

凍結期における自然地盤の熱流特性

楊 照宇¹・鈴木輝之²・澤田正剛³・山下 聡⁴

¹学生会員 工修 北見工業大学大学院博士後期課程学生 システム工学専攻

²フェロー会員 工博 北見工業大学教授 土木開発工学科 (〒090-8507 北見市公園町165)

³北見工業大学講師 土木開発工学科

⁴正会員 工博 北見工業大学助教授 土木開発工学科

本研究は凍結期における自然地盤の土中温度条件と凍結・凍上の発生状況との関係を検討したものである。北見工業大学構内の屋外凍上実験フィールドにおいて冬期間の土中温度、熱流、凍上量、凍結深さなどの動態観測を2001年11月から2002年5月まで行った。観測の結果、凍結期の自然地盤中の温度特性や熱流の変化が定量的に明らかにされた。また、これらの熱的特性が、凍結・凍上にともなって発生する潜熱と強く関係していることが明らかになった。

Key Words: frost action, temperature gradient, heat transfer, natural ground

1. まえがき

土が凍結するときにアイスレンズが造成され、体積が増加する現象を凍上と呼んでいる。構造物の周辺地盤で凍上が発生すると、その構造物に重大な被害をもたらす場合が多い。特に寒冷地では、凍上対策は地盤工学分野の重要な課題の一つである。

土の凍上発生メカニズムを基本的に解明しようとする研究は多くあり、その流れは木下¹⁾によって紹介されている。また、最近では完全凍上を実験的に再現して、凍上発生時の熱流を解明しようとする新しい研究もある²⁾³⁾。これら多くの研究は凍上理論の急速な進歩をもたらしているが、凍上の基本的なメカニズムは、物理的には未だ十分に解明し切れてはいないのが現状である。一方、現象的には地盤凍上の原因となる凍結膨張が凍結面付近で発生し、その原動力となっているのが熱の動きであることは間違いない。凍結した土あるいは地盤の熱的挙動を調べる研究はこれまでもいくつか見られる。Kersten⁴⁾、澤田⁵⁾らは室内実験を行い、凍土と未凍土の熱伝導率の特性を定量的に明らかにしている。田沼⁶⁾、福田⁷⁾は屋外実験を行い、自然地盤中の熱流を実測した。市川⁸⁾は地盤中の熱伝導率と熱輸送の新しい数値解析を試みている。

自然地盤の熱的挙動は地表面における熱収支だけではなく、土の含水比が変化して熱伝導率などの熱物性値が変化することの影響も受ける。さらに、寒冷地の地盤凍

結期には、土の凍結に伴う熱物性値の変化や潜熱の発生などが、地盤の熱的挙動を複雑にする。

本研究は凍結期における自然地盤の熱的挙動を定量的に把握することを目的としたものである。北見工業大学構内の屋外実験フィールドにおいて、凍結期をはさんだ秋季(未凍結期)から春季(融解期)にかけて、気温、土中温度、および土中熱流の詳細な測定を行い、並行して地盤の凍結・凍上の測定を行った。

本論文中では先ず凍結・凍上発生を支配する外的因子とされている凍結面付近の温度勾配を、土中温度の実測値から算出した。温度勾配は日々の短期的な気温変化に対応して変動するが、その変動幅は深さとともに急速に減少し、さらに時的遅れを伴うようになる。本実験地盤では、わずか50 cm程度の深さで温度勾配の短期的な変動はほとんど見られなくなった。また凍結期の温度勾配は凍土側と未凍土側とで異なり、未凍土側ではその値が小さくかつ変動も少ない。一方、凍土側では温度勾配の値も大きく、変動も大きい。この凍土側と未凍土側の温度勾配の違いは、主として凍結・凍上による発生潜熱量とその移動に対応していることが明らかになった。

地盤中の熱流は10 cmの深さ間隔で設置した熱流計で実測した。熱流の変化は、温度勾配の変化にほぼ対応したものとなる。凍結期における地盤の凍土層中の熱流は、移動水分の凍結による潜熱(凍上発生による潜熱)の流れと、既存水分の凍結による潜熱(凍結進行による

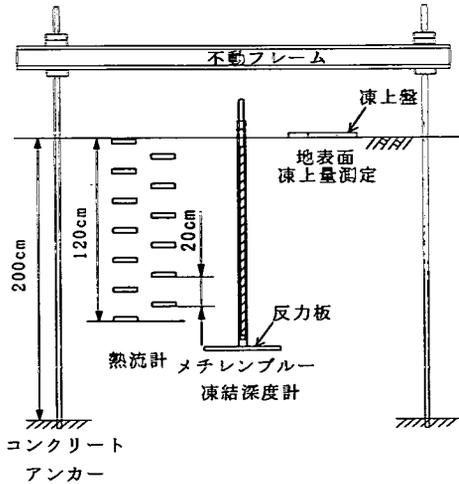


図-1 実験フィールド測定状況

表-1 実験フィールドに用いた土の性質

| 土粒子密度 | | 2.51 g/cm ³ |
|-----------------|--------|------------------------|
| 粒度 | 砂分 | 47.7% |
| | シルト分 | 39.3% |
| | 粘土分 | 13.0% |
| 締固め試験 | 最適含水比 | 26.0% |
| | 最大乾燥密度 | 1.395g/cm ³ |
| 凍上試験 (排水工指針) | 凍上率 | 63.3% |
| | 凍結様式 | 微細霜降状凍結 |

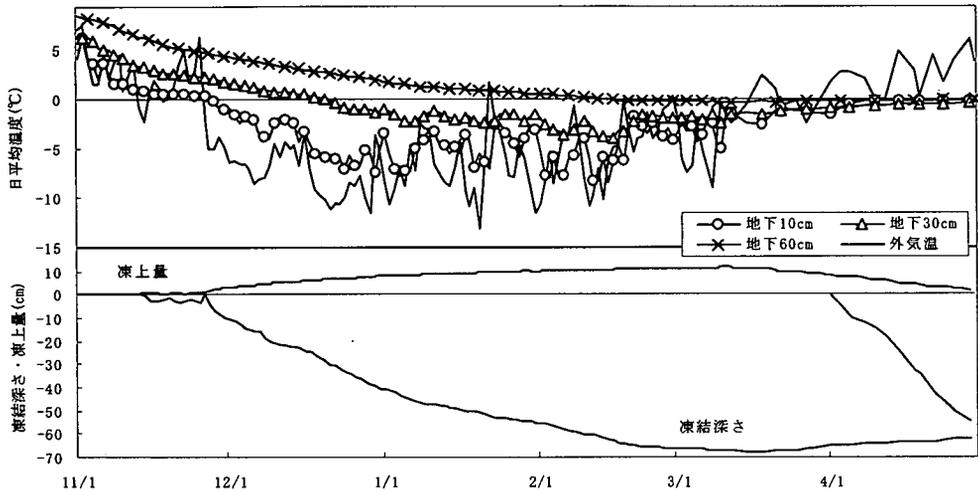


図-2 土中温度と地盤凍結・凍上の推移

潜熱)の流れ, および未凍土側からの熱流の3つに分けることができる。これら3つの熱流を定量的に算定して比較すると,凍結進行による潜熱がもっとも卓越して現れ,移動水分が凍結してアイスレンズが出来ることによる発生潜熱や,未凍土側からの熱流は相対的に小さな値になることが分かった。

地盤の温度勾配と熱流量を実測すると,これらの値から地盤の熱伝導率を逆算することができる。本実験ではこの熱伝導率の値を長期間にわたり,かつ連続的に捉えた。その結果,凍結期の自然地盤の熱伝導率が,地盤中の水分の移動や凍結によって変化していく状況を明らかにすることが出来た。また凍結地盤の熱伝導率の値は,同一含水比で室内実験によって求められる値よりも小さくなり,この原因が自然地盤におけるアイスレンズの存在などに起因していることが推測された。

2. 測定内容

測定場所は北見工業大学構内の凍上実験フィールドである。フィールドは深さ2mまでを凍上性の土と置き換えて造成された均一な平坦地盤である。表-1に地盤材料の性質を示す。図-1に観測に用いた計測装置の設置状況を示す。不動フレームは凍上量などの変位量を測定するときの不動点として用いられ,凍上による持ち上がり防止のために,地下2mに埋設したコンクリートアンカー(幅60cm×高さ50cm×長さ320cm)に固定されている。

土中熱流と土中温度は共に熱流計によって2時間間隔で自動計測した。用いた熱流計は薄層板型(長さ5cm×幅3cm×高さ0.3cm)のもので,設置位置の熱流と温度の両方の計測ができる。熱流計は深さ10cm間隔で最大

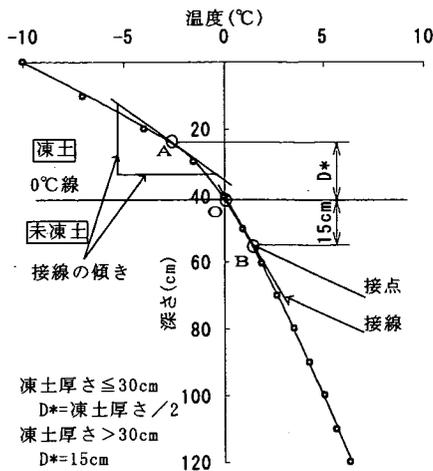


図-3 温度勾配の求め方

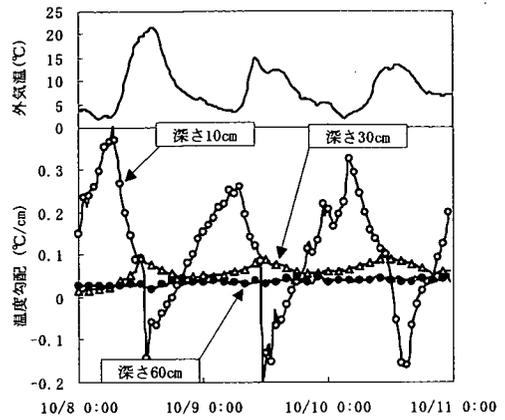
深さ120cmまで計測し、土中熱流の流れの影響を防止するために、2列に分けて、熱流計間に20cm間隔で設置した。凍結深さはメチレンブルー凍結深度計を用いて、1日1回午前10時に測定した。凍上による凍結深度計の持ち上がりを防止するために、凍結深度計の外管の下端は反力板で未凍土層中に固定した。凍上量の計測は直径10cm、厚さ5mmの凍上盤を地表面に置き、その持ち上がり量を変位計によって2時間間隔で自動計測した。以上の土中熱流と土中温度の計測は通年で行い、凍結深さ、凍上量の測定は2001年11月から開始し、2002年5月の凍土が無くなる時まで継続した。

積雪の断熱効果によって大気と地表面との熱収支の条件が変化することを防ぐために試験場所は常に除雪した。また周辺の建物の影響で直射日光の当たり方が不均一になることを防ぐため、フィールド地表面への直射日光は三面に設置した垂直壁によって常時遮断した。

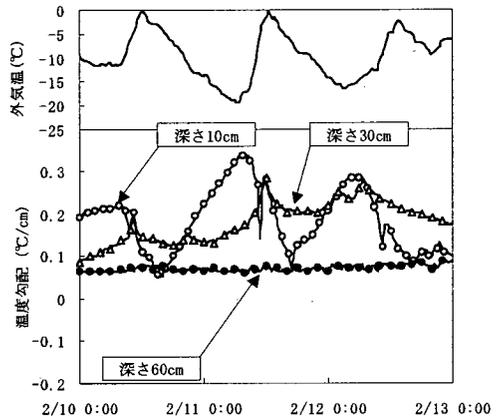
3. 気象条件

図-2に測定期間の外気温及び土中温度、凍上量、凍結深さの推移を示す。

11月8日から一時的なマイナスの気温が現れ始めた。この時期の気温はプラス側とマイナス側の両方が現われ、地盤は凍上と融解沈下を繰り返した。11月下旬から日平均気温が連続的にマイナスとなり、この寒さは3月上旬まで続いた。2月14日には今冬の最低気温-20.4℃(日平均気温-10.2℃)を記録した。この間、凍結深さは連続的に増加している。3月中旬になりプラスの日平均気温が再び現われ始めると、主として地表面側から地盤の融解が進行している。



(a) 未凍結期



(b) 凍結期(凍結深さ60cm)

図-4 土中温度勾配の短期的推移

4. 自然地盤中の温度勾配

地盤の凍上現象は、土質、温度、水分、荷重の4つの因子によって支配される^{11)~13)}。土に凍上を起こさせる原動力は、熱流であり、その熱流は温度勾配に支配される。本節では冬期間の地盤中の温度勾配がどのような値をとり、どのように変化するかについて述べる。

(1) 温度勾配の算出

土中温度勾配の算出方法を図-3によって説明する。まず各深さ毎の土中温度の実測値から、任意時刻における土中温度分布の連続曲線を作成する。この曲線と0℃点から引かれた縦軸との交点を通る水平線を0℃線(凍結線)とする。この曲線の接線の傾きがその接点位置における温度勾配となり、一般的には深さとともに連続的に変化する。ここでは、凍結面近くの温度勾配の経時的変化をとらえるために、任意時刻における凍土側と未凍土側の各々を代表する温度勾配の値を次のように決めた。曲線上に凍結線より凍土側へ15cm離れた点(図中

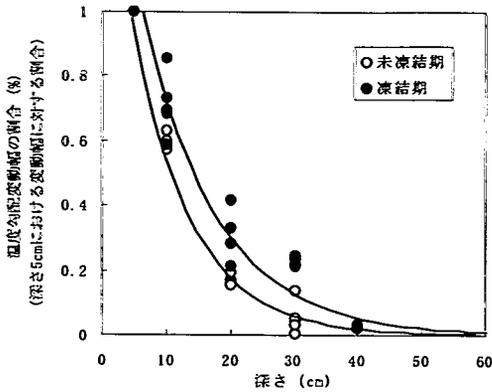


図-5 土中温度勾配変動幅と深さの関係

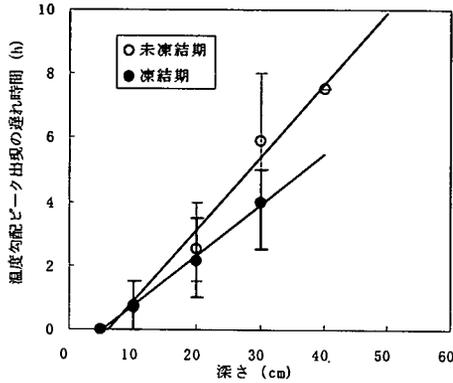


図-6 土中温度勾配ピーク出現の時間的遅れと深さの関係

の点A)及び凍結線より未凍土側へ15cm離れた点(図中の点B)の二点を決定する。凍土厚さが30cmより薄い場合、凍土側のA点は凍結線より上に凍土厚さの1/2離れたところに設定する。この二点において土中温度分布曲線の接線を描いてその傾きを求め、それぞれの値を凍土側及び未凍土側の温度勾配としている。これら2つの温度勾配は、それを求める位置が凍結の進行とともに移動して行く。一方、任意の固定された深さにおける温度勾配の推移も求めているが、温度分布曲線の接線の傾きを温度勾配としている点は同じである。

(2) 任意の深さにおける温度勾配の推移

図-4に未凍結期と凍結期の土中温度勾配の変動を示す。土中温度勾配の変化は気温の変化によってもたらされている。未凍結期の地表面付近は夜間に温度勾配がプラス(熱が土中から地表に流れる)となり、昼間はその逆となる。一方、凍結期の土中温度勾配も同様の变化傾向を示すが、この場合は常にプラスの値となり地表面から放出される熱が卓越していることが分る。土中温度勾配は深くなる程変動幅が小さくなり、さらに気温変動に対する時間的な遅れも大きくなっている。地下60cmの深さでは、温度勾配の一日の間での短期的な変動はほと

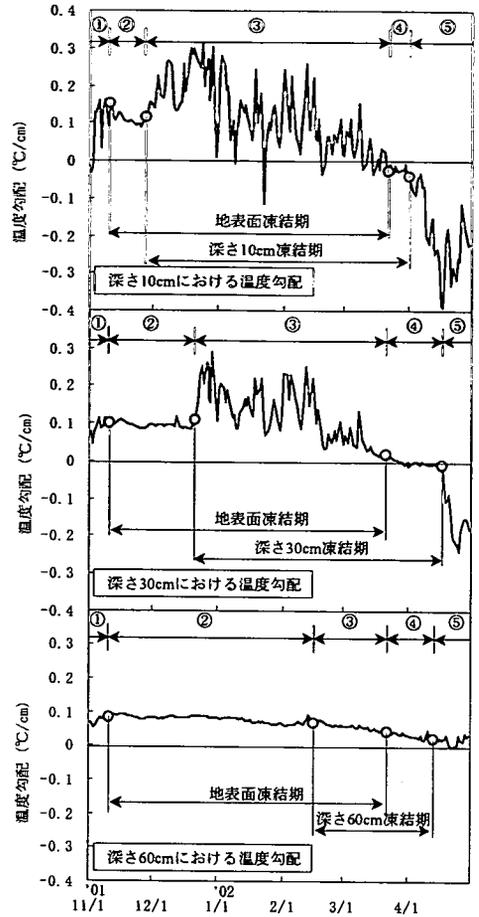
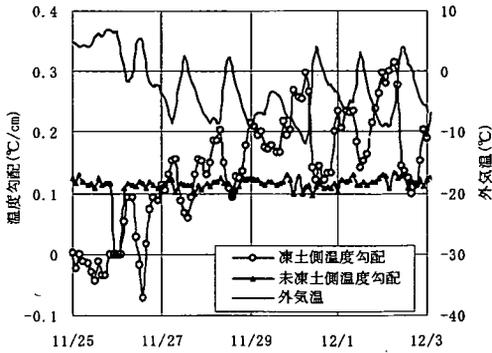


図-7 日平均土中温度勾配の推移

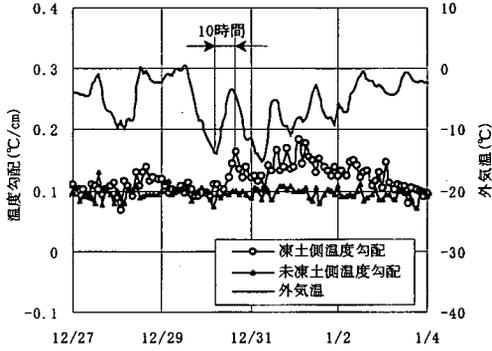
んど認められない。

図-5に土中温度勾配の変動幅の割合(深さ5cmにおける土中温度勾配の変動幅に対する各深さの土中温度勾配変動幅の割合)の減少と深さの関係を示す。土中温度勾配の変動幅の割合は深さ30cm程度までの間で、急に小さくなって行くことが分る。図-6に土中温度勾配ピーク出現の時間的遅れと深さの関係を示す。遅れ時間と深さの間には直線的関係が認められ、地下30cmでの温度勾配の変動は地下5cmのところより4~8時間、平均6時間程度の遅れが現れている。以上図-5及び図-6に示すように、一日の間の昼夜間での気温変化に対応する短期的な土中温度勾配の変化が顕著に現れるのは、深さが30cm~40cmくらいまでのところであり、この深さでは気温変化の影響が現われるまでに6時間以上の時間的遅れのあることが分る。

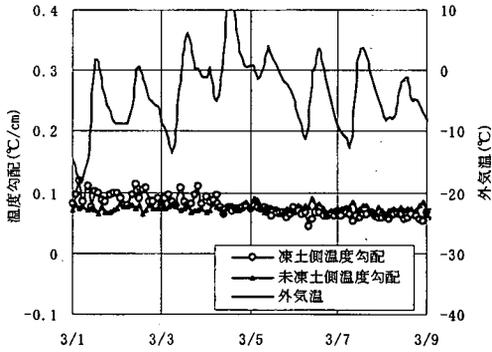
図-7に各深さの凍結期も含めた日平均土中温度勾配の長期的な推移を示す。任意の深さにおける土中温度勾配の推移は凍結状況によって、①凍結前、②凍結面が観測点より上にあるとき、③凍結面が観測点より下にある



(a) 凍結初期 (凍結深さ 0 ~ 30cm)



(b) 凍結中期 (凍結深さ 30 ~ 50cm)

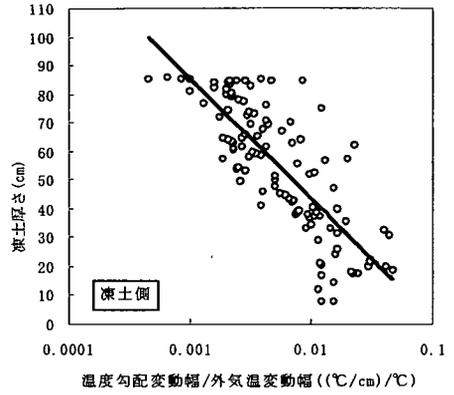


(c) 凍結末期 (凍結深さ 50cm ~)

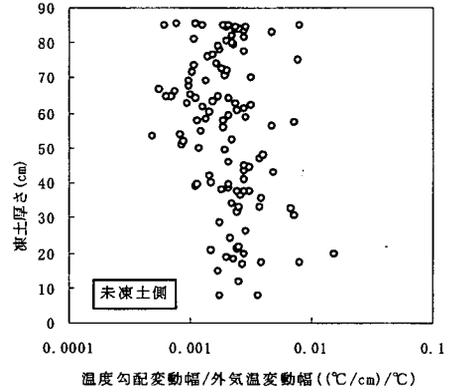
図-8 凍結面付近温度勾配の推移

とき、④地表面から融解が始まり、観測点は凍結しているとき、⑤観測点の下まで融解したときの五つの時期に分けることができる。

凍結前である①の時点では、温度勾配の変動は未凍土の熱伝導性と深さに支配され、地下浅いところでは温度勾配の変動が大きいが、深くなると小さくなる。凍結面が観測点より上にある②の時点では、気温の変化に伴う凍土中の温度勾配の変化は凍結・凍上によって凍結面付近で発生する潜熱量の変化と対応するため、凍結面より下の未凍土中にある観測点では気温変化の影響を受けることなく、土中温度勾配は安定して、ほぼ一定の値0.1°C/cmで推移している。凍結が観測点の下に達する③の



(a) 凍土側



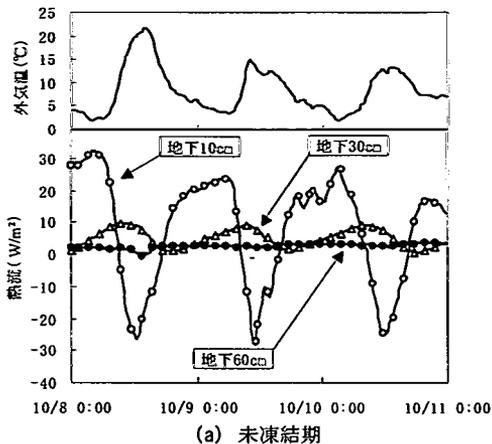
(b) 未凍土側

図-9 外気温が凍結面付近温度勾配に及ぼす影響と凍土厚さの関係

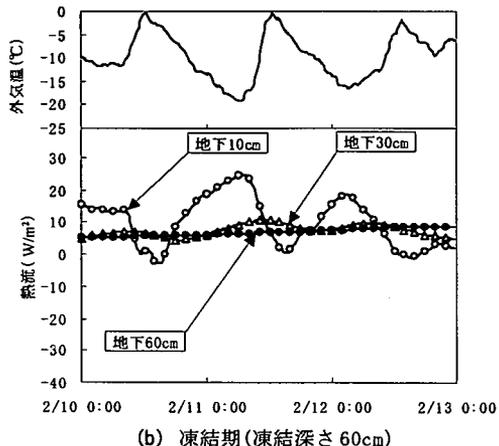
時期では、気温変化に対応した潜熱の移動が観測点を含む凍土を通して行われるので、土中温度勾配は大きく変動する。地表面から融解が始まるが、観測点は融解していない④の時期には、熱流の方向が地表面から土中へと逆転して気温の変化は融解熱と対応するため、土中温度勾配はゼロ付近の値で再び安定した。このとき凍土層中の温度はほぼ0°C付近である。観測点の下まで融解が進行する⑤の時期には、気温変動に対応した融解熱のやりとりが観測点の位置を通して行われるため、土中温度勾配の変動が再び起こり、値はマイナスになり熱流の方向は上から下へ逆転する。

(3) 凍結面付近の温度勾配

図-8に凍結初期(11月25日~12月3日)、中期(12月27日~1月4日)、末期(3月1日~3月9日)における凍結面付近の温度勾配の経時変化を示す。凍結初期の凍結深さが30cm程度までのとき、外気温の短期的変動の影響が凍土側温度勾配の変化に強く現れ、外気温が極大値となるとき、凍土側温度勾配は極小値を示す(図-8(a))。一方、凍結が進行して凍土層が厚くなると、凍土側温度勾配に対する短期的外気温変動の影響は小さく



(a) 未凍結期



(b) 凍結期(凍結深さ60cm)

図-10 土中熱流の短期的推移

なり、その変動幅は非常に小さくなっている(図-8(c)). また、気温変化に対する凍土側温度勾配の変化に時間的な遅れが現れることも分る。この時間的な遅れは凍土の厚さと熱物性(熱伝導率, 比熱)に支配される。たとえば凍結深さが45cm程度となる凍結中期(図-8(b))では、気温変動のピークと凍土側土中温度勾配のピークとの間に10時間程度の時間的な遅れが認められる。一方、未凍土側温度勾配は、凍結の進行にかかわらず短期的な気温変動の影響はほとんど現れず、冬期シーズンを通して漸減していることが分る。

図-9(a)に凍土側温度勾配への外気温の影響と凍土厚さの関係を示す。凍土厚さが薄い時外気温の変化は凍土側温度勾配の変化に強く影響するが、凍結進行とともに凍土側温度勾配への影響は減少する。

一方、図-9(b)に未凍土側温度勾配に対する外気温の影響と凍土厚さの関係を示す。未凍土側温度勾配の変化に対する気温変化の影響は凍土厚さ(凍結深さ+凍土量)にかかわらず、ほぼ一定であることが分る。

以上の図-8, 図-9の結果から、短期的な気温変化

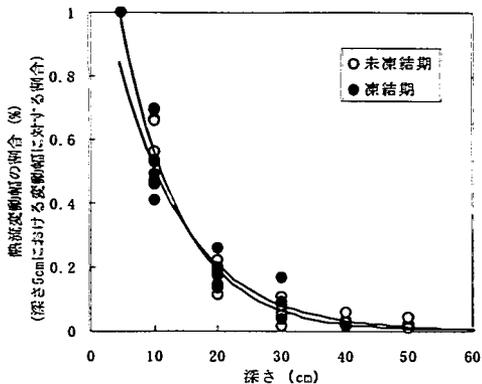


図-11 土中熱流変動幅と深さの関係

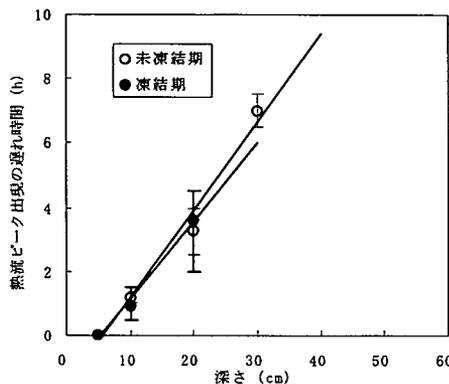


図-12 土中熱流ピーク出現の時間的な遅れと深さの関係

は、凍土中の温度勾配の変化と対応し、未凍土中の温度勾配の変化にはほとんど影響していないことが分る。

5. 自然地盤中の熱流

土中の熱移動はほとんど伝導によって起こる¹⁴⁾。熱伝導率が一定の物質中では、温度勾配と熱流量は比例関係にある。しかし、凍結した地盤中では潜熱発生や凍結による熱物性値の変化などがあるため、温度勾配や熱流は深さ方向に変化する。以下において、埋設した熱流計によって実測した地盤中の熱流について検討する。

(1) 任意深さにおける熱流

図-10に未凍結期と凍結期における土中熱流の短期的な変動を示す。深さによって土中熱流の変動幅が異なり、変動ピークの気温変化ピークに対する遅れも現れていることが分る。土中熱流は観測点が深くなるとともに変動幅が小さくなり、さらに変動のピークの時間的な遅れも大きくなる。地下60cmのところでは、熱流の短期的な変動はあまりなく、ほぼ一定の値で推移している。図-11に土中熱流の変動幅の割合と深さの関係を示す。

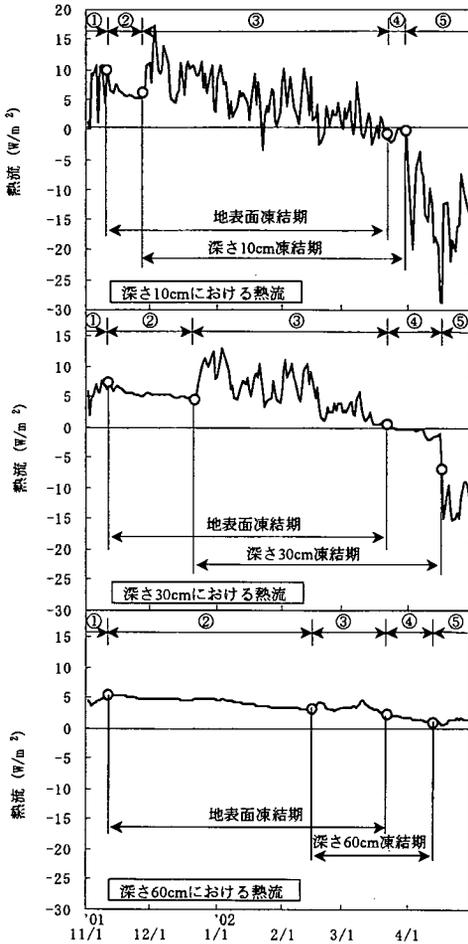


図-13 日平均土中熱流の推移

観測点が深くなると、熱流の変動幅の地下5cmでの値に対する割合は急に減少している。図-12に熱流ピーク出現の時間的遅れと深さの関係を示す。熱流ピークの時間的遅れは、深さとともに大きくなり、さらに図-12の範囲では、凍結期と未凍結期の間での違いも認められない。

図-10～図-12に示す短期的な熱流の変化は、前出の図-4～図-6に示す短期的な温度勾配の変化と同じ傾向である。観測点より上の地盤が全面的に未凍土或いは凍土である場合には地盤の熱物性値は一定の値となるので、気温変化に対する温度勾配と熱流量は同じ変化傾向を示す。

図-13に一定深さにおける日平均土中熱流の推移を示す。土中熱流の推移は図-7に示す土中温度勾配の変化と同様に、五つの時期に分けることができる。地盤が凍結する前の①の時期は、土中熱流は外気温の影響を受けて変動しているが、深い位置では熱流の変動幅が小さくなる。地表面は凍結していても、観測点までは凍結し

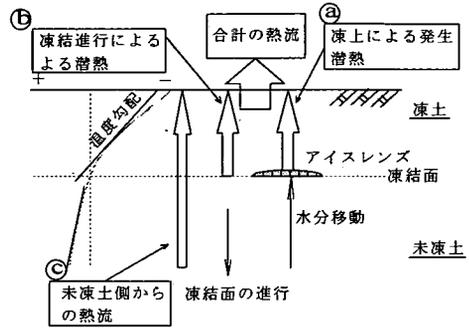


図-14 凍結面付近熱流の模式図

ていない②の時期は、土中熱流は安定して一定の値で推移している。観測点が凍結する③の時期に入ると、外気温変動の影響を再び受けて、凍結前と同じように変動している。この時、凍結面で発生する潜熱は観測点を通過して移動するため、熱流の変動は大きくなる。地表面からの融解が始まり、観測点がまだ融解していない④の時期は、外気温の上昇は融解のための熱吸収とバランスして、凍土中の熱の移動はほとんどなくなる。融解が進んで観測点まで融解した⑤の時期には、熱流の値が急にマイナスの大きい値となって、その方向が上から下に向かうようになることが分る。

(2) 凍結面付近の熱流

凍結期における地盤中の熱流の変化は、凍結の進行にともなって凍結面付近で発生する潜熱の流れによって説明される。

図-14に凍結・凍上発生時の凍結面付近での熱収支を模式的に示す。凍結・凍上発生時には、凍結面付近では三つの熱流が想定される。一つは凍上による発生潜熱(移動水分が凍結してアイスレンズができるときの発生潜熱、図-14中の① $\rho_i L v_u$)である。二つ目は凍結進行による発生潜熱(既存の水分の凍結による発生潜熱、図-14中の② $\omega \rho_d L v_x$)である。三つ目は未凍土側温度勾配が決める未凍土側からの熱流(図-14中の③ $\lambda_u \alpha_u$)である。凍土層、未凍土層各々の熱流は各層の熱伝導率と温度勾配の積で表わされ、熱のバランスを考慮すると、次の式が成り立つ⁷⁾。

$$\lambda_f \alpha_f = \rho_i L v_u + \omega \rho_d L v_x + \lambda_u \alpha_u \quad (1)$$

ここで、 λ は熱伝導率、 α は温度勾配、 ρ_i は水の密度、 ρ_d は土の乾燥密度、 L は氷の潜熱、 v_u は凍上速度、 v_x は凍結速度、 ω は凍結面付近凍土側の含水比であり、添字 f, u はそれぞれ凍土、未凍土を示す。

図-15に凍上速度、凍結速度及び温度勾配から計算された凍結面付近の熱流及び発生潜熱の推移を示す。図-14に示す三つの熱流の中では凍結進行による潜熱②

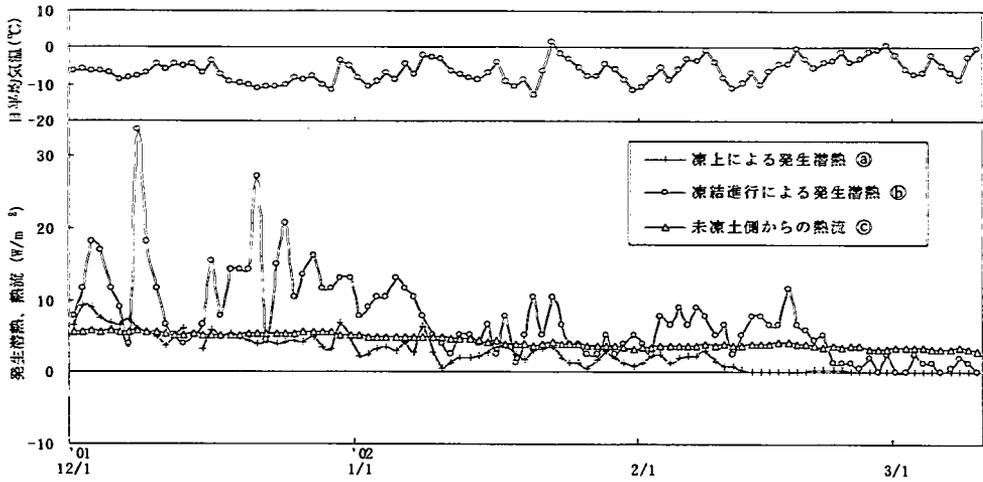


図-15 土中熱流及び発生潜熱量の推移

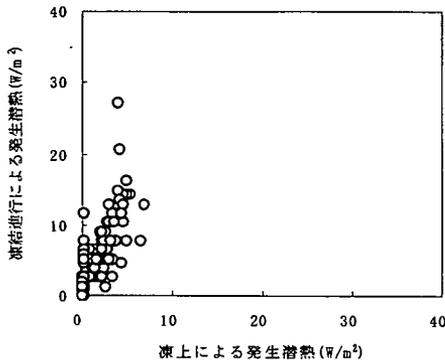


図-16 凍上による発生潜熱と凍結進行による潜熱の関係

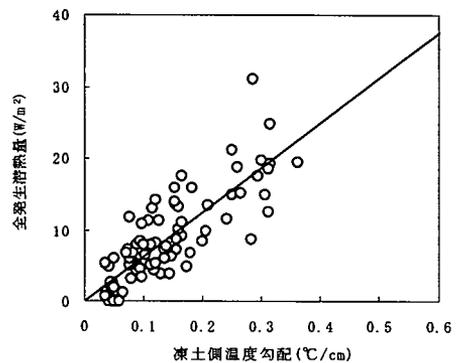


図-17 凍土側温度勾配と全発生潜熱の関係

の値が一番大きく、12月～2月は約0～30W/m²の広い範囲で変動し、3月に入るとゼロに近づく。凍上による潜熱①は凍上発生初期に大き目の値をとるが、その後漸減して2月中旬にゼロとなる。未凍土側からの熱流②は冬シーズンを通して変動は少なく、緩やかな減少傾向を示す。このような凍土側の熱流の変化は主として凍結面での潜熱発生に支配されているものと考えられる。

凍結進行による発生潜熱と凍上発生による潜熱の関係を図-16に示す。凍結進行による潜熱と凍上発生による潜熱の間には相関は認められない。図-16は、図-15に示す凍上による発生潜熱①と、凍結進行による発生潜熱②について、24時間毎の値を求めて両者の関係をプロットしたものである。図-16によれば、凍上による発生潜熱量が大ききときには、凍結進行による発生潜熱量も大きくなる傾向が認められる。

凍土側温度勾配と全発生潜熱(図-14の①+②)の関係を図-17に示す。両者の間には強い相関が認められ、凍土側温度勾配は凍結面付近で発生する潜熱に強く支配されていることが分る。

6. 自然地盤の熱伝導率

熱伝導率は、物体内部の等温面の単位面積を通過してその面に垂直に単位時間に流れる熱量と、この方向における温度勾配との比で定義される。これを式に表すと次のようになる。

$$\lambda = \frac{Q}{\alpha} \quad (2)$$

ここに λ は熱伝導率 (W/m·K)、 Q は熱流 (W/m²)、 α は温度勾配 (K/m) である。

土の熱伝導率は水分量に強く依存する。とくに凍結が生じる場合には、土中の水分が水から氷に変化するのだから、一般的には含水比が高い土ほど凍結したときの熱伝導率の増加が著しい⁽¹⁵⁾⁽¹⁶⁾。

図-18に実測された熱流と温度勾配から(2)式によって計算された熱伝導率の推移を示す。凍結前の地盤では熱伝導率の値が変動し、その変動は深いところでは小さくなっている。これは、熱伝導率を計算している温度勾

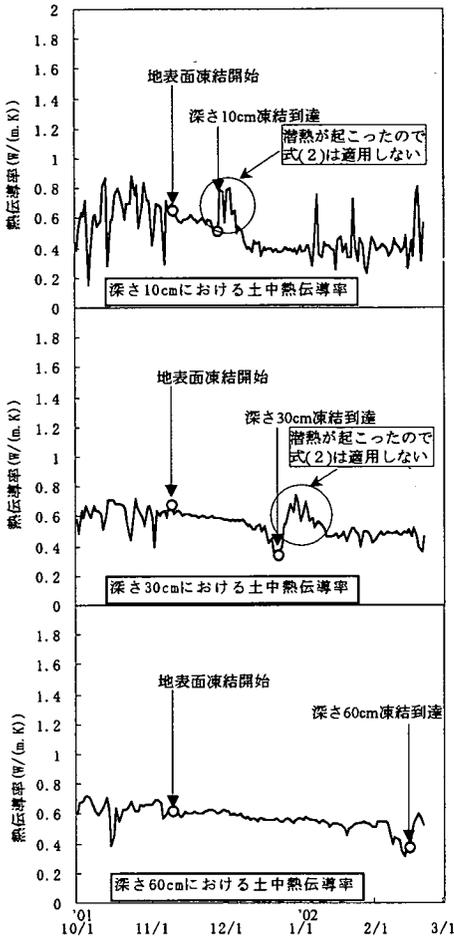


図-18 土中熱伝導率の推移

配(図-7)と熱流量(図-14)が気温変化に対応して変動しているためである。一方、この時期(凍結前)では熱伝導率に影響する土の密度や水分量などの変化は凍結期に比べて少ないので、熱伝導率の平均的な値は深さにかかわらず0.6W/m·K程度であることも分る。地表面から凍結が始まると水分が吸い上げられるため、未凍土側の熱伝導率の値は漸減する。この傾向は凍結面の直下では極端に現われ、その部分の土は非常に低含水量状態になる(図-19)⁶⁾。図-18において、熱伝導率の値が観測点の凍結直前に急減しているのは含水比の低下によるものと考えられる。

前述のように、一般に含水比が低い土では凍結による熱伝導率の変化は小さい。しかし、図-18では観測点が凍結すると熱伝導率は逆に増加し、結果的には凍結前の熱伝導率と同じような値となっている。これは、観測点を凍結面が通過することによって水分が吸い上げられて、結果的には凍結前より含水(氷)比が高くなるためと思われる。

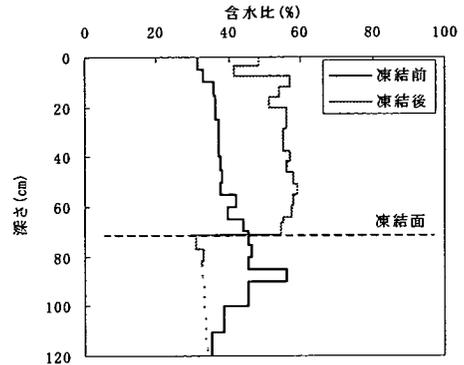


図-19 土中含水比分布

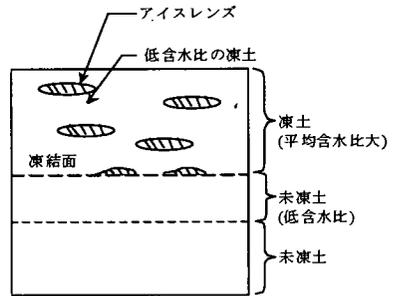


図-20 凍結面付近土の模式図

凍土層の熱伝導率は同じ含水比の土で行った室内実験で得られる値より小さい⁵⁾。本実験フィールドでは凍上が生じて、アイスレンズの発生が認められた。凍土層は、低含水比の凍土とアイスレンズの互層になっていると考えられる(図-20)。この場合の凍土層全体の平均的熱伝導率は、アイスレンズ部分以外の含水比の低い凍土部分の影響を受けることが想定され、同じ含水比であっても、室内実験で作製される均一なコンクリート状の凍土の熱伝導率よりも小さくなると考えられる。以上のように、凍結期における自然地盤の熱伝導率の値は、土中水分の氷への相変化や含水比の大きさだけではなく、凍結・凍上の結果として出来上る凍土層の構造にも支配されることが推測される。

7. まとめ

以上において、凍結・凍上発生時における自然地盤中の熱的挙動の実測結果を検討してきた。得られた結果のうち、主なものをまとめると以下の通りである。

1. 土中温度勾配は一日の間の短期的な温度変化に対応して変動する。その変動幅は深さとともに減少し、さらにピーク出現の時間的遅れも大きくなる。
2. 凍結深さが30cm程度までと浅いとき、外気温の短期的変動にともなって凍土側温度勾配は0.1~0.3°C/cm

程度の範囲で変動する。凍結深さが深くなるにつれ、外気温の短期的変動による凍土側温度勾配の変動は小さくなり、さらに、時間的遅れをとまうようになる。一方、未凍土側の温度勾配は外気温の短期的変動の影響をほとんど受けず、冬シーズンを通して $0.12^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ から $0.07^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ 程度の値に漸減する。

3. 地盤凍結期の熱流の現れ方は凍結面での潜熱の発生、すなわち凍結及び凍上の発生状況に支配される。

4. 凍上発生時には、凍結面付近に三つ熱流が想定される。この中で、凍結進行による潜熱の移動による熱流が一番大きい。凍上発生による潜熱の移動による熱流は凍結初期で大きな値となるが、その後漸減して2月中旬にはゼロになる。

5. 凍結進行による潜熱と凍上発生による潜熱の間には相関は認められなかった。また、凍結面付近で発生する潜熱量と凍土側温度勾配の間には良い相関が認められた。

6. 実測した温度勾配と熱流から計算された地盤の熱伝導率には、凍結面が通過するときの含水比低下による一時的減少が認められた。

7. 凍結した自然地盤の熱伝導率は、水分の相変化や平均含水比の増加だけではなく、凍結・凍上の過程で作られる低含水比の凍土とアイスレンズによる層構成などの影響も受けることが推測された。

8. 前項の影響によって本実験地盤で計測された熱伝導率は未凍結期及び凍結期を通して小さく変化したが、その値は $0.4 \sim 0.8 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ (平均 $0.6 \text{ W/m}\cdot\text{K}$ 程度)であった。

参考文献

- 1) 木下誠一：土の低温特性，土と基礎，Vol. 25, No. 7, pp. 5～9, 1977.
- 2) 中沢重一，武田一夫：完全凍上発生時における凍上速度について，第18回土質工学研究発表会，pp. 733～734, 1983.

- 3) 中沢重一，武田一夫：地盤凍結に伴う凍上速度と凍結面進行速度の相互関係，19回土質工学研究発表会，pp. 759～760, 1984.
- 4) Kersten, M. S. : Thermal properties of soil, *Highway Res. Board, Spec. Rept.* 2, 1952.
- 5) Sawada, S. : Temperature dependence of thermal conductivity of frozen soil, *Kitami Inst. Tech. Rep.*, Vol. 9, No. 1, pp. 111～122, 1977.
- 6) 田沼邦雄：凍上の際の水分移動と土中熱流量の測定，低温科学 物理篇 第29輯，pp. 231-237, 1970.
- 7) 福田正巳：凍上過程における土中熱流量の変化について，低温科学 物理篇 第35輯，pp. 329～332, 1977.
- 8) 市川康明：地盤中の熱伝導と熱輸送の数値解析，土と基礎，Vol. 37, No. 11, pp. 81～91, 1989.
- 9) 楊 照宇，鈴木輝之，澤田正剛：自然地盤における土中温度条件と凍結・凍上特性，第36回地盤工学研究発表会講演集，pp. 365～366, 2001.
- 10) 楊 照宇，鈴木輝之，澤田正剛，山下聡：凍結期における自然地盤中の熱流の観測，第37回地盤工学研究発表会講演集，pp. 1167～1168, 2002.
- 11) Taber, S. : The mechanics of frost heaving, *J. Geology*, 38, pp. 303～317, 1930.
- 12) Jumikis, A. R. : Thermal Geotechnics, *Rutgers Univ. Press*, pp. 185～224, 1977.
- 13) 高志勤，益田稔，山本英夫：土の凍結膨張率に及ぼす凍結速度，有効応力の影響に関する研究，雪氷 36, pp. 49～68, 1974.
- 14) Farouki O. T. : Thermal properties of soils, *Trans Tech Publications*, 1986.
- 15) 粕淵辰昭：土壌の熱伝導率に及ぼす水分の影響，日本土壌肥科学雑誌，43, 12, pp. 437～441, 1972.
- 16) Sawada, S. and Suzuki, T. : Experimental study on thermal conductivity close to the freezing front in the ground, *Third International Symposium on Cold Regions Heat Transfer*, pp. 323～329, June 1991.

(2002. 10. 30 受付)

EXPERIMENTAL STUDY ON HEAT FLOW IN NATURAL GROUND DURING FROZEN SEASON

Zhaoyu YANG, Teruyuki SUZUKI,
Seigo SAWADA and Satoshi YAMASHITA

Frost heaving of the ground is strongly affected by thermal properties of soil. Temperature in soil, heat flux, frost heaving rate and frost penetration rate, etc. had been measured in natural ground at Kitami Institute of Technology from Nov. 2001 to May 2002. In this study, the characteristic of temperature gradient, heat flux and thermal conduction in soil were discussed. It became clear that thermal characteristics of soil are strongly related to the latent heat accompanied with frost heaving and frost penetration.