

흙의 熱傳導率 算定法에 관하여

韓 大 錫*

1. 序 論

永久的 凍土地帶(perennially frozen ground)와 季節的 凍土地帶(seasonally frozen ground)로 구성된 세계의 寒地는 極을 중심으로 분포하고 있으며 北半球에서는 전 육지 면적의 약 48%를 점유하고 있다. 이 중 약 22%는 永久的 凍土地帶로서 알래스카나 시베리아 등지가 이에 속하며 나머지 26%는 季節的 凍土地帶이다. Bates and Bilello (1966)는 10년에 적어도 한번 凍結深度가 약 30.5cm 이상이 되는 지역은 모두 季節的 凍土地帶에 속하는 것으로 보았다. 그러나 일반적으로 凍結深度 실측의 어려움 때문에 平均 凍結指數를 근거로 季節的 凍土地帶의 자격 여부를 결정하는 바 平均 凍結指數가 50℃·days 이상인 지역은 季節的 凍土地帶에 속하는 것으로 간주하고 있다. 이 기준에 따르면 우리나라에서는 南海岸의 일부와 제주도를 제외한 전 지역이 季節的 凍土地帶에 속하게 된다(한대석, 1985).

흙의 熱的 性質, 특히 熱傳導率은 이상에 말한 寒地에서 도로, 비행장, 건축물, 각종 배관 등의 시설 뿐만 아니라 地中에 매설되는 동력 케이블, 온수관, 냉가스 수송관 등의 설치 설계에 필요한 요소이며 농업, 지질, 기상 등의 분야에서도 중요시되고 있다. 몇 개의 예를 들어 좀 더 구체적으로 말해 보면, 熱傳導率은 도로, 비행장 등의 포장 설계와 각종 구조물의 기초

설계를 위한 凍結深度를 계산하는 데에 필요하다. 동력 케이블을 地中에 매설할 때 그 주변 물질의 熱傳導率은 높아야 하는데 이는 발생된 熱을 가급적 빨리 발산시켜 케이블이 과열되는 것을 방지할 수 있기 때문이다. 반면, 온수관인 경우 열 손실을 막기 위해서 그 주변 물질의 熱傳導率은 낮아야만 한다. 어떤 공사에서는 영구 구조물을 설치하기전 地盤의 일시적 安定과 不透水性을 유지하기 위하여 인공적으로 地盤을 凍結하는 방법을 채택하는데, 이 때 地盤의 熱的 性質을 알아야만 한다. 일반적으로 흙의 熱傳導率은 밀도, 함수비, 입자의 형태, 온도, 간극수의 상태와 고체, 액체 및 기체 성분에 의존하며 凍結時에는 함수비와 얼음-물의 位相(phase)관계에 크게 좌우된다. 일정한 함수비에서 乾燥密度的 증가는 熱傳導率의 증가를 초래하며 그 증가율은 다른 일정한 함수비에서도 거의 동일하다. 乾燥密度를 고정시키고 함수비만을 증가시켜도 熱傳導率은 역시 증가하는 바 이 관계는 凍土와 未凍土에 모두 적용된다. 0℃ 이상의 온도에서 흙의 熱傳導率은 상승하는 경향이 있지만 대부분의 工學的 應用에 온도를 무시한 熱傳導率을 사용해도 큰 오차가 없다고 한다.

無機質土(inorganic soils)는 熱傳導率이 다른 여러 종류의 鑛物로 구성되어 있다. 일반적으로 흙의 굵은 粒子들은 quartz, feldspar, pyroxene 등으로 이루어져 있으며 잔 粒子들은 kaolinite, illite, montmorillonite와 같은 粘土鑛

* 정회원, 한국동력자원연구소 책임연구원

物, feldspar, mica, quartz, calcite 등으로 구성 되어 있다. 이들 鑛物 중 가장 높은 熱傳導率을 갖는 것은 quartz(石英)이므로 어느 흙의 熱傳導率을 평가할 때 石英의 含有量을 아는 것이 중요하다고 하겠다.

2. 흙의 熱傳導率 算定 方法

Farouki(1981)에 의하면 흙의 熱傳導率을 추정하는 方法에는 11가지가 있다. 이들 중 잘 알려진 두 方法을 여기에 소개하고자 한다.

2.1 Kersten 方法

Kersten(1949)은 여러 종류의 凍土 및 未凍土에 대하여 含水比의 條件을 달리하면서 熱傳導率을 측정하여 아래의 (1), (2), (3) 및 (4) 式과 같은 방정식을 얻었다. 그는 0.05mm 이하 粒子의 含有量이 50% 이상일 때 실트-점토질토(silt-clay soils)로, 50% 미만인 경우에는 사질토(sandy soils)로 규정하였는데 (1)과 (2) 式은 前者에, (3)과 (4) 式은 後者에 대한 것이다.

未凍土(실트-점토질토)의 熱傳導率:

$$k=0.1442(0.9\log w_c - 0.2)10^{0.6243\rho_d} \dots\dots(1)$$

凍土(실트-점토질토)의 熱傳導率:

$$k=0.001442(10)^{1.373\rho_d} + 0.01226(10)^{0.4994\rho_d} w_c \dots\dots(2)$$

未凍土(사질토)의 熱傳導率:

$$k=0.1442(0.7\log w_c + 0.4)10^{0.6243\rho_d} \dots\dots(3)$$

凍土(사질토)의 熱傳導率:

$$k=0.01096(10)^{0.8116\rho_d} + 0.00461(10)^{0.9115\rho_d} w_c \dots\dots(4)$$

여기서,

k : 熱傳導率, w/mK

w_c : 含水比, %

ρ_d : 乾燥密度, g/cm³

Fig.1~Fig.4는 위와 같은 4개 방정식을 근거로 하여 작성된 도면이다.

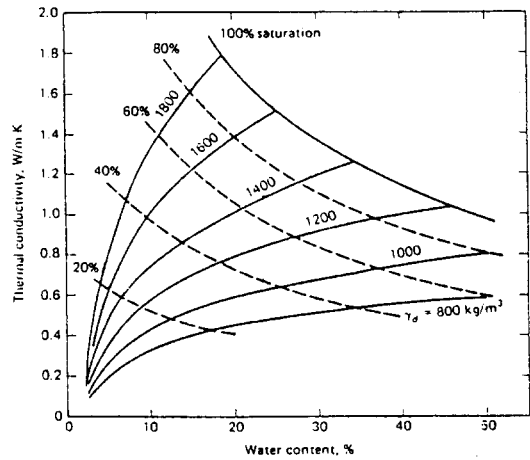


Fig. 1. Average thermal conductivity for unfrozen silt and clay soils as a function of water content and dry density (from Andersland and Anderson, 1978).

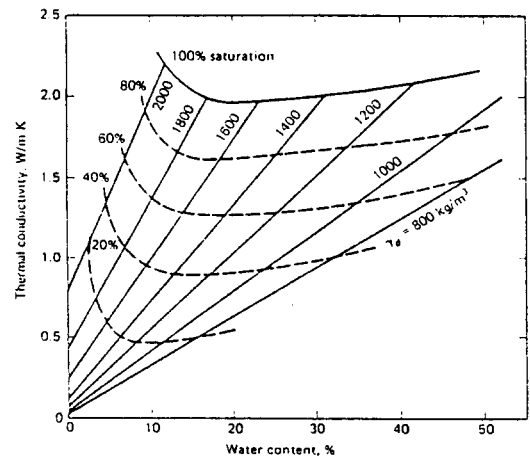


Fig. 2. Average thermal conductivity for frozen silt and clay soils as a function of water content and dry density (from Andersland and Anderson, 1978).

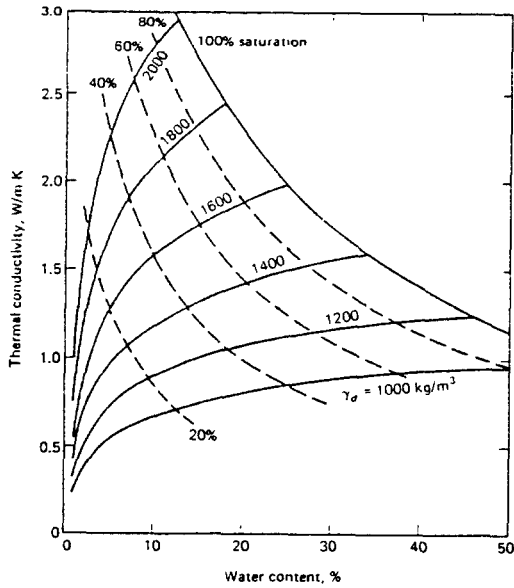


Fig. 3. Average thermal conductivity for unfrozen sandy soils as a function of water content and dry density (from Andersland and Anderson, 1978).

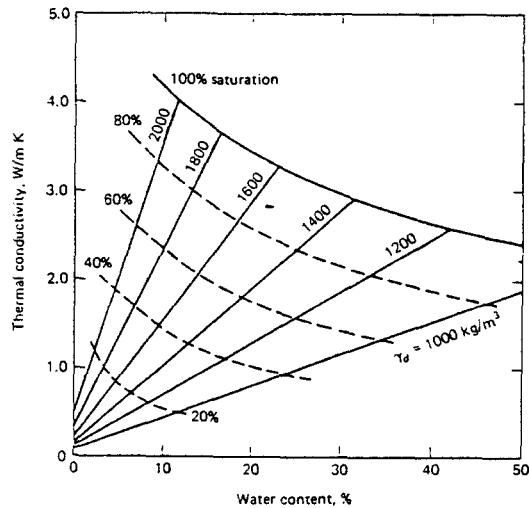


Fig. 4. Average thermal conductivity for frozen sandy soils as a function of water content and dry density (from Andersland and Anderson, 1978).

2.2 Johansen 방법

Johansen(1975)은 不飽和土의 熱傳導率을 건조밀도가 동일한 건조상태와 포화상태의 熱傳導率의 함수로 표시하였는데 그의 方程式은 다음 (a)式과 같다. 이 式은 凍土와 未凍土에 모두 적용이 된다.

$$k = (k_{sat} - k_{dry})K_e + k_{dry} \quad \text{(a) 主方程式}$$

自然土	$\frac{0.135\rho_d + 64.7}{2700 - 0.947\rho_d}$... (b)	} 乾燥傳導率
碎石	$0.039 \cdot n^{-2.2}$... (c)	
未凍土	粗粒土 $0.7 \log Sr + 1.0$... (d)	} Kersten 數
	細粒土 $\log Sr + 1.0$... (e)	
凍土	Sr ... (f)	
未凍土	$0.57^n \cdot ks^{(1-n)}$... (g)	} 飽和傳導率
凍土	$2.2^n \cdot ks^{(1-n)} \cdot 0.269^{W_u}$... (h)	

여기서,

k : 熱傳導率, W/mK

n : 間隙率(분수로 표시한 것)

$ks = 7.7^n \cdot 2.0^{1-n}$: 粒子傳導率, W/mK

($q < 0.20$ 인 粗立土의 입자전도율 : $7.7^n \cdot 3.0^{1-n}$)

q : 石英含有量(重量을 분수로 표시한 것)

W_u : 不凍水分(체적을 분수로 표시한 것)

ρ_d : 乾燥密度, kg/m^3

Sr : 飽和度(분수로 표시한 것)

Fig.5와 Fig.6은 위 식을 圖表化한 것으로서 이들을 이용하여 熱傳導率을 쉽게 구할 수 있다.

3. 算定法の 이용

흙의 熱傳導率 실측과 추정에 사용한 2개의 供試體는 전라남도 임실에서 채취한 봉적토(통일분류법으로 ML로 분류됨)를 다짐한 것으로서 이들의 含水比와 乾燥密度는 Table 1에서 보는 바와 같다. Johansen과 Kersten 方法에 의한 熱傳導率과 비교해 보기 위하여 이상의 供試體(unfrozen state)에 대해 迅速熱傳導率計(Quick Thermal Conductivity Meter, Showa Denko)를 사용하여 熱傳導率을 측정하였는데 그 결과는 Table 1에서 보는 바와 같다.

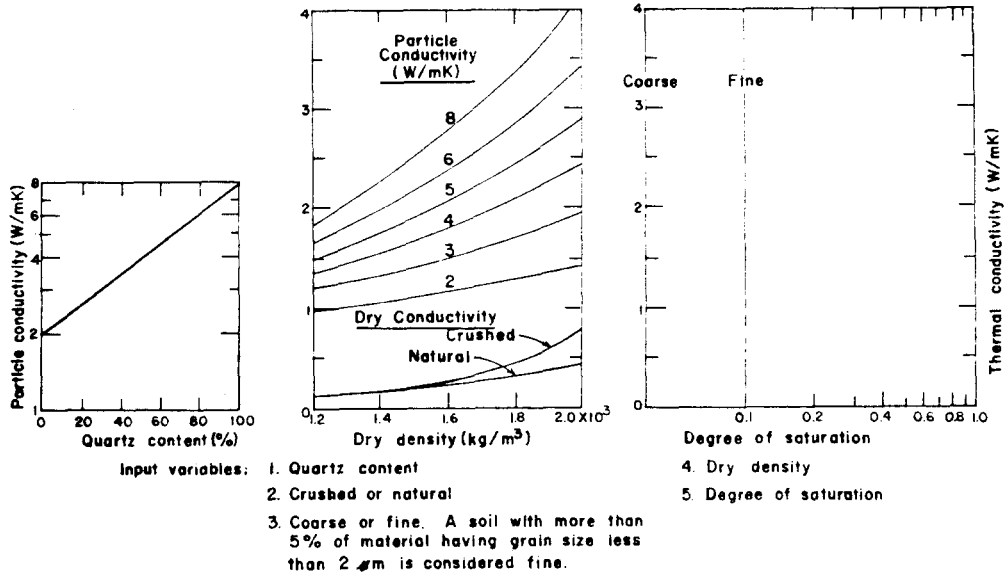


Fig. 5. Diagrams for prediction of thermal conductivity for unfrozen mineral soils(after Johansen, 1975).

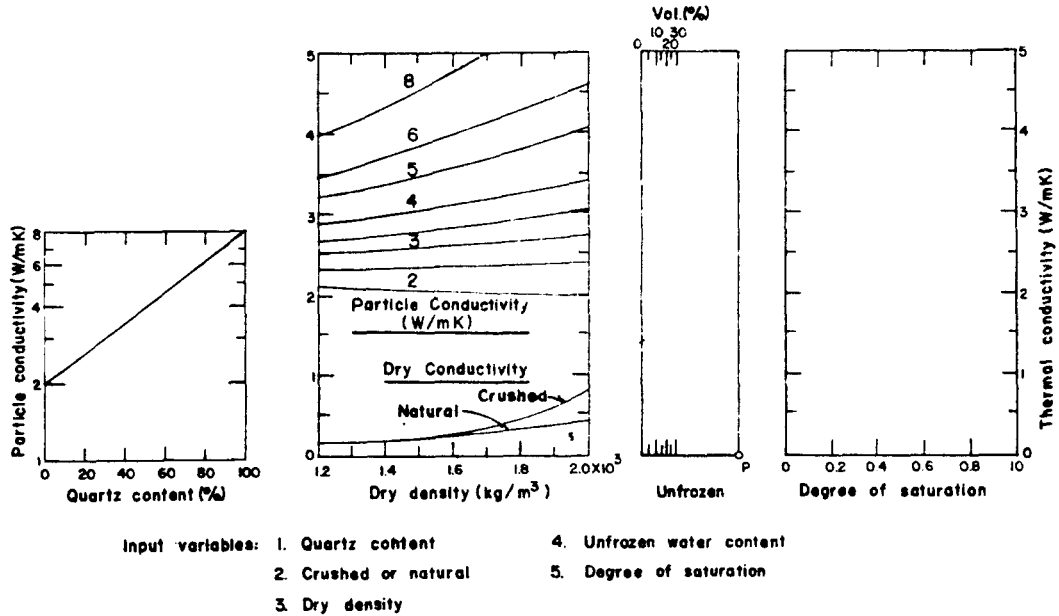


Fig. 6. Diagrams for prediction of thermal conductivity for frozen mineral soils(after Johansen, 1975).

Table 1. Thermal conductivities of the colluvial soil from Imsil.

Location of sample	Soil description	No. of specimens	Water content (%)	Specific gravity	Dry density (Mg/m^3)	Saturation (%)	Quartz content (%)	Thermal conductivity (W/mK)			
								Unfrozen state		Forzen state	
								Actual measurement	Johansen's method	Kersten's method	Kersten's method
Imsil	Clayey silt with 18% fine to coarse sand and 2% fine gravel, red, dish brown, colluvial soil (ML)	1	14.1	2.74	1.469	44.7	24.0	1.05	0.99	1.15	1.09
		2	26.0	2.74	1.552	93.1	24.0	1.51	1.46	2.21	2.09

Kersten 方法에 의한 供試體 2개의 熱傳導率은 未凍結 狀態(unfrozen state)인 경우 각각 0.99W/mK와 1.44W/mK, 凍結 狀態(forzen state)인 경우 각각 1.09W/mK와 2.09W/mK (Table 1)로 구해졌는데 方程式 또는 圖表 이용에 별로 어려움이 없기 때문에 여기서는 그 이용에 대한 설명을 생략하고자 한다. 그러나 Johansen의 方法은 Kersten의 것보다 복잡하므로 圖表에 의한 이용법만을 여기에 설명할까 한다.

Johansen 方法을 이용하려면 먼저 石英의 含有量을 알아야 하는데 필자는 불화칼슘(CaF_2)을 기준(internal standard)으로 하여 얻은 환산곡선(calibration curve) (Fig. 7)과 분쇄, 건조

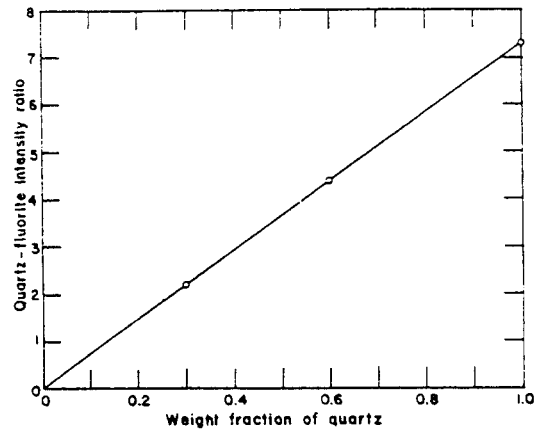


Fig. 7. Linearity of typical calibration curve for quartz analysis using fluorite as the internal standard (after Alexander and Klug, 1948)

된 임실의 흙 분말과 CaF_2 를 1 : 0.25(중량비)로 혼합한 物質을 X-ray 회절분석한 결과(Fig. 8)로부터 石英의 含有量을 구하였다. 그 결과 임실의 붕적토는 24%에 해당하는 石英을 함유하는 것으로 밝혀졌다. 凍結한 흙의 熱傳導率 추정을 위해서는 石英 含有量 외에 不凍水分量도 알아야 하는데 凍結時 흙 속의 水分은 전부

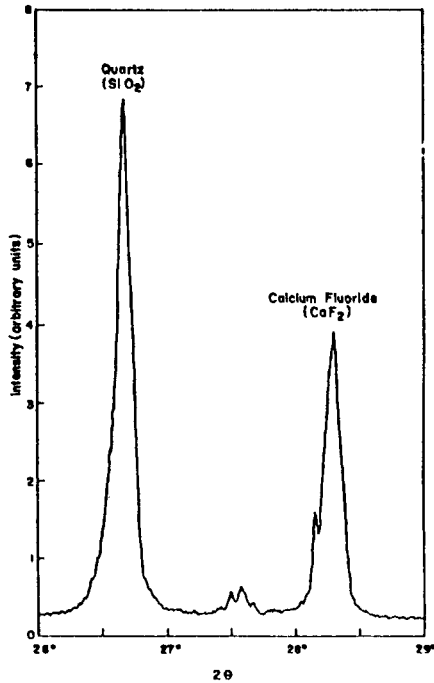


Fig. 8. X-ray diffractometer scan of the 3.343Å quartz and 3.153Å fluorite lines of a mixed sample of Imsil's soil and CaF₂(1 to 0.25 by weight).

얼지 않고 토성에 따라 얼마간 불동수분으로 잔존한다. 이 불동수분량은 온도가 저하함에 따라 감소할 뿐 아니라 흙의 입경이 클수록 또한 감소한다(Fig. 9).

점토질 실트인 임실의 붕적토는 동결시 지중 온도를 0~1°C로 보았을 때 약 10%에 해당하는 불동수분을 함유하는 것으로 추정된다. 이상에서 말한石英含有량과 불동수분량을 이용하여 2개 供試體의 열傳導率을 방정식을 이용해 계산해 보면, 未凍結 상태인 경우 각각 0.99 W/mK와 1.46W/mK, 동결상태인 경우 각각 1.15 W/mK와 2.21 W/mK(Table 1)로 구해졌다.

Fig. 10은 Table 1의 No.1 供試體에 대한 未凍結 상태의 열傳導率을 Fig. 5를 이용하여 구하는 순서를 보여 준다. 첫째로 "A"도표의石英

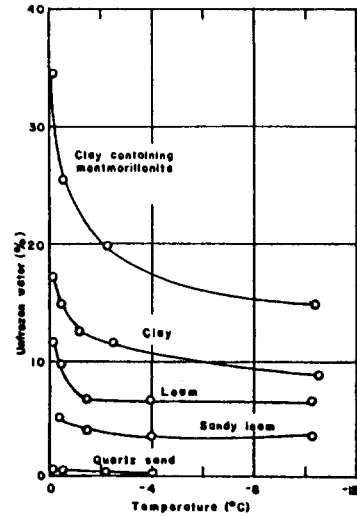


Fig. 9. Unfrozen water contents of typical nonsaline soils (after Neresova and Tsytoovich, 1963).

含有量(24%)으로부터 粒子傳導率(particle conductivity)을 구해 보면 그 값은 2.8이 된다. 둘째로 "B"도표의 粒子傳導率 부분에 2.8에 해당하는 선을 그은 후 乾燥密度(1.469 Mg/m³)와 만나는 점을 구하는 동시에 乾燥密度와 乾燥傳導率(dry conductivity)의 곡선 중 자연 시료에 대한 것("Natural"로 표시한 것)과 만나는 점도 구한다. 셋째로 이 2개 점에서 "C"도표 쪽으로 그은 수평선이 각각 "Thermal conductivity"와 "Fine"선과 만나는 2개 점을 점선으로 연결시킨다. 마지막으로 이 점선과 포화도(0.447, fractional)가 만나는 점의 열傳導率을 읽으면 구하고자 하는 값(0.99 W/mK)이 된다.

Fig. 11은 Table 1의 No.1 供試體가 동결한 것으로 가상했을 때 이의 열傳導率을 Fig. 6을 이용하여 구하는 순서를 보여주는 것으로 본 열傳導率 추정 절차는 불동수분(10%)을 고려한 것 외에는 앞서 설명한 未凍結土의 열傳導率 추정 순서와 거의 비슷하다.

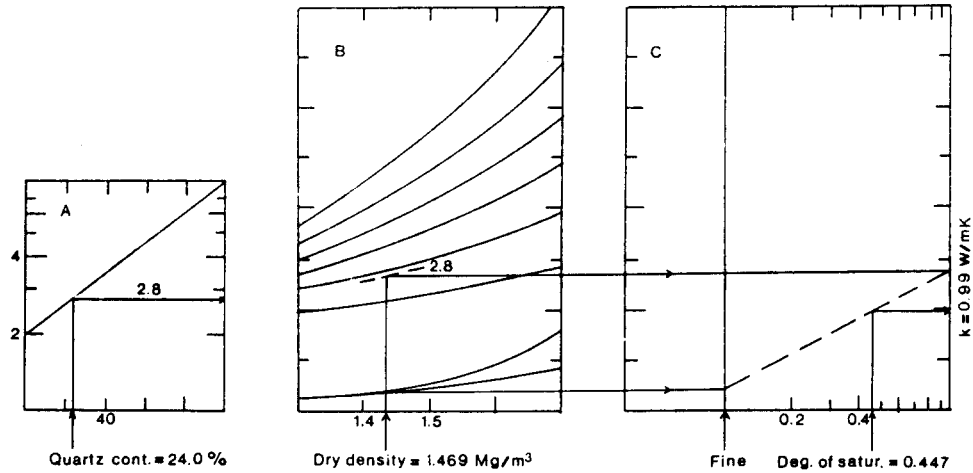


Fig. 10. Instruction to find thermal conductivity of unfrozen soil.

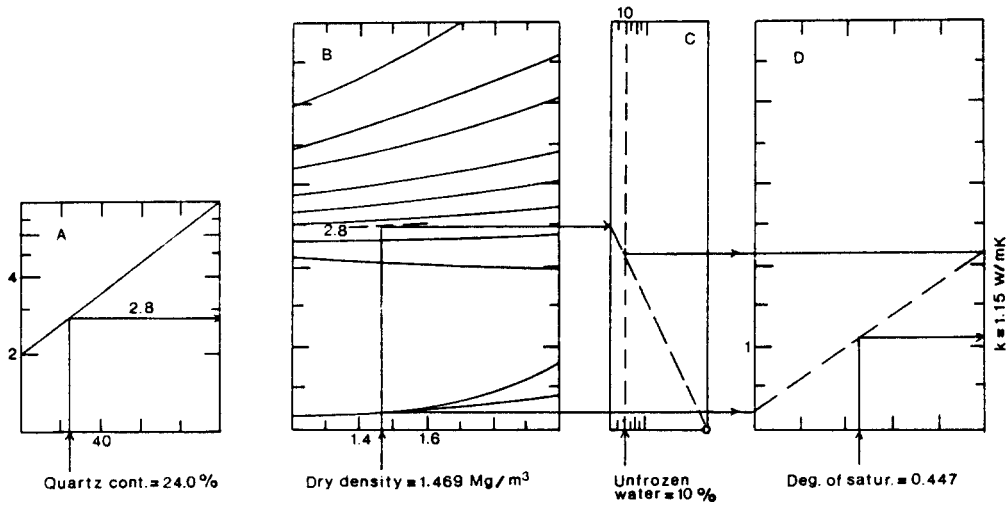


Fig. 11. Instruction to find thermal conductivity of frozen soil.

4. 結 言

野外에서 흙의 條件은 일반적으로 지점에 따라 변화하므로 흙의 熱傳導率도 변화한다고 하겠다. 고로 아주 정확하게 熱傳導率을 산정해

내고자 하는 시도는 큰 의미가 없는 것으로 간주된다. Farouki(1981)에 의하면 熱傳導率의 추정치가 측정치의 $\pm 25\%$ 이내로 오차가 있는 것이면 대부분의 실질적 응용에 큰 문제가 없다고 한다.

전남 임실의 未凍結 崩적토의 熱傳導率에 대한 추정치(Johansen 및 Kersten 方法에 의한 것)는 모두 실측치보다 그 오차가 -6% 이내로 적으므로 추정치를 실질적 응용에 적용할 수 있다고 판단한다.

Johansen 및 Kersten 方法의 적용 한계에 대한 Farouki(1981)의 고찰을 제시해 보면 다음과 같다.

(1) Johansen 方法

(a) 포화도가 20% 이상이 되는 未凍結 粗粒土에 대해 Kersten 方法보다 적합.

(b) 未凍結 細粒土에 대해 일반적으로 포화도의 정도에 관계없이 적용이 가능.

(c) 포화도가 10% 이상이 되는 凍結 粗粒土 및 細粒土에 대해 Kersten 方法보다 적합.

(2) Kersten 方法

(a) 石英 含有量이 높거나 낮은 未凍結 粗粒土에 대해 오차가 아주 크기 때문에 적용 불가. 단 石英 含有量이 약 60%되는 흙에 대해서는 적용 가능.

(b) 30% 이상의 포화도를 갖는 未凍結 細粒土에 적용할 수 있으나 Johansen 方法보다 오차가 큼.

(c) 90% 이내의 포화도를 갖는 凍結 細粒土에 적용 가능.

결론적으로 Johansen 方法은 石英의 含有量과 不凍水分量을 알아야만 되는 어려움이 있지만 그들을 고려하기 때문에 일반적으로 土性에 관계없이 Kersten 方法보다 더 정확한 값을 낸다고 하겠다.

필자의 고찰에 의하면 연탄재와 같이 粒子가 氣孔을 갖고 있는 物質에 대해서는 오차가 너무 크기 때문에 상기한 추정법을 사용할 수 없다. 연탄재의 熱傳導率에 대해서는 다음 기회에 본 學會誌에 기고할 예정이다.

참고문헌

1. 한대석, 박덕원, "한국에서의 설계동결지수치 분포와 그 응용", 한국동력자원연구소 국토이용 지질조사연구 연구보고 85-20, 1985, pp. 39~88.
2. Andersland, O. B. and D. M. Anderson(eds.), Geotechnical Engineering for Cold Regions, McGraw-Hill, New York, 1978, pp. 1~6 and pp. 114~130.
3. Bates, R. E. and M. A. Bilello, Defining the Cold Regions of the Northern Hemisphere, US Army Cold Regions Res. and Eng. Lab. Technical Rept. 178, 1966, pp. 6.
4. Farouki, O. T., Thermal Properties of Soils, US Army Cold Regions Res. and Eng. Lab. Monograph 81-1, 1981.
5. Friviki, P. E. and O. Johansen, "Thermal Properties of Soils and Rock Materials," The 2nd Inter. Symposium on Ground Freezing, Trondheim, Norway, 1980, pp. 427~453.
6. Han, D., "Road Damage due to Ground Freezing in the Republic of Korea and a Method to Predict Frost Depth for Pavement Design," Proceeding of the Symp. on Environmental Geotechnics and Problematic Soils and Rocks, Bangkok, 1985, A. A. Balkema Rotterdam, 1988, pp. 115~122.
7. Johansen, O., Thermal Conductivity of Soils, Ph.D. Thesis, Trondheim, Norway, 1975 (CRR Draft Translation 637, 1977).
8. Klug, H. P. and L. E. Alexander, X-ray Diffraction Procedures, 2nd ed., John Wiley & Sons, New York, 1963, pp. 536~538.
9. Nersesova, Z. A. and N. A. Tsytovich, "Unfrozen Water in Frozen Soils," Proceedings of First Inter. Permafrost Conference, Lafayette, Indiana, 1963, pp. 230~234.