に温度勾配 = 下から熱の供給があるためである。そこで、未凍結土層の温度勾配も配慮された条件に合うものに、やはり氷厚の予測を行う Neumann の解がある。これを地盤に適用して、凍結線の位置を求めるのである。

以上の考え方では、著しい凍上の発生する場合は不正確となる。これは、凍上により基準面である地表面が動くこと、および凍結深に分離氷晶（アイスレンズ）の厚さが加わることによる。

また、気温のデータから凍結深さを推定しようとする場合、積雪があれば著しく異なるので注意しなければならない。積雪は極めて高性能な断熱材であり、同一凍結指数に対する凍結深さの比は、積雪が15cmをこえると10%以下となり、地盤凍結はほとんど進行しないとされている（東・1954）。

凍結深さの実態を知るには、掘返して調べるとか、予め深さごとに埋設しておいた温度センサーによって地温分布の変化を調べるなどの方法があるが、凍結するとその部分が透明になる溶液を利用して、凍結線の位置を知る方法がよくとられている。この溶液は、メチレンブルーをごく少量水に溶解させたもので、これを透明な管に入れて前もって地盤に挿入しておき、凍結期間中に時々とり出して色の変り目の位置を測定するのである。

木下ら（1978）は、メチレンブルーによる凍結深測器を北海道全域に多数設置し、積雪のない条件での地盤凍結深分布図を作製している（図3）。これによれば、札幌近辺で40cm、道東の最深部で80cmとなっているほか、道北とくに日本海側で浅いのが注目される。また、同じ年の凍結指数の分布は図4のようになり、図3と比較すると寒いところほど深く凍ることがうなずける。

さて、凍結指数（F, day）と凍結深（Z, cm）の間には、 $Z = a \sqrt{F}$ なる関係式が成り立つが、このaを図3、図4により計算すると、平均で2.7前後であり、道南などの凍結深の浅いところでは小さく、帯広などでは3に近づく。前述のように、東は積雪深15cmを凍結停止限界とし、この限界積雪深に達する日までの凍結指数の平均値から、年間最大凍結深を算出しているが、その地理的分布は、北海道の凍土地帯と多雪地帯の区分を明確に表わしている。その後石川ら（1964）は、実測によって積雪条件下での最大凍結深分布図（図5）を作製した。これによれば、凍結深0cmの線は東の推察による20cmの線にほぼ一致した。

## 土の凍結

土の凍結、つまり間隙水が凍結するのは、温度低下に伴い間隙水の化学ポテンシャルと氷の化学ポテンシャルが等しくなるときに生じる。氷点以下の温度では、氷の化学ポテンシャルは水のそれよりも小さいため、水から氷への変相換がなされる。そして、土粒子とが構造単位に保

持されている水が凍結するのに必要な温度低下量は、[土～水]系のエネルギー状態によって変化する。

凍結の前後において、地中の水分はかなり移動することが、現地調査・室内実験によって確かめられている。すなわち、凍結層の水分は凍結前に比べて著しく増加する反面、凍結線直下の土層は乾燥状態となり、明らかに下層土から凍結層へ水分が移動している。これは、土層内に生じる温度勾配によるとされる。そして、水分移動の大きさと速さは、温度勾配の大きさ・[土～水]系の熱的性質および水理特性によって左右される。

凍上の研究ではわが国の草分けである中谷は、凍結土中にある氷晶の存在形態により、凍結様式を霜柱状凍結・霜降り状凍結・コンクリート状凍結などの用語で分類した。こうした凍結様式の違いは、凍結線進行速度の違いに起因し、速度が大きければ微粒氷晶が散在するコンクリート状凍結となる。

凍上

地盤が凍結することにより地表面が隆起する現象を凍上という。水は凍結すると堆積を増大させるが、間隙水がそのままの位置で凍るのであれば、その堆積増は9%であり、系全体としてはわずかなものである。しかし、実際には非常に大きな凍上が観察されている。これは、凍結に際して氷晶分離がなされ、この氷晶が下層からの水分供給によって成長するためである。従って、土中に形成される水の量の多寡が、凍上量の大小に直接反映する。いいかえれば、下層からの水分移動が凍上の基本機構であって、土の種類・温度・水分・上載荷重などの諸因子に

図2 - 北半球の寒冷地帯

<Andersland 5, 1978>

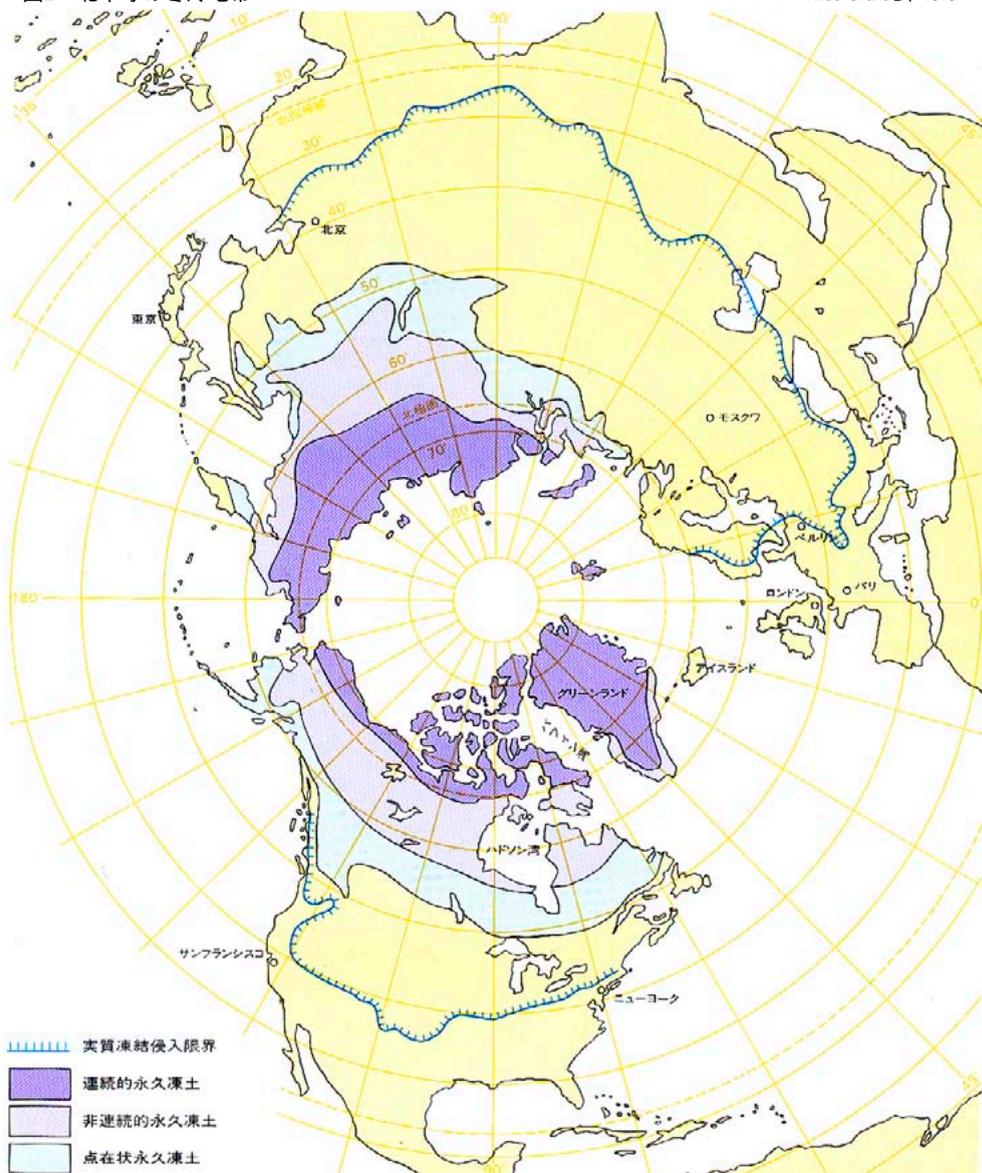


図3 - 昭和49～50年冬期における最大凍結深の分布

<木下ら, 1978>

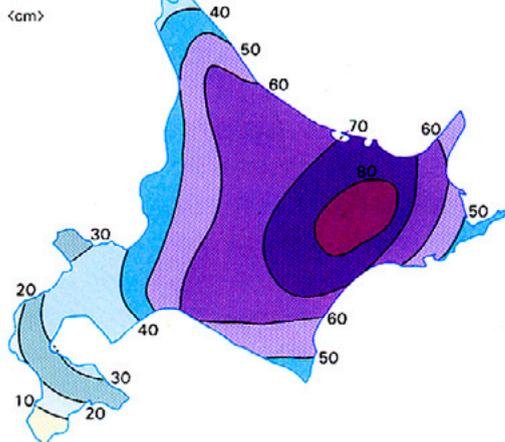


図4 - 昭和49～50年（3月末）冬期の凍結指数分布

<木下ら, 1978>

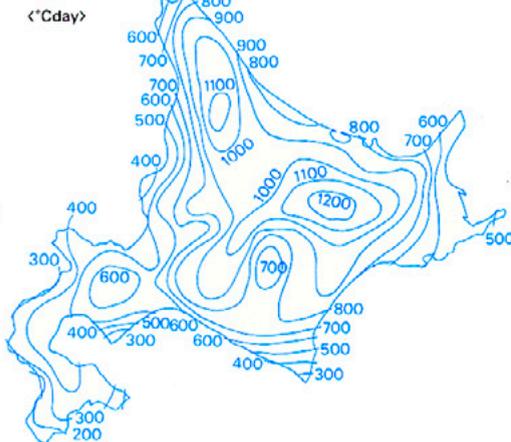
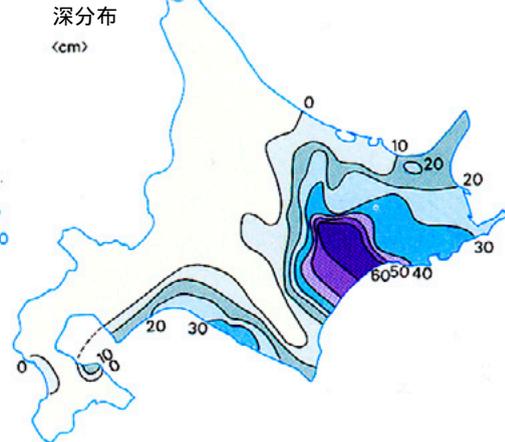


図5 - 昭和39年～40年冬の自然積雪下における最大凍結深分布

<石川ら, 1964>



支配され、各因子の組合せで凍上の様相が左右される。

凍上量は上載荷重に影響され、荷重の増加とともに減少することがわかっている。ここで、凍上量も0とするのに要する力を凍上力と呼んでいる。木下（1963）は、凍上力を実験的に検討し、この値が1 kg/cm<sup>2</sup>（砂）から数kg/cm<sup>2</sup>（粘土）の範囲になること、また凍結速度が大きいときほど凍上力は大きくなることを確かめた。冬季間、凍結深・凍上量がともに減少することがなくても、凍上力は増減を繰り返す。この凍上力の減少は、凍上が停止することによるレオロジカルな応力緩和によるものである。

#### 融解

永久凍土地帯の緑辺部には、季節的に地盤が凍結・融解する地域が存在する。さらに温暖な地域では、数日の周期で地表付近が凍結・融解を繰り返す。このような融解現象は、気温の変動、地盤の性質などにより複雑な様相を呈する。いま、融解層の温度変化は直線的であると、凍結層の温度変化を無視すると、地盤の凍結深さを求めた式と同型の次式が得られる。

$$Y = b \cdot G \quad (G \text{は融解指数, day})$$

このような、単純化した条件に基づく解は多少過大な値を示すことになるが、実用上は充分であるとされている（Nixonら・1973）。

凍結地盤の融解に関連して、後述する土壌保全上の問題が生じる。既存の農地においては、農民が経験的にこれを知り、地盤の凍結融解挙動に対応した営農を行ってきた。しかし、地盤凍結に類する調査報告は少なく、融解開始時期・融解速度・融解完了時期等の実情については、不明な点が多い。

つぎに、凍結土自体の融解に視点を置いたとき、土壌構造は凍結前の状態に復元するか、という点が注目される。凍結に際しては、氷核の発生とそれに引続く間隙水の集中移動に伴い、初期の土壌構造は変化することになる。そしてこれは、温度勾配・水分条件などの影響を受けた。しかし融解に際しては、凍結時のような粒子移動を伴う営力は働かないので、構造変化は小さい。すなわち、凍結作用により変化した構造性は、融解後も完全には復元しないし、凍結時に移動した間隙水も、氷晶位置で融解した後、全てが元の場所に戻ることはないと思われる。以上のような凍結～融解の状況に対応して、土の性質は大きく変化することになる。

#### 凍結土の性質

土は凍結すると大変硬くなり、圧縮強さなどは数十倍にもなる。コンクリートに優るとも劣らぬこの強さは、元来の土はもとより、純粋な氷よりもはるかに大きい。このことが、冬期間の土木工事を困難なものとし、また一方では軟弱地盤の一部を凍らせて掘削する地盤凍結工法に利用されたりもしている。

凍結土の強さに関する研究は、ソ連で古くから行われてきた。その後の研究によるものも1930年代から行われていたソ連の研究結果とほぼ同じ傾向を示している。すなわち、凍結土の強さは温度と含水量に左右され、また粘土よりも砂質土の方が大となることなどである。とくに砂は、凍結以前の状態ではほとんど0に近い圧縮強さが、数百kg/cm<sup>2</sup>にもなる場合がある。粘土の場合には、凍結温度・含水量はもちろんであるが、凍結様式に強く影響され、コンクリート状凍結のときが大きな強さを発現する。

図5は、凍結土の一軸圧縮強さが温度に依存して変化する様子を、氷の場合とともに示している。これによると、凍結土の強さは氷に比べて非常に大きい。土粒子を含む未凍結の部分よりも、また氷よりもはるかに硬い状態となる。凍結土の強さが、温度の低下にともなって増大するのは、定性的には凍結土中の不凍結水分量が減少すること、図6にも示されるように氷自体の強さが増大することなどによるものとみられている。

凍結土の熱的性質は、凍結土の構成素材である土粒子・不凍結水・氷・空気それぞれの熱的性質の組合せで決ってくる。つまり、構成4要素の熱的性質を、各々の占める体積割合に応じて加え合せたものにほぼ等しい。熱伝導率の値は、10<sup>-3</sup>cal/cm・s・のオーダーであり、同じ含水比の不凍結土の場合の1.1～1.3倍である。また、Hoekstraら（1973）は、温度に伴う比抵抗の変化を検討し、凍結土（岩）の比抵抗は凍結前の値に対して10～100倍も大きくなることを示している。このような電気的性質も、前述の熱的性質の場合と同じく、構成各要素の性質の組合せで考えることができる。

#### 融解土の性質

凍結した土の強さは凍結前に比べて飛躍的に増大し、またほとんど水を通さない。凍結土のこの性質を利用した土木工法は、地下水位の高い都市部でのトンネル掘削などで威力を発揮して

いる。ただ、この場合問題となるものの一つに、解凍後の沈下（解凍前のレベル以下へ）がある。北海道などの寒冷地においては、春先の融解期にいろいろな問題が発生する。これらの原因としては、凍結過程での過剰な水分集積のほか、凍結～融解を通して土自体の力学的な性質が変化すること（例えば強さの低下）が考えられる。凍結融解による土の強さの低下現象（図7）は、凍結時に土中に形成される氷晶が原因とみられる。つまり、氷晶の発生とそれに続く成長の過程を通して、土の構造性など元来の環境が変化し、融解後も容易に復元しないことによるのである。そして、凍結融解土の強さは、凍結時の温度条件や凍結～融解の繰り返し、土の初期条件（水分・密度など）とか種類、あるいは凍結前の土が攪乱状態であったか否か、乾燥前歴の有無などによってそれぞれ強い影響を受ける。

つぎに、融解沈下現象にかかわる凍結融解土の圧縮挙動をみてみよう。図8は、圧縮荷重下における土の間隙量の変化を、凍結温度と凍結～融解の繰り返しに対してプロットしたものである。土塊が外力を受けて変形する場合、土塊内には外力に対抗する応力が発生する。この応力は、土の骨格構造と間隙水で分担する。しかるに凍結融解作用は、間隙水の変換過程を通じて土塊に重大な影響を及ぼし、外力に対する構造的抵抗性を減せしめる。また、後述するように間隙水自体の存在形態が変化し、外的作用によって系外へ相対的に容易に離脱し得るようになる。このことが、凍結融解土の圧縮強さを低下させ、圧縮量を増大させる原因と考えることができる。前述のように、土中における間隙水の分布は凍結の前後で異なる。この水分移動と氷晶の生成・成長のプロセスを通じて、[土～水]系の状態は大きく変化する（土粒子配列・団粒などの構造性にかかわる変化とか間隙水自体の存在状態の変化など）ことになるだろう。脱水に伴う土塊の見かけの体積減少曲線を比較すれば、[土～水]系が凍結融解作用によって相対的に疎水化する様子を知ることができる。つまり、凍結融解作用によって疎水的になった[土～水]系は、土粒子（あるいは行動単位）～間隙水の相互作用が低下し、間隙水の脱水過程において土粒子を連行移動させる作用が弱化する結果、凍結融解作用を受けない土塊より収縮量が小さくなるのである。また、このときの土塊からの脱水速度は凍結融解土の方が大きく、別に行つ

た pF 試験により保水性も変化することが確かめられている。

土壤保全上の問題点

北海道のように寒冷な地域では、土壤侵食に対処しようとするとき、地盤の凍結融解現象を考慮する必要がある場合がある。これは、一般につきのように説明される。まず、気温の低下に伴い地盤が凍結するに際し、下方から水分を吸い上げる。凍結時の条件にもよるが、地表付近の凍結土層には極めて多量の自由水（氷相）が存在することになる。春先には、凍結土層は主として上方から融解しはじめるが、ある期間、地盤内に凍結層が残存することは避けられない（図9）。凍結層は難透水性であるため、過剰な融凍水は地下へ浸透し得ず、傾斜に沿って流下する。これに降雨などの悪条件が重なれば、地表の土壤流亡が著しく増大することになる。しかし同じ寒冷地でも、積雪量の多い地域は地盤凍結が僅少なため、上述のような事態を呈することはない。

さて、少雪酷暑の北海道東部地方において侵食調査を行うと、経時的に侵食状況の変化することが認められる。すなわち、その年に原植生を除去して耕耘した裸地試験区では、当然かなり

の土壤流亡を呈するのであるが、1年、2年と経過するうちに流亡量が減少していく。これと同時に、表面流出率も経年的に減少していく。このような現象の主要な原因として考えられるのが、地盤の凍結融解である。これまでも述べたように、土壤凍結に伴う氷晶の形成は土壤構造を変化させ、間隙の存在形態に影響を及ぼすとみられるからである。

図10は、土壤流亡状況を凍結融解との関連のなかで検討したものである。これから明らかなように、不凍結土の流亡土量は、降雨強度の増大に伴って激増する。しかし、凍結融解土の場合は流亡土量が極めて少なく、降雨強度に対して余り変化していない。このように、凍結融解の有無は、土壤侵食に対して重大な影響を及ぼすのである。また、このときの雨水の浸入を調べたところ、不凍結土に比べて凍結融解土の侵入度は大きく、また侵入度直線の傾きも大きいことが認められた。これらのことにより、凍結融解作用の有無による土壤侵食の程度の違いは、系全体の構造的変化に負うところが大きいということがわかる。つまり、凍結融解土の場合、侵入度が大きく表面流出の小さいことが、流亡土量の少ないことの主因である。図10の実験供

試体において透水係数と間隙率を測定すると、凍結融解土の透水係数は不凍結土よりかなり大きな値を示すが、間隙率では差がみられない。このことから、前述の構造変化は、間隙自体の存在形態の変化、いいかえると量的変化というより質的变化としてとらえることができそうである。

現地試験区の表面を観察すると、はじめは滑らかであったものが、翌春の融解後には亀甲紋状の模様が見られる。これは、凍結時に生じる収縮クラックが原因のように思われる。こうした大きな水みちは、土壤流亡を抑制するうえで効果的な働きを発揮するだろう。

以上のように、凍結土層が残存する時期は土壤保全上好ましくない状態にあるが、完全に融解してしまえば、逆に水食を抑制する一面さえ出てくるのである。地盤の凍結融解と侵食の問題は、時間とともにダイナミックに変化する現象であることを理解しなければならない。

図6 - 凍結土と氷の一軸圧縮強さの温度依存性

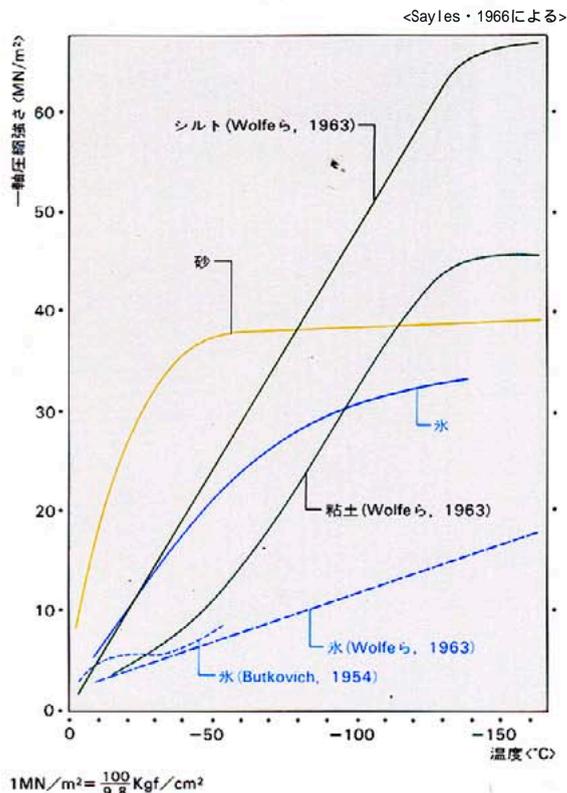


図7 - 凍結融解土の圧縮強さ

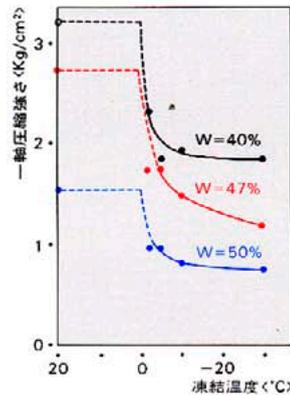


図8 - 圧縮による間隙比の変化

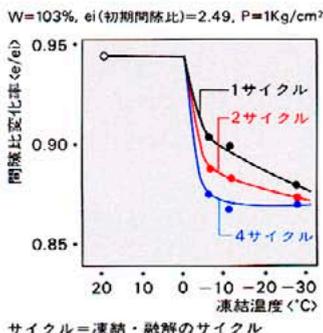


図9 - 地盤の凍結融解過程の模式図

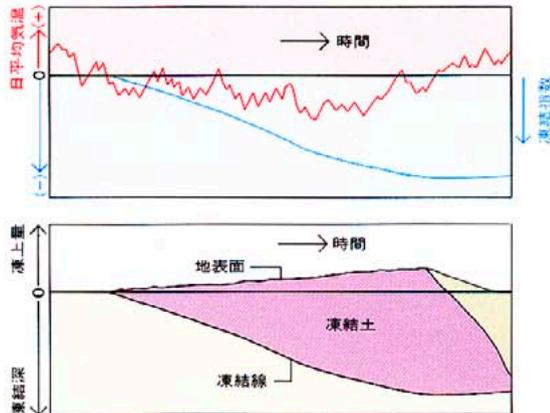


図10 - 凍結融解による土壤流亡状況の変化（人工降雨実験による）

