

# 不飽和砂質地盤の凍結過程における土中水の移動

西垣 誠\*・梅田美彦\*\*・河野伊一郎\*\*\*

寒冷地において地盤が凍結すると、凍結面付近で吸水現象が生じ、汚染物質が地表面付近に集積することがある。本研究では、凍結による水分移動の駆動力を明らかにするために、凍土内で負圧を測定するとともに、熱と水の移動を連成した数値解析手法を開発し、凍結による水分移動の予測を試みた。凍土と不飽和土の水分特性を相似することによって、凍結による水分移動の予測が可能であることが確認された。

*Key Words* : ground freezing, numerical analysis, water migration, negative pressure

## 1. はじめに

地下水が凍結することによって、地盤内に種々の力学的変化が生じることが知られている。このため、氷点下の土の挙動の研究は、寒冷地での重要な研究テーマとなっている。この中でも特に凍上に起因する変化は、路盤の亀裂の発生、排水溝の破壊、LNGタンクへの強大な土圧の発生等の作用を及ぼすため、実的にも重要な問題であり、これらの被害を防止するための研究が多くなされている<sup>1)・2)</sup>。また、最近各種の廃棄物処分場において、有害物質による環境汚染が問題となってきた。汚染は、土中水の移動によって生じることが多く、寒冷地においては凍結による水分移動が問題となる。水分移動を防止するため、各種の土を組み合わせた多層地盤を使用する工法が考えられるが、従来の凍結による水分移動の研究は凍上性の強い粘性土、シルトを用いたものがほとんどであり、砂に関しては注目されていなかった。このため、砂地盤の凍結による水分移動も重要な研究テーマとなっている。

凍上現象については、凍結面へ土中水が吸引されることによって生じることが多くの研究によって明らかにされており<sup>3)・4)</sup>、最近では国内でも不飽和土の凍上に関する実験例が報告されている<sup>5)・6)</sup>。しかし、これらの実験においては、凍結面への吸水による水分量の変化を確認してはいるものの、凍土内部の測定からその原因を明らかにしようとしたものはなく、どのような力が、どこに働くかについて明らかにした例はない。このような現状から、本研究では、不飽和土を用いて室内凍結試験を行い、凍結による水分の移動とその原因である負圧を凍土

内部で測定するとともに、このような水分移動現象を予測するための解析手法を開発し、試験結果と比較した。その結果について報告する。

## 2. 地盤凍結と水分の移動

地盤が凍結すると、同時に水分も移動していることが今世紀初頭頃より科学的に明らかにされるようになった。特に、Taber (1929)等によって、地盤内部にアイスレンズが形成されることによって凍上現象が生じ、アイスレンズは未凍土側の水分を吸収しながら増大していくことが明らかにされたことによって、凍結時に水の流れが生じていることが決定的となった。最近では、このような水の流れは、凍上を示すシルト・粘土の飽和土に限らず、不飽和土でも生じることが分かっている<sup>5)</sup>。

土の凍結によって何故水の流れが生じるかについては現在もまだ定説はなく、様々のモデルが提案されている状況にある。これらのモデルは、凍結前面に何らかの駆動力を仮定するものと、凍結土内部にまで駆動力を仮定するものに分けることができる。前者の代表的モデルは、Everett(1961)の毛管力モデル<sup>1)</sup>や、高志による吸水ポンプモデル<sup>7)</sup>があり、後者のモデルとして、Haekstra (1969)<sup>8)</sup>による化学ポテンシャルモデルやHarlan(1973)<sup>9)</sup> Miller(1978)<sup>10)</sup>、Gilpin(1980)<sup>11)</sup>等の不飽和土の水分保持特性との相似を考えるモデル、Takagi(1980)<sup>12)</sup>の被膜水モデル、岩田の熱力学モデル<sup>13)</sup>がある。現在では、水の移動は凍結土内部でも生じていることが明らかにされており、駆動力は凍土内部にも求めるのが妥当と考えられる。凍土内部にまで駆動力を考えることによって、凍土から未凍土までを含めた地盤全体の水分移動現象を説明することが可能になる。

凍結による水分移動の駆動力を実験的に求める試みは従来から行なわれてきたが、まだ成功していない。その手法は、ほとんどが未凍土側の間隙水圧を測定し、凍結

\* 正会員 工博 岡山大学助教授 工学部土木工学科  
(〒700 岡山市津島中 3-1-1)

\*\* 正会員 岡山大学自然科学研究科 (日本国土開発院)

\*\*\* 正会員 工博 岡山大学教授 工学部土木工学科

前線での間隙水圧を推定するものである<sup>14), 15)</sup>。凍土内における水の駆動力を求めるためには、その駆動力を実際に凍土内部で測定し、その大きさを確定する必要がある。この測定がまだ成功していない原因は、間隙水圧測定手法が確立されていないためである。このような目的で凍土内の間隙水圧を測定しようとした試みは、筆者等の知るかぎり、わずかにMckim等<sup>16)</sup>の一連の研究があるのみである。彼らはポーラスカップの内部に不凍液を充填して、現場で間隙水圧測定を試み、サクシオンが測定できることを確認した。この結果に対しては、不凍液による浸透圧の影響や凍結進行時の測定では誤差が生じやすいのではないかとといった問題点が指摘されている。

地盤凍結による水分移動の解析についても、先に挙げたモデルにもとづいて種々の手法が提案されている。この内、地盤全体を対象にして熱と浸透を連成させる解析は、Harlan(1973)<sup>9)</sup>によって最初に提案され、Taylor and Lutin(1978)<sup>17)</sup>、福田(1982)等<sup>18)</sup>によって引き継がれた。このモデルは、凍土内の水の流れを不飽和土内の水の流れと相似なものとして扱うもので、不飽和土を扱う者にとっては従来の理論の延長上で理論構築ができ、凍土の力学への展開も開けてくるものと期待できる。国内では、領域全体に対して熱伝導解析を行い、浸透に関しては飽和した未凍土内のみでテルツァギーの圧密理論を適用する解析がYanagisawa等<sup>19)</sup>や了戒<sup>20)</sup>により実施されている。これらの解析では、実験から求められる吸水力を凍結前線に導入している。

このような地盤凍結研究の現状から、我々は、室内試験により、凍結中の凍土内の間隙水圧を測定して水分移動の原因を明らかにすることを試みた。また、凍結による水の流れを解析するプログラムを作成し、解析モデルの適用性と試験の評価を試みた。

### 3. 試験方法

#### (1) 試験装置

試験装置の概要をFig. 1に示す。装置は試験試料を入れるモールド、モールド下部の高温槽及び間隙水圧調整水槽、試料の温度調整のための温度制御装置、計測装置から成る。

試料用モールドは、直径50mm、長さ100mmの亚克力製で、内面には試料とモールドの凍結による接着を防止するためにテフロンシートを張り付けている。また、上部20mmはテーパをつけている。モールドの下部にはセラミックディスクを取り付け、間隙水圧調整水槽の水位をコントロールすることによって、試料の不飽和水分状態を制御できるようにしている。温度制御装置は、試料上部の冷却槽と下部の高温槽から成る。冷却槽は、長さ100mmの2重円筒パイプで作られており、外周円筒内部を冷却水が循環する。内部円筒は空洞になっており、試

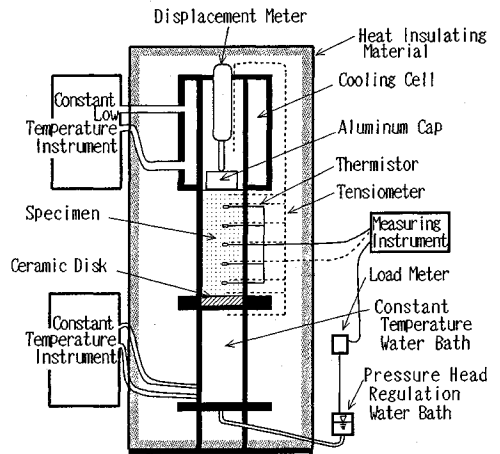


Fig. 1 Schematic diagram of freezing test apparatus

料が自由に凍上できるようにしている。高温槽は円柱の水槽内部に細管がスパイラル状に設置されている。細管内に恒温水を循環することによって、水温を調整することができる。冷却槽・高温槽とも恒温水は低温恒温装置及び恒温装置からポンプで循環させている。

#### (2) 計測方法

試験中の計測項目及び計測方法をTable 1に示す。温度は直径1mmのサーミスタセンサを用い、冷却槽、高温槽、試料内の計9ヶ所で測定した。温度の読み取りは、1/100℃まで可能である。試料内の温度は、モールドの上部から3, 20, 40, 50, 60, 80, 97mmの位置に穴をあけ、センサを横から挿入して測定した。

間隙水圧の測定はテンシオメータに不凍液を封入して行った。テンシオメータの取付位置は、試料用モールド上部から20, 40, 50, 60, 80mmとした。間隙水圧測定方法の詳細は後に述べる。吸水量は、間隙水圧調整水槽の重量を荷重計で測定した。間隙水圧調整水槽は、試料下部の高温槽とナイロンチューブで連結されており、セラミックディスクを通して試料内の水とつながっている。荷重計は、500gレンジで分解能0.25gである。凍上量は、試料上部に載せたアルミ製のキャップの動きを分解能1/100mmの変位計で測定した。

#### (3) 間隙水圧測定方法

凍結した土の内部の間隙水圧を測定するために、Fig. 2に示すような不凍液を封入したテンシオメータを用いた。テンシオメータ先端のポーラスカップは、直径3mm、長さ8mmで室内試験用に小型化し、感度の向上と、微小な位置の違いによる間隙水圧の変化を測定できるものとした。ポーラスカップを構成するセラミックのエアーエントリバリューは20mである。圧力計は測定範囲0～1 kgf/cm<sup>2</sup>の小型半導体センサであり、5～10Vの出力を

Table 1 Measuring items

計測項目		数量	方法
温度	冷却槽	1	サーミスタセンサ
	高温槽	1	
	試料内	7	
水圧		5	テンシオメータ
吸水量		1	荷重計
凍上量		1	変位計

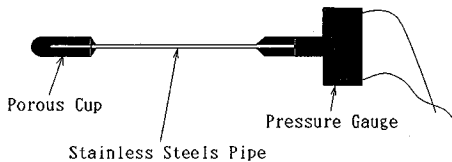


Fig. 2 Schematic diagram of small tensiometer

有している。ポーラスカップと圧力計は、直径0.5mmのステンレスパイプで連結している。

テンシオメータに封入する不凍液の種類によって、測定される間隙水圧が異なることが報告されている<sup>16)</sup>。

そこで、不凍液の種類による間隙水圧測定の違いについて標準砂を用いて検討した。Fig. 3にエチレングリコール、ポリエチレングリコール、プロピレングリコールを用いて測定した結果を示した。図から、これらの液を25%以上の溶液で用いた場合には、蒸留水による結果に比べて低い圧力水頭が測定されているのが分る。これは、浸透圧による影響と考えられる。一方、Fig. 4には、今回試験に用いた珪砂について、ポリエチレングリコールの10%溶液を用いて試験した結果を示した。この結果をみると、体積含水率が0.1以下の低含水領域では差がみられるが、0.1から飽和した領域については、大きな差がないことが分る。このような結果から、本試験では、不凍液としてポリエチレングリコールの10%溶液を用いることとした。また、テンシオメータは使用する液の量が多い程外部の圧力とバランスするのに時間がかかる。そこで、カップを小型化することによって溶液の使用量を1/10000程度にすることによって瞬時に圧力が計測できるようにした。なお、ポーラスカップを使用した場合には、間隙水圧測定範囲は-600cm程度が限界とされている。今回の測定でも、2~3日間は-800~-900cmまでは測定できるが、それ以後は空気が侵入して間隙水圧測定値が高くなる傾向が見られた。

(4) 試料

試料は、珪砂を用いた。物理試験結果をTable 2に示す。粒径は0.1~0.5mmが主体であり細砂に属し、飽和透水係数は  $3.5 \times 10^{-3}$  cm/secである。

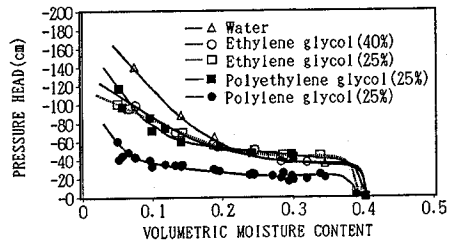


Fig. 3 Pressure head vs. volumetric moisture content for standard sand by various antifreezing fluid

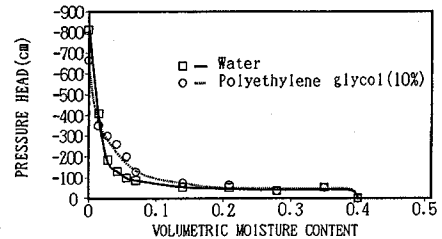


Fig. 4 Pressure head vs. volumetric moisture content for used silica sand

(5) 試験ケース

試験は、試料の体積含水率 0.07, 0.14, 0.21, 0.28, 0.35の5ケースについて下部から水が吸水できる状態(オープンシステム)で実施した。

(6) 試験方法

自然乾燥した砂に所定の量を加水して、一昼夜放置した試料をモールドに入れ、突き固めて試験用の試料とした。温度センサ及びテンシオメータは、試料作成時に所定の位置に設置した。

冷却槽、高温槽をモールドに取り付け、装置全体をポリウレタンの断熱材で覆った後、恒温水槽、測定装置を連結し、上・下部の温度を4℃に設定して一夜放置し、供試体温度を均一にした。翌朝から上部冷却槽のみ-5℃にセットして凍結を開始した。

試験中は5分間隔で計測を行い自動記録した。試験期間は7日間を標準とした。計測終了後、凍結線の深さを測定した後、モールド上部からの深度0, 20, 40, 60, 80, 100mmの位置から試料を取り出し、体積含水率の測定を行った。

4. 試験結果

試験結果の内、試料の初期状態及び温度測定項目をTable 3に示す。試料の飽和度は体積含水率0.35で77.7%、0.07で14.4%となったが、体積含水率0.35の試料では突固め中に底部から排水される状況であった。以下に、凍結による水分量の変化が大きく表れた体積含水率0.14

Table 2 General properties of used silica sand

粒度特性	礫分 (2.0mm以上) (%)	0.0
	砂分 (0.074~2.0mm) (%)	90.6
	シルト粘土分 (0.005~0.074mm) (%)	9.4
土粒子の比重 Gs		2.639
透水係数 k (m/sec)		$3.0 \sim 4.0 \times 10^{-5}$
水分特性	限界毛管水頭 $\phi_{cr}$ (m)	0.3
	飽和体積含水率 $\theta_{sat}$ (%)	43.15
	最小含水量 $\theta_{cr}$ (%)	5.32

Table 3 List of experimental result

項目 \ 試料番号	25	20	15	10	5	
試料含水比 (%)	25.3	19.3	15.1	9.9	4.7	
乾燥密度 (g/cm <sup>3</sup> )	1.42	1.44	1.42	1.44	1.42	
飽和度 (%)	77.7	61.4	46.3	31.4	14.4	
設定水位 (cm)	0	-15	-18	-24	-47	
初期負圧 (cm)	5.2	23.4	28.8	34.7	66.3	
凍結開始温度 (表面) (°C)	-2.89	-2.80	-1.81	-1.81	-2.59	
最終温度	低温 (°C)	-3.20	-3.33	-3.03	-3.06	-3.40
	高温 (°C)	4.10	4.02	4.03	4.05	3.25
最終凍結深度 (cm)	6.6	6.3	6.0	6.0	5.0	

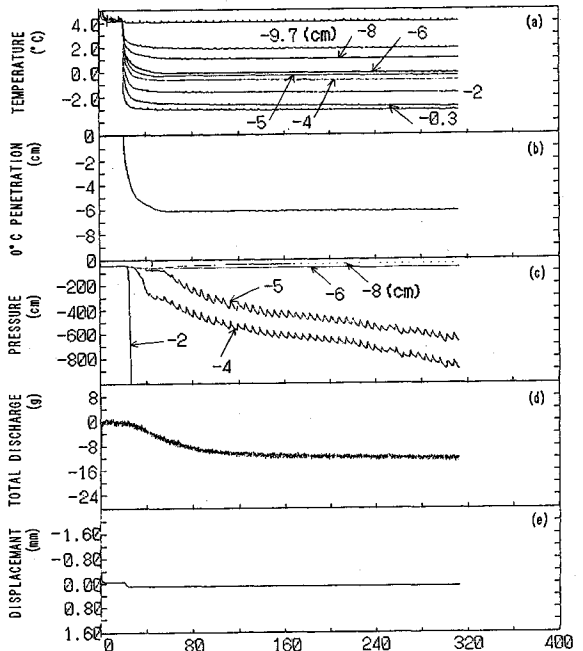


Fig. 5 Record of temperature, 0°C isotherm penetration, pressure head, water discharge and displacement, ( $\theta = 0.14$ )

についての測定結果を中心に結果について述べる。

(1) 計測値の経時変化

a) 温度

温度の経時変化をFig. 5 (a) に示す。上部冷却槽の温度を-5°Cに設定すると、試料の上部から温度低下が生じ、0°C~-2°Cまで低下した時点で一度温度が0°C付近に上昇した後再び低下して定常状態となった。温度の一時的な逆転は、表面付近で過冷却された水が氷に相変化する時発生する潜熱によるものであり、この時点から地盤の凍結が開始されたものと判断できる。温度は、ほぼ40時間程度経過すると降下速度が低下し、その後はゆっくりと低下を継続する。このような低下傾向は、一次低下と二次低下に分けることができる。一次低下は、表面温度の低下による温度の再配分が主体をなし、二次低下は、水分移動によって凍土側及び未凍土側の熱度数が変化し、これによって温度が再配分されるものとみなすことができる。このような温度低下は、一般にTransient freezing 及び Quasi steady state freezing と呼ばれる凍結様式に対応していると考えられる。

Fig. 5 (b) に、温度計測結果から0°Cの深さの経時変化を計算して図示した。0°C線の進行は、凍結初期に速いが、40時間後にはほぼ停止した。後に述べるように、0°C線は直接凍結前線の進行に対応するものではないが、おおよその凍結前線の進行を表している。

b) 間隙水圧

Fig. 5 (c) に、間隙水圧の経時変化を示す。図に見られるように、深度20mm, 40mm, 50mmの間隙水圧は、上部から順に低下し始め、時間とともに低下量は大きくなった。また、最終値は深度が浅い程大きく、深度20mmでは800cmの測定限界を越えた。負圧の発生時点は、ほぼ0°C線の通過時に対応している。また、温度がほぼ定常になった後も継続して変化している。これに対して、60mm, 80mmの間隙水圧については、上部ほどの大きな変化は生じていないが、上部の間隙水圧変化に対応して低下している。上部の間隙水圧計の間隙水圧変化が0°C線の通過に対応していることから、間隙水圧低下の原因は間隙水の凍結によるものと考えられる。また、下部の間隙水圧の低下は、凍結面への吸水によって生じたものである。このような変化は他のケースでも同様であった。

c) 吸水量

Fig. 5 (d) に吸水量の時間的増加総量を示す。この例では、時間の経過とともに水槽内の水が試料内へ吸水されている。吸水の経時曲線は0°C線の進行曲線と似ているが、一次低下での傾斜がゆるやかで、二次低下での吸水量が大きい傾向にある。これは凍結進入時の吸水量が比較的少なく、進入がほぼ停止した後も吸水が継続していることを意味している。このような傾向は、体積含水率0.07, 0.14, 0.21の試料についてみられたが、体積含

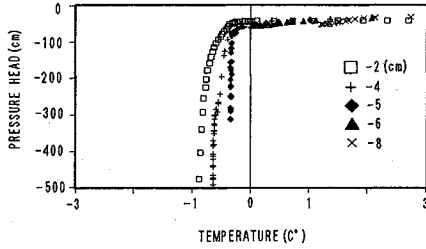


Fig. 6 Relationship between pressure head and temperature, ( $\theta = 0.14$ )

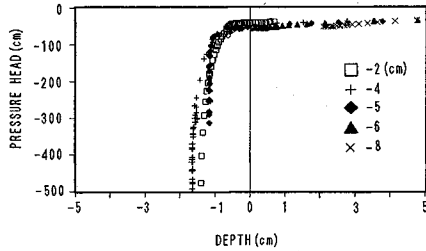


Fig. 7 Pressure head vs. distance to 0°C isotherm

水率0.28及び0.35の試料については吸水はみられず、0.35では少量ではあるが排水が観測された。後に述べるように試験終了後の体積含水率測定結果によれば、0.35の試料は凍結前線での体積含水率の増加はみられなかった。0.35での排水はこの結果と対応している。この原因については後に考察する。

d) 表面変位

Fig. 5(e)に見られるように、試料上部の有意な変位は計測されなかった。これはいずれのケースでも同様であった。

(2) 温度と間隙水圧の変化

Fig. 6に温度と間隙水圧の関係を図示している。間隙水圧は $-0.2^{\circ}\text{C} \sim -0.4^{\circ}\text{C}$ 付近から急激に低下しており、試料上部では温度の低下とともに間隙水圧が低下し、中央部では温度一定で間隙水圧が低下している。このような傾向はすべてのケースで測定された。この結果からみると、当試料では $-0.3^{\circ}\text{C}$ 付近で間隙の水の大部分が氷結すると考えることができる。上部で間隙水圧の低下が遅れるのは、氷の生成速度が温度降下速度に追従できないためと考えることができる。

(3) 0°C温度線と間隙水圧の関係

Fig. 7に、間隙水圧の発生する位置を確認するために、0°C線の位置と、間隙水圧の大きさの関係を示す。負圧は、0°C線が測点に接近するとともに増加を始め、1cm程通過した後に急激に増加する。間隙水圧の急激な増加が相変化によるものと考え、急激な増加が開始される点で氷が析出し始め(凍結前線)間隙の水の大部分が氷結すると測定限界以上の間隙水圧が発生すると考えら

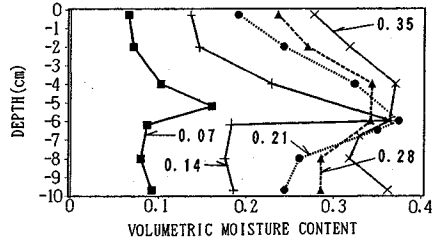


Fig. 8 Volumetric moisture content profile at the end of experiment

れる。図から氷の生成領域は表面ほど広いことが読みとれる。この領域は、Millerのフローゼンフリンジに対応するものと考えられる。0°C線が測点に達する以前の負圧の増加は、凍結領域への吸水によるもの、0°C線通過後の急激な変化は、相変化によるものと考えられることができる。

(4) 体積含水率測定結果

Fig. 8に各ケースについて試験終了時の体積含水率測定結果を示す。いずれのケースにおいても、凍結前線付近では体積含水率が初期体積含水率より増加した。また、初期体積含水率が0.07以外の土ではいずれも0.37程度と大きな値となっており、それ以上は増加していない。これは飽和度で78%に相当する。これから判断すると、本試料では飽和度が約80%以上の凍土になると、水の移動が生じにくくなるものと考えられることができる。過去の研究によれば<sup>4)</sup>、シルト・粘土の凍土は、凍結面付近の飽和度が85%以上になった時点で生じるとされている。これは、間隙がほぼ飽和されて空気は独立気泡となり、アイスレンズが発生し始めるためであるとされるが、今回の試験で水の移動が停止するのも、同じように間隙が飽和するためと考えられる。ただし、砂では、土の骨格を押し抜けて吸水するだけの吸水能力がないため、それ以上の吸水は生じないものと考えられることができる。体積含水率0.35の試料については、凍結しても同じ理由により含水率の変化は見られず、逆に凍結中には相変化による水の体積膨張のため排水挙動が観測された。

一方、地表面付近では、体積含水率は初期体積含水率より低下している。このような体積含水率の変化は、試料設置後同一温度で放置した期間中の不飽和土内の水分の再配分と凍結期間中の水分移動によるものである。後に述べる解析によれば、本試験においては、凍結開始までの放置期間内、不飽和土内の水分再配分は80~90%を終了している。上部で体積含水率が低下しているのは、放置期間中の水分再配分の結果である。

5. 解析

(1) 解析方法

地盤の凍結は水分と熱の移動が連成された現象である。

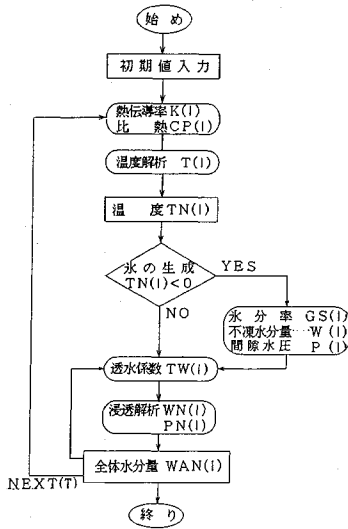


Fig. 9 Flow chart of ground freezing analysis

これらを連成させた解析は、Harlan<sup>21)</sup>によって提案されて以来、Taylor & Lutin<sup>17)</sup>、Jame & Norum(1980)<sup>21)</sup>等によって発展させられたがこれらの解析は差分法による。差分法以外では最近Lewis等(1988)<sup>22)</sup>が、有限要素法により解析したことを報告している。ここでは、移動現象の解析において収束性がよいとされる積分差分法(Integrated finitedifference method)により解析を行う。Harlanが示した熱及び水分移動の支配方程式は、積分形で次式のように示される。

熱の移動

$$\int_{V_e} \rho \cdot C_p \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \cdot dVe = \int_{\Gamma_e} \lambda \cdot \nabla T \cdot n \cdot d\Gamma_e + \int_{V_e} \rho_i \cdot L \cdot \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \cdot dVe + \int_{\Gamma_e} \lambda_s \cdot (T - T_1) \cdot n \cdot d\Gamma_{e_s} \dots (1)$$

水分の移動

$$\int_{V_e} \rho_w \cdot S_s \cdot \frac{\partial \phi}{\partial t} \cdot dVe = \int_{\Gamma_e} k \cdot \nabla \phi \cdot n \cdot d\Gamma_e + \int_{V_e} \rho_i \cdot \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \cdot dVe \dots (2)$$

ここに

- $\rho$  : 土の単位体積重量
- $C_p$  : 土の比熱
- $T$  : 温度
- $T_1$  : 環境温度
- $t$  : 時間
- $V_e$  : 要素の体積
- $\Gamma_e$  : 要素の境界の面積
- $\Gamma_{e_s}$  : 壁面の面積
- $\theta_i$  : 体積含水率
- $\rho_w$  : 水の単位体積重量
- $\rho_i$  : 氷の "
- $\phi$  : 間隙水圧
- $k$  : 不飽和透水性係数
- $\lambda$  : 熱伝導率
- $\lambda_s$  : 熱伝達率
- $L$  : 潜熱
- $n$  : 法線ベクトル

Table 4 List of input data for ground freezing analysis

土及び浸透定数		熱定数	
土の乾燥単位体積重量 (Mg/m <sup>3</sup> )	1.42	鉱物の比熱 (MJ/m <sup>3</sup> ·K)	2.13
水の単位体積重量 (Mg/m <sup>3</sup> )	1.00	水の比熱 (MJ/m <sup>3</sup> ·K)	4.18
氷の単位体積重量 (Mg/m <sup>3</sup> )	0.917	氷の比熱 (MJ/m <sup>3</sup> ·K)	1.73
飽和透水性係数 (m/s)	4.0 × 10 <sup>-5</sup>	鉱物の熱伝導率 (W/m·K)	2.92
エ-インドライバ`リュ- (m)	0.12	水の熱伝導率 (W/m·K)	0.57
不飽和特性の係数 b	1.0	氷の熱伝導率 (W/m·K)	2.18
		潜熱 (J/kg)	330

式(1) 右辺第2項は、氷の生成による潜熱の発生、第3項は壁面からの放熱を表し、式(2) 右辺第2項は、氷の生成による水分の減少を表している。熱の移動と水分の移動は、氷の生成項を介して連成される。

式(1) は、相変化を伴う移動境界問題であり解析には困難を伴うが、ここでは数値計算に適した温度回復法により解析した。温度回復法は、金属の凝固解析に対して大中等によって提案された手法で<sup>23)</sup>、潜熱の放出の代わりに含水率の増加を考え、含水率が1となった時点で領域の相変化が終了するとみなすものである。

不飽和土に対する温度回復法は次のようになる。含水率が $\Delta \theta_i$ 増大したとすると、潜熱放出量 $Q_s$ は次式で示される。

$$\Delta \theta_i = \Delta g_i \cdot \theta$$

$$Q_s = \rho_w \cdot V \cdot \theta \cdot \Delta g_i \cdot L \dots (3)$$

ここに、

- $\theta$  : 全体含水率
- $g_i$  : 氷生成率
- $V$  : 体積

潜熱の放出を考えずに温度解析を行い、 $\Delta t$ 間の相変化開始温度( $T_1$ )からの温度低下量 $\Delta T$ を求める。 $\Delta T > 0$ なら相変化が生じ、潜熱の放出によって温度は $T_1$ に回復する。したがって、

$$Q_s = \rho \cdot V \cdot C_p \cdot \Delta T \dots (4)$$

式(3), (4)は等しいことから次式となる。

$$\Delta g_i = C_p \cdot \Delta T / (L \cdot \theta) \dots (5)$$

これより、氷生成率 $g_i$ と $T$ の関係が分かれば式(1)を解くことができる。式(1)及び(2)の連成解析は積分差分法による数値解析<sup>24)</sup>により行った。解析フローをFig. 9に示す。

第1段階では、熱伝導解析を行い、各要素の温度から氷の生成量と含水率を計算する。第2段階では、浸透流解析を行い、水分移動量を計算し、要素の水分量を算出

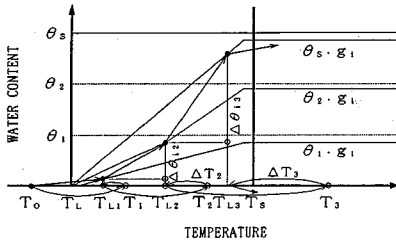


Fig. 10 Schematic of temperature recovery model for the ground freezing analysis

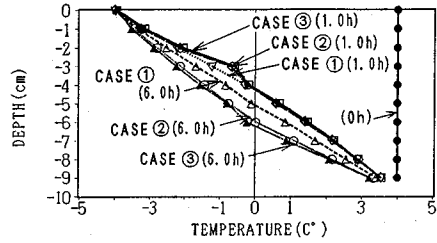


Fig. 11 Result of thermal analysis, (θ=0.28)

する。要素の新しい含水率と含氷率から比熱・熱伝導率を計算し、次段の熱伝導解析を行う。以上の繰り返しにより、凍結による水分移動量を計算する。

温度の境界条件は、上・下端で計測値に固定した。浸透の境界条件は、上端を不透水、下端をそれぞれの試験条件に合わせて圧力を固定した。

(2) 土質定数

a) 熱定数

比熱及び熱伝導率は、凍土・未凍土の構成物質の構成比から次式で算出した。

$$C_p = C_m \theta_m + C_w \theta_w + C_i \theta_i \dots\dots\dots(6)$$

$$\lambda = (A + B\theta - (A - D) \exp[-(C\theta)^4]) \times (1 + 2 \cdot \theta \cdot g_i) \dots\dots\dots(7)$$

ここに  $C_p$ : 土の比熱  $C_w$ : 水の比熱  
 $C_m$ : 鉱物の比熱  $C_i$ : 氷の比熱  
 $\theta_m$ : 鉱物の比率  
 A, B, C, D: 土による係数

式(7)の第1項は、McInnesの提案式である<sup>25)</sup>。第2項は氷の生成による補正項である。

b) 浸透係数

水分特性曲線及び不飽和透水係数は、Campbellの提案した次式を用いた<sup>25)</sup>。

$$\phi = \phi_s (\theta / \theta_s)^{-b} \dots\dots\dots(8)$$

$$k = k_s (\phi_s / \phi)^{2+b/3} \dots\dots\dots(9)$$

ここに

$\phi_s$ : 17-エントリ-ハリ-  $k_s$ : 飽和透水係数  
 $\theta_s$ : 土の間隙比  $b$ : 土による係数

定数 bは、実験値に適合させると1となった。凍土内の透水係数は、氷を間隙空気と同じとみなして、不凍水量から不飽和透水係数を算出した。Fig. 4に主な入力データを示す。

c) 不凍水分量と温度

凍土内の不凍水の量は温度とともに変化する。ここで

は、温度と含水率を線形と仮定し、次式を用いた。

$$g_i = \frac{T - T_L}{T_s - T_L} \quad T_L > T > T_s \dots\dots\dots(10)$$

$$g_i = 0.99 \quad T_s > T$$

ここに

$T_L$ : 相変化開始温度  $T_s$ : 相変化終了温度

$T_L, T_s$ には、それぞれ $-0^\circ\text{C}$ 及び $-0.6^\circ\text{C}$ を用いた。

Fig. 10に、式(10)を考慮した不飽和土における温度回復の概念を示す。図中  $T_0, T_1, T_2, T_3$ は温度解析による温度であり、 $T_{L1}, T_{L2}, T_{L3}$ は、潜熱放出によって回復させた温度を示している。

(3) 境界条件

温度境界条件として、上・下端に温度の測定値を入力した。浸透境界条件として、上端は不透水とし、下端はそれぞれの試験で固定した間隙水圧値を入力した。

(4) 凍結と温度変化

地盤内の温度変化は、水分の移動による熱伝導率や比熱の変化、相変化による潜熱の発生によって影響を受ける。Fig. 11には、水分の移動と潜熱の発生について、①どちらも考慮しない場合、②相変化による潜熱の発生のみを考慮した場合、③相変化による潜熱の発生と、水分の移動を考慮した場合の3ケースについて他の条件を同じにして解析した結果を示す。

解析結果は次のようになった。

㊸ 凍結線が進入している時点(1.0時間後)では、①のケースが最も温度低下量が大きい。これは②・③のケースでは潜熱の発生により凍結進入速度が遅れるためである。

㊹ 凍結線の進入がほぼ停止した時点(6.0時間後)では、③、②、①のケースの順に温度低下量が大きい。このうち、ケース①とケース②・③の違いは、氷の生成の有無により説明できる。すなわち、ケース②・③では、土の温度が氷点下に低下すると間隙内の水が氷に変化する。氷の熱伝導率は水より大きい。凍結土の熱伝導率は未凍結土の熱伝導率より大きくなる。したがって凍結線はケース①より深

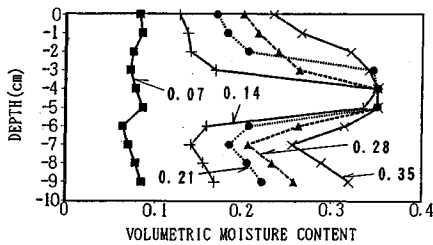


Fig. 12 Simulated volumetric moisture content profile

くなる。

③ また、6時間後のケース②、③を比較すると、③のケースの方が温度が低い。これは、ケース③では凍結面付近に水分が吸収されて全体含水率が大きくなり、これが凍ることによって熱伝導率がケース②より大きくなるためであると考えることができる。

## 6. 解析結果と考察

### (1) 体積含水率分布

試験終了時の体積含水率を解析した結果をFig. 12に示す。これをFig. 8の試験結果と比較すると、全試料に対して試料中央部において体積含水率の増加傾向が解析されており、凍結による水分移動の解析が良好であることが分る。しかし、なお以下の様な相違点を指摘することができる。

① 体積含水率0.07試料では、水分の集中量が試験結果に比べて少ない。

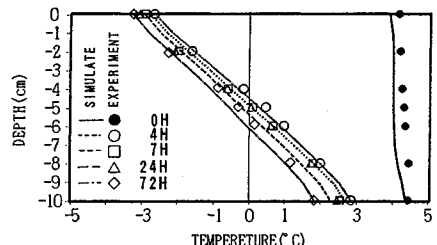
② 解析では、凍結領域直下での水分が試験結果に比べて少なく、未凍結部分の体積含水率変化が大きい。

以上の点は、いずれも低含水率領域の不飽和透水係数が小さめに評価されていることを示唆している。本解析で体積含水率の分布が正しく解析されるための必要条件としては、以下のようなものがある。

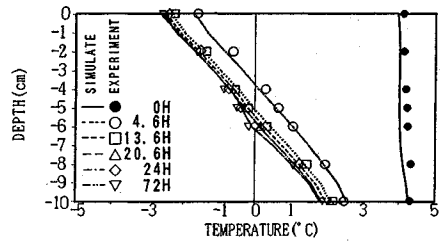
- ① 温度分布が正しく解析されること
- ② 透水係数が正しく設定されること
- ③ 氷点下での氷分量が正しく設定されること

今回の解析でこれらの影響をみると、①は、氷の生成場所を決定する要因であり、水分増加の位置を決定する。したがって、温度分布が異なると水分分布の位置が違ってくる。②は、水分移動量に影響を与え、透水係数が異なると水分分布形状が異なる原因となる。③は、水の吸引圧力を決定する。したがって、この設定が異なると、分布位置及び形状が異なってくる。なお、凍結部の透水係数について、Taylor等は、不飽和土との相似性から得られた値の1/100程度を使用することによって実験値と一致させることができると報告しているが<sup>17)</sup>、今回の結果ではその必要はなかった。

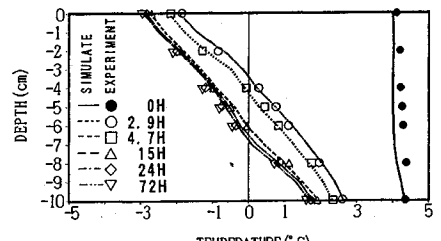
### (2) 温度分布



(a)  $\theta = 0.07$



(b)  $\theta = 0.14$



(c)  $\theta = 0.21$

Fig. 13 Temperature profiles estimated from experiment and simulation

体積含水率0.07、0.14、0.21試料の温度分布変化を、Fig. 13(a), (b), (c)に示す。図中試験結果は印で、解析結果は破線を表示した。図にみられるように、試験結果と解析結果はよく一致している。

温度分布が正しく解析される条件としては、以下の事項が考えられる。

- ① 比熱・熱伝導率及び熱伝達率が正しく設定されること
- ② 水分分布が正しく解析されること
- ③ フロースンプリングの温度範囲が正しく設定されること

本解析では、式(1)に示したように、試験装置からの放熱を考慮している。室内試験において、完全な断熱条件を得るのは困難であり、試験結果の解析に当っては必須の項と考えられる。今回の解析においても、この項を考慮しない場合には、温度低下量が過大に計算された。

水分移動が温度分布に与える影響については先に述べた。ここでは式(10)の影響について述べる。式(10)で



ローズンフリンジの温度範囲を広く取ると、フローゼンフリンジの温度はスムーズなカーブを描くような結果となり、狭くとった場合は、ある深度範囲にわたって同一の温度が広がった結果となる。このような結果は、潜熱の発生量に規定されるため、体積含水率が大きくなる程、潜熱発生量が大きくなり、温度分布に与える影響は大きい。

(3) 間隙水圧分布

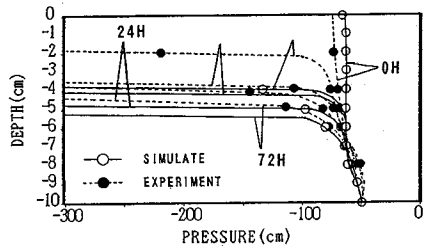
間隙水圧の解析結果を試験結果とともにFig. 14(a), (b), (c)に示す。図中の表示は温度解析と同様である。図には、間隙水圧が変化し始める付近の結果について示しているが、計算結果と試験結果は比較的一致していると言える。図にみられるように、この試料では、間隙水圧の変化が深度方向に急激に生じており、凍結がほぼ凍結前線の平面で生じていることがうかがわれる。凍結前線より後方の間隙水圧については、計算値と計測値にずれがある。これは、間隙水圧測定値の精度が悪くなっているためと考えられる。

以下にこの原因を考察する。間隙水圧の経時変化についてFig. 5(c)をみると、深度2cmの間隙水圧は急激に-1 kgf/cm<sup>2</sup>まで低下しているが、それ以深では、間隙水圧の低下は緩慢である。ポラスカップを用いた負圧測定では、カップの内圧が低下してセンサで圧力を測定するが、圧力低下時に内部の液が吸い出される必要がある。今回の測定では不凍液を用いているが、この不凍液がカップ周辺ににじみ出ると、土の凍結状況が変化することが考えられる。これは、凍結しない方向に働くため、負圧は小さくなるのが考えられる。これを考慮して、カップは極力小さなものを作成したが、なおこのような影響が出ているものと考えられる。このような影響は、凍結が進み負圧が大きくなる程大きく表れると考えられる。以上より、不凍液を用いた負圧測定では、未凍結部では浸透圧の影響を受けて大きく表れ、凍土内では小さく表れるものと考えられる。

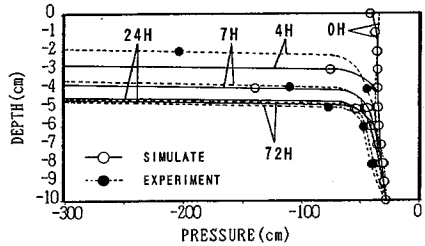
7. 結論

地盤の凍結による水分移動の解明を旨として、不飽和砂を用いたオープンシステムでの室内試験を実施し、次の様な結論を得た。

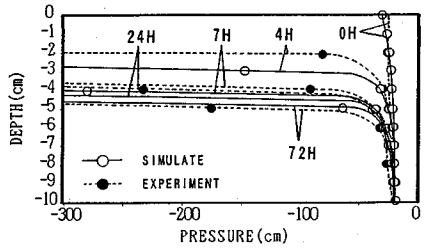
- (1) 従来の測定に比べて超小型のテンションカップに不凍液を封入して凍土内部の負圧を測定する手法を開発して、凍土内部の負圧を測定した。不凍液は浸透圧の影響を除くため、低濃度のものを使用した。また、小型化により瞬時計測が可能となった。
- (2) 不飽和細砂を用いたオープンシステムの凍結試験により、凍土内での負圧の発生が確認できた。凍結面への吸水は、この負圧が原因である。
- (3) 不飽和細砂の凍結による負圧は、1 kgf/cm<sup>2</sup>以上とな



(a)  $\theta = 0.07$



(b)  $\theta = 0.14$



(c)  $\theta = 0.21$

Fig. 14 Water pressure profile estimated from experiment and simulation

る。また、凍土と未凍土の境界は明瞭であり、フローゼンフリンジの領域はほとんどない。

- (4) 凍土内の氷を間隙空気と同じと見なして、凍土と不飽和土の不飽和特性を相似と仮定し、凍結による水分移動の解析を行い、試内試験結果と比較した。解析は熱伝導と浸透を連成させ、積分差分法により実施した。その結果、水分分布、温度分布とも、試験結果をシミュレートできた。
- また、今後の課題として以下のような点があげられる。
- (1) 負圧測定手法に関して、高志等は飽和土の凍上力をバックプレッシャーを載荷して測定しており、このような手法を改良することにより不飽和土においても1 kgf/cm<sup>2</sup>以上の負圧も測定していく必要がある。
  - (2) 凍上性の高いシルト質土について、凍結時の体積含水率や密度の経時変化がRIを用いて測定されている。同様な手法を用いて不飽和砂の凍結時の水分移動現象を明らかにし、シミュレーションのこの妥当性を検討していく必要がある。

参考文献

- 1) 木下誠一他：凍土の物理学，森北出版 1982.9.
- 2) 木下誠一他：土の凍結—その制御と応用，土質工学会 1982.12.
- 3) B. D. Kay and E. Perfect: State of the art: Heat and Mass transfer in freezing soils, 5th international symposium on Ground Freezing, pp.3-21, 1988.
- 4) Miller, R.: Freezing and heaving of Saturated and unsaturated soil, Highway Res. Record No.393, pp.1-11, 1972.
- 5) 亀井健史・小川正二他：不飽和粘性土の凍上メカニズム，土木学会論文集 No.382, pp.201-208, 1987.
- 6) 亀井健史・小川正二他：クローズドシステム条件における粘性土の凍上現象と水分移動の関係，土木学会論文集 No.394, pp.45-51, 1988.
- 7) 高志勤・住吉正光：液化低温ガス貯蔵用地下タンク周囲の地盤の凍結について(1),(2)，冷凍Vol.44-504, pp.20-32, Vol.47-536, pp.1-17, 1972.
- 8) Hoekstra, P.: Water movement and freezing pressure, Proc. Soil. Science Soc. of America, Vol. 33-4, pp.512-518, 1969.
- 9) Harlan, R.: Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen Soil, Water Resources Research. No.9, pp.1314-1322, 1973.
- 10) Miller, R.: Frost heaving in non-colloidal soils, Proc. 3rd International Conf. Permafrost, Canada, pp.707-713, 1978.
- 11) Gilpin, R. R.: A model for the prediction of ice-lensing and frost heave in soils, Water Resources Research, Vol.16, pp.918-930, 1980.
- 12) Takagi, S.: The adsorption force theory of frost heaving. Cold Regions Science and Technology, Vol. 3, pp.57-81, 1980.
- 13) 土壌物理研究会：土の物理学，森北出版，1980.
- 14) 福田正己：凍上過程での土中の水分ポテンシャル分布について，雪氷Vol.42, No.1, pp.33-40, 1980.
- 15) 武田一夫：アイスレンズの形成条件に基づく凍上性判定の試み，雪氷 Vol.49-2, pp.75-86, 1987.6.
- 16) Mckim, H. & R. L. Berg et al.: Development of remote reading tensiometer transducer System for use in subfreezing temperature, Proc. 2nd Conf. on soil water problem in cold regions, pp.31-45, 1976.
- 17) Taylor, G. and Lutin, J.: A model for coupled heat and moisture transfer during soil freezing, Canadian Geotechnical Journal. No.15, pp.548-555, 1978.
- 18) 福田正己・中川茂：土の凍結過程での熱と水の流れの数値解析，雪氷 Vol.44-1, pp.13-21, 1982.3.
- 19) E. Yanagisawa, Y. J. Yao, A. Kashiwazaki: Numerical analysis of moisture movement in soils during freezing, 6th international conference on numerical method in geomechanics/NAGOYA, pp.575-580, 1985.9.
- 20) 了戒公利：熱と水の流れを結合した飽和土の凍上解析とその応用，第20回土質工学研究発表会，pp.861-864, 1985.6.
- 21) Jame, Y. and D. I. Norum.: Heat and mass transfer in a freezing unsaturated porous medium Water Resources Research, Vol.16, pp.811-819, 1980.
- 22) R. W. Lewis et al.: Some novel techniques for the finite element analysis of heat and mass transfer problems, INTERNATIONAL JOURNAL FOR NUMERICAL METHODS IN ENGINEERING, Vol.25, pp.611-624, 1988.
- 23) 大中逸雄：コンピュータ伝熱・凝固解析入門，丸善，1985.1.
- 24) 西垣誠・二見康夫・河野伊一郎：積分差分法による異方性帯水層の浸透解析，土質工学会論文集Vol.26, pp.169-179, 1986.9.
- 25) S. キャンベル・(中野 他訳)：パソコンで学ぶ土の物理学，鹿島出版会，1987.4.

(1992.6.22受付)

## RESEARCH ON SOIL WATER BEHAVIOR DURING UNSATURATED SANDY GROUND FREEZING

Makoto NISHIGAKI, Yoshihiko UMEMA and Iichiro KONO

Soil water movement during ground freezing is one of an important subject to explain the ground water in cold district. But the force of the ground water flow has not been observed in freezing unsaturated sandy soils yet. In order to make clear the cause of this type behavior, some experiments of soil freezing are carried out and the soil pore-water pressure phenomena in freezing soil are measured. To estimate the ground water movement in freezing soil, a numerical analysis is developed by using integrated finite difference method with coupling heat and ground water movement. The observed results are compared to the simulated results of coupled heat and ground water flow. These are good agreement.