

クローズドシステムにおける凍結・融解による不飽和砂質地盤内の土中水の移動に関する一実験と解析

梅田美彦¹・西垣 誠²

¹正会員 工博 ウメダジオリサーチ (〒243-02 神奈川県厚木市宮の里4-11-11)

²正会員 工博 岡山大学教授 環境理工学部 (〒700 岡山県岡山市津島中3-1-1)

寒冷地では、季節ごとに地表付近が凍結・融解を繰り返す。凍結によって凍結面に水分が移動し、凍上現象が生じるのはよく知られているが、融解時の水分移動現象についてはよく解っていない。そこで、室内の凍結・融解試験を実施し、水分挙動をRIにより測定した。その結果、不飽和土においては、融解時にも水分が凍結部へ移動していることが明らかになった。また、この結果を、新たな凍結・融解解析手法によって解析したところ、水分移動をよく計算できることが明らかになった。

Key Words : ground freezing, ground thawing, water migration, numerical analysis, laboratory test

1. はじめに

人間活動の増大に伴って、廃棄物の量は増加の一途にあり、その処分方法が重大な問題になってきている。廃棄物の処分に当たっては、特に廃棄物に含まれる有害物質による周辺環境の汚染に十分注意を払う必要がある。環境汚染は、有害物質の移流、拡散によって生じるが、土中水が移動しているような場所では、水の移動とともに有害物質が移動する移流の影響が大きい。したがって、環境汚染の防止に当たっては、廃棄物処分場およびその周辺の土中水の移動について、十分な配慮が必要である。

廃棄物処分場を地盤の浅層部に築造する場合には、土中水の移動として、降雨水の浸透、蒸発による吸引、凍結による吸引、地下水の流動等が考えられる。蒸発や凍結による水分の吸引は、処分場から直接地表部へ水分を吸引するため、移動経路が短く、場合によっては重大な環境汚染を生じることがあり、注意が必要である。このような例は、乾燥地帯における塩分集積等に見られる。

凍結による地表付近への水分の吸引は、寒冷地において問題となる。この問題は、従来から凍上による構造物の被害を防止することを目的として数多くの研究がなされており、地表付近の地盤の凍結によって凍結面に向かって水分が吸引されることが明らか

になっている^{1), 2)}。

自然条件においては、地表付近の地盤は1年周期で凍結・融解を繰り返している。また、日単位でも気温は変化しており、細かな凍結・融解が繰り返されている。このような条件を考えると、凍結のみでなく、融解によって土中水がどのように動くかを知ることは重要である。また、凍結・融解の繰り返しによって地表部への水分移動が増幅される可能性もあり、寒冷地における廃棄物処分場の環境汚染に重大な影響を与えるおそれがある。

筆者らは、先に不飽和砂質土の凍結過程の土中水の移動について、オープンシステム³⁾およびクローズドシステム⁴⁾で実験を行い、飽和度が小さな試料では凍結部への水分の移動が少ないこと、飽和した試料では凍結部から未凍結部へ水が排出されること、中間的な飽和度で凍結部への水分移動が最大になること等を明らかにした。また、オープンシステムおよびクローズドシステムの試験手法の違いは、実験中に境界部の水圧条件が異なってくるが、凍結部の水分移動に対しては、基本的に変わらないことを明らかにした。しかしながら、融解時の土中水分の移動については、国内外でもまだ研究例が少なく、解明がなされている状況にある。

このため、凍結・融解による土中水分の移動を解明することを目的として、不飽和砂質土を用いて

クローズドシステムにより、室内凍結試験を実施した。また、凍結・融解による水分移動の評価と予測のために解析プログラムを作成し、試験結果と比較した。その結果について報告する。

2. 地盤の凍結・融解と水分移動の研究成果

地盤の凍結・融解について科学的に研究が始められたのは、今世紀に入ってからのようであるが、特に進展をみたのは、1930年頃、Taber やBeskowによって、凍結と凍上に関する研究成果が発表されてからであるとされる⁶⁾。彼らは、土の種類によって凍結の様子が異なり、粘土では凍結面に水を吸引してアイスレンズを形成するが、砂ではアイスレンズが形成されないことを明らかにした。また、凍上がアイスレンズの厚さに起因するものであることを証明した。これらの凍上の研究は、寒冷地における道路の被害を軽減することを目的としていた。

1950年頃には、凍結面への水の吸引の原因が毛管力によるものであるという仮説がEverett⁶⁾によって提案され、その後の研究に影響を与えた。1960年代になると、凍土内に不凍水が存在し、これが凍土内の水分移動の原因であることが実験的に証明された⁷⁾。この結果をもとに、Harlan⁸⁾やTaylor⁹⁾らの熱と水分移動を結合した凍上理論が提案されている。

また、この頃から水久凍土地帯において、石油のパイプライン建設が行われるようになり、凍土の融解が問題となった。融解時における主な問題点は、アイスレンズの融解による沈下および地盤の強度低下であり、いずれも基礎に著しい変形をもたらす。これを防止するためには、凍土が融解しないように構造物を建設する必要があり、その設計のために地熱解析手法がHwang¹⁰⁾、Nixon等によって開発された。また、これらの地熱解析で得られた凍結前線に水の流れを解析するための水圧を仮定することによって、より簡単に凍上を解析する試みがNixon¹¹⁾等によってなされている。

地盤の凍結・融解は、上載荷重によっても変化することがRadd等¹²⁾によって確認された。また、高志等¹³⁾も冷却温度と凍上力に直接関係があることを見出している。このような成果をもとに現在の凍上に関する研究は、熱と水の移動に上載圧を取り込む方向にあり、より複雑化している。

以上のように、地盤の凍結・融解と水分移動については、凍結時の水の移動と凍上現象に関して、数多くの研究成果が得られている。これに比べて融解時の水の移動と土の挙動についての研究は少なく、Nixon等¹⁴⁾による融解による圧密に関する研究や、

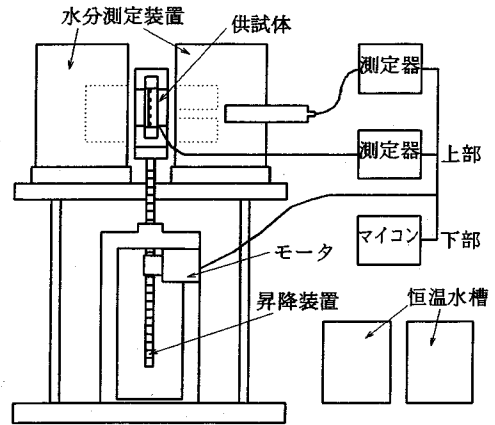


図-1 凍結・融解試験装置

Coulter¹⁵⁾による水久凍土帯の凍上および沈下に関する研究がある程度である。このうち、Nixon等の研究は、水久凍土が地表部から融解するケースについて、融解面の進行速度から間隙水圧の発生を予測し、上部融解土の圧密をテルツアギーの圧密方程式から計算した。また、Coulterは、Nixonが示した融解圧密理論を融解層が凍土の下側に存在する場合にまで拡張して数値解析を実施した。これらの研究によって、飽和土の融解時の水分移動およびそれに伴う圧密の概念が示された。しかしながら、不飽和土の融解時の水分移動については、地表付近の水分量の季節変化を現地測定したような例¹⁶⁾を除いて少なく、十分な成果は得られていない。そこで本論文では、不飽和砂質土を用いて凍結・融解試験を実施し、水分移動の実態を明らかにした。また、その結果と新たに開発した解析手法による計算結果を比較し、不飽和地盤の凍結・融解時の水分移動の評価・予測手法について検討した。

3. 凍結・融解試験

(1) 試験装置

凍結・融解試験に使用した試験装置を図-1に示す。装置は図に示すように、凍結・融解供試体用モールド、温度制御装置、計測装置および供試体を上下させる昇降装置より成る。供試体モールドは図-2に示すような内径50mm、外径70mm、長さ110mmの亚克力製であり、2重管構造を成し、内管部に試料をつめた。外管部には空気を封入し、外部との断熱効果を高めた。なお、外部温度変化の影響を排除するため、試験は4℃の恒温室内で実施した。

温度制御装置は、供試体用モールドの上部と下部に取り付けられ、内部を冷却水が循環している。こ

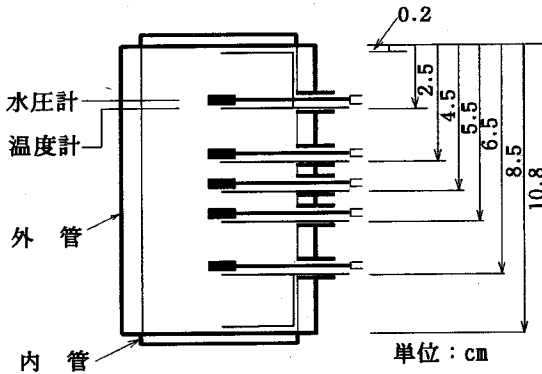


図-2 供試体モールド

れによって、供試体の上部と下部の温度を自在に制御できる。上・下部の冷却水はそれぞれ別の恒温水槽から供給される。

計測装置は、温度センサ、水圧センサとデータ集録器およびR I水分計から成る。R I水分計は γ 線を用いた透過型の計測器である。昇降装置は、供試体を上下に昇降させるための装置であり、R I水分計の間で供試体を移動させ、水分量の分布を連続的に測定するために使用する。

(2)計測

温度は、サーミスタ温度センサを供試体上部から0.2、2.5、4.5、5.5、6.5、8.5、10.8cmの位置に埋設し、1/100℃の解像度で読み取った。水圧は、直径3mm、長さ8mmのポーラスカップに不凍液を飽和させた小型の水圧計を、供試体の上部から2.5、4.5、5.5、6.5、8.5cmの位置に埋設して計測した。水分量は、先に述べた透過型の γ 線水分計の間を、供試体を上下させて測定した。 γ 線水分計は常時計測状態にあり、供試体が通過する部分の水分量が連続的に計測される。

(3) γ 線による水分量測定

透過型 γ 線水分計による計数率は、物質を透過した時Lambert-Beerの式に従い次式で表される¹⁷⁾。

$$I = I_0 e^{-\mu_i P_i L_i} \quad (1)$$

- ここに I_i : 物質を通過した γ 線計数率
 I_0 : 物質がない時の γ 線計数率
 μ_i : 質量吸収係数 (cm^2/g)
 P_i : 密度 (g/cm^3)
 L_i : 厚さ (cm)

また、供試体を通過した γ 線の計数率は、土粒子、水分および容器を考慮すると次式となる。

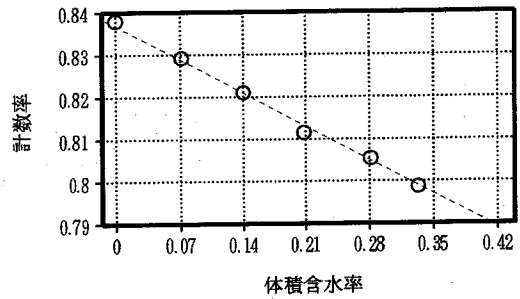


図-3 γ 線による水分校正曲線

表-1 試験試料の物理特性

粒度特性	礫分 (2.0mm以上) (%)	0.0
	砂分 (0.074~2.0mm) (%)	90.6
	泥状粘土分 (0.005~0.074mm) (%)	9.4
土粒子の比重	Gs	2.639
透水係数	k (m/s)	$3.0 \sim 4.0 \times 10^{-5}$
水分特性	限界毛管水頭 ϕ_{cr} (m)	0.30
	飽和体積含水率 θ_{sat}	0.43
	最小容水量 θ_{cr}	0.05

$$I = I_0 e^{(-\mu_s P_s L_s - \mu_w P_w \theta L_w - \mu_c P_c L_c)} \quad (2)$$

- ここに θ : 体積含水率
 s : 土粒子を表す
 w : 水を表す
 c : 容器を表す

(1)、(2)の式から、土粒子の密度が変化しないと仮定すれば次式が得られる。

$$\Delta \theta = \frac{Q n (I/I_0) / \mu_w P_w L_w}{\mu_c P_c L_c} \quad (3)$$

この式から水分量の変化を計算することができる。なお、用いた試料は凍上性を示さず、土粒子密度は一定と考えられる。質量吸収係数は、モールドに異なる含水比の試料をつめて計測を行い、校正曲線を作成して決定した。校正曲線を図-3に示す。

(4)試験試料

試験には細粒の珪砂を用いた。物理試験結果を表-1に示す。この材料に水を加え、体積含水率を0.21に調整したものを試験用試料として用いた。体積含水率を0.21に選定したのは、事前の凍結試験により凍結による水分の移動が最も顕著に表れ、現象がとらえやすいと判断したためである。

(5)試験方法

珪砂に所定の水を加えて一昼夜放置した試料を、所定の密度になるようにモールドに突固めながら充填した後、装置を組み立て試験を開始した。試験は図-4に示すように、試料の上端の温度を初期4°、

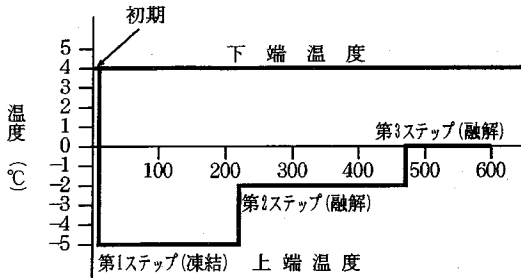


図-4 試験期間中の温度設定

ステップ1で -5° ，ステップ2で -2° ，ステップ3で 0° にそれぞれ変化させて実施した。試験期間中は温度，水圧，水分量の変化を連続して計測した。各ステップの試験期間は，試料内の温度分布がほぼ定常状態になるまで継続した。凍結開始から試験終了までの期間は24日間であった。

4. 試験結果

(1)温度の変化

図-5(a)に温度の計測結果を示す。供試体内の温度は，上端部の温度設定に応じて変化し，温度設定後20時間以内にほぼ定常状態となり，その後は緩やかな温度低下を示している。このような状況は，ステップ1の凍結進入時もステップ2の融解時も同様となった。凍結進入時の緩やかな温度低下は，凍結前線への水分吸収によって説明される。融解時に温度が上昇した後，凍結進入時と同様にわずかな温度低下が表れるのも，後に述べるように，凍結時と同様に融解前線付近に水分が吸収されている結果と考えられる。

(2)凍結・融解の進行

温度測定の結果から， 0° の深度を計算し図-5(b)に示す。 0° 線は，ほぼ凍結前線および融解前線を示しており，これらの進行の状況は温度変化で述べたのと同様に，初期に急激に進行した後緩慢な進行を示す。各ステップの凍結線の位置は，上端面温度が -5° では5.8cmまで進入し， -2° にすると融解が生じて4.5cmまで後退し， 0° では上端面まで後退した。

(3)間隙水圧の変化

間隙水圧の経時変化を図-5(c)に示す。

a)凍結進入時

ステップ1の凍結進入時には，深さ2.5cmおよび

4.5cmの水圧は， 0° 線が計器埋設深度に到達した時点から急激な低下を始める。このうち，2.5cmの深度では水頭値で -350 cmとなった時点で最低となり，凍結中はほぼ一定値を保つ。4.5cmの深度の計器は，低下中にエアが入り計測不能となった。5.5cmの深度では， 0° 線が5.5cmに到達した時点で20cm程の急激な水頭低下が見られるが，その後一時変化はなく，100時間後に再び低下し，最低値は -200 cmを示した。このような水圧低下は， 0° 線がほぼ5.5cmのテンションカップ埋設位置付近にあるため，テンションカップの一部だけが凍結するためと考えられる。深度6.5cmと8.5cmの水圧はほぼ同じ変化を示し，凍結線の進入に呼応して20cm程の低下が見られ，その後も勾配は小さくなるが低下は継続した。この変化は，凍結部へ水分が吸収されるため，未凍結部の水分が減少するためと考えられる。

b)融解時

表面温度を -2° に変化させると，全ての深度の水圧が急激に上昇している。このうち，深度5.5cmの水圧は， -250 cmから -40 cmに急激に上昇し，下部の6.5cm，8.5cmの水圧と同程度の値となる。これは，土が融解し間隙水が全て液状水に変化した結果と考えられ，凍結前線が4.5cmまで後退した測定結果と対応している。一方，凍土内の深さ2.5cmの水圧は， -350 cmから -200 cm程度まで上昇するが，これは，温度上昇によって，間隙水の一部分が融解し，不凍水が増加した結果と考えることができる。深度6.5cmと8.5cmでは，12cm程度の水圧上昇が見られた。これは，上部で融解した水が下方へ移動し，水分量が増加した結果と考えられる。

表面温度を 0° にすると，全層が融解する。これに伴って深さ2.5cmの水圧も -40 cmとなり，他の水圧と同程度まで上昇している。また，他の深度の水圧も融解による液状水の増加により上昇している。

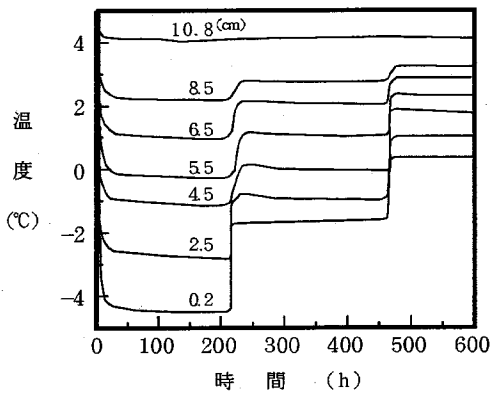
図-6に，凍結進入時および融解時の水圧の深度分布を示す。各ステップとも凍結部で低く，未凍結部で高い分布となっており，水分移動のポテンシャルを知ることができる。

(4)水分量の経時変化

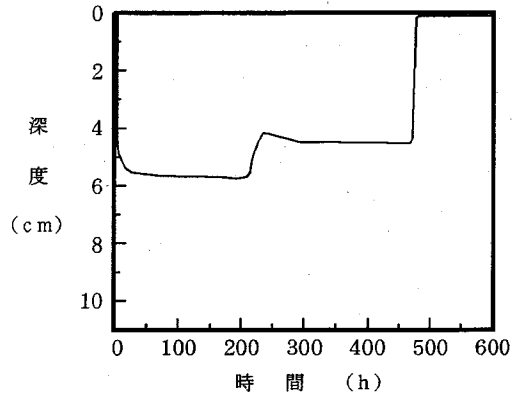
RI測定による水分量の経時変化を図-5(d)に示す。

a)凍結進入時

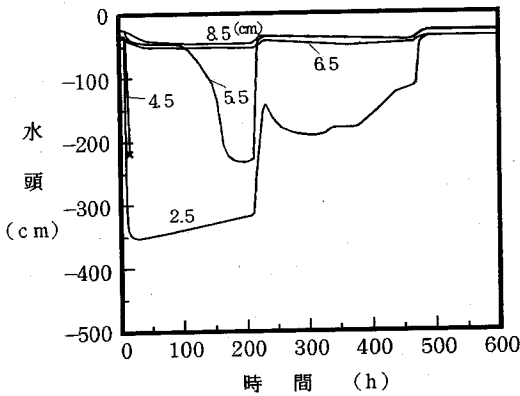
凍結進入時には，深さ5.5cmの水分量の変化が最も大きく，凍結初期に一時的に減少した後急激に増大し，その後は微かな増大傾向を示した。凍結初期の減少は，凍結前線が到達する以前に対応し，その後の急増は，凍結前線が到達した以後の時点に対応



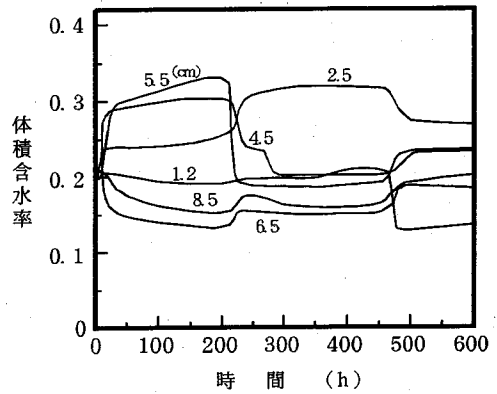
(a) 温度の経時変化



(b) 0°C深度の経時変化



(c) 水圧の経時変化



(d) 水分量の経時変化

図-5 試験結果

しており、水が凍結前線に吸引されて含水量が変化していることが明らかである。ステップ1の最後における含水率は0.33となり、飽和度では70%であった。5.5cm以浅の凍結部においても、凍結による水分量の増大が見られるが、表面に近づくほど変化は少なくなる。これは、表面ほど凍結進入速度が速いため、水分の供給が間に合わないためである。一方、凍結が発生しない6.5cmと8.5cmの深さでは、水分量は常時減少傾向にあり、凍結部に水が吸収されていることを示している。

b) 融解時

表面温度を-2°Cに変化させると、供試体内では複雑な水の動きが観測された。すなわち、表面に近い深度1.2cmでは水分量の変化はなかったが、深度2.5cmでは温度を変化させた時点から急増し、含水率が0.33になった後ほぼ一定値を保った。これより、凍結土内では融解前線に近い程水分量が多くなっていることが分かる。深度4.5cmと5.5cmは、融解した部

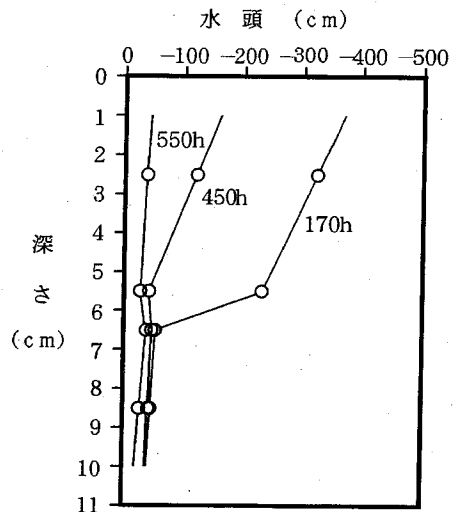


図-6 水頭分布

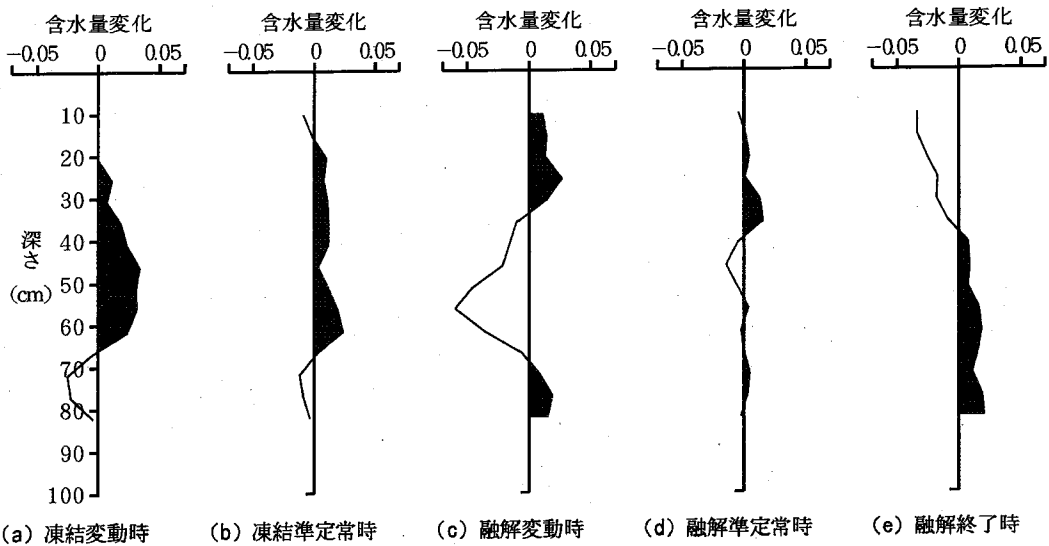


図-7 水分変化量の分布

分にあたる。このうち、深度5.5cmにおいては、含水率が0.33から0.19まで急激に減少した。一方、深度4.5cmにおいても同じような減少を示したが、ここでは時間の経過とともに2段階の水分変化が観測された。いずれも水が融解して液状水になったため水が移動したものであるが、4.5cmは融解前線にあるため特異な動きを示したものと考えられる。

未凍結部の深度6.5cmおよび8.5cmでは、温度上昇とともに水分率が増大し、その後は0.14程度でほぼ一定値となった。水分の増大は、融解した部分の水が重力によって降下した結果と考えられる。

表面温度を0℃に設定した場合には、深度1cmおよび2.5cmの凍結していた部分では、水分量が減少し、それ以深の未凍結部ではいずれも水分量が増大し、初期の含水率に近い値となった。これも、凍結部に集中していた水分が融解し、重力によって降下したためと考えられる。

(5)凍結・融解期間中の水分変化

試験の結果をみると、各試験ステップ期間中を温度および水分量の急激な変化が観測される変動時と、その後の比較的緩慢な変化が観測される準定常時に分けることができることが分かる。ここでは、試験の1, 2ステップを変動時と準定常時に分け、全試験期間を5期間に分けて、それぞれの期間内の水分変化量について検討する。各期間の水分変化量の深度分布を図-7に示す。

a)凍結変動時

凍結進入期間中の水分量の変化を図-7(a)に示す。凍結部では、表面付近においては変化はないが、深部になると増大する。また、未凍結部では減少している。この結果から凍結前線の前方から凍結部へ水が移動していることが読み取れる。凍結進入時点における水分移動については、すでに多くの研究報告があり^{18), 19)}、移動量は凍結進入速度に依存するとされている。本試験も同様な結果を表している。

b)凍結準定常時

凍結進入がほぼ停止した状態下における180時間の間の水分量変化を図-7(b)に示す。図から、凍土内および凍結前線付近で水分が増加し、未凍結部で水分が減少していることが分かる。これより、この期間内にも水分が凍結進入時と同じように移動していることが分かる。凍結前線付近のみではなく、前線の背後においても水が増加していることから、凍土の内部においても、多少の水分移動があることが分かる。

c)融解変動時

凍結前線が表面付近に向かって後退している期間の水分量変化を図-7(c)に示す。水分が増大している部分が凍結部と未凍結部に見られる。このうち、凍結部で水分が増大した部分は凍結前線の背後であり、未凍結部で水分が増大した部分は、凍結進入時点に凍結側に水分が吸収されて水分量が減少していた部分である。一方、水分が減少した場所は、前ステップで水分量が大きく増大していた部分である。この結果から、前ステップで凍結によって水分量が

増大した部分が融解した結果、上部の凍結部と下部の未凍結部へ移動したことが分かる。

d)融解準定常時

表面温度を -2°C に保った期間中の水分量変化を、図-7(d)に示す。この期間には、凍結前線の背後で増大し、前方では減少しており、未凍結部から凍結部へ水が移動している。また、未凍結部の下部ではほとんど水分量の変化は見られない。

e)融解終了時

凍結前線が表面まで後退し、水分量が定常状態になった時点の水分変化量分布を図-7(e)に示す。水分は表面付近で減少し、下方で増大している。減少部は、前ステップで凍結していた部分に対応し、増大部は、未凍結部に対応しており、凍結によって増大した水分が融解後下方へ移動していることが分かる。

(6) 凍結・融解による水分移動の考察

以上のような凍結・融解時の水の動きは、水圧測定の結果と合わせて次のように説明することができる。未凍結の不飽和土は、含水量に応じたサクションが働いているが、ステップ1で温度が低下して間隙水の一部が凍結すると、液状水分が減少するため、図-6に見られるようにサクションがさらに増大する。このため、凍結部には未凍結から水分が吸収される。シルトや粘土では、水分の吸収力は大きく、凍結によってアイスレンズが形成され、凍上現象が生じるが、本試験で用いた試料では凍上性は示さず、アイスレンズの形成はない。このような試料では、間隙内が氷で満たされると、それ以上の含水比の増加は抑制されるため、含水率が0.35程度で水分の増大が止まり、それ以上の増大は生じない。

その後、ステップ2、3で表面温度が上昇していくと、凍結前線付近から融解が始まり、間隙水は液状水になり水圧が上昇する。この時、融解前線より上部の凍結部が飽和していなければ、凍結部のサクションにより、凍結進入時と同様に融解部から凍結部に水分が吸収される。また、一部の水は重力により、下方に移動する。融解前線の進行が水分の移動速度に比べて十分遅い場合には、融解前線付近はほぼ飽和状態になる。今回の試験で -2°C で表面を保持した結果、4.5cm付近の融解前線付近で飽和状態となったのは、このような理由によるものと説明できる。地表面まで融解した場合には、凍結帯が消失し高サクション部がなくなるため、水の移動は不飽和浸透のみを考えればよく、マトリックポテンシャルと重力によって移動することになる。

なお、融解準定常時には図-5(b)の凍結前線の測

定結果に見られるように、凍結前線は下方に進入しており、凍結進入時と同様な挙動を示している。このような結果が見られるのは、次のような機構によるものと考えることができる。

- ①凍結前線付近の凍結部が温度上昇によって融解する。
- ②融解部の水分がサクションによって凍結部へ吸収される。
- ③吸収された水分が凍結部で再凍結し、含水率が増大する。
- ④凍結部の含水率の増大によって熱伝導率が増大する。
- ⑤凍結部の熱伝導率が増大した結果、凍結前線が下方へ進入する。

すなわち、表面温度一定期間中は、凍結進入時と準定常時とは同様な機構が働いていると考えることができる。

5. 解析

(1) 凍結・融解解析手法

地盤の凍結による水分移動の解析は、現在まで種々のモデルによって行われており、凍結前線付近に吸水力を仮定する解析²⁰⁾や、凍土に凍結時の水圧を作用させて、凍土、未凍土を一体として解析する手法が開発されている^{93)・99)}。このうち、後者の解析手法は、熱の移動と連成することにより、統一的に地盤挙動を予測できる利点がある。

一方、融解時の水分移動の解析は、それほどなされていない。HARLAN(1973)⁹¹⁾は、熱と水の移動を連成して、部分凍結した地盤の凍結解析を実施することを提案し、その研究で、融解による水分の再配分についても解析例を示している。その例では、融解によって未凍結部の水分量が変化することが示されているが、表面の凍結した部分が融解した結果、水分が移動して減少していく現象については説明されていないため、解析手法に疑問がある。Nixon(1973)¹⁴⁾は永久凍土の表層部の融解圧密について差分法で解析した。また、COULTER(1983, 1984)¹⁵⁾は、Nixonの融解圧密理論を発展させて、融解が凍土の下方から上方に進行する場合について解析している。しかしながら、これらの手法では融解層の内部だけでの水分移動を考えており、凍土内での水分移動までは考慮していない。そこで、本研究では凍結・融解時の水分移動について、地盤全体を考慮した解析手法を開発する。開発にあたっては、筆者等が先に開発した熱と浸透を連成した地盤凍結解析プログラムを用い⁹⁾、融解時の挙動が解析できるように拡張

を行う。熱と浸透の支配方程式には以下を用いる。

熱の移動

$$\int_{V_e} \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} dV_e = \int_{\Gamma_e} \lambda \Delta T \cdot n d\Gamma_e + \int_{V_e} \rho_i L \frac{\partial \theta_i}{\partial t} dV_e + \int_{\Gamma_{se}} \lambda_s (T - T_i) d\Gamma_{se} \quad (4)$$

水分の移動

$$\int_{V_e} \rho_w S_e \frac{\partial \Phi}{\partial t} dV_e + \int_{\Gamma_e} k \Delta \Phi \cdot n d\Gamma_e + \int_{V_e} \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} dV_e \quad (5)$$

ここに、

- ρ : 土の密度
- C_p : 土の比熱
- T : 温度
- T_i : 環境温度
- t : 時間
- V_e : 要素の体積
- Γ_e : 要素境界の面積
- Γ_{se} : 壁面の面積
- θ_i : 含水率
- ρ_w : 水の密度
- ρ_i : 氷の密度
- Φ : 間隙水圧
- k : 不飽和透水係数
- λ : 熱伝導率
- S_e : 貯留係数
- λ_s : 熱伝達率
- L : 潜熱
- n : 法線ベクトル

式(4)の左辺は要素に貯留される熱量、右辺第1項は要素境界から出入りする熱量、第2項は氷に変化したために発生する潜熱、第3項は要素境界から外部に放出される熱量を表す。また、式(5)の左辺は要素に貯留される水量、右辺第1項は要素境界から出入りする水量、第2項は相変化によって水から氷に変化した水量を表している。

凍結・融解による氷の生成および消失は、温度回復法により解析する。温度回復法では、凍結・融解時の潜熱の放出および吸収は含水率の増減により表現される。不飽和地盤に対する温度回復法は、以下のようなになる。凍結・融解によって含水率が $\Delta \theta_i$ だけ変化したとき、全体含水率中の氷の生成率が Δg_i だけ変化するとすれば、潜熱の変化 Q_s は次式で表される。

$$\Delta \theta_i = \Delta g_i \theta \quad (6)$$

$$Q_s = \rho_w V \theta \Delta g_i L \quad (7)$$

ここに、

- g_i : 氷の生成率
- θ : 全体含水率 (水+氷)
- V : 体積

式(6)は氷生成率の定義、式(7)は氷の生成による潜熱の発生量を表している。 θ_i 、 g_i 、 Q_s は凍結時には正、融解時には負の値をとる。相変化は、相変化開始温度 T_i および相変化終了温度 T_e の間で起こるものとする。最初に潜熱の放出および吸収を考慮しないで温度解析を行い、要素の温度が相変化

表-2 解析定数

土及び浸透定数		熱定数	
土の密度 (kg/m ³)	1.42	鉱物の比熱 (MJ/m ³ ·K)	2.13
水の密度 (kg/m ³)	1.00	水の比熱 (MJ/m ³ ·K)	4.18
氷の密度 (kg/m ³)	0.917	氷の比熱 (MJ/m ³ ·K)	1.73
飽和透水係数 (m/s)	4.0 × 10 ⁻⁵	鉱物の熱伝導率 (W/m·K)	2.92
エア-エントリー-バリエー (m)	0.12	水の熱伝導率 (W/m·K)	0.57
潜熱 (J/kg)	330	氷の熱伝導率 (W/m·K)	2.18

を生じる温度内で ΔT だけ変化すれば、その間の熱量は次式となる。

$$Q_s = \rho V C_p \Delta T \quad (8)$$

温度回復法では式(7)と式(8)が等しいとして Δg_i を算出し、 ΔT の温度変化は生じないものとする。したがって、次式を得る。

$$\Delta g_i = C_p \Delta T / (L \theta) \quad (9)$$

以上より、温度と含水率の関係が分かれば、凍結・融解による相変化を解析できる。

解析は、積分差分法による数値解析により実施した。解析フローを図-8に示す。初期値を読み込んだ後、含水量に応じた熱伝導率および比熱が計算され、その結果をもとに熱伝導解析が実施され、要素の温度が計算される。温度計算結果から、要素ごとに氷の生成と消滅が判定されて、含水率および不凍水量が計算され、不透水分量をもとに各要素の水圧と透水係数を計算する。この結果から、全体の浸透解析を実施し、水分移動量が計算され、収束した時点で次ステップへ進む。次ステップでは、先に計算された含水率と含水率から熱伝導率と比熱を計算し、熱伝導率解析を実施する。以上の計算が繰り返されて規定の時間まで計算すると解析が終了する。

(2) 土質定数

解析に用いた土の熱および浸透定数を表-2に示す。比熱は土を構成する土粒子、水、氷の構成比から計算した。また、熱伝導率もこれらの構成比からMcInnesの提案式²¹⁾に氷の生成による補正項を用いて計算した。不飽和浸透特性は、エア-エントリー-バリエーの計測値からCampbellの提案式¹⁶⁾を用いて計算した。凍土における不飽和浸透特性についても、氷を間隙空気と同じものとみなして、不凍土水分量から計算した。

(3) 初期条件・境界条件

温度および水分量の初期条件は、試験と同一とし、それぞれ4℃および0.21とした。

温度の境界条件は、上・下端にそれぞれ0.2cmお

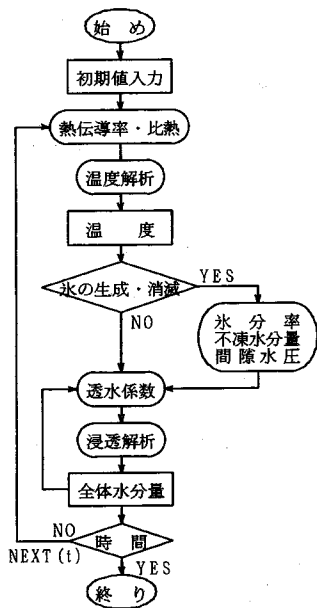


図-8 凍結・融解解析のフロー図

および10.8cmの位置における温度測定結果を与えた。また、上・下端において不透水境界とした。

(4) 解析結果

a) 温度変化

温度変化の解析結果を図-9に示す。実験結果（破線）と解析結果（実線）を比較すると、完全な一致は見られないものの、全ての深度について、各ステップともほぼ温度の変化を追跡していると考えられる。完全な一致が見られない理由として、試験方法および解析手法の双方に問題が考えられるが、解析に関しては、温度定数の設定、次に述べる水分移動の解析結果と実験値との間に差が生じていること等が考えられる。したがって、さらに一致させるためには、凍結部および未凍結部の温度定数の正確な測定が必要と考えられる。

b) 水分量変化

水分量の解析結果を図-10に実線で示す。計測結果（破線）と比較すると、凍結前線に水分が集中した時点の最大水分量や、融解後の水分量に違いが見られる。凍結時の最大水分量で、解析値の方が大きくなっているのは、細砂の実験では間隙が80%程度まで水で飽和されて空気の間隙の連続性が失われると、ほぼ水分の動きが止まり、それ以上水分量は増加しないが解析ではこのような事情がよく解析できないためである。また、融解時の水分移動について、

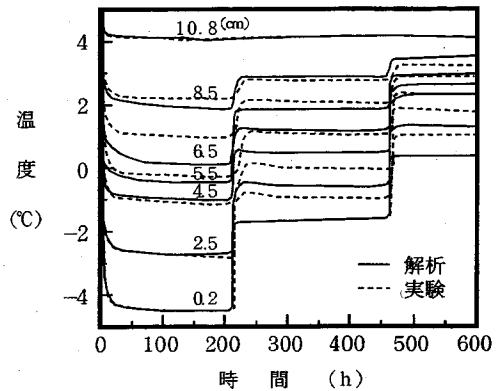


図-9 温度の変化

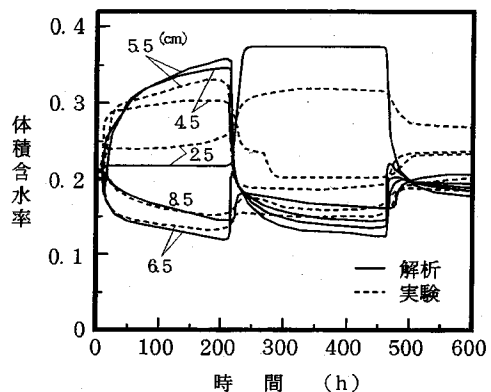


図-10 水分量の変化

は凍結時の水分量の違いによる影響や、融解時の浸透係数、設定に問題があることが考えられる。このような違いはあるものの、解析は凍結時の凍結前線への水の集中、融解時の凍結前線への水の集中と重力による降下等、各深度における水の動きを解析できている。

以上のような結果から、今回開発した手法は、凍結・融解時の地盤全体の温度分布および水分移動を良好に解析できることが分かる。

(5) 結論

不飽和砂質土を用いた凍結・融解試験により水分移動を測定した結果以下の点が明らかになった。

- ①凍結進入時には、従来の研究と同様に凍結前線付近に水分が集中し、全体含水比が増大した。
- ②凍土の下部から上方に向かって融解が進む場合にも、融けた水の一部分が凍結前線の凍土側に吸水される。

③①, ②の結果から, 地盤の凍結・融解が繰り返されると, 水分が速い速度で上方へ吸い上げられることが判明した。

また, 熱と浸透を連成した凍結・融解の新しい解析手法を開発して, 凍結・融解試験モデルについて解析を実施した結果, 温度変化, 水分量変化とも, ほぼ試験結果に一致し, 解析が可能であることが分かった。

参考文献

- 1) Miller, R.D.: Freezing phenomena in soils, *Applications of Soil Physics*, Academic Press, pp.254-299, 1976.
- 2) Penner, E.: Aspect of ice lens growth in soils, *Cold Reg. Sci. Tech.*, Vol.13, pp.91-100, 1978.
- 3) 西垣誠, 梅田美彦, 河野伊一郎: 不飽和砂質地盤の凍結過程における土中水の移動, 土木学会論文集, No.475/Ⅲ-24, pp.39-48, 1993.
- 4) 梅田美彦, 西垣誠, 河野伊一郎: クローズドシステムにおける地盤凍結による土中木の移動の予測に関する研究, 土木学会論文集, No.48/Ⅲ-25, pp.165-173, 1993.
- 5) 福田正己: 凍結・凍土, 土壌の物理性, 第50号, pp.76-81, 1984.
- 6) Everett, D.H.: The thermodynamics of frost damage to porous solids, *Transactions of Faraday Soc.*, Vol.57, pp.1541-1551, 1961.
- 7) Hoekstra, P.: Water movement and freezing pressures, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol.33, pp.512-518, 1969.
- 8) Harlan, R.L.: Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil, *Water Resources Research*, Vol.9, No.5, pp.1314-1325, 1973.
- 9) Taylor, G.S. and Luthin, J.N.: A model for coupled heat and moisture transfer during soil freezing, *Can. Geotech. J.*, Vol.15, pp.548-555, 1978.
- 10) Hwang, C., Murray, D. and Brooker, E.: A thermal analysis for structures on Permafrost, *Can. Geotech. J.*, Vol.9, pp.33-46, 1972.
- 11) Nixon, J.: Pipeline frost heave predictions using a 2-D thermal model, *Proc. Amer. Soc. Civil Engineers Convention Boston*, pp.67-82, 1986.
- 12) Radd, F.J. and Oertle, D.H.: Experimental pressure studies of frost heave mechanism and growth-fusion behavior of ice, *Permafrost, 2nd Int. Conf.*, pp.377-384, 1973.
- 13) 高志勤, 生頼孝博他: 土の最大凍上力に関する実験的研究, 雪氷, 第43巻4号, pp.207-215, 1981.
- 14) Nixon, J.F.: Thaw-consolidation of some layered systems, *Can. Geotech. J.*, Vol.10, pp.617-631, 1973.
- 15) Coulter, D.M.: Model for heave and settlement prediction in discontinuous permafrost, *Proc. 2nd Int. Offshore Mechanics and Arctic Eng. Symp. A.S.M.E.*, pp.634-641, 1983.
- 17) 沈 晋, 王文焰, 沈冰等: 動力水文実験研究, 陝西科学学術出版, pp.92-97, 1991.
- 18) Jame, Y.M. and Norum, D.I.: Heat and mass transfer in freezing unsaturated soil in a closed system, *Proceedings, 2nd Conference on Soil Water Problems in Cold Regions, Edmonton, Alta.*, pp.46-62, 1976.
- 19) 福田正己: ガンマー線水分計による凍土中の水分移動の測定, 雪氷, Vol.44, No.1, pp.1-11, 1982.
- 20) E. Yanagisawa, Y.J. Yao and A. Kashiwazaki: Numerical analysis of moisture movement in soils during freezing, *6th International Conference on Numerical Meth. in Geomechanics, NAGOYA*, pp.575-580, 1985.
- 21) S. キンツベルグ (中野 他訳): パソコンで学ぶ土の物理学, 鹿島出版会, 1987.

(1994. 11. 28受付)

A STUDY ON SOIL WATER BEHAVIOR DURING UNSATURATED SANDY GROUND FREEZING AND THAWING UNDER CLOSED SYSTEM

Yoshihiko UMEDA and Makoto NISHIGAKI

In cold regions, ground freezing and thawing is repeated several times at winter season. Recently many studies on soil water migration during ground freezing have been done, but studies on soil water migration during ground thawing is not sufficient now. So laboratory test of unsaturated sandy soil freezing and thawing under closed system condition is treated and soil water migration is observed with γ ray moisture content meter. It became clear that soil water migrated to freezing zone during freezing and thawing, and water flow rapidly to ground surface from subsurface. A numerical analysis is developed to estimate the soil water migration during freezing and thawing using the coupled heat and water flow movement. This method is useful to predict ground water flow at cold regions.