

サーマルプローブ法を用いた種々の地盤材料の熱伝導率の測定

苫小牧工業高等専門学校専攻科 学生員 ○白井 翔也
 苫小牧工業高等専門学校 正会員 所 哲也
 北海道大学大学院 フェロー会員 石川 達也
 苫小牧工業高等専門学校 正会員 中村 努

1. はじめに

北海道のような積雪寒冷地では、凍結融解作用が主因と考えられる地盤災害が融雪期にかけて数多く発生している。このような地盤災害の対策を行う上で、熱伝導率などの熱物性値を用いて凍結深さや地盤内の温度分布を推定する必要があるが、熱伝導試験は基準化されておらず、過去の試験データや推定式を用いているのが現状である。そこで本研究では、あらゆる地盤材料に適用可能な熱伝導モデルの構築を目指し、非定常熱線法の一つであるサーマルプローブ法により、粒度分布の異なる三種類の試料に対して熱伝導試験を実施した。これより得られた熱伝導率を別途実施した保水性試験により得られた水分特性曲線と照合することによって、土中における熱伝導率の水分依存性について考察する。

2. 試験装置および熱伝導試験原理

試験装置は、既往研究¹⁾で使用したものを用いた。試験装置の概略図を図-1に示す。試験装置は、プローブ、恒温水槽、安定化直流電源、計測機器(温度、電流、電圧)、パソコンで構成されている。プローブの詳細図を図-2に示す。プローブは、長さ150mm、外径3mm、内径2mmの銅管内部にヒーター線(コンスタンタン線)と熱電対(T型)が封入されており、熱発散を防ぐために常温で固体のパラフィンを充填し、絶縁、固定している。サーマルプローブ法は、プローブに一定の熱量を加えた時の温度上昇が、プローブに接している試料の熱伝導率に依存することを利用して計測対象試料の熱伝導率を求める手法であり、熱伝導率 λ は次式で表される。

$$\lambda = \frac{Q}{4\pi\Delta\theta} \ln\left(\frac{t_2}{t_1}\right) \quad (1)$$

ここで、 λ : 熱伝導率(W/m/K), Q : プローブの単位長さ当たりの熱量(W/m), t_1, t_2 : 時間(h), $\Delta\theta$: t_1, t_2 間のプローブの上昇温度である。

3. 試験条件および試験方法

試料には、豊浦砂、北海道北見市東陵町で採取された風化火山灰土(以下東陵土と称す)、北海道苫小牧市柏原地区で採取された火山灰質粗粒土(Spfa-1, 以下柏原火山灰土と称す)を用いた。各試料の試験条件を表-1に示す。供試体は、設定飽和度となるように試料と水を十分攪拌した後、直径72mm、高さ180mmの円柱容器に一定密度となるよう試料を三層に分けて突固めにより作製した。その後、プローブを供試体上部中心に挿入し、20℃に設定した恒温水槽内に静置する。供試体温度が安定した後、プローブへの供給熱量 Q が12W/mとなるように安定化直流電源の電流を設定し、10分間通電させて1分経過毎に各計測機器より得られた温度、電流、電圧をパソコンにより自動計測する。これより得られた温度上昇と経過時間のグラフから、最小二乗法により傾き $\ln(t_2/t_1)/\Delta\theta$ を求め、(1)式に代入することで計測対象試料の熱伝導率を求めた。

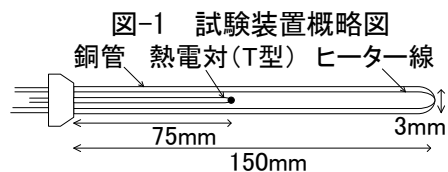
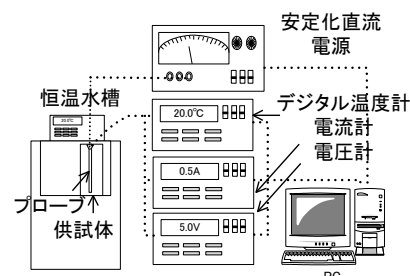


表-1 試験条件

豊浦砂								
乾燥密度 $\rho_d(\text{g/cm}^3)$	1.60							
設定飽和度 $S_r(\%)$	0	5	10	15	20	50	80	100

東陵土										
乾燥密度 $\rho_d(\text{g/cm}^3)$	1.28									
設定飽和度 $S_r(\%)$	0	10	20	30	35	40	50	60	70	80

柏原火山灰土										
乾燥密度 $\rho_d(\text{g/cm}^3)$	0.63									
設定飽和度 $S_r(\%)$	0	5	10	15	20	30	50	80	90	100

キーワード 熱伝導率, 水分特性曲線, サーマルプローブ法, 不飽和土

連絡先 苫小牧工業高等専門学校 〒059-1275 北海道苫小牧市字錦岡 443 番地 TEL0144-67-8062

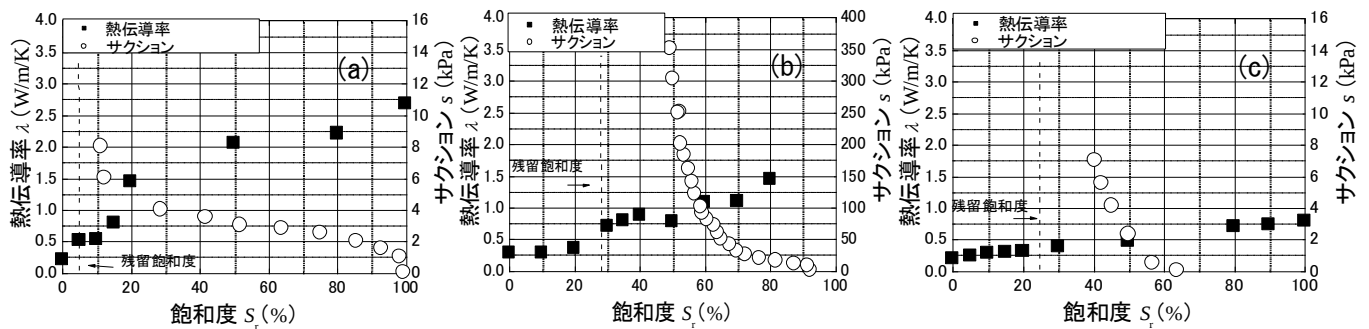


図-3 熱伝導率と水分特性曲線：(a) 豊浦砂，(b) 東陵土，(c) 柏原火山灰土

4. 試験結果および考察

豊浦砂，東陵土および柏原火山灰土の熱伝導試験結果と水分特性曲線を併記したものを図-3 にそれぞれ示す。土中における熱は，土粒子，間隙水，間隙空気によって伝達するが，空気の熱伝導率は無視しえるほど小さいため，主に土粒子と間隙水により伝わる。そのため，一定密度の土の熱伝導率は含水量の変化と比例関係にあると考えられる。しかし，豊浦砂および東陵土の熱伝導率と飽和度の関係は，高含水領域においては比例関係であるが，低含水領域では一様な関係となっていない。これは，土中の水分存在形態が異なっているためであると考えられる。一般に土中の水分存在形態は水分特性曲線によって説明され，主にメニスカス水で形成されている懸垂水不飽和状態，気泡が離散的に存在している封入不飽和状態，懸垂水不飽和状態と封入不飽和状態を遷移している過渡的不飽和状態に分類される²⁾。以上の土中水存在形態が熱伝導率の変化に影響していると考えられるため，水分特性曲線を用いて熱伝導率の水分依存性について考察する。

図-3(a)，(b)より，豊浦砂，東陵土ともに気乾状態から水分特性曲線より推定される残留飽和度に至るまでの熱伝導率の変化割合は小さいことが伺える。これは，残留飽和度以下の間隙水は主に土粒子表面の極めて薄い吸着水とメニスカス水によって存在しており，間隙水の多くは不連続であると考えられるため，土中の伝熱にはほとんど寄与しておらず，熱伝導率の変化割合は小さくなったと考えられる。その後，懸垂水不飽和状態において伝熱に寄与する間隙水が連続し始めたため，熱伝導率が急激に変化したと考えられる。過渡的不飽和状態と封入不飽和状態においては既に間隙水が連続しているため，熱伝導率の変化割合は含水量に比例していると考えられる。

一方，図-3(c)の柏原火山灰土の熱伝導率と飽和度の関係は，全ての含水領域において比例関係になっている。豊浦砂，東陵土と比較して柏原火山灰土の熱伝導率の水分依存性の傾向が異なる原因は，柏原火山灰土の構成粒子の特殊性に起因していると考えられる。柏原火山灰土と同起源で同一物性を有する富川火山灰土(Spfa-1)は，粒子間隙と粒子内に存在する通水可能な開口内間隙および通水不可能な閉塞内間隙を有し，多孔質な土粒子で構成されていることが知られている³⁾。このような粒子構造のため，柏原火山灰土では開口内間隙に保水されることで土粒子自体の熱伝導率が上昇し，低含水領域においても水は伝熱に寄与する水として存在することで，熱伝導率と飽和度が一義的な関係となったと考えられる。

5. まとめ

豊浦砂と東陵土の熱伝導率は，水分特性曲線によって説明される土中水存在形態の影響を受けており，柏原火山灰土の熱伝導率は，多孔質な土粒子により豊浦砂，東陵土と異なる水分依存性があることを示した。今後多くの試料に対して試験を実施することでデータの蓄積を図り，熱伝導率の水分依存性について検討を進める。

参考文献

- 1) 畢春蕾：地盤凍上対策に用いる粒状材料の熱伝導率に関する研究，北見工業大学博士論文，2006。
- 2) Kohgo, Y., Nakano, M., Miyazaki, T. : Theoretical aspects of constitutive modeling for unsaturated soils, Soils and Foundations, Vol.33, No.4, pp.49-63, 1993。
- 3) 中田隆文，三浦清一：火山灰質粗粒土の粒子破碎による間隙構造の変化と定量化に関する研究，土木学会論文集 C, Vol.63, No.1, pp.224-236, 2007。