

ALBA ANTONIA CLIVATI

MÉTODO PROPOSTO PARA DETERMINAÇÃO
DA DIFUSIVIDADE TÉRMICA DE MEIOS POROSOS

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Agronomia área de concentração "Ciência do Solo" do Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre.

Curitiba

1991

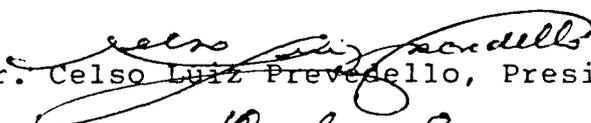


MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA-ÁREA DE CONCENTRAÇÃO
"CIÊNCIA DO SOLO"

P A R E C E R

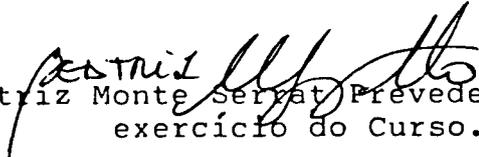
Os Membros da Comissão Examinadora, designada pelo Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo", para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado, apresentada pela candidata ALBA ANTONIA CLIVATI, com o título : "MÉTODO PROPOSTO PARA DETERMINAÇÃO DA DIFUSIVIDADE TÉRMICA DE MEIOS POROSOS", para obtenção do grau de Mestre em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo" do Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná, após haver analisado o referido trabalho e arguido a candidata, são de parecer pela APROVAÇÃO da Dissertação, com o conceito " A ", completando assim, os requisitos necessários para receber o diploma de Mestre em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo".

Secretaria do Curso de Pós-Graduação em Agronomia-Área de Concentração "Ciência do Solo", em Curitiba, 04 de outubro de 1991.


Prof. Dr. Celso Luiz Prevedello, Presidente.


Engº Agrº Dr. Renato Antonio Dedecek, 1º Examinador.


Prof. Dr. Marcos Luiz de Paula Souza, 2º Examinador.


Profª. Beatriz Monte Serfat Prevedello, Coordenadora em exercício do Curso.



AQUELE QUE É ESSÊNCIA
E COMPLEMENTO

DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Em especial ao Prof. Dr. Celso Luiz Prevedello, pela preciosa orientação e pelos inestimáveis conhecimentos transmitidos.

Aos Professores do Curso de Pós-Graduação em Agronomia área de concentração "Ciência do Solo", pela amizade e ensinamentos dispensados.

Aos funcionários do Departamento de Solos e da Biblioteca do Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná pela dedicação e atenção.

á CAPES, pela bolsa de estudos.

A todos os familiares e amigos que fazem a minha vida ser melhor.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO DE LITERATURA.....	3
2.1. EQUAÇÃO DIFERENCIAL PARCIAL QUE GOVERNA A DENSIDADE DE FLUXO DE CALOR NO SOLO.....	3
2.2. PROPRIEDADES TÉRMICAS DOS SOLOS: CONCEITUAÇÃO, DEPENDÊNCIA E DETERMINAÇÃO.....	9
2.2.1. Calor Específico Volumétrico.....	9
2.2.2. Condutividade Térmica.....	10
2.2.3. Difusividade Térmica.....	14
3. CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS.....	29
4. MATERIAL E MÉTODOS.....	39
4.1. SOLOS UTILIZADOS.....	39
4.2. PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL DO MÉTODO PROPOSTO.....	41
4.2.1. Arranjo Experimental.....	41
4.2.2. Preparo das Amostras.....	45
4.2.3. Tomada de Dados.....	46
4.3. PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL DO MÉTODO CHUNG & JACKSON (1954).....	47
4.3.1. Arranjo Experimental.....	47
4.3.2. Preparo das Amostras.....	47
4.3.3. Tomada de Dados.....	48
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	50
6. CONCLUSÃO.....	60
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	61
ANEXO 1- PROGRAMAS COMPUTACIONAIS.....	65
ANEXO 2- DADOS EXPERIMENTAIS.....	73
ANEXO 3- TRATAMENTO ESTATÍSTICO.....	81

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

1	Elemento de volume de solo utilizado para derivar a equação diferencial parcial que governa a densidade do fluxo de calor no solo.....	5
2	Valores de $(T(L/2,t)-T_e)/(T_i-T_e)$ em função de Dt/l^2 obtidos a partir da equação (47), com $n=\infty$ e $n=1$	37
3	Esquema do arranjo experimental utilizado no método proposto.....	43
4	Detalhes do circulador de água utilizado no método proposto.....	44
5	Triângulos de madeira compensada para isolamento hermético das amostras de solo.....	46
6	Difusividade térmica em função do tempo de leitura para o solo franco-argilo-arenoso em diferentes umidades segundo equação (47).....	51
7	Difusividade térmica em função do tempo de leitura para o solo muito argiloso em diferentes umidades segundo equação (47).....	51
8	Difusividade térmica em função da umidade segundo a equação (48) e CHUNG & JACKSON (1954) para o solo franco-argilo-arenoso.....	54
9	Difusividade térmica em função da umidade segundo a equação (48) e CHUNG & JACKSON (1954) para o solo muito argiloso.....	54
10	Difusividade térmica em função da umidade segundo equações (47) e (48) para o solo franco-argilo-arenoso.....	56
11	Difusividade térmica em função da umidade segundo equações (47) e (48) para o solo muito argiloso.....	56
12	Difusividade térmica em função da umidade segundo a equação (47) e CHUNG & JACKSON (1954) com as respectivas equações de ajuste para o solo franco-argilo-arenoso.....	57
13	Difusividade térmica em função da umidade segundo a equação (47) e CHUNG & JACKSON (1954) com as respectivas equações de ajuste para o solo muito argiloso.....	57

RESUMO

A difusividade térmica, em uma coluna finita de solo de comprimento L , foi obtida por uma solução particular da equação diferencial parcial que descreve a densidade do fluxo de calor em meios porosos com umidade constante, em condições transientes. As condições de fronteira são: (i) no início ($t = 0$) e em qualquer posição (x) da coluna ($0 < x < L$), a temperatura do meio é conhecida e de valor constante T_i ($T(x,0) = T_i$); e (ii) num determinado instante os extremos da coluna em $x = 0$ e $x = L$ são expostos a uma temperatura também conhecida e constante T_e , e assim mantidas com o tempo ($T(0,t) = T_e$; $T(L,t) = T_e$). A solução particular obtida foi uma série senoidal de infinitos termos, mas rapidamente convergente. A partir desta solução, foram investigadas duas alternativas para obtenção a difusividade térmica: (1) utilizando apenas o primeiro termo da série, e (2) considerando todos os termos. Ambas foram comparadas ao método CHUNG & JACKSON (1954), em dois solos de características distintas. A segunda alternativa foi satisfatória para obtenção da difusividade térmica, não diferindo estatisticamente dos resultados obtidos pelo método de comparação. A primeira alternativa não se mostrou adequada para meios porosos de baixa difusividade térmica.

SUMMARY

The thermal diffusivity of finite soil column of length L was obtained by a specific solution of the partial differential equation describing the transient state heat flux density in porous media of uniform moisture. Boundary conditions were: (i) at time zero and any position (x) of the column ($0 < x < L$), medium temperature is constant and known T_i ($T(x,0) = T_i$); and (ii) at given instant, column ends at $x = 0$ and $x = L$ are exposed to another constant and known temperature T_e and thus maintained over time ($T(0,t) = T_e$; $T(L,t) = T_e$). The solution obtained was a senoidal series with rapidly converging infinite terms. From this solution, two alternatives were tested: (1) using only the first term of the series, and (2) considering all terms. Both were compared to the CHUNG & JACKSON (1954) method for two soils of distinct characteristics. The second alternative was satisfactory, without statistical difference to the reference method. The first alternative did not prove to be adequate for the determination of the thermal diffusivity of low diffusivity porous media.

1. INTRODUÇÃO

A quantificação ou descrição dos processos que envolvem transferência de calor nos solos como por exemplo, balanço de energia na superfície terrestre, descrição do ambiente da planta, aquecimento ou resfriamento de solos, evaporação da água nos solos, troca de calor na superfície dos solos entre outros, exigem o prévio conhecimento das propriedades térmicas dos solos (DE VRIES, 1975).

O transporte de calor dentro do solo ocorre por condução e por convecção, com ou sem transporte de calor latente. A condução, como processo de transferência de calor por troca molecular de energia cinética, exerce papel fundamental nos processos térmicos dos solos, e é governada pelas propriedades térmicas do meio. A equação diferencial parcial usualmente empregada para descrever a densidade de fluxo de calor em meios porosos, assume que toda a transferência de calor nesses meios ocorre sob processo de condução.

Métodos para a quantificação da densidade de fluxo de calor envolvendo vários mecanismos de transferência simultaneamente têm sido propostos. No entanto, o rigoroso tratamento matemático exigido dificulta sua resolução e aplicação prática.

O fundamento da condução de calor em meios porosos como o solo, tem por base a condução do calor em sólidos homogêneos e isotrópicos, e é dada pela equação de Fourier. Essa lei estabelece que a quantidade de calor que flui através do solo é diretamente proporcional à capacidade do solo de transmitir calor (condutividade térmica) e ao gradiente térmico.

A lei de Fourier, isoladamente, descreve o fluxo de calor em regime permanente, o que raramente ocorre no solo. Estudos de transferência de calor em regime não permanente exigem a combinação da equação de Fourier à equação da continuidade, obtendo-se assim a equação diferencial parcial que governa a densidade de fluxo de calor no solo. Essa lei estabelece que a taxa da variação da temperatura com o tempo é diretamente proporcional à difusividade térmica do meio, e à variação espacial do gradiente térmico.

A difusividade térmica, que é a relação entre a condutividade térmica e o calor específico por unidade de volume, é a medida da taxa na qual um gradiente de temperatura imposto no solo é dissipado por condução. Em outras palavras, é a expressão da facilidade com que é propagada uma frente térmica (PEREIRA, 1973). Embora muitos métodos para a determinação direta ou indireta da difusividade térmica de meios porosos sejam conhecidos, vários deles baseiam-se na fração volumétrica de seus constituintes e na forma e natureza das partículas sólidas do solo ou ainda na variação diária da temperatura no solo. Esses métodos, na maioria das vezes, não ficam isentos de discussões.

Os objetivos deste trabalho são:

i) propor um método para a determinação da difusividade térmica de meios porosos, com base na resolução da equação diferencial parcial que governa a densidade do fluxo de calor nesses meios, sujeita a algumas condições iniciais e de contornos;

ii) testar e discutir a validade da teoria proposta, frente à metodologia proposta por CHUNG & JACKSON (1954).

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 EQUAÇÃO DIFERENCIAL PARCIAL QUE GOVERNA A DENSIDADE DO FLUXO DE CALOR NO SOLO

A densidade do fluxo de calor por condução no solo é quantificada pela lei de Fourier, a qual estabelece que a densidade de fluxo de calor no solo é função da condutividade térmica do meio e do gradiente de temperatura, ou seja

$$q_s = -K_s \left(\frac{\partial T}{\partial s} \right) \quad (1)$$

onde q_s = densidade do fluxo de calor na direção s
(cal/cm².s)

K_s = condutividade térmica na direção s (cal/cm.°C.s)

T = temperatura (°C)

s = coordenada de posição (cm)

onde o sinal negativo indica que o fluxo de calor ocorre na direção oposta ao gradiente de temperatura (KIRKHAM & POWERS, 1972; HILLEL, 1980; KOOREVAAR, 1983).

Quando se deseja conhecer a variação da quantidade de calor em um elemento de volume com o tempo, é necessária a combinação da lei de Fourier com a equação da continuidade, a qual estabelece, matematicamente, que a quantidade de calor não pode ser criada e nem destruída (REICHARDT, 1985).

No processo de derivação da equação diferencial que governa a densidade do fluxo de calor no solo, é assumido que toda transferência de calor no meio ocorre somente por condu-

ção, isto é, que não há movimentação de massa no sistema que cause significativa transferência de calor. Em muitos casos porém, essas condições não se verificam rigorosamente, pois alguma transferência por fluxo de massa pode ocorrer no solo. No entanto, a teoria baseada nessas condições encontra concordância em resultados experimentais (KIRKHAM & POWERS, 1972).

A equação diferencial que governa a densidade de fluxo de calor no solo, é obtida de maneira similar à derivação da equação de Richards para o fluxo de água, ou seja, o fluxo de calor que entra num volume menos o que sai, é igual à variação no conteúdo de calor do elemento de volume com o tempo.

Com base na Figura 01, a quantidade de calor que entra no elemento de volume na direção z é $q_z \Delta x \Delta y$, e a quantidade de calor que sai na mesma direção é dada por

$$q_z \Delta x \Delta y + \left(\frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \Delta x \Delta y \Delta z \quad (2)$$

A diferença entre a quantidade de calor que entra e a quantidade que sai do elemento de volume é então dada por

$$- \left(\frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \Delta x \Delta y \Delta z \quad (3)$$

A combinação da equação (01) escrita para a direção z, com a equação (03) demonstra que a diferença entre a quantidade de calor que entra e a que sai, pode ser expressa por

$$K_z \left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \Delta x \Delta y \Delta z \quad (4)$$

onde a condutividade térmica (K_z) é considerada constante.

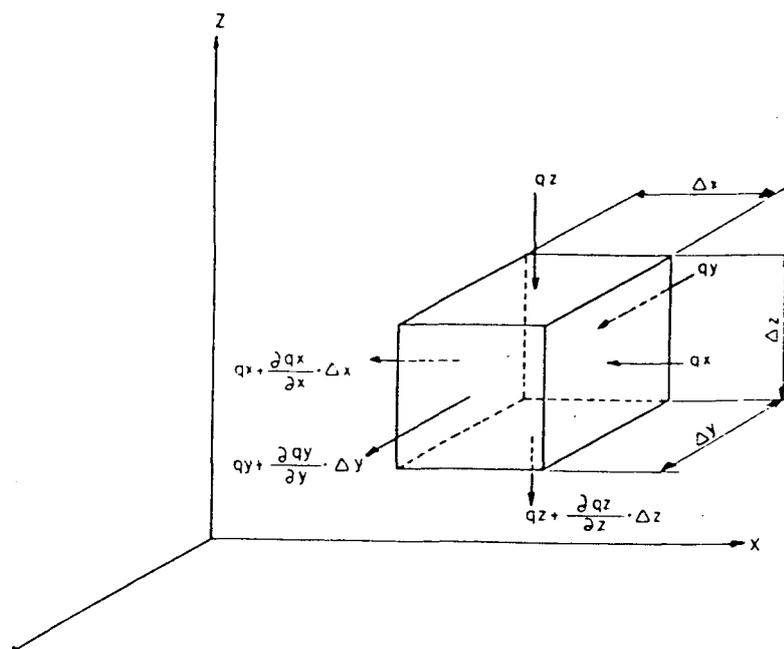


Figura 1- Elemento de volume utilizado para derivar a equação diferencial parcial que governa a densidade do fluxo de calor no solo.

A diferença total na quantidade de calor que entra e sai do elemento de volume, levando-se em conta ainda as direções x e y é dada por

$$(K_x \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + K_y \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + K_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}) \Delta x \Delta y \Delta z \quad (5)$$

Sendo a variação da quantidade de calor do elemento com o tempo expressa por

$$C_v \Delta x \Delta y \Delta z \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \quad (6)$$

onde C_v = calor específico volumétrico ($\text{cal}/\text{cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}$)

Igualando a equação (05) com a equação (06) e, assumindo que K_z , K_x e K_y são iguais a K (meio isotrópico), resulta

$$C_v \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) = K \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \quad (7)$$

Para o fluxo unidimensional na direção x , temos que

$$C_v \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) = K \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \right) \quad (8)$$

A variação da temperatura com o tempo pode também ser expressa por

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) = D \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \right) \quad (9)$$

onde a relação K/C_v é chamada difusividade térmica (cm^2/seg).

A interpretação física da difusividade térmica pode ser notada na equação (09), como uma medida da taxa na qual um gradiente de temperatura imposto no solo é dissipado por condução (KOOREVAR, 1983).

A equação (09) é a equação diferencial parcial que governa a densidade de fluxo de calor por condução em meios porosos isotrópicos, e indica que a taxa de variação da temperatura com o tempo, é função da difusividade térmica e da taxa da variação espacial do gradiente de temperatura. Na derivação desta equação assumiu-se que C_v e K (e portanto D) são independentes do tempo e da posição, isto é, que a umidade é constante. Entretanto, deve-se reconhecer que a equação (09) não

fica isenta de erros, nem mesmo para solos uniformes, se a variação da umidade com a posição e tempo ocasionar variações na condutividade térmica e calor específico volumétrico (JACKSON & KIRKHAM, 1958).

Embora a condução não possa ser considerada como o único mecanismo de transmissão de calor nos solos, ela pode ser considerada como o principal mecanismo de transferência de calor em solos secos (KIRKHAM & POWERS, 1972).

Em solos úmidos, o movimento da água transfere calor através do solo que, em certos casos, pode ser levado de um ponto a outro por difusão de calor devido a evaporação da água, e então depositado em uma região mais fria onde o vapor de água condensa. Nesta condição, portanto, a transferência de calor não é somente por condução. Alguma transferência está não linearmente associada com o movimento de massa de ambos: água e vapor e/ou devido ao calor latente armazenado (JACKSON & KIRKHAM, 1958; KIRKHAM & POWERS, 1972; JACKSON & TAYLOR, 1986).

JONES & KONKHE (1952) observaram que a transferência de vapor de água sob um gradiente de temperatura é negligível, seja em solos muito secos ou muito úmidos, mas tem um máximo em uma umidade intermediária que parece depender da tensão da água no solo e do espaço poroso. Os autores relataram este máximo como ocorrendo em faixas de umidade volumétrica de 0,031 (cm^3/cm^3) para a areia, e 0,105 (cm^3/cm^3) para um solo franco.

A teoria matemática descrevendo o fluxo de calor nos materiais porosos que levam em consideração todos os fatores adicionais, é complexa e não totalmente desenvolvida.

DE VRIES (1958), propõe uma equação para a densidade do fluxo de calor relacionando a condução de calor, a transferência de calor latente pelo movimento de vapor, e a transferência de calor sensível nas formas de vapor e líquido. No entanto, o tratamento analítico desses processos é extremamente difícil conquanto exige conhecimento da geometria do espaço poroso, e algumas condições de contorno devem ser introduzidas para todas interfaces sólido-líquido e líquido-gasosa. Para o regime permanente, a solução analítica foi desenvolvida para a direção horizontal, sendo que a solução para o regime não permanente torna-se demasiado complicada.

HADAS (1977a), testou a metodologia proposta por DE VRIES (1958) e concluiu que o modelo fornece estimativa acurada da transferência de vapor sob condições de regime permanente, mas o método subestima o valor da transferência de calor sob regime não permanente.

2.2 PROPRIEDADES TÉRMICAS DOS SOLOS: CONCEITUAÇÃO, DEPENDÊNCIA E DETERMINAÇÃO.

2.2.1 Calor Específico Volumétrico

O calor específico por unidade de volume é definido como as calorias requeridas para aumentar de 1 °C o volume de 1 cm³ de solo (BAVER *et al*, 1972).

O calor específico por unidade de volume se constitui da soma dos produtos dos calores específicos das diferentes fases do solo pela fração volumétrica de cada fase, e pode ser expresso por

$$C_v = C_m f_m + C_o f_o + C_w f_w + C_a f_a \quad (10)$$

onde C_v = calor específico por unidade de volume de solo (cal/cm³.°C).

C_m, C_o, C_w, C_a = calor específico volumétrico da matéria mineral, matéria orgânica, água e ar do solo, respectivamente (cal/cm³ solo.°C)

f_m, f_o, f_w, f_a = fração volumétrica da matéria mineral, matéria orgânica, água e ar do solo, respectivamente (cm³/cm³)

Baseado em valores típicos das frações dos solos, PREVEDELLO (1987) sugere uma simplificação para a determinação de C_v expressa por

$$C_v = 0,4505f_m + 0,644f_o + f_w \quad (11)$$

onde a fração ar, por possuir calor específico volumétrico de valor insignificante, pode ser desprezada.

Esta propriedade do solo depende principalmente da composição do solo, da umidade e da estrutura do mesmo (VAN WIJK & BRUIJN, 1964).

Dentre os componentes do solo, a matéria orgânica é a que exerce maior influência no calor específico do solo, devido ao alto calor específico por unidade de massa que possui, em torno de 0,46 cal/g.°C, enquanto a areia e argila possuem valores em torno de 0,17 cal/g.°C.

Como se observa na equação (11), as frações volumétricas da matéria mineral e orgânica, uma vez conhecidas, podem ser consideradas constantes, desde que a matéria orgânica não sofra alterações de manejo. Desse modo, o calor específico por unidade de volume varia de acordo com a umidade. Quando esta propriedade é relacionada em função da umidade volumétrica, o coeficiente angular desta relação é unitário e a interceptação na ordenada indica o valor do material quando seco (PREVEDELLO, 1987).

2.2.2 Condutividade Térmica

A condutividade térmica é definida como a quantidade de calor que flui por unidade de tempo e de solo sob um gradiente de temperatura unitário (JACKSON & TAYLOR, 1986). Ela depende

das proporções volumétricas das frações sólida, líquida e gasosa, do tamanho e arranjo das partículas sólidas, e das relações de interface entre as fases sólida e líquida (BAVER et al, 1972; DE VRIES, 1975).

O aumento da massa específica do solo promovendo maior contato entre as partículas sólidas, e a adição de água no solo ocasionando a formação de anéis de água entre as partículas sólidas, promovem o aumento da condutividade térmica. No entanto, o aumento na condutividade térmica devido ao aumento da densidade é pequeno se comparado à adição de água no solo (BAVER et al, 1972; NAKSHABANDI & KOHNKE, 1965).

SEPASKHAH & BOERSMA (1979), estudaram a condutividade térmica quando influenciada pela temperatura e umidade. Utilizaram três solos de diferentes texturas quais sejam: areia-franca, franco e franco-argilo-siltoso. Os autores observaram que o aumento da condutividade térmica por unidade de água adicionada foi maior em solo com a textura grossa do que em solos com textura fina. As diferenças na condutividade térmica entre os três solos foi mais pronunciada a altas umidades, devido principalmente as diferenças entre as condutividades térmicas das partículas individuais.

O efeito da temperatura na condutividade térmica deve-se à contribuição da transferência de calor por fluxo de massa através dos poros preenchidos com ar, obtendo um máximo quando 22 a 35% do espaço poroso do solo é preenchido com água, o que correspondeu a uma umidade volumétrica de 0,11 ; 0,16 e 0,21 cm^3/cm^3 para os solos areia-franca, franco e franco-argilo-siltoso, respectivamente. Próximo à saturação este efeito diminui, pois o aumento da umidade causou uma diminuição do con-

teúdo de ar ocasionando uma descontinuidade no espaço poroso. Os autores sugerem que o efeito da temperatura na condutividade térmica é maior quanto maior o espaço poroso preenchido com ar.

HADAS (1977b), realizando trabalho com agregados secos, concluiu que a condutividade térmica nestes casos tende a decrescer na medida do aumento do tamanho dos agregados e da porosidade, pois o número de pontos bem como a área de contato diminuiu. O autor demonstrou que o tipo de agregados pode influenciar na condutividade térmica visto que agregados angulares possuem maior área de contato que os mais esféricos.

Os métodos para cálculo de condutividade térmica são baseados em dois regimes de fluxo de calor: permanente, quando a temperatura não é função do tempo, ou não permanente, quando a temperatura é função do tempo.

Modelos físicos para cálculo de condutividade térmica baseado na fração volumétrica de seus constituintes e na forma e natureza das partículas dos solos, foram propostos por DE VRIES (1952) e por WOODSIDE (1958) dentre outros.

Os métodos mais comumente utilizados para cálculo de condutividade térmica em regime não permanente, são os que utilizam fontes térmicas cilíndricas. Esses métodos baseiam-se na resolução da equação diferencial para a densidade de fluxo radial, assumindo a fonte de calor como infinita e o solo como meio infinito, homogêneo e isotrópico. Obtendo-se os valores do aumento da temperatura próximo à fonte de calor e conhecendo-se a quantidade de calor fornecida, pode-se calcular a condutividade térmica através da inclinação da curva da temperatura com o logaritmo do tempo. DE VRIES (1952), JANSE & BOREL

(1965) e GOLOVANOV (1969), são alguns dos pesquisadores que utilizaram e propuseram variações e aprimoramentos em metodologia desta natureza.

Fontes térmicas planas, sugeridas por VAN WIJK (1964) e CHUDNOVSKII (1948) citado por CHUDNOVSKII (1962), também podem ser utilizadas. A superioridade das fontes térmicas cilíndricas sobre as fontes planas é notória, visto que há menor deformação do solo, praticidade do instrumento e portabilidade, além da diminuição dos efeitos de dispersão e perda de calor (CHUDNOVSKII, 1962).

Quando a inserção de fontes de calor ocorre em solos úmidos, alguma transferência de massa de água e conseqüentemente de calor ocorrem. DE VRIES (1958), mostrou que a condutividade térmica proporcionada pelo fluxo de massa teve um valor máximo de 0.15×10^{-3} cal/cm.s. $^{\circ}$ C à 20° C para areia e para um solo argiloso, quando a umidade se encontrava na capacidade de campo. Este tipo de interferência pode ser reduzida pelo uso de fontes térmicas cilíndricas de diâmetro finito, e um tratamento matemático mais refinado. A determinação da condutividade térmica real, quando leva-se em consideração o transporte de calor pelo fluxo de massa, necessita do conhecimento do calor específico por unidade de massa da fonte térmica, e também da resistência térmica existente entre a fonte térmica e o meio externo.

O transporte de massa devido a um gradiente térmico imposto pode ser minimizado quando utiliza-se tempos de aquecimento curtíssimos sob pequenos gradientes térmicos, como proposto por ROSS & BRIDGE (1987), que utilizaram o "flash" como fonte térmica para determinação de propriedades térmicas.

2.2.3 DIFUSIVIDADE TÉRMICA

A difusividade térmica tem a mesma significância básica na condução de calor por fluxo não permanente que a condutividade térmica na condução de calor em regime permanente (CHUNG & JACKSON, 1954).

A difusividade térmica, como demonstrado na equação (09), é a relação entre a condutividade térmica e o calor específico por unidade de volume ($D = K/Cv$), expressando a variação da temperatura que ocorre em qualquer porção do solo à medida que o calor flui através dele para uma camada adjacente, tendo como unidade cm^2/seg .

Esta propriedade, assim como a condutividade térmica, pode ser afetada por inúmeras propriedades dos solos, sendo que as mais relevantes são a umidade, textura, estrutura e massa específica (CHUDNOVSKII, 1962; NAKSHABANDI & KOHNKE, 1965; BAVER et al, 1972)

CHUDNOVSKII (1962), faz uma análise completa de todas as influências sofridas pelas propriedades térmicas. Em relação a umidade, o autor demonstra que há um aumento da difusividade com a umidade até um máximo que se mantém, algumas vezes, constante para diferentes tipos de solos em diferentes intervalos de umidade.

O comportamento da difusividade térmica em função da umidade está relacionado à formação de áreas de contato nas partículas sólidas. Como a água possui condutividade térmica em torno de $1,4 \times 10^{-3}$ cal/cm.s.°C e o ar em torno de $0,06 \times 10^{-3}$ cal/cm.s.°C ou seja, cerca de 30 vezes menor que a água, um aumento de umidade no solo causa grande aumento na conduti-

vidade térmica do mesmo. Em altas umidades, por outro lado, o aumento do calor específico pela adição da água ganha mais importância sobre a condutividade térmica, fazendo com que ela decresça em relação à umidade. Isto se deve ao alto calor específico volumétrico da água ($1,0 \text{ cal/cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}$) em comparação com os calores específicos da areia, argila ($0,3 \text{ cal/cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}$) e do ar em torno de $0,0029 \text{ cal/cm}^3 \cdot ^\circ\text{C}$ (COLLIS-GEORGE *et al.*, 1971).

Alguns resultados quantitativos obtidos por CHUDNOVSKII (1962) podem ilustrar como a difusividade térmica pode ser afetada por algumas propriedades ou características físicas dos solos. Em relação ao tamanho das partículas, o autor demonstra que a difusividade térmica é 1,8 a 2 vezes maior para grãos de areia com diâmetro pouco menor que 2 mm do que para os grãos com diâmetro de 0,1 a 0,01 mm, para porosidade de 42% e umidade de 0,5%. Quanto ao aumento da massa específica, quando esta passa de 1,52 para 1,75 em areia, a difusividade térmica aumenta 36%. Para um solo franco, o aumento da massa específica de 0,93 para 1,6, ocasiona um aumento na difusividade térmica da ordem de 45%. O autor conclui ainda que, quanto maior o conteúdo de argila em relação a areia para determinado solo, menor será a difusividade térmica.

SEPASKHAH & BOERSMA (1979), em estudo realizado com três tipos de solos concluíram que a quantidade de água requerida para produzir um filme de determinada espessura, depende da área da superfície específica das partículas, a qual é função do tamanho e forma das partículas. As partículas de argila têm uma superfície específica muito maior que as partículas de areia e por isso requerem maior quantidade de água para formar

um filme de determinada espessura que influencie a condutividade e difusividade térmicas.

NAKSHABANDI & KOHNKE (1965), estudaram as relações das propriedades térmicas com a umidade, textura, massa específica e tamanho dos grãos. Utilizando três tipos de solos, quais sejam, areia fina, franco siltoso e argiloso, os autores observaram que os maiores valores e incrementos da difusividade térmica em função da umidade foram obtidos em ordem decrescente pela areia fina, franco siltoso e argiloso, demonstrando que quanto maior o tamanho das partículas e dispersão do material, maior sua condutividade e difusividade térmicas. Quando a difusividade térmica foi relacionada ao potencial da água no solo, as curvas mostram-se bastantes próximas.

Quanto ao efeito da massa específica do solo, os mesmos autores observaram que embora o aumento na massa específica ocasione maior contato entre as partículas do solo, acarretando aumento nas suas propriedades térmicas, o seu efeito é pequeno quando comparado ao aumento devido à umidade. Semelhante conclusão foi observada para o tamanho das partículas.

Muitos métodos tem sido propostos e utilizados para a determinação da difusividade térmica de meios porosos. Todavia, qualquer que seja o método, ele pode ser classificado dentro de dois grandes grupos: o grupo dos métodos que se baseiam no regime de densidade de fluxo térmico permanente, e o grupo daqueles onde o regime térmico é não permanente.

Os métodos baseados em regime permanente possuem valor questionável conquanto esse estado raramente ocorre nos solos, embora propiciem resultados bastantes confiáveis em solos secos. Seu uso em solos úmidos torna-se restrito, devido a pro-

blemas ocasionados pela movimentação de água e vapor sob gradientes térmicos (BAUER *et al*; ACHARYA, 1976; JACKSON & TAYLOR, 1986).

Os problemas com a movimentação da água e o longo tempo requerido para que o gradiente seja constante, são minimizados quando se determina as propriedades térmicas do meio em regime não permanente.

Usualmente, os métodos para cálculo de difusividade térmica não levam em consideração aspectos não lineares como a transferência de água e vapor por fluxo de massa quando se aplica um gradiente térmico no solo. Alguns autores (MOENCH & EVANS, 1970; JACKSON & KIRKHAM, 1958; entre outros), sugerem que quando tais fatores são levados em consideração, obtém-se a difusividade térmica real. Segundo esses autores, a difusividade térmica comumente obtida deve ser entendida como uma difusividade térmica aparente.

Embora a difusividade térmica real seja de grande importância, sua aplicabilidade prática é restrita, visto que em condições de campo é praticamente impossível determinar a influência da transferência de calor por fluxo de massa, o que torna bastante interessante a obtenção de valores de difusividade térmica aparente em laboratório de modo a permitir a integração de resultados.

Basicamente, a determinação da difusividade térmica do solo em regime não permanente pode ser feita pelo método da onda de temperatura, e métodos que utilizam fontes térmicas aplicadas ao solo.

Os métodos que utilizam a onda de temperatura na superfície, assumem que esta é dada como uma série com período de t

dia. A difusividade térmica pode ser obtida através da solução da equação de condução de calor, atendo-se ao 1º termo da série. Uma variação deste método é a utilização do máximo retardamento da temperatura com a profundidade.

Algum erro pode advir do fato de que as soluções são válidas somente quando a variação da temperatura com o tempo, na superfície, é estritamente senoidal, o que de fato não ocorre. Estes tipos de erros podem ser minimizados através da utilização das séries de Fourier como propõe CARSON (1963) ou, quando se assume a distribuição inicial da temperatura como linear (CHUDNOVSKII, 1962; VAN WIJK, 1963).

WIERENGA *et al* (1969), observa que métodos que utilizam a amplitude e fase da variação diária de temperatura do solo requerem, para validar sua utilização, dados de temperatura à várias profundidades, e não somente duas profundidades como geralmente utilizado.

LETTAU (1954) e LETTAU (1971) descrevem modelos para a determinação da difusividade térmica baseados na variação diária da temperatura em solos não homogêneos. Nesses métodos, a difusividade térmica é determinada como uma função da profundidade abaixo da superfície do solo. Para tanto, medidas da temperatura em função do tempo na superfície e subsuperfície do solo são requeridas. Aprimoramentos nesses métodos foram sugeridos por SINGH & SINHA (1977) e SINHA & SINGH (1980) que desenvolveram soluções para a equação de condução de calor para quatro formas funcionais diferentes da temperatura na superfície do solo, pela especificação das condições de contorno em termos de gradiente térmico, como também da temperatura da superfície do solo.

Trabalho definitivo na comparação destes métodos é realizado por HORTON *et al* (1983), e mais recentemente por SANTOS *et al* (1988).

Fontes térmicas aquecidas, sejam elas planas ou cilíndricas, tem sido comumente utilizadas para a determinação da difusividade térmica.

Os métodos de fonte plana utilizam-se de placas planas de metal aquecidas eletricamente que, quando inseridos no solo, criam um gradiente de temperatura. O solo nesse caso é considerado meio infinito e uniforme em todas as direções perpendiculares ao plano da placa. Através da solução da equação (9) pode-se facilmente determinar a difusividade térmica. Os dados necessários, para tanto, são a distância da placa ao termômetro, a temperatura inicial do solo e a sua variação com o tempo, e a temperatura da fonte térmica. A medida da distância da placa ao termômetro é a fonte mais comum de erros. Esse método pode ser aplicado "in situ" ou laboratório. Deve-se, no entanto, dar preferência a uma variação desse método, o qual utiliza aquecimento instantâneo da placa, visto que é difícil a manutenção constante da temperatura na mesma (CHUDNOVSKII, 1962).

O mesmo autor afirma que as variações na espessura da placa de 0,5 a 2 mm de ferro, cobre ou latão, não influenciam a obtenção dos valores de difusividade térmica. Atenção deve ser dada, por outro lado, na colocação do termômetro, que deve ser no centro da placa, e na temperatura da placa, que não deve ser extremamente baixa ou alta. Para uma placa de 2 mm de espessura é sugerida a temperatura de 60 °C. Em condições de laboratório, o solo deve estar contido em uma caixa com a mes-

na dimensão da placa, paredes espessas e dotadas de material de baixa condutividade térmica e com pelo menos 25 cm de comprimento. A largura da caixa e da placa parecem não influenciar a determinação da difusividade térmica.

Como citado anteriormente (ítem 2.2.2), os métodos que utilizam fonte térmica cilíndrica, são superiores àqueles de fonte plana. Nesse método deve-se assumir a fonte térmica como infinitamente longa, ou que a relação comprimento-diâmetro seja alta, além da uniformidade do solo na direção radial ao eixo da fonte. Esses métodos consistem em estudar o campo de temperatura produzido no solo pela fonte cilíndrica isotérmica. Para tanto, utiliza-se a solução particular da equação da condução para fluxo radial sujeita a determinadas condições iniciais e de contorno. Conhecendo-se o campo da temperatura produzido pela fonte térmica, pode-se conduzir o experimento que consiste em aplicar a fonte num instante $t = 0$ e observar o tempo requerido para aumentar a temperatura a uma distância r da mesma. A teoria e a aparelhagem necessária são especificadas por CHUDNOVSKII (1962).

Uma variação nesse método é a aplicação de uma fonte aquecida instantaneamente no solo. O principal defeito do método é que a fonte necessita ser aquecida a temperaturas relativamente altas para ocasionar alterações sensíveis da temperatura do meio. Por outro lado, o método é bastante simples e prático.

CHUDNOVSKII (1962) comparando os resultados obtidos pelos métodos anteriormente citados, obteve valores de difusividade térmica para areia seca na faixa de $2,2$ a $2,5 \times 10^{-9}$ cm^2/s e para areia úmida de $7,0$ a $7,6 \times 10^{-9}$ cm^2/s . Estes re-

sultados são coincidentes aos resultados obtidos por outros autores.

JACKSON & KIRKHAM (1958) propuseram um método para minimizar os efeitos não lineares como a transferência de calor latente e fluxo de massa que a equação (09) não considera. Eles utilizaram uma solução periódica da equação (09) para determinada onda de calor e período sujeita a determinadas condições iniciais e de contorno. Uma fonte de calor alternada é aplicada a fim de produzir sucessivamente menores valores de gradiente térmico. A extrapolação da difusividade térmica quando o gradiente é zero, fornece o valor da difusividade térmica real. Os autores concluem que a suposição de ser negligível a transferência de calor por fluxo de massa não é válida, e que a difusividade térmica aparente não é função somente do volume dos poros abertos ao movimento do vapor, mas também em função da sua dimensão, e se está ou não preenchido com água. Os valores obtidos para a difusividade térmica real de um solo franco argiloso próximo à saturação, foi em torno de $3,0 \times 10^{-9} \text{ cm}^2/\text{s}$ e, $1,6 \times 10^{-9} \text{ cm}^2/\text{s}$ para o solo seco. Este método foi posteriormente estudado por HADAS (1968) que atestou ser um método bastante acurado para determinação da difusividade térmica embora de difícil execução.

JACKSON (1960) citado por JACKSON & TAYLOR (1986) propõe uma metodologia para a solução da equação de condução de calor num meio semi-infinito, que é dada na forma:

$$T - T_0 = (T_s - T_0) \operatorname{erfc} \left[\frac{x}{(4Dt)^{1/2}} \right] \quad (12)$$

onde T = temperatura da amostra ($^{\circ}\text{C}$).

T_0 = temperatura inicial da amostra ($^{\circ}\text{C}$)

T_s = temperatura da fonte térmica ($^{\circ}\text{C}$) e,

erfc = função erro complementar (adimensional), dada por

$$\text{erfc} \frac{x}{(4Dt)^{1/2}} = (1 - 2\pi^{-1/2} \int_0^{x/(4Dt)^{1/2}} \exp(-u^2) du) \quad (13)$$

A aparelhagem necessária consiste em tubos de plástico ou material de baixa condutividade térmica, nos quais são inseridos as amostras de solo. Os tubos devem ter no mínimo 10 cm de comprimento e 10 cm de diâmetro. Um trocador de calor aquecido por água quente é aplicado numa superfície da amostra. A transmissão de calor é feita através de uma placa de cobre que está em contato com a superfície do solo e a água aquecida. As medidas de temperatura devem ser feitas por termopar instalados no lado da amostra à 1 e 2 cm de distância da fonte, de modo que a parte sensível do termopar fique instalado no centro da secção transversal da amostra. JACKSON & TAYLOR (1986), detalham os procedimentos necessários à correta aplicação desse método.

A utilização de uma fonte térmica de grande diâmetro, aquecida a uma taxa constante, foi proposta por MOENCH & EVANS (1970), a fim de minimizar a interferência da migração de água nas medições. As propriedades térmicas do solo são obtidas através da relação temperatura-tempo, e dos valores obtidos teoricamente através da equação de condução de calor, quando sujeita a determinadas condições iniciais e de contorno. Usando a parte inicial da curva da temperatura-tempo e levando em conta a resistência do contato térmico entre a fonte de calor

e o solo, obtem-se o valor da condutividade térmica, que inclui um pequeno efeito do fluxo de massa, o qual pode ser aproximado teoricamente. Os valores da condutividade térmica podem, então, ser ajustados para dar uma estimativa dos valores reais da condutividade e da difusividade térmicas. Os valores de difusividade térmica obtidos por esse método para um solo franco arenoso variaram entre $2,23 \times 10^{-9} \text{ cm}^2/\text{seg}$ quando seco e, $9,03 \times 10^{-9} \text{ cm}^2/\text{seg}$ para solo saturado.

Um estudo sobre a influência do contato solo-fonte térmica, e da transferência de vapor nas medições das propriedades térmicas dos solos foi realizado por HADAS (1974). Para tanto, esse autor utilizou dois tipos de equações, onde na primeira ele assumiu o solo como meio homogêneo, semi-infinito e tendo um perfeito contato solo-fonte térmica, com as mesmas condições iniciais e de contorno consideradas por JACKSON (1960), citado por JACKSON & TAYLOR (1986). Desse modo, a primeira equação de HADAS (1974), em nada diferiu da equação (12) apresentada anteriormente. Na segunda equação, HADAS (1974) assumiu diferentes condições iniciais e de contorno para levar em consideração a imperfeição do contato solo-fonte térmica, além das mudanças nas propriedades térmicas do meio, advindas do processo de transferência de água por gradientes térmicos.

Com base nos resultados, o autor concluiu que houve um decréscimo na difusividade térmica com o tempo, devido a dessecção parcial e transferência de água a partir da fonte térmica, além de diferentes valores de difusividade térmica para um dado tempo à diferentes distâncias da fonte de calor. Segundo o autor, isso se deve a um decréscimo da condutividade térmica causando um aumento na resistência do fluxo de calor e

conseqüentemente reduzindo a difusividade térmica com o tempo para diferentes valores de x . Nesse caso, quanto maior a distância da fonte, maiores os valores de difusividade térmica encontrados.

HADAS (1974), concluiu ainda que quanto maior a umidade, maior o contato solo-fonte térmica. Com isso, o autor recomenda o uso de fontes térmicas cilíndricas ou planas somente para solos úmidos sem boa agregação, tornando o contato solo-fonte térmica o melhor possível. O autor sugere ainda a aplicação de pequena quantidade de calor por curto período de tempo, a fim de não ocasionar grandes gradientes térmicos. Ele utilizou diferenças de temperatura na ordem de 6°C por 5 minutos.

A importância da magnitude dos intervalos de tempo e dos gradientes térmicos na obtenção da difusividade térmica, também foram estudadas por ACHARYA (1976), que comparou dois métodos em regime não permanente de densidade de fluxo térmico, quais sejam: método por fluxo térmico radial, medido em pequenos intervalos de tempo sob pequeno gradiente térmico, e método por fluxo térmico unidirecional, com longos intervalos de tempo e sob comparativamente maior gradiente térmico. O autor concluiu que embora o comportamento geral das curvas da difusividade térmica em função da umidade estivessem de acordo com outros autores, a difusividade térmica obtida pelo método por fluxo unidirecional encontrou ser 3,0 a 3,7 vezes maior do que aqueles obtidos pelo outro método. Segundo o autor, isto se explica pelo fato de que ambos os métodos assumem que a temperatura aumenta uniformemente com o tempo, o que de fato não ocorre no método unidirecional, pois a temperatura próximo

à fonte de calor aumenta rapidamente quando comparado a distâncias maiores. Altos gradientes de temperatura aplicados nesse método provocaram rápida dessecação do solo próximo a fonte de calor, que associado ainda à longa duração do experimento, contribuíram para os altos valores encontrados.

CHUNG & JACKSON (1954) propuseram um método para obtenção da difusividade térmica em materiais de baixa condutividade, sob condições de regime não permanente, onde a temperatura é função do tempo de aquecimento em banho maria. Eles partiram da equação (09) escrita em coordenadas cilíndricas, ou seja,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} \right) \quad (14)$$

onde r = coordenada de posição radial, sujeita às seguintes condições iniciais e de contorno

$$T = T_i \quad \text{quando} \quad t = 0 \quad (15)$$

$$\lim_{r \rightarrow r_m} \frac{\partial T}{\partial r} = \frac{-h}{K} (T_a - T) \quad (16)$$

onde T = temperatura no ponto r e tempo t ($^{\circ}\text{C}$)

T_a = temperatura constante do banho-maria ($^{\circ}\text{C}$)

T_o = temperatura inicial da amostra ($^{\circ}\text{C}$)

t = tempo de aquecimento (seg)

h = coeficiente de transferência de calor na superfície
($\text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{s} \cdot ^{\circ}\text{C}$)

r_m = raio do cilindro (cm)

Segundo esses autores a equação (14) sujeita às condi-

ções 15 e 16, conduz à seguinte solução particular

$$\frac{T_a - T}{T_a - T_o} = \sum_{v=1}^{\infty} \frac{2 J_1(Xv)}{Xv [J_0^2(Xv) + J_1^2(Xv)]}$$

$$\cdot \left[\exp - \left(Xv^2 \frac{Dt}{r_m^2} \right) \right] \left[J_0 \left(Xv \frac{r}{r_m} \right) \right] \quad (17)$$

onde $J_0(x)$ = função de Bessel de 1ª tipo e ordem zero de x

$J_1(x)$ = função de Bessel de 1ª tipo e 1ª ordem de x

t = tempo de aquecimento (seg)

Xv = raiz positiva de $XJ_1(x) = (hr_m/K)J_0(x)$

A equação 17 é uma série altamente convergente, que se reduz a um equação do tipo

$$y = A 10^{-bt} \quad (18)$$

$$A = \frac{2 J_1(X_1)}{X_1 [J_0^2(X_1) + J_1^2(X_1)]} \left[J_0 \left(X_1 \frac{r}{r_m} \right) \right] \quad (19)$$

$$b = \frac{X_1 D}{2.303 r_m^2} \quad (20)$$

onde Y = taxa da diferença de temperatura $(T_a - T)/(T_a - T_o)$

(adimensional)

A = uma constante

$-b$ = inclinação da curva $\log Y - t$ (seg)

Com isso, é possível calcular a difusividade térmica através do coeficiente angular b que se obtém da função $(T_a - T)/(T_a - T_0)$ versus o tempo, ou seja

$$D = \frac{2.303 \cdot r_m^2 \cdot b}{X_1^2} \quad (21)$$

onde X_1 = constante de valor 2,405

Segundo os autores, esse método mostrou-se acurado, rápido e simples para obtenção da difusividade térmica em sólidos de baixa condutividade térmica, podendo ainda ser adaptado a materiais pastosos ou porosos.

PARIKH et al (1979) utilizaram-se do método proposto por CHUNG & JACKSON (1954), aplicando-o num solo franco-siltoso. Amostras de solo foram colocadas em cilindros de alumínio de parede fina, com 15,2 cm de comprimento e 1,91 cm de diâmetro. Após atingir equilíbrio com a temperatura ambiente, as amostras foram imersas instantaneamente em banho de água quente à temperatura constante. Por meio de um termopar inserido no centro da amostra, os valores da temperatura com o tempo eram registrados. As temperaturas obtidas chegaram a um equilíbrio em torno de 4 a 6 minutos após o início do experimento para amostras secas, e de 2 a 3 minutos para amostras úmidas. Segundo PARIKH et al (1974), essa variação do tempo é suficiente para atender ao modelo matemático e não permitir a redistribuição de água na amostra. Segundo os autores, os dados obtidos encontraram respaldo na literatura existente.

Mais recentemente, ROSS & BRIDGE (1987) utilizaram o

método do pulso ou "flash" para determinação das propriedades térmicas dos solos. Esse método é comumente utilizado na ciência dos materiais, mas nunca antes aplicado aos solos. O método consiste na aplicação de disparos de energia radiante ("flash") na face superior da amostra de solo, e conseqüente tomada da temperatura na face oposta. A amostra de solo consiste num disco de 6mm de espessura, e 25 mm de diâmetro. O aumento da temperatura no disco com o "flash" a 50 mm de distância, esteve em torno de 0,6 a 1,5 °C . O sinal obtido pelo termopar na face oposta foi ampliado, filtrado e aplicado num conversor analógico digital em um microcomputador Apple II.

3.0 CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS

O método proposto neste trabalho advém da solução da equação diferencial parcial que governa o fluxo transiente de calor no solo, sob condições de umidade constante, ou seja, da equação (9)

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right) = D \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2}\right) \quad (9)$$

sujeita às seguintes condições inicial e de contornos

$$T(x,0) = T_i \text{ (constante)} \quad (22)$$

$$T(0,t) = T_e \text{ (constante)} \quad (23)$$

$$T(L,t) = T_e \text{ (constante)} \quad (24)$$

onde T = temperatura ($^{\circ}\text{C}$)

t = tempo (s)

D = difusividade térmica do meio (cm^2/s)

x = coordenada de posição (cm)

A primeira condição diz que no início a temperatura do meio em qualquer posição é constante e valendo T_i . As duas condições seguintes dizem que para qualquer tempo ($t > 0$), os extremos da coluna ($x = 0$ e $x = L$) serão mantidos à temperatura constante e valendo T_e .

Visando facilitar o desenvolvimento matemático da equa-

ção (09) sujeita às condições (22), (23) e (24), convém proceder uma simplificação na apresentação delas, sem contudo alterar os seus significados físicos. Para isso, as condições (22), (23) e (24) não se alteram se escritas nas formas

$$T_{(x,0)} - T_e = T_i - T_e \quad \text{ou} \quad \bar{T}_{(x,0)} = T_i - T_e \quad (\text{constante}) \quad (22a)$$

$$T_{(0,t)} - T_e = 0 \quad \bar{T}_{(0,t)} = 0 \quad (23a)$$

$$T_{(L,t)} - T_e = 0 \quad \bar{T}_{(L,t)} = 0 \quad (24a)$$

onde $\bar{T}_{(x,t)} = T_{(x,t)} - T_e$

Com isso a equação (09) pode agora ser escrita como

$$\frac{\partial (T - T_e)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 (T - T_e)}{\partial x^2} \quad \text{ou} \quad \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial x^2} \quad (9a)$$

Assim, o problema consiste em resolver a equação (9a) sujeita às condições iniciais e de contorno dadas por (22a), (23a) e (24a).

Aplicando a técnica da separação de variáveis, se assumirmos para a equação (9a) uma solução da forma

$$\bar{T}_{(x,t)} = X_x \bar{T}_t \quad (25)$$

onde X_x e T_t são funções dependentes somente de x e t , respec-

tivamente, então ela pode ser escrita como

$$DX'' \bar{T} = X\bar{T}' \quad \text{ou} \quad \frac{X''}{X} = \frac{\bar{T}'}{D\bar{T}} = \lambda \quad (9b)$$

pois: i) $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} [X \bar{T}] = X \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = X \bar{T}'$

ii) $\frac{\partial \bar{T}}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} [X \bar{T}] = \bar{T} \frac{\partial X}{\partial x} = \bar{T} X'$

$$\frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial x^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \right] = \frac{\partial}{\partial x} \left[\bar{T} \frac{\partial X}{\partial x} \right] = \bar{T} \frac{\partial^2 X}{\partial x^2} = \bar{T} X''$$

Como o primeiro membro da equação (9b) é só função de x e o segundo é só função de t , e como para qualquer valor de t e de x os membros devem ser iguais, então a única possibilidade para que isso ocorra, é que eles sejam iguais a uma constante λ . Seja ela $-\alpha^2$. Esta escolha simplifica a solução, já que se $\lambda > 0$, as soluções de $X' - \lambda X = 0$ conduzem a resultados fisicamente não próprios. Assim, assumindo

$$\lambda = -\alpha^2$$

Já que α é uma constante, também $-\alpha^2$ será, então, de acordo com a equação (9b), tem-se

$$\bar{T}' + \alpha^2 D\bar{T} = 0 \quad (26)$$

$$X'' + \alpha^2 X = 0 \quad (27)$$

As equações (26) e (27) necessitam ser resolvidas. Iniciemos pela equação (26), admitindo que a sua solução seja da forma

$$\bar{T} = e^{mt} \quad (\text{onde } m \text{ é uma constante}) \quad (28)$$

Então $T' = me^{mt}$ que substituída juntamente com a equação (28) na (26), produz

$$me^{mt} + \alpha^2 D e^{mt} = 0 \quad (29)$$

A equação (29) requer, para manter a igualdade, que $m = -\alpha^2 D$. Assim, a equação (28) fica

$$\bar{T} = e^{-\alpha^2 D t} \quad (30)$$

Portanto, a forma adotada na equação (28), com $m = -\alpha^2 D$ satisfaz como solução da equação (26).

Similarmente, admitindo que a equação (27) apresente uma solução da forma

$$X = e^{Sx} \quad (s = \text{constante}) \quad (31)$$

Então, $X' = Se^{Sx}$ e $X'' = S^2 e^{Sx}$, que substituída juntamente com a equação (31) na (27) produz

$$S^2 e^{Sx} + \alpha^2 e^{Sx} = 0 \quad (32)$$

A equação (32) requer, para manter a igualdade, que $S^2 = -\alpha^2$, ou $S = \pm i\alpha$, onde i é o número imaginário $\sqrt{-1}$.

Assim, a equação (31) fica

$$X = e^{i\alpha x} \quad (33)$$

Se considerarmos a solução positiva na equação (33), já que não se necessita da solução negativa, então

$$X = e^{i\alpha x} \quad (34)$$

Substituindo agora as equações (30) e (34) na equação (25), obtem-se

$$\bar{T}(x,t) = e^{i\alpha x} \cdot e^{-\alpha^2 Dt} \quad (35)$$

Utilizando a relação de Euler para $e^{i\alpha x}$ na equação anterior resulta segundo SPIEGEL (1971), em

$$\bar{T}(x,t) = e^{-\alpha^2 Dt} (\cos \alpha x + i \operatorname{sen} \alpha x) \quad (36)$$

Uma vez que a parte real e a parte imaginária de uma solução complexa são soluções, e considerando ainda que uma constante vezes uma solução mais outra constante vezes outra solução é também uma solução (princípio da superposição), então a solução geral para a equação (36) é dada por

$$\bar{T}(x,t) = \sum_{n=1}^{\infty} (A_n e^{-\alpha_n^2 Dt} \cos \alpha_n x + B_n e^{-\alpha_n^2 Dt} \operatorname{sen} \alpha_n x) \quad (37)$$

onde A_n e B_n são constantes arbitrárias.

A equação (37) é a solução geral da equação (9a) e a solução particular deve ser obtida incluindo as condições iniciais e de contornos.

Para satisfazer a condição (24a) quando $x = 0$, é necessário que $A_n = 0$, pois $\cos 0 = 1$. Para satisfazer a condição (24a), quando $x = L$, tem-se que

$$\bar{T}(L,t) = \sum_{n=1}^{\infty} B_n e^{-\alpha_n^2 \cdot Dt} \operatorname{sen} \alpha_n L = 0 \quad (38)$$

pela qual se conclui, desde que α_n e B_n são diferentes de zero, que $\alpha_n L$ deve ser um número inteiro de π , ou seja

$$\alpha_n L = n\pi, \quad \alpha_n = \frac{n\pi}{L}, \quad n = 1, 2, 3, \dots \quad (39)$$

Assim, com $A_n = 0$ e α_n dado pela equação (38), a equação (37) fica

$$\bar{T}(x,t) = \sum_{n=1,2,3,\dots}^{\infty} B_n \operatorname{sen} \left(\frac{n\pi}{L} x \right) e^{-\left(\frac{n\pi}{L} \right)^2 Dt} \quad (40)$$

que satisfaz a equação (9a) e as condições (23a) e (24a).

Por último, para que a equação (40) se transforme na solução particular do problema, ela deve satisfazer ainda a condição (22a). Desse modo, incluindo a condição (22a) na equação (40), obtém-se

$$\bar{T}(x,0) = (T_i - T_e) = \sum_{n=1,2,3,\dots}^{\infty} B_n \operatorname{sen} \left(\frac{n\pi}{L} x \right) \quad (41)$$

A série da equação (41) é exatamente uma série de Fourier em seno, a qual é definida por (SPIEGEL, 1971):

$$f(x) = \sum_{i=1,2,3,\dots}^{\infty} B_n \operatorname{sen} \frac{n\pi}{C} x ; 0 < x < C \quad (C = \text{constante})$$

onde as constantes B_n são dadas por

$$B_n = \frac{2}{C} \int_0^C f(x) \operatorname{sen} \frac{n\pi}{C} x \, dx ; n = 1, 2, 3, \dots \quad (42)$$

Portanto, com base na equação (42), os coeficientes B_n são dados por

$$B_n = \frac{2}{L} \int_0^L (T_i - T_e) \operatorname{sen} \frac{n\pi}{L} x \, dx ; 0 < x < L ; n = 1, 2, 3, \dots \quad (43)$$

Para resolver a integral da equação (43) fazendo

$$\frac{n\pi}{L} x = u \quad \text{logo} \quad \frac{du}{dx} = \frac{n\pi}{L} \quad \text{e} \quad dx = \frac{L}{n\pi} du$$

Assim,

$$\begin{aligned} B_n &= 2 \cdot \frac{(T_i - T_e)}{L} \int_0^L \operatorname{sen} u \cdot \frac{L}{n\pi} du \\ &= \frac{2}{n\pi} \cdot \frac{L}{L} (T_i - T_e) \int_0^L \operatorname{sen} u \, du = \\ &= \frac{2}{n\pi} (T_i - T_e) \left[-\cos \frac{n\pi}{L} x \right]_0^L = \end{aligned}$$

$$= \frac{2}{n\pi} (T_i - T_e) (-\cos n\pi + 1) =$$

se n é par (rejeitada porque B_n não pode ser nulo)

$$= \frac{4}{n\pi} (T_i - T_e) \text{ se } n \text{ é ímpar} \quad (44)$$

Portanto, substituindo a equação (44) na (40), obtém-se

$$\bar{T}(x,t) = \frac{4}{\pi} (T_i - T_e) \sum_{n=1,3,5,\dots}^{\infty} \frac{1}{n} e^{-\left(\frac{n\pi}{L}\right)^2 Dt} \operatorname{sen}\left(\frac{n\pi}{L} x\right) \quad (45)$$

que é a solução particular da equação (9a) sujeita às condições (22a), (23a) e (24a).

Para se ter a solução da equação (9) sujeita as condições (22), (23) e (24), basta lembrar que $T(x,t) = \bar{T}(x,t) - T_e$, o que resulta finalmente

$$T(x,t) - T_e = \frac{4}{\pi} (T_i - T_e) \sum_{n=1,3,5,\dots}^{\infty} \frac{1}{n} e^{-\left(\frac{n\pi}{L}\right)^2 Dt} \operatorname{sen}\left(\frac{n\pi}{L} x\right) \quad (46)$$

Desse modo, a equação (46) permite estimar a temperatura do solo em qualquer posição e tempo numa coluna de comprimento L , desde que durante esse tempo os extremos da coluna sejam mantidos com uma temperatura T_e , após ela ter permanecido em equilíbrio térmico com uma temperatura T_i em qualquer posição.

A equação (46) pode agora ser trabalhada visando a obtenção da difusividade térmica do meio, desde que conhecidas todas as variáveis intervenientes. Essa tarefa, entretanto, tem que ser realizada mediante artifícios, porquanto que o valor de D não pode ser explicitado da equação (46). Assim, se

os valores das temperaturas T_i e T_e são conhecidos, e os valores de $T(x,t)$ (para $x = L/2$, por exemplo) são registrados em função do tempo, então a equação (46) fica

$$\frac{T(L/2,t) - T_e}{T_i - T_e} = \frac{4}{\pi} \sum_{n=1,3,5,\dots}^{\infty} \frac{1}{n} e^{-\left(\frac{n\pi}{L}\right)^2 Dt} \operatorname{sen}\left(\frac{n\pi}{2}\right) \quad (47)$$

A equação (47) é rapidamente convergente para qualquer valor de Dt/L^2 o que permite com poucos valores de n conhecer o 2º membro da equação (47). Isso foi feito através do programa apresentado no Anexo I, o que permitiu a elaboração da Figura 2.

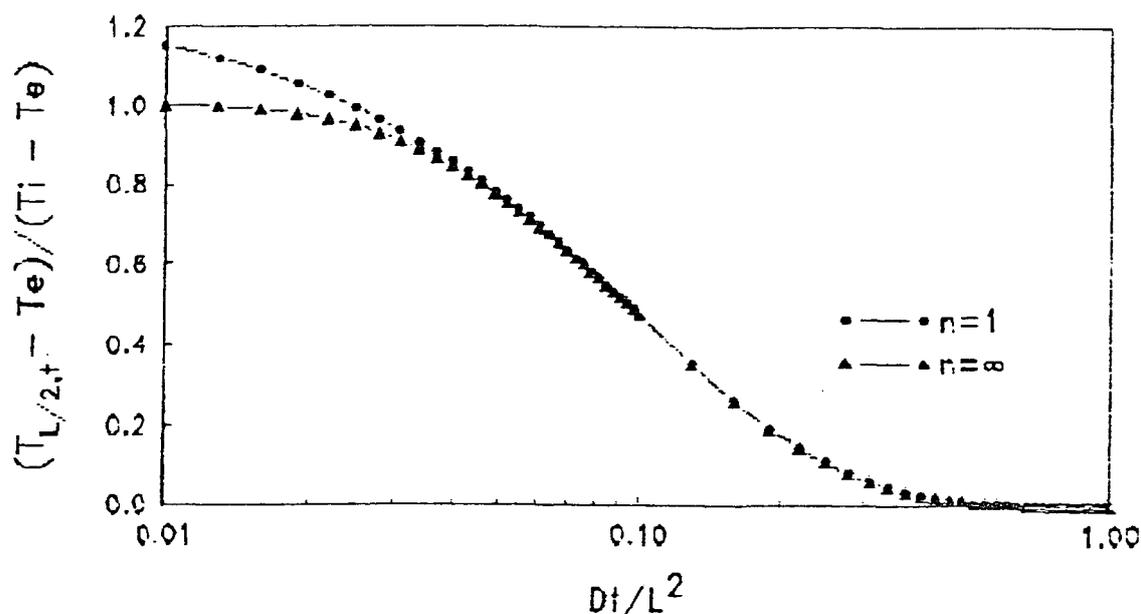


Figura 2- Valores de $(T(L/2,t) - T_e) / (T_i - T_e)$ em função de Dt/L^2 obtidos a partir da equação (47), com $n=\infty$ e $n=1$.

Estabelecendo-se o número de termos da série da equação (47) como unitário, verifica-se que o erro incorrido nesta simplificação está em torno de 1 % quando a relação Dt/l^2 é maior que 0,045 ou quando a relação $(T(L/2,t)-T_e)/(T_i-T_e)$ é menor que 0,8.

Com a adoção de apenas o 1º termo da série é possível explicitar o valor de D da equação 47, que pode então ser expressa por

$$D = \frac{L^2}{\pi^2 t} \ln \left[\frac{4}{\pi} \frac{(T_i - T_e)}{(T_{(L/2,t)} - T_e)} \right] \quad (48)$$

4. MATERIAL E MÉTODOS

Para comprovar a teoria proposta, foi necessária a construção artesanal dos aparelhos destinados à medição das temperaturas de modo que satisfizessem as condições exigidas pela teoria proposta.

Como método de comparação, utilizou-se metodologia descrita por CHUNG & JACKSON (1954) por ser de simples execução e por apresentar resultados compatíveis com diversos outros métodos para determinação da difusividade térmica (PARIKH et alii, 1979).

Tanto o método proposto quanto o método de CHUNG & JACKSON (1954), exigem para o cálculo da difusividade térmica dados da variação da temperatura no solo quando submetido à uma fonte de calor, que nos dois casos consistia em água aquecida.

Para a execução dos experimentos foram utilizados dois solos de diferentes granulometria, de modo a permitir uma melhor análise do método proposto, já que as características físicas do solo possuem grande influência nas propriedades térmicas dos mesmos.

4.1 SOLOS UTILIZADOS

Os solos utilizados para experimentação foram descritos por SANTOS Fº (1977), como sendo Latossolo Vermelho Escuro e Latossolo Vermelho Amarelo.

Ambos os solos foram coletados na região de Ponta Grossa, mais especificamente nos quilômetros 81 para o LV, e 96 para o LE, da rodovia do Café - Br 376- no trecho Curitiba-Ponta Grossa. As profundidades de coleta foram respectivamente de 71 à 95,5 cm para o caso do LV, e 85,5 a 122 cm para o caso do LE.

Segundo EMBRAPA (1984), estes solos provém de resíduos intemperizados de rochas sedimentares de natureza argilosa, podendo apresentar mistura com material arenoso.

De acordo com a classificação de Koeppen, o clima da região é Cfb, caracterizado por clima mesotérmico, úmido e superúmido, com verões frescos e com a média do mes mais quente inferior a 22 °C (EMBRAPA, 1984).

A Tabela 1 apresenta resultados de estudos da mineralogia destes solos segundo SANTOS FQ (1977).

Tabela 1- Caracterização mineralógica dos solos utilizados no experimento.

solo	Fe ₂ O ₃ total (%)	argilominerais (an. semiquantitativa) (%)
LE	10,38	Gibsite ++++ Caulinite +++ Vermiculite ++
LV	2,57	Gibsite ++++ Caulinite +++ Vermiculite + Quartzite ++

Legenda: ++++ (aprox. 30 - 70 %)
+++ (aprox. 15 - 30 %)
++ (aprox. 5 - 15 %)
+ (< 5%)

Após a coleta, os solos foram secos ao ar e peneirados à 1mm de diâmetro.

As frações granulométricas obtidas pelo método Vettori (EMBRAPA, 1979), são apresentadas na Tabela 2.

Tabela 2. Frações granulométricas dos solos utilizados no experimento.

solo	frações granulométricas				
	total	% areia grossa	fina	% silte	% argila
LE	21,2	11,8	9,4	12,8	66,0
LV	61,8	40,6	21,2	10,2	28,0

Com base no triângulo textural do Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos (LEMOS & SANTOS, 1984) o LE é classificado como muito argiloso, e o LV como franco argilo arenoso.

4.2. PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL DO MÉTODO PROPOSTO

4.2.1. Arranjo experimental

De acordo com as condições exigidas pelo desenvolvimento teórico proposto no item 3.0, basicamente dois aparelhos foram confeccionados: um reservatório de água quente e um circulador de água, o qual é constituído de duas câmaras trocador-

ras de calor. A figura 3 mostra, esquematicamente, o reservatório e o circulador de água ambos conectados por meio de uma cruzeta de PVC.

O reservatório consistiu de um frasco de MARIOTTE, com capacidade de 18 litros, tendo em sua base uma saída de água. Tal reservatório foi revestido com espuma de plástico perfazendo uma espessura de 4 cm. Sobre a camada de espuma foram adicionadas várias camadas de papel alumínio, evitando deste modo a perda de calor para o meio externo. A saída de água do reservatório ocorria por uma mangueira de látex, a qual culminava em uma cruzeta de PVC constituída de uma entrada de água do reservatório e 2 saídas para abastecer as câmaras trocadoras de calor. Nessa cruzeta, diametralmente oposta à entrada, foi conectado um termômetro de mercúrio para a leitura da temperatura da água. Nas saídas de água da cruzeta, mangueiras de latex com igual comprimento ligavam-se às câmaras trocadoras de calor.

As câmaras, em número de duas, foram confeccionadas artesanalmente a partir de tampões de PVC utilizados em fechamento de tubos comuns soldáveis. Em tais peças, foram instalados uma entrada e uma saída de água através de bicos metálicos. Uma fina placa de cobre com diâmetro igual ao diâmetro interno da câmara foi colada sobre um anel de PVC também colado na parte interna de cada câmara.

Tal chapa de cobre permitiu, assim, que o calor da água circulante aquecida fosse transmitida à superfície dos solos contidos em cilindros de PVC, com 6 cm de comprimento, 5 cm de diâmetro externo. A fixação da amostra de solo aos circuladores se deu através de parafusos que eram rosqueados num anel

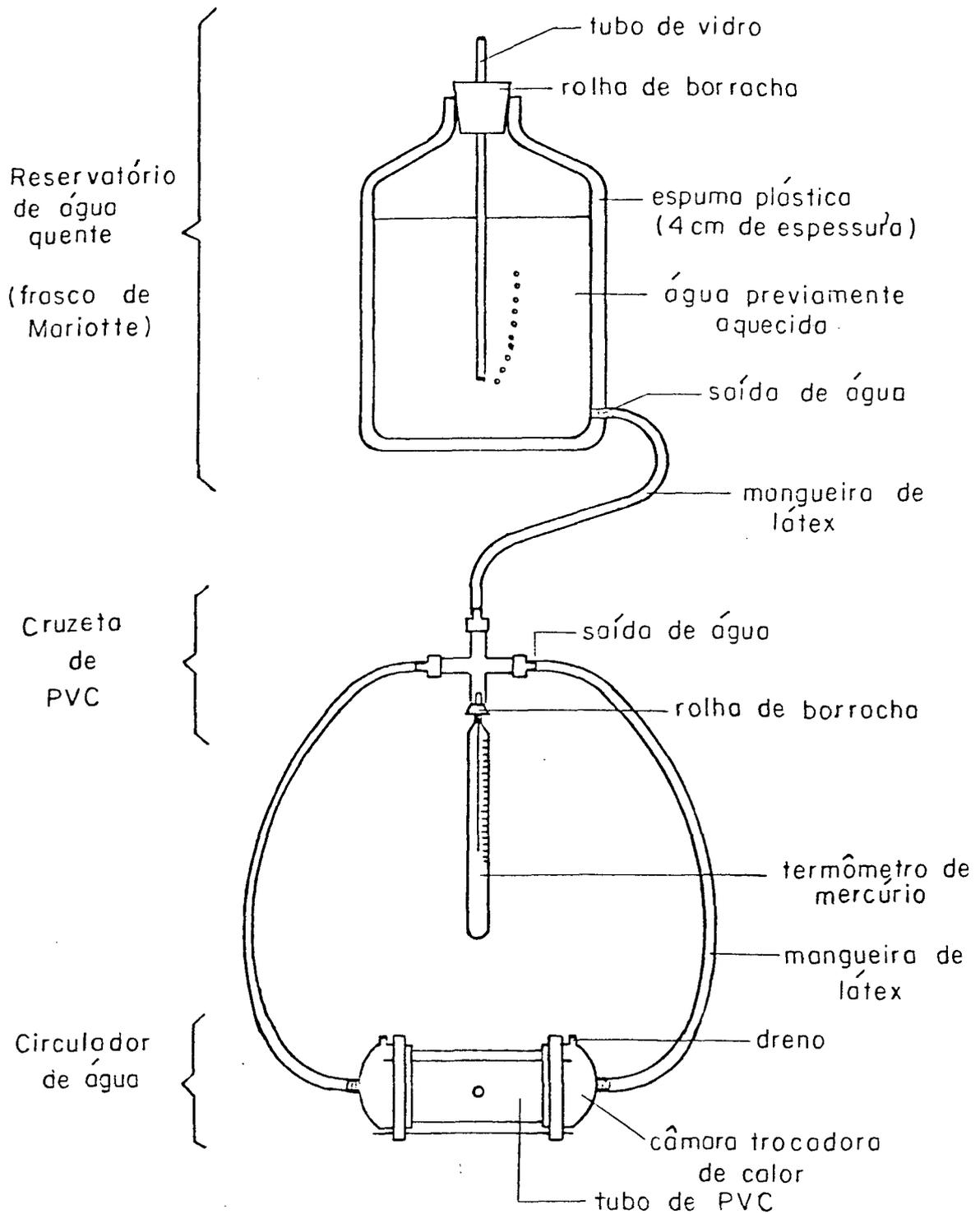


Figura 3- Esquema do arranjo experimental utilizado no método proposto.

de madeira aderido à parte externa de cada câmara. A Figura 4 mostra o circulador de água com detalhes. Um orifício de 0,1 mm de diâmetro foi feito aos 3 cm de comprimento de cada tubo para a introdução do termopar nos momentos das leituras.

Para a construção artesanal do circulador de água, optou-se pelo PVC devido a baixa condutividade térmica deste material que pode variar de $3,0-7,0 \times 10^{-4}$ cal/s.cm.°C, diminuindo as perdas de calor do sistema, além de ser resistente ao calor em estufa a 105°. O cobre foi utilizado por possuir alta condutividade térmica (1,0 cal/seg.cm.°C), adequado à necessidade de transmissão de calor da água para o solo.

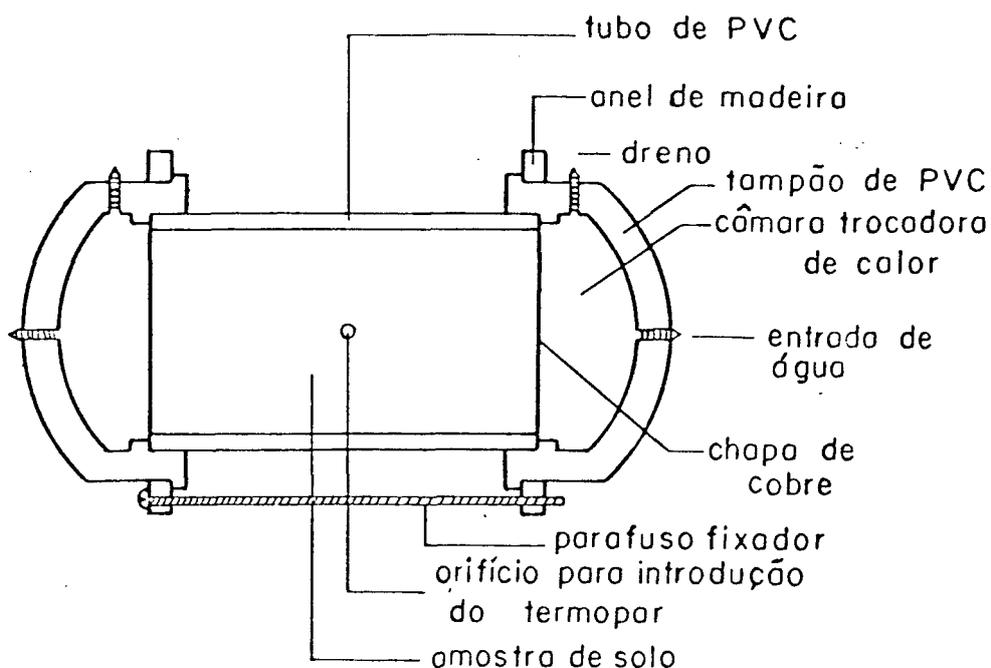


Figura 4- Detalhes do circulador de água utilizado no método proposto.

4.2.2. Preparo das amostras

Nos tubos de PVC, em número de 15 para cada solo, tendo sido previamente fechados os orifícios com massa vedante, foram acondicionados os solos peneirados e homogeneizados anteriormente. Esse acondicionamento em cada tubo ocorreu por meio de um funil. Para determinar a massa específica do solo de maneira uniforme, os tubos recebiam o mesmo número de pancadas sobre uma toalha de borracha.

Estando preparadas, as amostras foram levadas à saturação por 24 horas, quando então foram colocadas em estufa à 45 °C por diferentes períodos de tempo. Em cada superfície das amostras foi realizada a remoção dos excessos de solo, a fim de evitar rugosidade e imperfeições na superfície das mesmas, de modo que a superfície do solo ficasse coincidente às bordas do cilindro de PVC.

Utilizando-se de triângulos de madeira compensada, cada amostra foi isolada hermeticamente de modo que não houvesse perda de água, como mostra a figura 5. Neste estado permaneceram por duas semanas, período que foi considerado suficiente para que a redistribuição de água cessasse e atingisse o equilíbrio, como impõe a equação (9). Após esse período foram processadas as leituras.

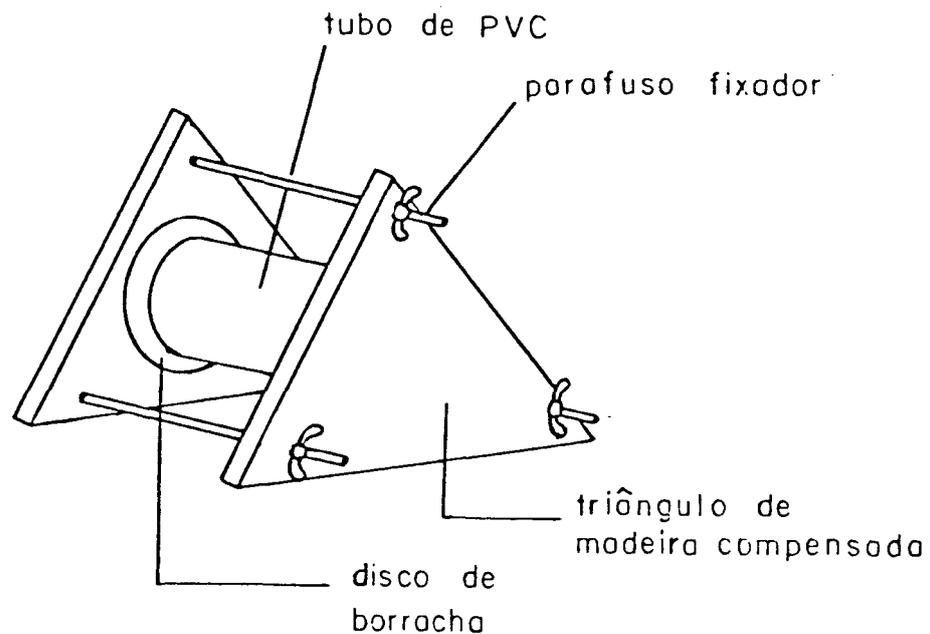


Figura 5- Triângulos de madeira compensada para isolamento hermético das amostras de solo.

4.2.3. Tomada de Dados

Estando o reservatório preenchido com água quente e as amostras devidamente instaladas com o termopar, entre as duas câmaras trocadoras de calor, eram então efetuadas as leituras. Inicialmente, deixava-se percorrer água aquecida por todo o sistema, exceto nas câmaras trocadoras, de modo a não haver perda de calor para o sistema. Neste instante, tomava-se a medida da temperatura inicial do solo. Conectadas as mangueiras nas câmaras, no momento da saída de água destas, iniciava-se a contagem do tempo e a tomada da temperatura da água. Posteriormente, de 1 em 1 minuto, eram feitas as leituras, duran-

te 5 minutos. Imediatamente após o término das leituras para cada amostra, determinavam-se as respectivas massas úmida e seca (após 48 horas em estufa a 105°C), para a determinação da umidade e massa específica do solo.

4.3. PROCEDIMENTO EXPERIMENTAL DO MÉTODO CHUNG & JACKSON (1954)

O procedimento experimental detalhado deste método pode ser encontrado nos trabalhos de CHUNG & JACKSON (1954) e PARIKH et al (1979).

4.3.1. Arranjo experimental

A aparelhagem necessária consistiu de um termopar (J&K) e um banho-maria em temperatura constante. Os tubos de alumínio contendo as amostras de solo (ver item 4.3.2) eram presos por meio de garras móveis na direção vertical e no centro da amostra era inserido o termopar. Cuidados especiais foram tomados na inserção do termopar, o qual deveria estar rigorosamente na vertical, visto que qualquer desvio do mesmo ocasiona grande alteração na obtenção dos dados devido ao pequeno diâmetro da amostra.

4.3.2 Preparo das amostras

As amostras de solo sofreram o mesmo preparo citado no

ítem 4.2.2. Estando o solo preparado, as amostras eram então acondicionadas em tubos de alumínio de 15,2 cm de comprimento e parede de 0,16 cm de espessura com 1,595 cm de diâmetro interno, e 1,915 cm de diâmetro externo. Os tubos recebiam um tampão de tecido fixados em uma das extremidades o que permitiu o acondicionamento do solo, que era inserido nos tubos através de funil. Foram aplicadas um número sempre igual de pancadas sobre um toalha de borracha de modo a uniformizar os valores da massa específica do solo em todos tubos.

Estando o solo acondicionado, as amostras eram então levadas à saturação e posteriormente em estufa 45°C, de modo a conseguir diferentes umidades. Após a retirada da estufa, as amostras eram fechadas hermeticamente com a aplicação de vaselina e tampas de borracha nas extremidades das amostras. As amostras permaneceram neste estado por duas semanas de modo a permitir que a redistribuição da água cessasse e atingisse a umidade de equilíbrio.I

4.3.3 Tomada de dados

Quando da tomada dos dados, uma das extremidades do tubo era destampada e removida uma parte do solo, de modo a permitir a introdução do termopar no centro longitudinal da amostra, já que o diâmetro externo corpo do termopar era igual ao diâmetro interno do tubo.

Com o termopar inserido no solo, procedia-se a tomada de dados, primeiramente com a temperatura inicial. Posteriormente inseria-se a amostra verticalmente posicionada em ba-

nho-maria e assim que o nível da água alcançava uma marca previamente estabelecida em todos os tubos (para que a parte sensível do termopar sempre se mantivesse num mesmo nível em relação à superfície livre do líquido), iniciava-se a contagem do tempo, procedendo-se as leituras de temperatura de 15 em 15 segundos por cerca de 180 segundos, ou até não haver mudança sensível de temperatura. Após o término da amostragem, o tubo era seco, pesado e levado à estufa de 105 °C para determinação da unidade e massa específica do solo.

5.0. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Como observado nas considerações teóricas (ítem 3), a teoria proposta, expressa através das equações (47) e (48), foi obtida a partir da solução da equação (9) sujeita às condições de fronteira (22), (23) e (24). A equação (9), por outro lado, assume que toda transferência de calor no meio ocorre por condução, isto é, que não há movimentação de massa no sistema que cause significativa transferência de calor. Em outras palavras, ela assume que a difusividade térmica é independente do tempo e da posição x , ou seja, que o solo é homogêneo e com umidade constante.

As Figuras (6) e (7) mostram, respectivamente para os solos franco-argilo-arenoso e muito argiloso, os valores da difusividade térmica em função do tempo de leitura para diversos estados de umidade, obtidos pela equação (47). Esses valores encontram-se nas Tabelas 3 e 4 do Anexo 2, e foram calculados por processo de interpolação "spline" cúbica, segundo PREVEDELLO & PREVEDELLO (1987), a partir dos valores da Figura 2, com auxílio do programa mostrado no Anexo 1. As curvas mostradas nestas figuras foram propositadamente escolhidas de modo a permitir uma melhor visualização da variação da difusividade térmica em função do tempo. Estados de umidade maiores com valores de difusividade térmica menores como observados na Figura 7, para o solo muito argiloso, ocorrem igualmente para o solo franco-argilo-arenoso como atestam os dados do Anexo 2.

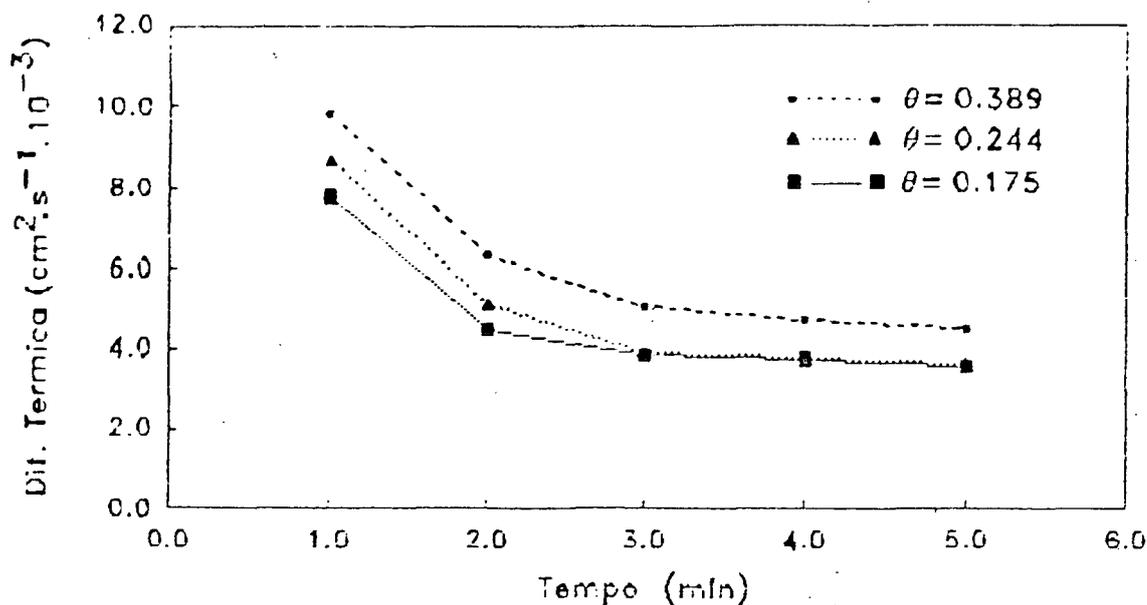


Figura 6- Difusividade térmica em função do tempo de leitura para o solo franco-argilo-arenoso em diferentes umidades segundo equação (47).

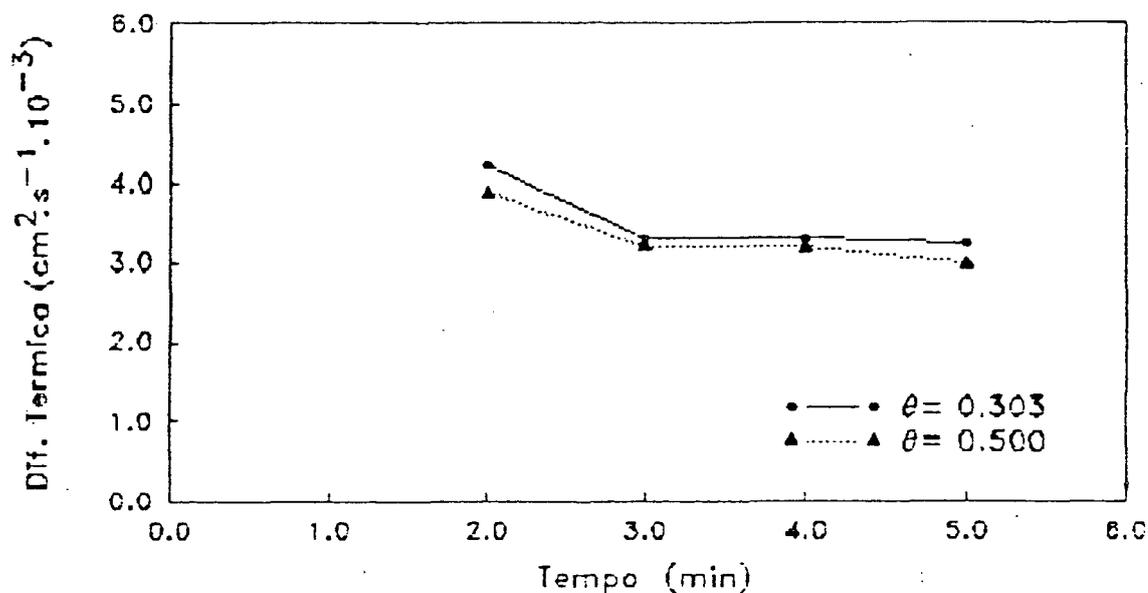


Figura 7- Difusividade térmica em função do tempo de leitura para o solo muito argiloso em diferentes umidades segundo equação (47).

Como se observa, houve um decréscimo da difusividade térmica com o tempo, o que sugere que as suposições anteriormente citadas não se verificam, fato também observado pela utilização da equação (48) da teoria proposta e por JACKSON & KIRKHAM, 1958; HADAS, 1974; CHUDNOVSKII, 1962; DE VRIES, 1958; entre outros, em condições semelhantes.

Tal decréscimo se deve à dessecação parcial do solo pela transferência de massa a partir da fonte térmica. Devido a essa transferência de massa, a condutividade térmica próxima a fonte de calor deve decrescer, causando um aumento na resistência ao fluxo de calor e, conseqüentemente, uma redução na difusividade térmica com o tempo. Segundo HADAS (1974), quanto maior a distância entre a fonte de calor e o sensor, a difusividade térmica aproxima-se da real para uma determinada umidade, mesmo que variem com o tempo.

Visando minimizar os erros na obtenção da difusividade térmica, PARICK *et al* (1979), HADAS (1974), JACKSON (1960) citado por JACKSON & TAYLOR (1986), entre outros, sugerem que os dados experimentais sejam obtidos em curtos intervalos de tempo. Isto porque, durante curtos períodos de tempo, a quantidade de calor transferida é pequena, podendo não afetar marcadamente a condutividade térmica. JACKSON (1960) citado por JACKSON & TAYLOR (1986), por exemplo, recomenda que 5 leituras de temperatura sejam feitas em intervalos de aproximadamente 1 minuto. Da mesma forma, PARICK *et al* (1979) observaram que na metodologia de CHUNG & JACKSON (1954) as medidas do tempo aproximam-se do valor no equilíbrio final em 4 a 6 minutos para amostras secas, e 2 a 3 minutos para amostra úmidas, sendo que esses tempos são suficientemente longos para satis-

fazer as exigências do método e curtos suficientes para evitar significativa redistribuição de água da amostra.

Diante destas considerações, o valor da difusividade térmica considerado para cada estado de umidade na teoria proposta, seja pela equação (47) ou (48), foi obtido a partir da média de 5 leituras de temperatura tomadas no centro geométrico em intervalos de 1 minuto.

As Figuras 8 e 9 mostram, respectivamente para os solos franco-argilo-arenoso e muito argiloso, os valores da difusividade térmica em função da umidade obtidos pela teoria proposta, através da equação (48), e pelo método de CHUNG & JACKSON (1954). Esses valores foram extraídos das tabelas apresentadas no Anexo 2 e ajustados, em todos os casos, por uma função polinomial cúbica, cujos coeficientes de ajustes e de determinação, são apresentados na Tabela 1 do Anexo 3. Como se observa, apesar das curvas mostrarem semelhante comportamento em ambos os métodos, a equação (48) superestimou os valores de difusividade em cerca de 1,5 vezes (50%) àqueles obtidos pelo método CHUNG & JACKSON (1954), em toda amplitude de variação de umidade, para os dois solos. A magnitude desses erros e a conseqüente limitação da equação (48) na obtenção da difusividade térmica em meios porosos, por outro lado, é facilmente justificada pelo que se discute nas considerações teóricas (item 3), quando se observou que a equação (48) só é praticamente isenta de erros (erros menores que 1%), quando os valores de Dt/l^2 são maiores que 0,045, ou quando os valores da relação $(T(1/2,t) - T_e)/(T_i - T_e)$ são menores que 0,8.

Com base nos dados apresentados nas tabelas do Anexo 2, pode-se verificar que para todos os estados de umidade, a

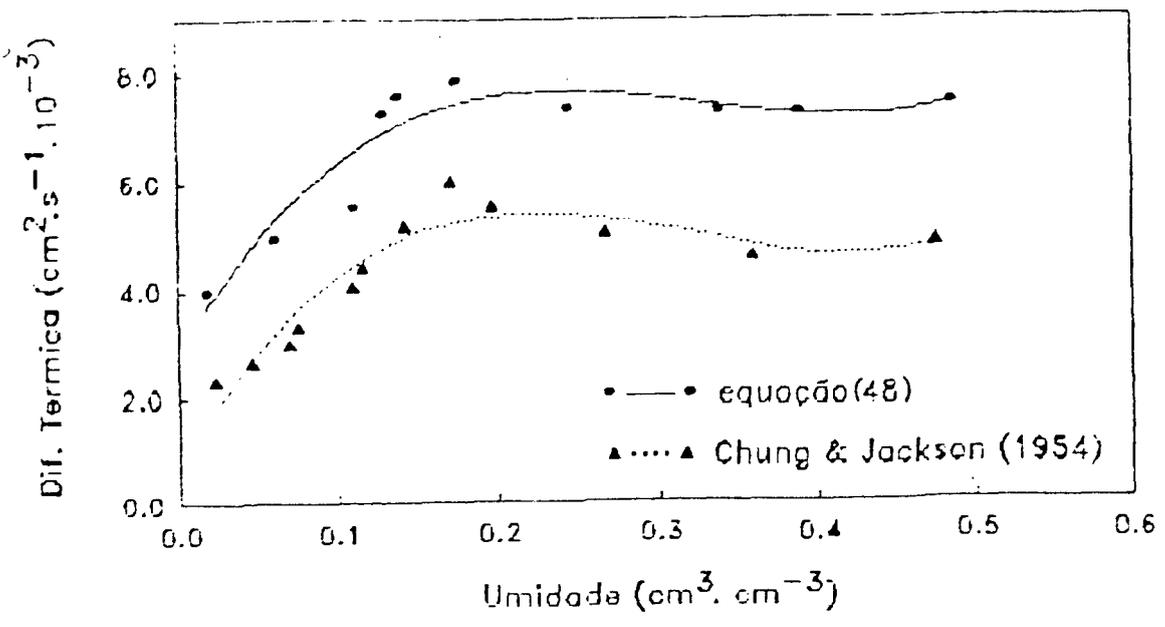


Figura 8- Difusividade térmica em função da umidade segundo a equação (48) e CHUNG & JACKSON (1954) para o solo franco-argilo-arenoso.

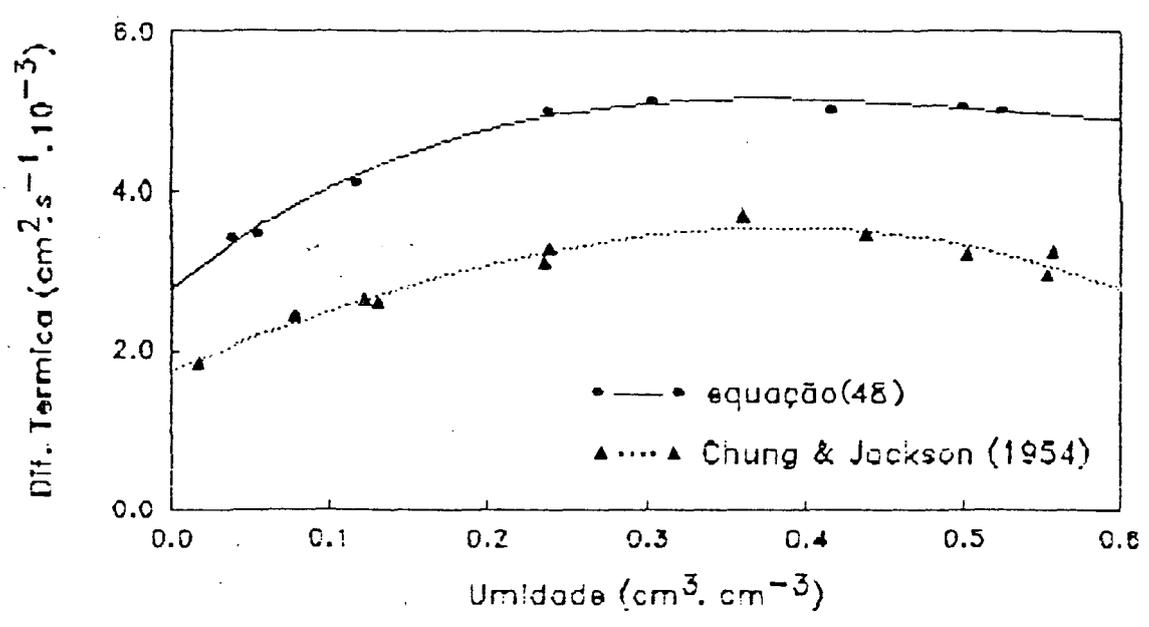


Figura 9- Difusividade térmica em função da umidade segundo a equação (48) e CHUNG & JACKSON (1954) para o solo muito argiloso.

relação $(T(1/2,t)-T_e)/(T_i-T_e)$ oscilou entre 0,8619 e 0,9968 para o solo franco-argilo-arenoso, e entre 0,9375 e 0,9964 para o muito argiloso, valores esses que resultam num maior desvio entre a equação original (equação 47) e a equação simplificada (equação 48), como se observa na Figura 1. Com isso, se conclui que a negligência dos termos da série na equação (47), com exceção do primeiro, não é justificável quando se visa a determinação da difusividade térmica de meios porosos, porquanto as difusividades desses materiais são muito baixas.

Os resultados de aplicação dos dados experimentais na teoria proposta, utilizando agora a equação (47), são mostradas nas Figuras 10 e 11, respectivamente aos solos franco-argilo-arenoso e muito argiloso, juntamente com aqueles obtidos pela equação (48), para efeito de comparação. Como se esperava, a contribuição dos demais termos da série na equação (47) promoveu um decréscimo nos valores da difusividade, frente àqueles obtidos pela equação (48), cerca de 1,5 vezes, o que sugere uma aproximação com o método de CHUNG & JACKSON (1954), já que as formas das curvas também se aproximam. Isto pode ser observado nas Figuras 12 e 13 que mostram, para respectivamente os mesmos solos, os valores da difusividade térmica obtidos pela equação (47) da teoria proposta e o método de CHUNG & JACKSON (1954).

As diferenças dos valores de difusividade térmica entre os dois solos, mostra-se de acordo com o observado por outros autores. NAKSHABANDI & KOHNKE (1964); COLIIS-GEORGE *et al* (1971); CHUDNOVSKII (1962); SEPASKHAH & BOERSMA (1979), por exemplo, confirmam que a quantidade de água requerida para produzir filmes de uma dada espessura capaz de proporcionar

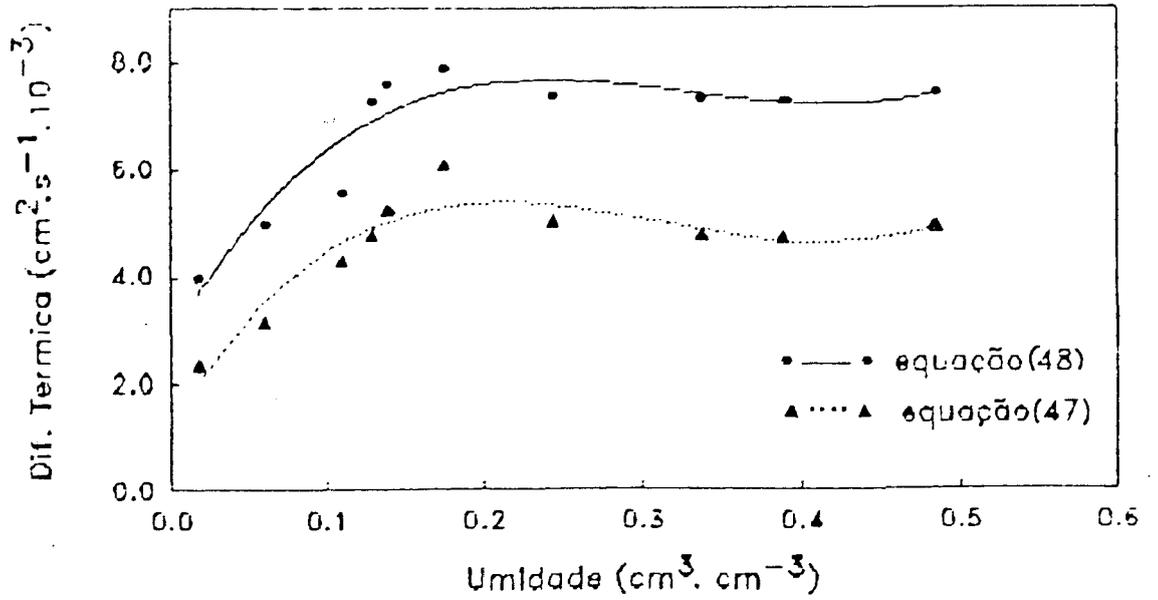


Figura 10- Difusividade térmica em função da umidade segundo equações (47) e (48) para o solo franco-argilo-arenoso.

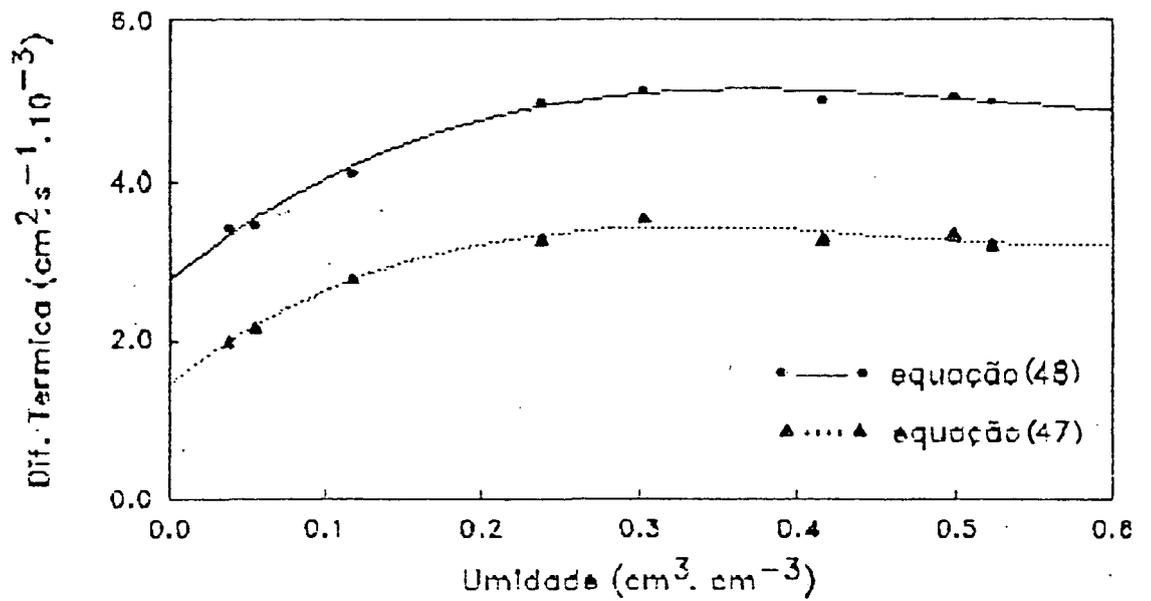


Figura 11- Difusividade térmica em função da umidade segundo equações (47) e (48) para o solo muito argiloso.

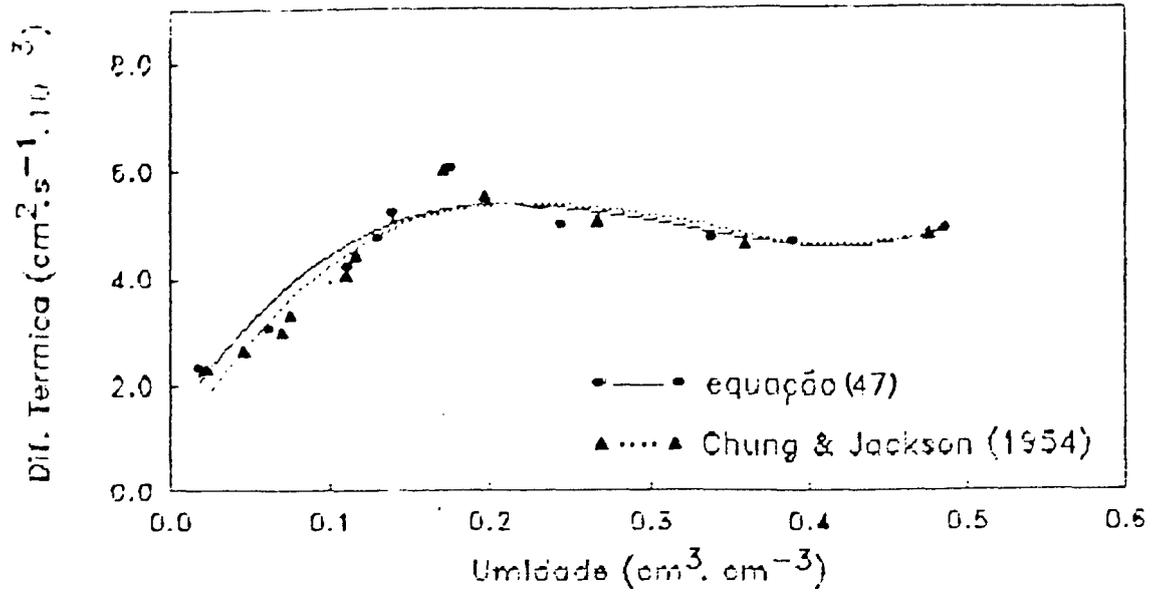


Figura 12- Difusividade térmica em função da umidade segundo a equação (47) e CHUNG & JACKSON (1954) com as respectivas equações de ajuste para o solo franco-argilo-arenoso.

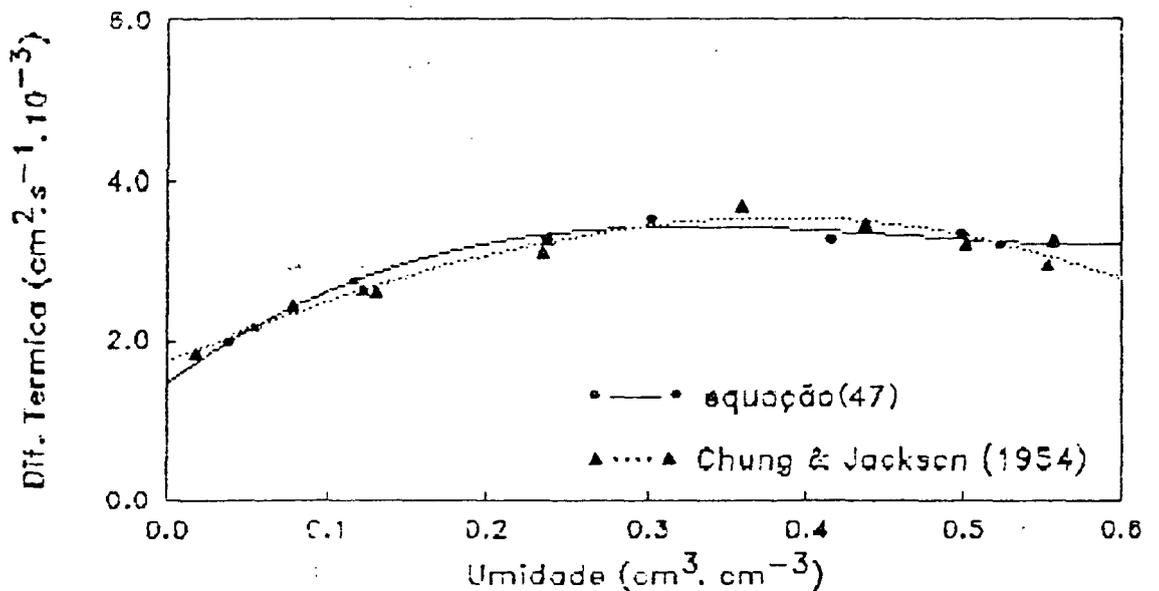


Figura 13- Difusividade térmica em função da umidade segundo a equação (47) e CHUNG & JACKSON (1954) com as respectivas equações de ajuste para o solo muito argiloso.

significativo aumento da difusividade térmica, é menor nos solos arenosos por apresentarem menor superfície específica.

As curvas de ambos os solos mostram que a difusividade térmica atingiu um máximo para uma determinada umidade, com posterior decréscimo em maior ou menor proporção. Esse decréscimo se deve ao aumento de calor específico do solo pela adição de água, porquanto a condutividade térmica não aumenta na mesma proporção do aumento do calor específico (COLLIS-GEORGE *et al*, 1971).

Para verificar se as regressões nas Figuras 12 e 13, contendo o mesmo número de variáveis independentes (m), estimam a mesma função de regressão da população de dados, foi aplicado o teste F, segundo ZAR (1974), ou seja

$$F = ((SSt - SSp) / (m + 1)(K - 1)) / (SSp / DFp) \quad (49)$$

onde SSt = soma dos quadrados dos resíduos de todos os dados combinados das populações;

SSp = soma das somas dos quadrados dos resíduos de cada uma das regressões consideradas;

K = número de regressões envolvidas; e

DFp = soma dos graus de liberdade dos resíduos de todas as regressões.

No caso, a partir dos valores apresentados no Anexo 3, os valores de F resultaram em 0,30 e 0,77 para os solos franco-argilo-arenoso e muito argiloso, respectivamente, não rejeitando ao nível de 5% de significância, a hipótese de igual-

dade entre as equações de regressão, ou seja, a teoria proposta através da equação (47) e o método de CHUNG & JACKSON (1954). O mesmo teste foi aplicado às regressões das Figuras 8 e 9, rejeitando-se a hipótese de igualdade entre a equação (48) e o método CHUNG & JACKSON (1954).

Um fator de ajuste para a utilização da equação (48) para a determinação da difusividade térmica em meios porosos, visto que a diferença entre os valores de difusividade térmica obtidos em comparação ao método CHUNG & JACKSON (1954) mantiveram-se uniformes para os diferentes estados de umidade, torna-se interessante frente a facilidade que esta equação proporciona na determinação desta propriedade térmica. A utilização de um fator de ajuste exige, no entanto, estudos em um maior número de solos com diferentes granulometrias.

Deve ser ressaltado ainda, que o método aqui proposto pode ser aplicado na determinação da difusividade térmica em amostras indeformadas, característica que o torna de grande valia para estudos e quantificação de processos que envolvam transferência de calor em solos.

6.0. CONCLUSÃO

Com base nos resultados obtidos pela teoria proposta representada pelas equações (47) e (48) para obtenção da difusividade térmica em meios porosos, pode-se concluir que a 1ª mostrou-se satisfatória, não diferindo estatisticamente dos resultados obtidos pelo método CHUNG & JACKSON (1954), enquanto a 2ª mostrou-se limitada, pela negligência dos demais termos da série na equação (47) decorrendo em erros significativos para meios porosos de baixa difusividade térmica.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

01. ACHARYA, C.L. An analysis of heat transfer coefficient for unsaturated soils from radial and unidirectional experiments. J. Indian Soc. Soil Sci., v. 24, n. 2, p. 114-122, 1976.
02. BAVER, L.D.; GARDNER, W.H. ; GARDNER, W.R. Soil physics. 4.ed. New York: John Wiley, 1972. 498 p.
03. CARSON, J.E. Analysis of soil and air temperatures by Fourier techniques. J. Geoph. Res., v. 68, n. 8, p. 2217-2232, 1963.
04. CHUDNOVSKII, A.F. Heat transfer in the soil. Jerusalem: The Israeli Program for Scientific Translation, 1962. 164 p.
05. CHUNG, P.K. ; JACKSON, M.L. Thermal diffusivity of low conductivity materials. Ind. Eng. Chem., v. 46, n. 12, p. 2563-2566, 1954.
06. COLLIS-GEORGE, N.; DAVEY, B.G. ; SMILES, D.E. Suelo, atmosfera y fertilizantes. Fundamentos de agricultura moderna-1. Barcelona: Aedos, 1971. 334 p.
07. DE VRIES, D.A. A non stationary method for determining thermal conductivity of soil in situ. Soil Sci., Baltimore, v. 73, p. 83-89, 1952.
08. ----- Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. Trans. Am. Geophys. Union., v. 39, p. 909-916, 1958.
09. ----- Heat transfer in soils. In: DE VRIES, D.A. ; AFGAN, N.H. Heat and mass transfer in the biosphere. Washington D. C.: Scripta Book Co., 1975. 5-28.
10. EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Levantamento e reconhecimento de solos do Estado do Paraná. Curitiba: EMBRAPA-SNLCS/SUDESUL/IAPAR, 1984. p. 1-220 (Boletim Técnico, 57).
11. ----- Manual de métodos de análise de solos. Rio de Janeiro, 1979. p. irr.
12. GOLONANOV, A.I. Measuring thermal conductivity of soils under laboratory conditions. Neth. J. Agric. Sci., Wageningen, v. 17, p. 71-79, 1969.
13. HADAS, A. A comparison between two methods of determining the thermal diffusivity of a moist soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., Madison, v. 32, p. 28-30, 1968.
14. ----- Problems involved in measuring the soil thermal conductivity and diffusivity in a moist soil. Agric. Met., Amsterdam, v. 13, p. 105-113, 1974.

15. ----- Evaluation of theoretically predicted thermal conductivities of soils under field and laboratory conditions. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, v. 41, p. 460-466, 1977a.
16. ----- Heat transfer in dry aggregated soil: I Heat conduction. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, v. 41, p. 1055-1059, 1977b.
17. HILLEL, D. Fundamental of soil physics. New York: Academic Press. 1980. 413 p.
18. HORTON, R.; WIERENGA, P.J. ; NIELSEN, D.R. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface. Soil Sci. Am. J., Madison, v. 47, p. 25-32, 1983.
19. JACKSON, R.D. ; KIRKHAM, D. Method of measurement of the real thermal diffusivity of moist soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, v. 22, p. 479-482, 1958.
20. JACKSON, R.D. ; TAYLOR, S.A. Heat transfer. In: AGRONOMY MONOGRAPH. Methods of soil analysis. Parte I, nº 9, 1986. 945-956.
21. JANSE, A.R.P. ; BOREL, G. Measurement of thermal conductivity in situ in mixed materials, e.g. soils. Neth. J. Agric. Sci., v. 13, n. 1, p. 57-62, 1965.
22. JONES, H.E. ; KOHNKE, H. The influence of soil moisture tension on vapor movement of soil water. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, v. 16, p. 245-248, 1952.
23. KIRKHAM, D. ; POWERS, W.L. Advanced soil physics. New York: Wiley-Interscience, 1972. 534 p.
24. KOOREVAAR, P.; MENELIK, G. ; DERKSEN, C. Elements of soil physics. Amsterdam: Elsevier, 1983. 223 p.
25. LEMOS, R.C.; SANTOS, R.D. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 2. ed. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1984. p. 1-46
26. LETTAU, H. Improved models of thermal diffusion in the soil. Trans. Am. Geophys. Union., v. 35, n. 1, p. 121-132, 1954.
27. LETTAU, B. Determination of the thermal diffusivity in the upper layers of a natural ground cover. Soil Sci., Baltimore, v. 112, n. 3, p. 173-177, 1971.
28. MOENCH, A.F. ; EVANS, D.D. Thermal conductivity and diffusivity of soil using a cylindrical heat source. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, v. 34, p. 377-381, 1970.
29. NAKSHABANDI, G.A. ; KOHNKE, H. Thermal conductivity and diffusivity of soils as related to moisture tension and other physical properties. Agric. Mst., Amsterdam, v. 2, p. 271-279, 1965.

30. PARIKH, R.J.; HAVENS, J.A.; SCOTT, H.D. Thermal diffusivity and conductivity of moist porous media. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, v. 43, p. 1050-1052, 1979.
31. PEREIRA, V. de P. Contribuição para a determinação das constantes térmicas dos solos. Jaboticabal, 1973. Tese de Doutorado.
32. PREVEDELLO, C.L. Temperatura do solo. Revisão bibliográfica, 1987. Inédito.
33. PREVEDELLO, C.L.; PREVEDELLO, B.M.S. Emprego da função "spline" cúbica na obtenção da condutividade hidráulica em solo não saturado. Rev. Set. Cien. Agrar., Curitiba, v. 9, p. 121-132, 1987.
34. REICHARDT, K. Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. Campinas: Fundação Cargill, 1985. 445 p.
35. ROSS, P.J.; BRIDGE, B.J. Thermal properties of swelling clay soils. Aust. J. Soil Res., v. 25, n. 1, p. 29-41, 1987.
36. SANTOS FO, A. Genese und eigenschaften repräsentativer Bodentypen in der Schichtstufenlandschaft des Staates Paraná, Brasilien. Freiburg im Breisgau, 1977. Tese de Doutorado.
37. SANTOS, R.C.dos; VISWANADHAM, Y.; SANTOS, J.M.dos. Propriedades térmicas do solo: um estudo de casos. Ciência e Cultura, São Paulo, v. 40, n. 12, p. 1227-1231, 1988.
38. SEPASKHAH, A.R.; BOERSMA, L. Thermal conductivity of soil as a function of temperature and water content. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, v. 43, p. 439-444, 1979.
39. SINGH, S.R.; SINHA, B.K. Soil thermal diffusivity determination from overspecification of boundary data. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, v. 41, n. 5, p. 831-834, 1977.
40. SINHA, B.K.; SINGH, S.R. Soil thermal diffusivity determination from spline approximation. J. Indian. Soc. Soil Sci., v. 28, n. 1, p. 14-18, 1980.
41. ----- . Manual de métodos de análise de solo. Parte I - Análises físicas. Rio de Janeiro: EMBRAPA/SNLOS, 1979.
42. SPIEGEL, M.R. Advanced mathematics for engineers and scientists. New York: McGraw-Hill, 1971.
43. VAN WIJK, W.R.; BRUIJN, P.J. Determination of thermal conductivity and volumetric heat capacity of soils near the surface. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, v. 28, p. 461-464, 1964.

44. _____ ; DE VRIES, D.A. Periodic temperature variations in a homogeneous soil. In: VAN WIJK, W.R. Physics of plant environment. Amsterdam: North Holland Publ. Co., 1963. 103-143.
45. VAN WIJK, W.R. Two new methods for the determination of the thermal properties of soil near the surface. Physica, Amsterdam, v. 30, p. 387-388, 1964.
46. WIERENGA, P.J.; NIELSEN, D.R.; HAGAN, R.M. Thermal properties of a soil upon field and laboratory measurement. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, v. 33, p. 354-360, 1969.
47. WOODSIDE, W. Calculation of the thermal conductivity of porous media. Can. J. Phys., Ottawa, v. 36, p. 815-823, 1958.
48. ZAR, J.H. Biostatistical analysis. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1974. 620 p.

ANEXO 1- PROGRAMAS COMPUTACIONAIS

```

10 ' ESTE PROGRAMA CALCULA A '
20 ' RELACAO T(L/2,t)-Te/Ti-Te X VALORES '
30 ' DE DT/L2 PARA N=INFINITO E N=1 '
40 FOR U=1 TO 10 STEP .3
50 LET V=U/10000
60 LPRINT "DT/L2=";V
70 DIM C=(500)
80 LET S=0
90 FOR I=1 TO 500 STEP 2
100 LET A=(SIN (I*PI/2))
110 LET B=EXP((-1)*((I)^2)*PI*PI*V)
120 LET C(I)=A*B/I
130 IF I=1 THEN C(1)*4/PI
140 LET S=S+C(I)
150 NEXT I
170 LPRINT S*4/PI
180 LPRINT
190 NEXT V

```

DT/L2=.01 1.153578. 0.9991861	DT/L2=.04 0.85794121 0.8458004R	DT/L2=.07 0.6380965 0.63722358
DT/L2=.013 1.1199226 0.99614092	DT/L2=.043 0.8329109R 0.8236065	DT/L2=.073 0.61945412 0.61880596
DT/L2=.016 1.0872492 0.98962279	DT/L2=.046 0.80861099 0.8014812R	DT/L2=.076 0.60138169 0.60088515
DT/L2=.019 1.0555289 0.97936162	DT/L2=.049 0.78501996 0.77955722	DT/L2=0.79 0.58383652 0.58345614
DT/L2=.022 1.0247341 0.96571681	DT/L2=.052 0.7621171R 0.75793192	DT/L2=.082 0.56680322 0.56651182
DT/L2=.025 0.99483774 0.94930536	DT/L2=.055 0.73988259 0.73667618	DT/L2=.085 0.55026687 0.55004364
DT/L2=.028 0.96581358 0.93077889	DT/L2=.058 0.71829669 0.71584025	DT/L2=.088 0.53421296 0.53404195
DT/L2=.031 0.93763619 0.91072369	DT/L2=.061 0.69734055 0.6954587	DT/L2=.091 0.51862742 0.51849642
DT/L2=.034 0.91028087 0.88962892	DT/L2=.064 0.6769958 0.67555415	DT/L2=.094 0.50349659 0.50339623
DT/L2=.037 0.88372364 0.86788603	DT/L2=.067 0.65724461 0.65614019	DT/L2=.097 0.48880719 0.48873001

DT/L2=0.1 0.47454636 0.47448746	DT/L2=0.52 .0075166869 .007516687	DT/L2=0.94 .0001190623 .000119062
DT/L2=0.13 0.35293051 0.35292641	DT/L2=0.55 .0055903245 .005590325	DT/L2=0.97 .0000885492 .000088549
DT/L2=0.16 0.26248214 0.26248186	DT/L2=0.58 .0041576466 .004157647	DT/L2=1 .0000650561 .000065056
DT/L2=0.19 0.19521371 0.19521369	DT/L2=0.61 .0030921328 .003092133	
DT/L2=0.22 0.14518471 0.14518471	DT/L2=0.64 .0022996068 .002299607	
DT/L2=0.25 0.10797704 0.10797704	DT/L2=0.67 .0017103274 .001710327	
DT/L2=0.28 .08030489 .08030489	DT/L2=0.7 .0012720079 .001272008	
DT/L2=0.31 .059724504 .059724504	DT/L2=0.73 .0009460210 .000946021	
DT/L2=0.34 .04441842 .04441842	DT/L2=0.76 .0007035758 .000703576	
DT/L2=0.37 .033034951 .033034951	DT/L2=0.79 .0005232640 .000523265	
DT/L2=0.4 .024568816 .024568816	DT/L2=0.82 .0003891634 .000389163	
DT/L2=0.43 .018272366 .018272366	DT/L2=0.85 .0002894293 .0002894294	
DT/L2=0.46 .013589558 .013589558	DT/L2=0.88 .0002152550 .000215256	
DT/L2=0.49 .010106852 .010106852	DT/L2=0.91 .0001600898 .000160090	

```

10 ' ESTE PROGRAMA CALCULA A '
20 ' DIFUSIVIDADE TERMICA PELO EQ. (47) '
30 DIMI(200)
40 DIME(200)
50 DIMD(200)
60 DIMF(200)
70 DIMG(200)
80 DIMH(200)
90 DIMTF(5)
100 DIMR(5)
110 DIMTM(5)
120 DIMDF(5)
130 PRINT"ENTRE COM O NUMERO"
140 PRINT"DE DADOS DA RELACAO DT/L2"
150 INPUTZ
160 LPRINT"RELACAO T-TE/TI-TE"
170 PRINT"ENTRE T-TE/TI-TE"
180 FOR I=1 TO Z
190 INPUTE(I)
200 NEXTI
210 FOR I=1 TO Z
220 LPRINTE(I)
230 NEXTI
240 LPRINT"RELACAO DT/L2"
250 PRINT"ENTRE COM VALORES DE DT/L2"
260 FOR I=1 TO Z
270 INPUTI(I)
280 NEXTI
290 FOR I=1 TO Z
300 LPRINTI(I)
310 NEXTI
320 LPRINT:LPRINT
330 PRINT"QUAL O SOLO"
340 INPUTS%
350 LPRINTS%
360 GOSUB 740
370 GOSUB 890
380 PRINT"ENTRE COM O NUMERO DE PONTOS"
390 INPUTW1
400 PRINT"ENTRE COM A TEMP. INICIAL"
410 INPUTTI:LPRINT"TEMP. INICIAL=";TI
420 PRINT"ENTRE COM A TEMP. DOS EXTREMOS"
430 INPUTTX:LPRINT"TEMP. EXTREMOS=";TX
440 PRINT"ENTRE COM A TEMP. FINAL"
450 FOR I=1 TO W1
460 INPUTTF(I):LPRINT"TEMP. FINAL=";TF(I)
470 NEXTI
480 PRINT"ENTRE TEMPOS"
490 FOR I=1 TO W1
500 INPUTTM(I)
510 NEXTI
520 LPRINT"DIF. TERMICA"
530 FOR I=1 TO W1
540 R(I)=(TF(I)-TX)/(TI-TX)
550 FOR K=2 TO Z
560 IF R(I)>=E(K) THEN 580
570 NEXTK
580 K=K-1

```

```
590 GOSUB 960
600 PRINTV
610 DF(I)=V*36/(TM(I)*60)
620 LPRINTDF(I)
630 NEXTI
640 L=0
650 FOR I=1 TO W1
660 L=L+DF(I)
670 NEXTI
680 LPRINT"DIF. MEDIA=";L/W1
690 LPRINT:LPRINT
700 PRINT"ENTRE 501.0"
710 INPUTF$
720 LPRINTF$
730 GOTO380
740 J=2
750 GOSUB 830
760 D(1)=2*A*E(1)+B
770 D(2)=2*A*E(2)+B
780 FOR J=3 TO Z-1
790 GOSUB 830
800 D(J)=2*A*E(J)+B
810 D(Z)=2*A*E(Z)+B
820 RETURN
830 A=(I(J-1)-I(J))/(E(J-1)-E(J))
840 A=A-(I(J)-I(J+1))/(E(J)-E(J+1))
850 A=A/(E(J-1)-E(J+1))
860 B=(I(J-1)-I(J))/(E(J-1)-E(J))
870 B=B-A*(E(J-1)+E(J))
880 RETURN
890 FOR J=1 TO Z-1
900 F(J)=D(J)*(E(J+1)-E(J))
910 G(J)=3*I(J+1)-D(J+1)*(F(J+1)-E(J))
920 G(J)=G(J)-3*I(J)-2*F(J)
930 H(J)=I(J+1)-I(J)-F(J)-G(J)
940 NEXTJ
950 RETURN
960 W=(R(I)-E(K))/(E(K+1)-E(K))
970 V=I(K)+F(K)*W+G(K)*W*W+H(K)*W*W*W
980 RETURN
```

```

10 ' ESTE PROGRAMA CALCULA A '
20 ' DIFUSIVIDADE TERMICA PELO A '
30 ' EQUACAO SIMPLIFICADA (EQ. 48) '
40 PRINT"QUAL O NUMERO DE LEITURAS"
50 INPUT N
60 DIM A(N):DIM B(N):DIM C(N):DIM D(N):DIM F(N)
70 PRINT"ENTRE COM A TEMPERATURA"
80 PRINT"INICIAL DA AMOSTRA"
90 INPUT A:LPRINT"TEMP. INICIAL=";A
100 PRINT"ENTRE COM A TEMPERATURA"
110 PRINT"DOS EXTREMOS DA COLUNA"
120 INPUT B:LPRINT"TEMP. EXTREMOS=";B
130 PRINT"ENTRE COM AS TEMPERATURAS"
140 PRINT"FINAIS OBTIDAS"
150 FOR I=1 TO N
160 INPUT C(I):LPRINT"TEMP. FINAL=" ";C(I)
170 NEXT I
180 PRINT"ENTRE COM OS TEMPOS"
190 PRINT"DAS LEITURAS EM MINUTOS"
200 FOR I=1 TO N
210 INPUT D(I)
220 NEXT I
230 CLS
240 LPRINT"DIF. TERMICA PARA CADA LEITURA"
250 FOR I=1 TO N
260 F(I)=(36/((3.1415927#)^2*D(I)*60))
270 F(I)=F(I)*LOG((((B-A)/(B-C(I))))*(4/3.1415927#)))
280 LPRINTF(I)
290 NEXT I
300 S=0
310 FOR I=1 TO N
320 S=S+F(I)
330 NEXT I
340 M=S/N
350 LPRINT"DIF. TERMICA MEDIA=";M

```

```

10 ' ESTE PROGRAMA CALCULA A '
20 ' DIFUSIVIDADE TERMICA PFI O '
30 ' METODO CHUNG & JACKSON (1954) '
40 PRINT"NUMERO DE PONTOS"
50 INPUT N
60 V=2
70 DIMX(N,V)
80 DIMY(N)
90 DIMW(N)
100 DIMZ(N)
110 PRINT"QUAL O SOLO E NUMERO DA AMOSTRA"
120 INPUT S$
130 LPRINT S$
140 PRINT"ENTRE COM A TEMPERATURA"
150 PRINT"INICIAL DA AMOSTRA"
160 INPUTTI
170 LPRINT"TEMP. INICIAL=";TI
180 PRINT"ENTRE COM A TEMPERATURA"
190 PRINT"DO BANHO-MARIA"
200 INPUTTB
210 LPRINT"TEMP. DO BANHO MARTA=";TB
220 PRINT"ENTRE COM OS TEMPOS (SEG)"
230 PRINT"E A SEGUIR COM AS"
240 PRINT"TEMPERATURAS FINAIS"
250 FOR J=1 TO V
260 FOR I=1 TO N
270 INPUT X(I,J)
280 NEXTI
290 NEXTJ
300 LPRINT"TEMPO(SEG)/TEMPERATURA"
310 FOR I=1 TO N
320 LPRINT X(I,1);(I,2)
330 NEXTI
340 FOR I=1 TO N
350 X(I,2)=LOG((TB-X(I,2))/(TB-TI))/(LOG(10))
360 NEXTI
370 CX=1
380 CY=2
390 FOR I=1 TO N
400 Y(I)=X(I,CY)
410 Z(I)=X(I,CX)
420 NEXTI
430 R=2
440 DIMA(R,R+1)
450 DIMB(R,R+1)
460 SA=0
470 FOR I=1 TO N
480 B(1,2)=B(1,2)+Z(I)
490 B(1,3)=B(1,3)+Y(I)
500 B(2,2)=B(2,2)+Z(I)*Z(I)
510 B(2,3)=B(2,3)+Z(I)*Y(I)
520 SA=SA+Y(I)*Y(I)
530 NEXTI
540 B(1,1)=N
550 B(2,1)=B(1,2)
560 FOR J=1 TO R
570 FOR L=1 TO R+1
580 A(J,L)=B(J,L)

```

```
590 NEXTL
600 NEXTJ
610 FOR J=1 TO R
620 FOR L=J TO R
630 FOR K=1 TO R+1
640 X=A(J,K)
650 A(J,K)=A(L,K)
660 A(L,K)=X
670 NEXTK
680 Y=1/A(J,J)
690 FOR K=1 TO R+1
700 A(J,K)=Y*A(J,K)
710 NEXTK
720 FOR L=1 TO R
730 IF L=J THEN 780
740 Y= -A(L,J)
750 FOR K=1 TO R+1
760 A(L,K)=A(L,K)+Y*A(J,K)
770 NEXTK
780 NEXTL
790 NEXTJ
800 NU1=A(1,R+1)*B(1,R+1)
810 NU2=NU1+A(2,R+1)*B(2,R+1)
820 NU=NU2-B(1,R+1)*B(1,R+1)/N
830 DE=SA-B(1,R+1)*B(1,R+1)/N
840 LPRINT"COEF. DE AJUSTE DA RETA"
850 FOR L=1 TO R
860 LPRINT"B";L-1;"=";A(L,R+1)
870 NEXTL
880 LPRINT"COFF. DE DETERMINACAO"
890 LPRINT"R2=";NU/DE
900 D=(2.303*A(2,3)*.9525*.9525)/(2.405*2.405)
910 LPRINT"DIF. TERMICA=";(-1)*D
```

ANEXO 2- DADOS EXPERIMENTAIS

Tabela 1- Valores de umidade para amostras de Latossolo Vermelho Amarelo para obtenção de difusividade térmica segundo método proposto equação (47) e (48).

amostra	massa úmida (g)	massa seca (g)	umidade gravim. (g/g)	volume amostra (cm ³)	massa espec. (g/cm ³)	umidade volum. (cm ³ /cm ³)
1	155.1	152.9	0.0144	124.50	1.228	0.0177
2	158.7	151.1	0.0503	125.96	1.200	0.0604
3	163.3	149.5	0.0923	125.47	1.192	0.1100
4	166.3	150.2	0.1072	124.84	1.203	0.1290
5	164.1	146.8	0.1170	124.53	1.179	0.1389
6	170.3	148.4	0.1476	124.98	1.187	0.1752
7	181.0	150.5	0.2027	125.23	1.202	0.2436
8	196.0	154.0	0.2727	124.40	1.238	0.3376
9	202.6	154.2	0.3139	124.50	1.239	0.3889
10	213.3	153.7	0.3078	122.98	1.250	0.4848

Tabela 2- Valores de umidade para amostras de Latossolo Vermelho Escuro para obtenção de difusividade térmica segundo método proposto equação (47) e (48).

amostra	massa úmida (g)	massa seca (g)	umidade gravim. (g/g)	volume amostra (cm ³)	massa espec. (g/cm ³)	umidade volum. (cm ³ /cm ³)
1	131.1	126.4	0.0371	124.50	1.015	0.0377
2	139.5	132.7	0.0513	123.22	1.077	0.0552
3	142.9	128.2	0.1147	124.98	1.026	0.1177
4	156.1	126.4	0.2357	125.23	1.009	0.2378
5	165.0	127.2	0.2972	124.95	1.018	0.3025
6	177.6	125.9	0.4108	124.50	1.011	0.4153
7	190.7	128.7	0.4817	124.22	1.036	0.4990
8	195.4	129.7	0.5064	125.47	1.134	0.5236

Tabela 3- Valores das temperaturas inicial, dos extremos e final, tempo de leitura e difusividade térmica obtidas para Latossolo Vermelho Amarelo segundo método proposto equação (47) e (48).

anos		temp. ¹	temp.	temp.	tempo	difusividade		térmica ²²	
tra	inic	extr.	final	(min)	eq (48)	média	eq (47)	média	
1	27.1	53.5	27.1	1'	-----		-----		
			27.1	2'	-----		-----		
			27.2	3'	4.972	3.976	2.599	2.358	
			27.3	4'	3.787		2.222		
			27.6	5'	3.170		2.254		
2	25.4	48.9	25.4	1'	-----		-----		
			25.5	2'	7.472		3.910		
			25.6	3'	5.068	4.974	3.031	3.121	
			25.9	4'	3.998		2.853		
			26.2	5'	3.358		2.640		
3	24.4	51.3	24.4	1'	-----		-----		
			24.7	2'	7.684		4.815		
			25.2	3'	5.507	5.519	4.245	4.265	
			26.1	4'	4.664		4.088		
			27.1	5'	4.223		3.914		
4	20.6	52.0	20.7	1'	14.87		7.574		
			20.9	2'	7.634		4.761		
			21.4	3'	5.410	7.286	3.973	4.750	
			22.2	4'	4.466		3.750		
			23.3	5'	4.030		3.694		
5	23.1	49.3	23.2	1'	14.92		7.799		
			23.5	2'	7.810		5.218		
			24.1	3'	5.684	7.562	4.485	5.223	
			25.1	4'	4.878		4.330		
			26.3	5'	4.521		4.282		

continuação...

Tabela 3- Valores das temperaturas inicial, dos extremos e final, tempo de leitura e difusividade térmica obtidas para Latossolo Vermelho Amarelo segundo método proposto equação (47) e (48).

anos	temp. ^I	temp.	temp.	tempo	difusividade térmica ^{II}			
tra	inic	extr.	final	(min)	eq (48)	média	eq (47)	média
6	25.0	48.9	25.3	1'	15.45	7.904	9.808	6.062
			25.7	2'	8.246		6.327	
			26.2	3'	5.939		4.998	
			27.2	4'	5.139		4.671	
			28.3	5'	4.744		4.504	
7	24.9	53.2	25.1	1'	15.12	7.362	8.679	5.025
			25.3	2'	7.775		5.074	
			25.6	3'	5.403		3.930	
			26.4	4'	4.499		3.769	
			27.3	5'	4.015		3.674	
8	21.8	51.1	21.9	1'	14.89	7.328	7.695	4.755
			22.0	2'	7.551		4.290	
			22.6	3'	5.456		4.090	
			23.5	4'	4.580		3.905	
			24.6	5'	4.158		3.797	
9	25.5	51.6	25.6	1'	14.92	7.253	7.780	4.685
			25.7	2'	7.576		4.462	
			26.1	3'	5.366		3.847	
			26.8	4'	4.448		3.746	
			27.6	5'	3.957		3.572	
10	22.7	53.1	22.8	1'	14.89	7.435	7.635	4.921
			22.9	2'	7.543		4.239	
			23.7	3'	5.573		4.383	
			24.7	4'	4.706		4.159	
			26.3	5'	4.470		4.192	

I temperaturas (°C)

II difusividade térmica (· cm²/seg X 10⁻³)

Tabela 4- Valores das temperaturas inicial, dos extremos e final, tempo de leitura e difusividade térmica obtidas para Latossolo Vermelho Escuro segundo método proposto equação (47) e (48).

anos	temp. ^x tra inic	temp. extr.	temp. final	tempo (min)	difusividade térmica ^{xx}			
					eq (48)	média	eq (47)	
1	23.3	50.9	23.3	1'	-----		-----	
			23.3	2'	-----		-----	
			23.3	3'	-----	3.421	-----	1.995
			23.4	4'	3.727		1.942	
			23.7	5'	3.115		2.047	
2	25.6	51.8	25.6	1'	-----		-----	
			25.6	2'	-----		-----	
			25.6	3'	-----	3.456	-----	2.158
			25.8	4'	3.788		2.228	
			26.0	5'	3.124		2.087	
3	25.8	51.1	25.8	1'	-----		-----	
			25.8	2'	-----		-----	
			26.0	3'	5.056	4.116	3.007	2.766
			26.2	4'	3.913		2.645	
			26.7	5'	3.377		2.646	
4	21.4	51.8	21.4	1'	-----		-----	
			21.6	2'	7.543		4.239	
			21.8	3'	5.164	5.017	3.308	3.260
			22.0	4'	3.974		2.840	
			22.5	5'	3.385		2.653	
5	25.9	56.3	25.9	1'	-----		-----	
			26.1	2'	7.543		4.239	
			26.3	3'	5.164	5.165	3.308	3.529
			27.0	4'	4.231		3.317	
			27.8	5'	3.721		3.252	
6	23.0	43.0	23.0	1'	-----		-----	
			23.1	2'	7.495		3.973	
			23.2	3'	5.099	5.053	3.194	3.281
			23.5	4'	4.056		2.959	
			24.0	5'	3.561		2.998	
7	24.7	50.9	24.7	1'	-----		-----	
			24.8	2'	7.459		3.899	
			25.0	3'	5.128	5.071	3.218	3.333
			25.5	4'	4.143		3.217	
			26.0	5'	3.556		2.996	
8	25.0	50.2	25.0	1'	-----		-----	
			25.1	2'	7.464		3.901	
			25.2	3'	5.057	5.022	3.011	3.197
			25.6	4'	4.038		2.912	
			26.2	5'	3.530		2.967	

I temperaturas (°C)

II difusividade térmica (cm²/seg X 10⁻²)

Tabela 7- Valores de difusividade térmica em função da umidade segundo método CHUNG & JACKSON (1954) para Latossolo Vermelho Amarelo.

amostra (cm ² /seg)	dif. térmica (cm ² /cm ²)	umidade volum.
1	0.002344	0.0231
2	0.002678	0.0464
3	0.003025	0.0695
4	0.003336	0.0754
5	0.004066	0.1102
6	0.004471	0.1159
7	0.005196	0.1421
8	0.006028	0.1710
9	0.005558	0.1970
10	0.005091	0.2667
11	0.004637	0.3595
12	0.004877	0.4753

Tabela 8- Valores de umidade para amostras de Latossolo Vermelho Escuro para obtenção de difusividade térmica segundo método CHUNG & JACKSON (1954).

amostra	massa úmida (g)	massa seca (g)	umidade gravim. (g/g)	volume amostra (cm ³)	massa espec. (g/cm ³)	umidade volum. (cm ³ /cm ³)
1	38.7	34.5	0.1217		1.000	0.1217
2	43.0	34.9	0.2321		1.012	0.2349
3	42.1	33.9	0.2419		0.983	0.2378
4	47.2	34.8	0.3563		1.009	0.3595
5	49.5	34.4	0.4390		0.997	0.4377
6	51.9	34.6	0.5000	34.501	1.003	0.5015
7	53.6	34.5	0.5536		1.000	0.5536
8	39.3	34.8	0.1293		1.009	0.1305
9	37.3	34.6	0.0780		1.003	0.0782
10	35.1	34.5	0.0174		1.000	0.0174
11	54.0	34.8	0.5517		1.009	0.5567

Tabela 9- Valores de temperatura (Ti - temperatura inicial da amostra; Tbm - temperatura do banho-maria) (°C) e tempos de leitura (seg) para amostras de Latossolo Vermelho Escuro para obtenção de difusividade térmica segundo método CHUNG & JACKSON (1954).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ti	21.2	21.8	21.9	21.8	21.6	21.7	22.3	21.1	22.6	21.9	21.2
Tbm	50.6	50.6	50.8	50.0	50.7	49.2	51.0	50.2	49.6	50.3	48.8
15	21.8	22.3	22.4	----	22.4	22.7	23.7	21.3	22.8	22.9	----
30	26.6	27.8	27.7	28.4	28.4	28.1	29.0	25.4	25.8	28.3	22.8
45	32.2	33.8	33.8	34.7	34.6	33.5	34.9	30.9	30.7	34.4	26.0
60	36.7	38.2	38.6	39.1	39.0	37.7	39.0	35.8	34.9	38.5	29.5
75	39.8	41.5	42.0	42.3	42.3	40.6	42.3	39.1	38.2	42.0	32.9
90	42.2	44.0	44.5	44.7	44.8	42.9	44.4	41.8	40.8	44.2	35.8
105	44.2	45.7	46.2	46.2	46.7	44.6	46.1	43.8	42.8	45.9	37.9
120	45.6	46.9	47.4	47.3	47.7	45.8	47.2	45.0	44.1	47.1	39.7
135	46.6	47.8	48.2	48.1	48.5	46.8	48.0	46.1	45.1	47.9	41.2
150	----	----	49.0	48.7	49.1	47.5	48.7	46.9	46.0	48.6	42.5
165	----	----	----	49.1	49.6	----	----	----	46.8	49.0	43.4
180	----	----	----	----	49.9	----	----	----	----	49.3	44.3
195	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	44.9

Tabela 10- Valores de difusividade térmica em função da umidade segundo método CHUNG & JACKSON (1954) para Latossolo Vermelho Escuro.

amostra	dif. térmica (cm ² /seg)	umidade volum. (cm ³ /cm ³)
1	0.002653	0.1217
2	0.003103	0.2349
3	0.003260	0.2378
4	0.003681	0.3595
5	0.003449	0.4377
6	0.003210	0.5015
7	0.002941	0.5536
8	0.002624	0.1305
9	0.002438	0.0782
10	0.001858	0.0174
11	0.003243	0.5567

ANEXO 3- TRATAMIENTO ESTADÍSTICO

Tabela 1- Coeficientes de determinação (r^2) para as equações polinomiais de 3º grau dos tratamentos considerando-os individualmente ou agrupados, para os dois solos estudados.

solo/método	r^2
LV eq.(48)	0.8747
LE eq.(48)	0.9891
LV eq.(47)	0.8865
LE eq.(47)	0.9865
LV CHUNG & JACKSON (1954)	0.8984
LE CHUNG & JACKSON (1954)	0.9556
LV eq.(48)/CHUNG & JACKSON (1954)	0.5211
LE eq.(48)/CHUNG & JACKSON (1954)	0.3633
LV eq.(47)/CHUNG & JACKSON (1954)	0.8859
LE eq.(47)/CHUNG & JACKSON (1954)	0.9614

Tabela 2- Soma dos quadrados dos resíduos para ajuste por equações polinomiais de 3º grau dos tratamentos considerando-os individualmente ou agrupados, para os solos e métodos estudados.

solo/método	SSQ
LV eq.(48)	2.0040 X10 ⁻⁶
LE eq.(48)	4.3631 X10 ⁻⁸
LV eq.(47)	1.1487 X10 ⁻⁶
LE eq.(47)	3.1372 X10 ⁻⁸
CHUNG & JACKSON (1954)	1.5781 X10 ⁻⁶
CHUNG & JACKSON (1954)	1.2017 X10 ⁻⁷
LV eq.(48)/CHUNG & JACKSON (1954)	2.9946 X10 ⁻⁵
LE eq.(48)/CHUNG & JACKSON (1954)	1.1720 X10 ⁻⁵
LV eq.(47)/CHUNG & JACKSON (1954)	2.9639 X10 ⁻⁶
LE eq.(47)/CHUNG & JACKSON (1954)	1.9385 X10 ⁻⁷

Tabela 3- Equações polinomiais de 3º grau e coeficientes de correlação para os tratamentos considerando-os individualmente ou agrupados, para os solos e métodos estudados.

equação polinomial	coef.deter
solo/método LV eq.(48) $D=0.002860+0.049374\theta-0.161377\theta^2+0.162777\theta^3$	$r^2=0.8747$
LE eq.(48) $D=0.002769+0.015676\theta-0.032237\theta^2+0.019987\theta^3$	$r^2=0.9891$
LV eq.(47) $D=0.001287+0.046457\theta-0.165352\theta^2+0.175117\theta^3$	$r^2=0.8065$
LE eq.(47) $D=0.001474+0.014615\theta-0.034651\theta^2+0.025116\theta^3$	$r^2=0.9865$
CHUNG & JACKSON (1954) $D=0.000709+0.051405\theta-0.176278\theta^2-0.181392\theta^3$	$r^2=0.8984$
CHUNG & JACKSON (1954) $D=0.001746+0.008224\theta-0.006619\theta^2-0.007059\theta^3$	$r^2=0.9556$
LV eq.(48)/CHUNG & JACKSON (1954) $D=0.001652+0.047585\theta-0.147860\theta^2+0.14301\theta^3$	$r^2=0.5211$
LE eq.(48)/CHUNG & JACKSON (1954) $D=0.002606+0.002181\theta+0.025031\theta^2-0.047067\theta^3$	$r^2=0.3633$
LV eq.(47)/CHUNG & JACKSON (1954) $D=0.000960+0.049080\theta-0.170652\theta^2+0.177574\theta^3$	$r^2=0.8859$
LE eq.(47)/CHUNG & JACKSON (1954) $D=0.001675+0.009919\theta-0.014120\theta^2+0.001246\theta^3$	$r^2=0.9614$

Tabela 4- Valores de F obtido e tabelado utilizado para comparações entre as regressões dos tratamentos agrupados para os solos e métodos estudados, considerando-se as hipóteses: H_0 as regressões são iguais e, H_1 as regressões são diferentes.

solo/método		

F tabelado	F obtido	Hipótese aceita

LV eq.(47)/CHUNG & JACKSON (1954)		
F= 25.76	$F_{0.05(1),4,14} = 3.11$	H_1
LE eq.(47)/CHUNG & JACKSON (1954)		
F= 194.01	$F_{0.05(1),4,11} = 3.36$	H_1
LV eq.(48)/CHUNG & JACKSON (1954)		
F= 0.30	$F_{0.05(1),4,14} = 3.11$	H_0
LE eq.(48)/CHUNG & JACKSON (1954)		
F= 0.77	$F_{0.05(1),4,11} = 3.36$	H_0
