

2

Revisão Bibliográfica

2.1.

Propriedades Térmicas dos Solos

Os solos na natureza estão continuamente sujeitos a mudanças de temperatura devido a variações climáticas, além de existir um fluxo de calor geotérmico do interior da Terra para a superfície. Essas variações nos gradientes de temperatura alteram a composição dos solos, principalmente no que diz respeito ao teor, fase e condições da água presente nos mesmos, provocando assim, mudanças também nas suas propriedades térmicas (Farouki, 1986).

O fluxo de calor em solos é extremamente importante na área geotécnica e está associado, por exemplo, a problemas em relação ao transporte de flúidos aquecidos em tubulações subterrâneas, ao aproveitamento de energia geotérmica, armazenamento de energia em leitos granulares, processos de evaporação e transmissão de calor na superfície do solo devido a variações diárias e sazonais da temperatura ambiente, resfriamento de condensadores em usinas termoelétricas e nucleares, problemas com extração de petróleo, armazenamento de rejeitos radioativos, problemas de aterramento de cabos elétricos subterrâneos, problemas relacionados à remediação de áreas degradadas utilizando-se do aquecimento do solo, entre outros.

De acordo com Oliveira Jr (1993), na transmissão de energia elétrica feita em cabos subterrâneos, a passagem da corrente elétrica provoca perdas de energia que aparecem na forma de calor, o qual é removido pelo solo que envolve os cabos. O dimensionamento dos cabos elétricos depende principalmente da carga elétrica a que ele está sujeito e da capacidade do solo de remover o calor gerado pela passagem da corrente elétrica, ou seja, da sua capacidade de conduzir o calor.

A aplicação de técnicas de remediação térmica em áreas contaminadas exige também conhecimentos detalhados sobre as propriedades térmicas dos solos. Segundo Duarte (2004), são necessários estudos sobre o padrão de comportamento das propriedades físico-químicas, hidráulicas e térmicas de

solos submetidos a altos gradientes de temperatura gerados através da aplicação da técnica de Dessorção Térmica. Tal tecnologia de tratamento se aplica a solos, lamas ou sedimentos contaminados com resíduos tóxicos e baseia-se no aquecimento direto do solo.

Segundo Prevedello (2006), as propriedades térmicas dos solos e as condições meteorológicas influem no meio ambiente das plantas. As propriedades físicas da água e do ar do solo, bem como seus movimentos e disponibilidade no solo, além de muitas reações químicas que liberam nutrientes para as plantas, são influenciados pela temperatura do solo. A capacidade de um solo de armazenar e transferir calor é determinada pelas suas propriedades térmicas e pelas condições meteorológicas que, por sua vez, influenciam todos os processos químicos, físicos e biológicos do solo.

A propagação de calor nos solos é governada por suas características térmicas e essas propriedades térmicas são necessárias para a modelagem do fluxo de calor nos solos.

A transmissão de calor se dá basicamente de quatro modos distintos: condução, convecção, radiação e evaporação/condensação. Esses quatro mecanismos de transmissão de calor serão descritos a seguir.

- Condução:

Este processo ocorre no interior do meio, via colisões entre átomos e moléculas de uma substância e a subsequente transferência de energia cinética. O calor passa de um ponto para outro sem movimentação desse meio, é o caso comum da transmissão através de sólidos. Esse fenômeno se verifica em todos os constituintes do solo, na parte sólida, na água e no ar, sendo que através deste último, a condução pode ser considerada desprezível. Quando a densidade seca e o grau de saturação do solo aumentam, a quantidade de calor transferida através de condução também aumenta (Farouki, 1986), pois há um maior contato entre as partículas sólidas e a água conduz melhor o calor do que o ar;

- Convecção:

Através desse processo, o calor se transmite por partículas do meio que se movimentam de um local para outro. Este mecanismo não envolve transferência microscópica de calor por átomos ou moléculas como ocorre na condução. A convecção é o fluxo de calor devido a um movimento macroscópico, carregando partes da substância de uma região quente para uma região fria. A convecção natural (ou convecção livre) é a que acontece sem ação de agentes externos, o movimento se dá pela

diferença de temperatura entre partículas. Na convecção forçada o movimento é provocado predominantemente pela ação de agentes externos, assim como diferenças de pressão. Ocorre com líquidos e gases, entretanto, em solos, a convecção normalmente é desprezada. Segundo Johansen (1975), os fenômenos de convecção com alguma relevância podem ser verificados em solos arenosos ou areias saturadas.

- Radiação:

Por meio desse processo, a transmissão de calor ocorre sem contato físico entre os corpos, através de ondas eletromagnéticas. O calor é transmitido entre dois corpos em diferentes temperaturas, mesmo sem qualquer meio físico entre os mesmos. De acordo com Farouki (1986), a radiação em solos é normalmente negligenciada, sendo que o seu efeito em areias é menor que 1% da transferência total de calor a temperaturas atmosféricas normais, mas em materiais como pedregulhos, seu efeito pode ser notado.

- Evaporação/condensação:

O aumento da temperatura em certas regiões de solos não saturados provoca a evaporação da água, com conseqüente aumento da pressão de vapor local. O vapor d'água se transporta para regiões de menor pressão de vapor através de difusão, se condensando nestas regiões. Através desse processo, uma quantidade significativa de calor pode ser transferida. Segundo Duarte (2004), a diminuição da massa específica seca dos solos aumenta a influência da difusão do vapor d'água, devido ao aumento do número de vazios necessários nesse processo de transferência de calor.

Em muitos casos práticos, a transmissão de calor acontece com a ação simultânea dos mecanismos citados, entretanto, em solos sob condições normais, a transferência de calor se dá preferencialmente através da condução. Os níveis de temperatura assim como a composição e estrutura do solo influenciam na contribuição de cada possível mecanismo de transferência de calor. De acordo com De Vries (1958), estudos teóricos de transferência de calor em solos geralmente consideram o solo como sendo homogêneo, e assumem que todo o processo de transferência de calor ocorre uniformemente através do meio poroso.

2.1.1. Condutividade Térmica

A condutividade térmica (λ) de um solo é definida como a quantidade de calor que passa numa unidade de tempo através de uma seção transversal unitária, devido a um gradiente de temperatura imposto na direção do fluxo. A equação (1) expressa a sua definição e a Figura 1 apresenta um esquema do fluxo de calor através de um elemento prismático.

$$\lambda = \frac{q}{A \cdot (\Delta T / l)} \quad (1)$$

onde:

q – fluxo de calor (W ou J / s)

A – área da seção transversal (m^2)

ΔT – gradiente de temperatura (K ou $^{\circ}C$)

l – distância percorrida (m)

λ - condutividade térmica (W / m / K)

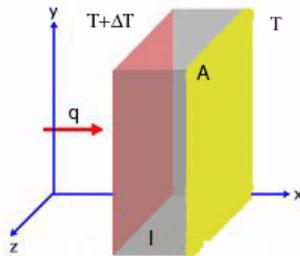


Figura 1 - Esquema do fluxo de calor através de um elemento prismático de solo. (modificado de Bertulani, 2005)

As medidas de condutividade térmica são na verdade uma média aritmética das condutividades entre duas seções transversais, pois os valores variam entre essas duas seções por causa das diferenças de temperatura e de composição do solo. A definição de condutividade térmica supõe uma condição de fluxo permanente de calor, na qual a temperatura em um dado ponto do solo não varia em função do tempo.

A condutividade térmica dos solos sofre influência de uma série de fatores como textura e composição mineralógica dos solos, teor de umidade, densidade e temperatura. Alguns valores tabelados de condutividade térmica levam em consideração somente a classificação granulométrica dos solos e normalmente não correlacionam este parâmetro com a umidade ou grau de saturação, por

exemplo. Entretanto, autores como Kersten (1949), Reno e Winterkorn (1967), Johansen (1975), Farouki (1986), Oliveira Júnior (1993), Abu-Hamdeh (2003) e Duarte (2004) estudaram e constataram a influência de fatores como teor de umidade e grau de saturação, densidade seca, concentração de sais e temperatura na condutividade térmica dos solos. A Figura 2 apresenta resultados de condutividade térmica encontrados por alguns dos autores citados.

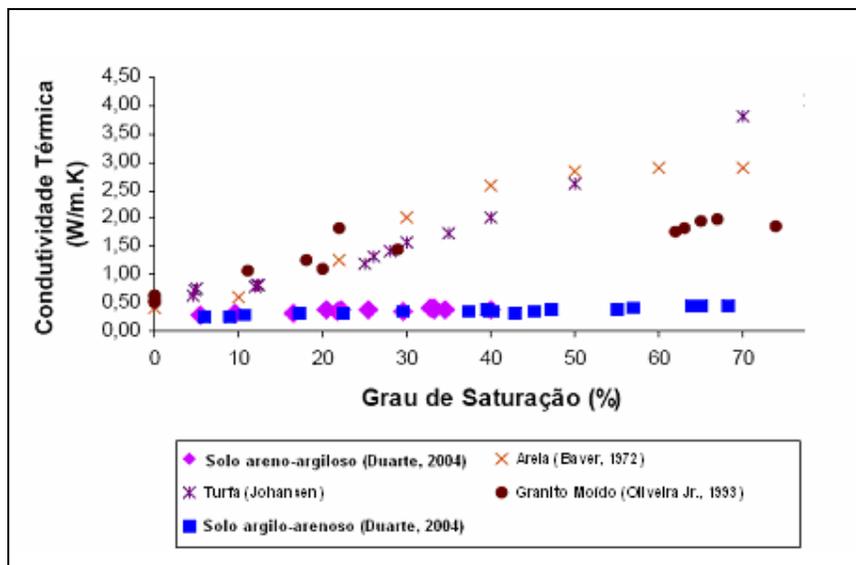


Figura 2 – Comparações entre relações de condutividade térmica x grau de saturação (Duarte, 2004).

A Tabela 1 apresenta valores típicos de condutividade térmica levando-se em conta o grau de saturação de alguns solos.

Tabela 1 – Condutividade Térmica de Solos (modificada de Hukseflux, 2005).

Material	Condutividade Térmica (W / m / K)
Solos em Geral	0,15 - 4,00
Solos Saturados	0,60 - 4,00
Areia Seca	0,15 - 0,25
Areia Úmida	0,25 - 2,00
Areia Saturada	2,00 - 4,00
Argila de Seca a Úmida	0,15 - 1,80
Argila Saturada	0,60 - 2,50
Solo Orgânico	0,15 - 2,00

Existem vários métodos para se medir condutividade térmica dos solos. Os métodos existentes são de fluxo de calor permanente e de fluxo de calor transiente. Os métodos de fluxo de calor permanente impõem um gradiente de

temperatura constante por um longo período de tempo aos solos, o que pode gerar mudanças no teor de umidade do solo devido à migração de umidade em solos não saturados e, conseqüentemente, mudanças nas suas propriedades térmicas. Mitchell e Kao (1978) sugeriram que os métodos de fluxo permanente fossem usados para medir condutividade e difusividade em solos secos, evitando-se assim os gradientes de umidade. Com os métodos de fluxo transiente, a temperatura do solo varia com o tempo. Segundo Farouki (1986), tais métodos são mais versáteis e podem ser mais fáceis, além de serem rápidos e minimizarem os gradientes de umidade. De Vries (1958), sugere o uso de pequenos gradientes de temperatura para minimizar os gradientes de umidade. Segundo Jackson e Taylor (1986), os métodos de fluxo transiente são considerados mais adequados para solos.

De acordo com Farouki (1986) e Jackson e Taylor (1986), o método da sonda térmica (agulha térmica) é o método mais rápido e conveniente para medir condutividade térmica de solos em campo e em laboratório. Dentre os métodos de medição existentes, este tem sido bastante utilizado pela sua facilidade de execução e rapidez na obtenção dos resultados. Este método consiste em submeter o meio poroso a um fluxo de calor conhecido e constante, gerado a partir de uma agulha térmica inserida no solo. Através da evolução da temperatura da sonda com o tempo determina-se a condutividade térmica do solo. A razão de aumento da temperatura da sonda depende da condutividade do meio no qual ela está inserida, ou seja, quanto maior a condutividade térmica do solo, menor retenção de calor na sonda, menor variação de temperatura em função do tempo. Segundo Oliveira Jr (1993), esta condutividade térmica medida carrega com ela a influência que o transporte de vapor, induzido pelo aquecimento gerado pela sonda, exerce no fluxo de calor através do solo. Este fenômeno, embora não possa ser eliminado das medições, pode ser minimizado através da utilização de sondas suficientemente finas e densidades de fluxo de calor baixas.

A teoria que fundamenta a utilização de sondas térmicas na medição de condutividade térmica de meios homogêneos e isotrópicos considera que a sonda se comporta como uma fonte de calor linear, de dimensão radial infinitesimal, imersa em um meio semi-infinito. O fluxo de calor que sai da sonda atravessa o material no qual está imersa com uma difusividade térmica (D), seguindo a equação geral da condução de calor de Fourier, equação (2), que descreve tanto o fluxo de calor transiente quanto o fluxo de calor permanente.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \cdot \nabla^2 T \quad (2)$$

onde:

T – temperatura (K)

t – tempo (s)

D – difusividade térmica (m² / s)

Para um fluxo de calor unidimensional na direção x, a equação (2) se torna:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (3)$$

E para o fluxo radial na direção da distância r ao redor da sonda térmica, tem-se:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \cdot \left[\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial T}{\partial r} \right] \quad (4)$$

onde:

r – distância radial da fonte linear de calor (m)

A fonte linear infinita para medidas de condutividade térmica é aproximada por um fio longo aquecido eletricamente, colocado num corpo de prova cilíndrico. A corrente de aquecimento é fornecida pelo fio e o aumento de temperatura é medido por um termopar colocado próximo ao fio.

Assumindo que o calor é produzido a partir de um tempo t = 0, com uma taxa constante (q) por unidade de comprimento da sonda (Carslaw e Jaeger, 1959), a solução para o aumento de temperatura é:

$$(T - T_0) = \frac{q}{4\pi\lambda} \cdot \left[-E_i \left(\frac{-r^2}{4Dt} \right) \right] \quad (5)$$

onde:

q – calor produzido por unidade de tempo e comprimento (W)

λ – condutividade térmica (W / m K)

D – difusividade térmica (m² / s)

t – tempo (s)

T₀ – temperatura no tempo t = 0

O termo $\left[-E_i\left(\frac{-r^2}{4Dt}\right) \right]$ é uma integral exponencial que pode ser aproximada a uma série de potência logarítmica:

$$\left[-E_i\left(\frac{-r^2}{4Dt}\right) \right] = \int_{r^2/4Dt}^{\infty} \left(\frac{1}{u}\right) \exp(-u) du = -a - \ln\left(\frac{r^2}{4Dt}\right) + \frac{r^2}{4Dt} - \left(\frac{r^2}{8Dt}\right)^2 + \dots$$

onde:

a – constante de Euler (0,5772...)

u – variável de integração

Segundo Jackson e Taylor (1986), para valores de $\left(\frac{r^2}{4Dt}\right) \ll 1$, todos os termos depois do termo logarítmico da integral exponencial podem ser negligenciados, então tem-se:

$$\left[-E_i\left(\frac{-r^2}{4Dt}\right) \right] = -a - \ln\left(\frac{r^2}{4Dt}\right) = \ln(t) - a - \ln\left(\frac{r^2}{4D}\right)$$

E, para o período de aquecimento, a temperatura aumenta segundo a equação:

$$(T - T_0) = \frac{q}{4\pi\lambda} \cdot \left[\ln(t) - a - \ln\left(\frac{r^2}{4D}\right) \right] \tag{6}$$

Um gráfico linear da Temperatura x Ln(t), esquematizado na Figura 3, dá uma inclinação (S) que pode ser igualada à inclinação teórica ($q/4\pi\lambda$) da equação (6):

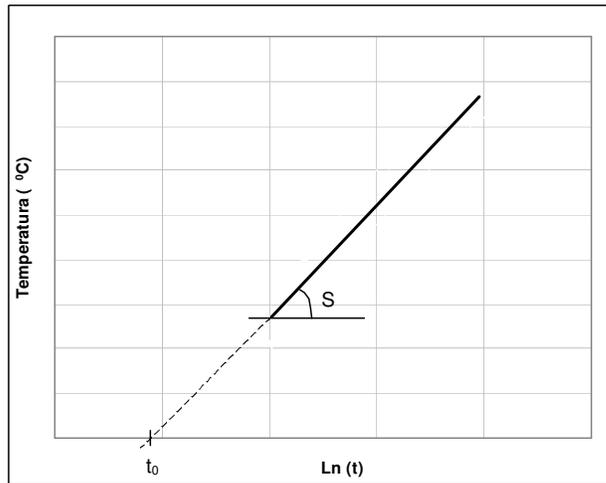


Figura 3 – Variação da temperatura da fonte de calor linear através do tempo.

$$S \cong \frac{q}{4\pi\lambda} \Rightarrow \lambda \cong \frac{q}{4\pi S} \quad (7)$$

O calor produzido (q) é obtido através de medidas de corrente e resistência, ou usando a Lei de Ohm:

$$q = I^2 R \quad (8)$$

onde:

q – calor produzido (W)

I – corrente elétrica (A)

R – resistência elétrica (ohm)

Segundo Farouki (1986), a diferença entre a sonda térmica e a fonte linear idealizada é que a sonda é cilíndrica, com comprimento finito, raio e condutividade térmica própria, além de existir uma resistência de contato entre ela e o meio. Para se garantir as condições de fluxo radial através da agulha, Blackwell (1956) sugere que o seu comprimento seja pelo menos 25 vezes o seu diâmetro.

Para que o meio poroso analisado comporte-se como infinito, é necessário que a amostra ensaiada contenha dimensões mínimas necessárias para que os efeitos dos limites não influenciem nos resultados. Segundo Mitchell e Kao (1978), resultados experimentais e análises teóricas feitas em materiais com baixa resistividade térmica mostraram que corpos de prova com diâmetro de 10,0cm não sofrem influência das condições externas (ambiente e molde de compactação) com tempos de medição de até 400s. As medições de condutividade realizadas na literatura consultada utilizando a sonda térmica são todas iguais, o que muda são os métodos de compactação dos corpos de prova e de inserção da sonda nos mesmos.

2.1.2. Resistividade Térmica

A resistência apresentada pelo solo ao fluxo de calor é denominada resistividade térmica (R), que é o inverso da condutividade. De acordo com Brandon e Mitchell (1989) esse parâmetro é influenciado pelos seguintes fatores:

- Mineralogia dos solos:

As areias apresentam maiores condutividades térmicas, ou seja, menores resistividades, pois são constituídas principalmente por feldspato e quartzo, minerais bons condutores de calor;

- Peso específico seco:

Quanto maior o peso específico seco, maior o contato entre os grãos, conseqüentemente, menor a sua resistência ao fluxo;

- Distribuição granulométrica:

Solos bem graduados são melhores condutores que solos uniformes, pois possuem menor índice de vazios, aumentando os contatos entre os grãos e diminuindo a sua resistividade;

- Quantidade de água em compactações:

Solos compactados úmidos e depois secos para umidades baixas apresentam resistividade térmica menor do que se forem compactados já em umidades baixas;

- Temperatura:

Todos os minerais cristalinos estudados em solos apresentam um acréscimo de resistividade térmica com o aumento da temperatura, com exceção do feldspato. Entretanto, a água e os poros de um solo saturados com ar sofrem redução da resistividade térmica com o aquecimento. Portanto, a influência da temperatura na resistividade dos solos dependerá das proporções dos seus componentes.

2.1.3.

Calor Específico e Capacidade de Aquecimento Volumétrico

O calor específico de um determinado material é a energia necessária para aumentar de 1°C a temperatura de 1g de solo, sendo sua unidade no SI (Sistema Internacional de Unidades) cal/g°C. Segundo Farouki (1986), esse parâmetro é função da temperatura, crescendo linearmente com o aumento da mesma, principalmente para solos granulares.

Quando as temperaturas variam com o tempo, o regime de fluxo passa a ser transiente. A energia utilizada para aumentar a temperatura de um determinado elemento do solo vem do fluxo de calor, e a quantidade de energia necessária para que o aquecimento aconteça depende da capacidade de aquecimento do solo. Portanto, a capacidade de aquecimento volumétrico (C) de um solo é definida como a quantidade de calor necessária para se aumentar de

1°C a temperatura de 1cm³ de solo, sendo sua unidade no SI (Sistema Internacional de Unidades) cal/cm³°C, e é representada pela seguinte relação:

$$C = \rho \cdot c \quad (9)$$

onde:

ρ – massa específica do solo (g/cm³)

c – calor específico do solo (cal / g °C)

C – capacidade de aquecimento volumétrico (cal/ cm³ °C)

Como um volume unitário de solo é composto por sólido, água e ar, então, segundo Farouki (1986):

$$C = x_s C_s + x_w C_w + x_a C_a \quad (10)$$

onde:

x_s, x_w, x_a – fração de volume dos componentes sólido, água e ar do solo, respectivamente

C_s, C_w, C_a – capacidades de aquecimento volumétrico do sólido, água e ar do solo respectivamente (cal/ cm³ °C)

De acordo com Farouki, a capacidade de aquecimento volumétrico dos solos pode ser estimada através da seguinte expressão:

$$C = \frac{\gamma_d}{\gamma_w} \cdot \left(0,18 + 1,0 \cdot \frac{w}{100} \right) \cdot C_w \quad (11)$$

onde:

γ_d, γ_w – peso específico seco do solo e peso específico da água respectivamente

w – umidade gravimétrica em porcentagem

Sabendo-se que a capacidade de aquecimento volumétrico da água é igual a 1,0cal/cm³°C e desenvolvendo a equação (11) tem-se:

$$\rho \cdot c = \frac{\rho_d}{\rho_w} \cdot \left(0,18 + 1,0 \cdot \frac{w}{100} \right) \quad (12)$$

Sabendo-se que a massa específica da água é igual a 1g/cm^3 , o calor específico do solo pode ser calculado através da seguinte expressão:

$$c = \frac{\rho_d}{\rho} \cdot (0,18 + w) \quad (13)$$

onde:

ρ_d, ρ – massas específicas seca e total do solo, respectivamente

w – umidade gravimétrica

Para estimar o calor específico dos solos estudados e comparar com os resultados obtidos experimentalmente, Abu-Hamdeh (2003) utilizou uma formulação obtida usando relações derivadas baseadas em De Vries (1963) e Bristow (1998). A seguir será apresentado um resumo do procedimento base para a derivação dessas relações utilizadas pelo autor citado:

A capacidade de aquecimento (H) de um solo é calculada como sendo a soma das capacidades de aquecimento de seus diferentes constituintes. Portanto:

$$H = m_s c_s + m_w c_w + m_a c_a + m_o c_o \quad (14)$$

onde:

H – capacidade de aquecimento do solo ($\text{cal}^{\circ}\text{C}$)

m_s, m_w, m_a, m_o – massas das partículas sólidas, da água, do ar e da matéria orgânica presentes, respectivamente (g)

c_s, c_w, c_a, c_o – calor específico dos sólidos do solo, da água, do ar e da matéria orgânica presentes, respectivamente ($\text{cal/g}^{\circ}\text{C}$)

Normalmente a contribuição do ar pode ser desprezada, pois a massa da fase gasosa nos solos é desprezível. Desprezando-se também a contribuição da matéria orgânica, a relação se torna:

$$H = m_s c_s + m_w c_w \quad (15)$$

Usando a equação (15), o calor específico (c) de um solo úmido pode ser dado pela seguinte relação:

$$(m_s + m_w)c = m_s c_s + m_w c_w \quad (16)$$

Dividindo-se os dois termos da equação (16) pelo volume total do solo (V_t), tem-se:

$$\rho \cdot c = \rho_d \cdot c_s + \rho_d \cdot w \cdot c_w \quad (17)$$

onde:

ρ – massa específica total do solo (g/cm^3)

ρ_d – massa específica seca do solo (g/cm^3)

w – umidade gravimétrica

Como a capacidade de aquecimento volumétrico (C) de um solo úmido é dada por $C = \rho \cdot c$, então a equação (17) pode ser reescrita na forma:

$$C = \rho_d \cdot c_s + \rho_d \cdot w \cdot c_w \quad (18)$$

onde:

C – capacidade de aquecimento volumétrico do solo úmido ($\text{cal/cm}^3\text{ }^\circ\text{C}$)

$\rho_d \cdot c_s$ - capacidade de aquecimento volumétrico do solo seco ($\text{cal/cm}^3\text{ }^\circ\text{C}$)

Portanto, o calor específico do solo úmido (c) pode ser determinado através da seguinte expressão:

$$c = \frac{\rho_d}{\rho} \cdot (c_s + w) \quad (19)$$

Comparando-se a equação (19) com a equação (13) observa-se que elas são iguais, sendo que Farouki (1986) considerou o calor específico dos sólidos igual a $0,18 \text{ cal/g}^\circ\text{C}$.

A partir da equação (10), Duarte (2004) sugeriu uma expressão para se determinar o calor específico dos sólidos do solo. O desenvolvimento dessa expressão é apresentado a seguir:

$$C = \frac{V_s}{V} C_s + \frac{V_w}{V} C_w + \frac{V_a}{V} C_a \quad (20)$$

onde:

V_s , V_w , V_a – volumes ocupados pelas frações sólido, água e ar do solo, respectivamente

Segundo Mitchell (1993), a capacidade de aquecimento volumétrico do ar (C_a) é aproximadamente $0,0 \text{ cal/cm}^3\text{ }^\circ\text{C}$. Sabe-se que a capacidade de

aquecimento volumétrico da água (C_w) é $1,0 \text{ cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C}$ e que a capacidade de aquecimento volumétrico dos sólidos (C_s) é o produto da sua massa específica (ρ_s) em g/cm^3 pelo seu calor específico (c_s) em $\text{cal/g}^\circ\text{C}$. A partir dessas considerações e do conhecimento de que a capacidade de aquecimento volumétrico do solo (C) é a razão entre sua condutividade térmica (λ) em W/mK e a sua difusividade térmica (D) em m^2/s ($C = \lambda/D$), a equação (20) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\frac{\lambda}{D} = \frac{V_s}{V} c_s \cdot \rho_s + \frac{V_w}{V} \quad (21)$$

Rearrmando a equação (21) tem-se:

$$c_s = \frac{\lambda}{D} \cdot \frac{V}{V_s} \cdot \frac{1}{\rho_s} - \frac{V_w}{V} \cdot \frac{V}{V_s} \cdot \frac{1}{\rho_s} = \frac{\lambda}{D} \cdot \frac{1}{\rho_s} \cdot (e+1) - (w \cdot \rho_s) \cdot \frac{1}{\rho_s}$$

Finalmente, o calor específico dos sólidos (c_s) pode ser calculado a partir da seguinte expressão:

$$c_s = \left(\frac{\lambda}{D \cdot \rho_s} \right) \cdot (e+1) - w \quad (22)$$

onde:

c_s – calor específico dos sólidos ($\text{cal/g}^\circ\text{C}$)

e – índice de vazios

w – umidade gravimétrica do solo

Em uma condição de fluxo transiente, o comportamento térmico do solo é então governado pela condutividade térmica e pela capacidade de aquecimento volumétrico do mesmo (Farouki, 1986).

2.1.4. Difusividade Térmica

A difusividade térmica (D) é um parâmetro que indica a capacidade que um solo tem de sofrer rápidas e consideráveis mudanças de temperatura. É inversamente proporcional à capacidade de aquecimento volumétrico, ou seja, quanto menor a energia necessária para fazer variar a temperatura de um determinado volume de solo, mais rápido o solo vai sofrer essa variação. A expressão que define a difusividade térmica é:

$$D = \lambda / C \quad (23)$$

onde:

D – difusividade térmica (m^2 / s)

C – capacidade de aquecimento volumétrico (cal/cm^3C)

A difusividade térmica também pode ser obtida a partir da equação (6). A intersecção da reta de $\Delta T \times \ln(t)$ com o eixo do tempo (t), significa $\Delta T=0$ no tempo t_0 . Então, a equação (6) se torna:

$$\ln(t_0) = a + \ln\left(\frac{r^2}{4D}\right) \quad (24)$$

Conhecidos todos os termos da equação (24) determina-se a difusividade térmica (D) em m^2/s .

A Tabela 2 apresenta valores de parâmetros térmicos para alguns materiais.

Tabela 2 – Propriedades Térmicas de Materiais distintos (modificada de Mitchell, 1993).

Material	Condutividade Térmica (W / m / K)	Calor Específico (cal / g ⁰ C)	Capacidade de Aquecimento Volumétrico (cal / cm ³ C)
Ar	0,024	0,24	0,00029
Matéria Orgânica	0,25	0,46	0,6
Água	0,6	1	1
Folhelho	1,56	-	-
Gelo	2,25	0,49	0,44
Granito	2,76	-	-
Quartzo	8,4	0,175	0,46
Cobre	389	0,09	0,7965
Valores médios de solos	0,25 – 2,9 (~1,7)	0,175	0,46

2.2.

Fatores que Influenciam as Propriedades Térmicas dos Solos

As propriedades térmicas dos solos sofrem influência de uma série de fatores que podem ser distribuídos em dois grupos: os fatores que são inerentes aos solos, como textura e composição mineralógica; e os fatores que podem ser controlados e modificados externamente pelo homem ou pela natureza, como teor de umidade e densidade. Alguns desses fatores serão apresentados a seguir.

2.2.1. Estrutura e Porosidade dos Solos

Solos com baixa porosidade possuem um contato maior entre os grãos, portanto, possuem maior condutividade térmica (Farouki, 1986).

Solos bem graduados apresentam baixa porosidade e maior peso específico seco, ao contrário de solos com granulometria uniforme ou mal graduada, que possuem maior volume de vazios e, portanto, maior porosidade.

Solos com partículas angulares e planas podem alcançar maiores densidades através de vibração mecânica, tornando-se melhores condutores térmicos que solos com partículas esféricas.

Por outro lado, solos de granulometria fina, silto-argilosos, formados por agregados de partículas, possuem películas d'água entre as partículas e não possuem, portanto, o contato direto entre os grãos do esqueleto sólido. Além disso, a estrutura formada através de agregações aumenta a proporção de macroporos em relação à de microporos, resultando assim numa densidade total do solo menor que a densidade dos agregados de partículas, o que reduz a capacidade destes solos de conduzir calor.

Com base em observações empíricas, Johansen (1975) propôs uma equação para determinar a condutividade térmica de solos naturais secos:

$$\lambda = \frac{0,135\rho_d + 64,7}{2700 - 0,947\rho_d} \quad (25)$$

onde:

λ – condutividade térmica (W / m K)

ρ_d - massa específica seca do solo (kg / m³)

A presença de água nos solos melhora os contatos entre as partículas por causa das pontes de água. Para solos saturados, um aumento de densidade seca resulta em um aumento na condutividade térmica do material, desde que a condutividade térmica da partícula sólida do solo seja maior do que a da água. Segundo Farouki (1986), espera-se que as areias, em relação aos solos argilosos, apresentem uma maior taxa de aumento da condutividade térmica com o aumento da densidade seca, pois os minerais argílicos possuem condutividade térmica em torno de 4 vezes a da água, e o quartzo em torno de 15 vezes a da água. Com o aumento da densidade seca do solo, a difusividade térmica ($D=\lambda/C$) do material não aumenta na mesma proporção que a

condutividade térmica, pois a capacidade de aquecimento volumétrico também aumenta devido a um aumento da fração de sólidos por unidade de volume.

2.2.2. Mudanças na Estrutura dos Solos

Existem processos naturais e artificiais que podem provocar mudanças na estrutura dos solos e conseqüentemente mudanças em suas propriedades térmicas.

Os processos de secagem e molhagem em solos coesivos, sejam eles naturais ou artificiais, podem causar trincamento e inchamento do solo, respectivamente. As fissuras causadas pela secagem criam espaços vazios preenchidos por ar que aumentam a resistência do solo ao fluxo de calor, diminuindo conseqüentemente sua condutividade térmica. Solos argilosos de alta plasticidade, quando submetidos a ciclos alternados de umedecimento e secagem são desagregados formando grandes torrões, que por sua vez também são subdivididos em pequenos agregados devido às fissuras internas existentes.

Os processos de compactação dos solos por sua vez, melhoram as condições de condução de calor, pois aumentam o peso específico dos mesmos, permitindo assim um contato maior entre os grãos.

2.2.3. A Água nos Solos

De todos os componentes do solo, a água é o mais afetado pelas variações de temperatura no mesmo. Em todas as suas formas, a água tem efeitos importantes e complexos nas propriedades térmicas dos solos. Na natureza, geralmente, a água se movimenta dentro do solo na forma líquida ou de vapor.

Em conseqüência da transferência de calor, o movimento da água provoca mudanças nas propriedades dos solos devido à variação em sua quantidade e forma em determinados locais, pois gradientes de temperatura induzem a migração de água. Segundo Farouki (1986), o fluxo acoplado de calor e umidade tem também complexas interações com os efeitos da temperatura, uma vez que esta determina a distribuição das fases da água, seu movimento e o grau de sua interação com os minerais sólidos dos solos.

A água pode estar presente no solo de forma livre ou presa através de combinações químicas nas superfícies das partículas sólidas, forças de Van der

Walls, ou presa nos contatos entre as partículas ou nos poros capilares. A camada de água adsorvida na superfície das partículas de argila forma uma camada elétrica dupla, cujas propriedades como viscosidade e densidade, são diferentes das propriedades da água livre. O aumento da temperatura no solo aumenta a energia cinética das moléculas de água e causa dispersão (Farouki, 1986).

A variação do conteúdo de água no solo significa uma variação também na sua condutividade térmica, que por sua vez, afeta a distribuição da temperatura no mesmo. Inversamente, a estratificação da temperatura no solo afeta a distribuição de água dentro do mesmo. A interação entre a água e os minerais do solo depende de sua quantidade, das propriedades físico-químicas e área superficial dos minerais.

Em baixas umidades, a sucção dos solos é alta. Quando todas as partículas de solo já estão envolvidas por filmes de água adsorvida e mais água é adicionada, formam-se pontes de água entre os contatos dos grãos do solo que melhoram a transferência de calor entre os mesmos. Com o aumento do teor de umidade, há um aumento da condutividade térmica do solo, pois a água que substitui o ar nos vazios possui maior condutividade térmica. O efeito do aumento da umidade depende do tipo de solo, por exemplo, em areias a condutividade térmica aumenta rapidamente com a umidade, pois além de o quartzo possuir alta condutividade, a água preenche os vazios e melhora os contatos entre os grãos. Os solos em geral apresentam uma alta taxa de aumento na condutividade térmica em umidades mais baixas, devido principalmente às pontes de água nos pontos de contato entre os grãos ou devido aos filmes de água em volta das partículas que se tornam contínuos.

Kersten (1949) estudou a relação entre a condutividade térmica e a quantidade de água presente no solo, e através de uma equação empírica que não se aplica a solos secos, mostrou que a condutividade térmica está linearmente relacionada com o logaritmo do teor de umidade para uma densidade seca constante. Para solos siltosos e argilosos contendo 50% ou mais de silte e argila, a equação de Kersten é:

$$\lambda = 0,1442 \cdot (0,9 \log w - 0,2) \cdot 10^{0,6243\rho_d}, \text{ para } w \geq 7\% \quad (26)$$

Para solos arenosos (areias limpas), o autor propõe:

$$\lambda = 0,1442 \cdot (0,7 \log w + 0,4) \cdot 10^{0,6243\rho_d}, \text{ para } w \geq 1\% \quad (27)$$

onde:

λ – condutividade térmica (W / m K)

w – teor de umidade em porcentagem

ρ_d - massa específica seca do solo (g / cm³)

De acordo com Kersten, essas equações dão valores que geralmente diferem aproximadamente 25% dos valores medidos. Considerando que os valores médios para condutividade térmica de solos variam de 0,15 a 4,0 W/mK (Hukseflux, 2005), uma diferença de 25% entre os valores estimados e os valores reais medidos pode acarretar em interpretações sobre o fluxo de calor nos solos que não condizem com a realidade. Essa diferença é mais significativa para solos com valores mais elevados de condutividade térmica, por exemplo, para o valor de 4 W/mK, 25% estimaria um valor com uma diferença grande de ± 1 W/mK. Entretanto, considerando-se 0,15 W/mK, 25% estimaria um valor mínimo de 0,11W/mK e um valor máximo de 0,19 W/mK.

Johansen (1975) desenvolveu uma formulação para determinar a condutividade térmica de solos não saturados, através de uma equação que interpola as condutividades térmicas do solo nos estados seco (λ_{seco}) e saturado ($\lambda_{saturado}$). A equação de Johansen é:

$$\lambda = (\lambda_{sat} - \lambda_{seco}) \cdot K_e + \lambda_{seco} \quad (28)$$

onde:

λ – condutividade térmica (W / m K)

K_e – número de Kersten (adimensional)

Para determinar a condutividade térmica dos solos no estado seco, Johansen observou que a densidade seca ou porosidade do solo foram fatores muito importantes, ao contrário da condutividade térmica das partículas sólidas que teve pequena influência. Com base nessas observações, o autor desenvolveu para solos naturais secos a equação (25) já citada anteriormente.

No caso de solos saturados, Johansen verificou que variações na microestrutura dos solos tinham um pequeno efeito na condutividade térmica. Ele propôs então uma equação baseada nas condutividades dos componentes e suas respectivas frações de volume:

$$\lambda_{sat} = \lambda_s^{(1-n)} \cdot \lambda_{\acute{a}gua}^{(n)} \quad (29)$$

onde:

λ_s – condutividade térmica efetiva dos sólidos (W / m K)

n – porosidade

Para calcular λ_s Johansen sugeriu uma equação que depende da fração de quartzo nos sólidos totais do solo:

$$\lambda_s = \lambda_q^{(q)} \cdot \lambda_o^{(1-q)} \quad (30)$$

onde:

λ_q – condutividade térmica do quartzo (7,7 W / m K)

λ_o – condutividade térmica de outros minerais, assumida pelo autor como sendo 2,0 W / m K ou 3,0 W / m K para solos granulares com um conteúdo de quartzo menor que 20%.

O número de Kersten (K_e) introduzido na equação (28) depende do grau de saturação (S) do solo e não leva em consideração o efeito da densidade seca. Johansen sugeriu para solos granulares:

$$K_e \cong 0,7 \log S + 1, \text{ para } S > 0,05 \quad (31)$$

Para solos finos:

$$K_e \cong \log S + 1, \text{ para } S > 0,1 \quad (32)$$

O efeito do conteúdo de umidade na condutividade térmica do solo depende também se o solo está em processo de secagem ou molhagem, ou seja, a curva que relaciona teor de umidade e condutividade térmica apresenta histerese, isto é, para um mesmo teor de umidade, tem-se valores de condutividades diferentes para secagem e umedecimento. Durante o processo de secagem, a condutividade térmica é maior para um mesmo teor de umidade.

Para a difusividade térmica existe um valor máximo em um certo teor de umidade, enquanto a capacidade de aquecimento volumétrico continua aumentando com o aumento do conteúdo de umidade. (Farouki, 1986)

2.2.4. Propriedades dos Componentes dos Solos

Solos inorgânicos contêm componentes sólidos que são compostos de vários minerais com condutividades térmicas variáveis. A fração grossa dos

solos pode ser composta por quartzo ou outros minerais, e a fração fina por argilominerais e/ou feldspato, mica, quartzo, calcita e outros minerais. O mineral comum com maior condutividade térmica é o quartzo (SiO_2), pois possui fortes ligações entre os átomos de silício e oxigênio no tetraedro (SiO_4)⁻⁴. Cada mineral no solo é composto por agregados de cristais de vários tamanhos, orientados em várias direções.

Segundo Farouki (1986), as ondas térmicas que se propagam nos cristais estão sujeitas a distúrbios com a temperatura. A condutividade térmica do quartzo e de todos os outros minerais, exceto o feldspato, diminui com o aumento da temperatura. O estado cristalino ou ordem atômica dos cristais facilita extremamente a propagação das ondas térmicas.

Existe normalmente uma resistência térmica nas superfícies de contato entre dois cristais vizinhos devido a uma pequena zona de desordem nessa região, o que prejudica a transferência de calor. Impurezas presentes nas interfaces formando soluções também diminuem a condutividade térmica dos solos, pois além de dispersarem as ondas térmicas, possuem condutividade térmica menor que a dos cristais puros. Íons mais pesados substituindo outros na estrutura cristalina, requerem maior energia para a excitação, tornando a propagação das ondas térmicas através dos cristais menos efetiva.

A presença de filmes de água adsorvida às partículas sólidas melhora os seus contatos, conforme discutido no item anterior. A montmorilonita, que possui uma grande área superficial, tende a ter mais água adsorvida que móvel, possuindo também uma grande capacidade para adsorver determinados cátions, ânions e moléculas orgânicas. Por outro lado, uma argila caulinítica possui uma pequena área superficial com pouca água adsorvida em relação à água livre no solo saturado. Essas propriedades têm importantes implicações no comportamento térmico dos solos. Segundo Van Rooyen e Winterkorn (1959), existem indicações de que a bentonita possui um valor de condutividade térmica consideravelmente menor que a caulinita.

2.2.5. Íons e Sais presentes nos Solos

Solutos de todos os tipos estão sempre presentes na água dos solos. Cátions trocáveis estão associados com a interface entre a superfície de uma partícula do solo e a água adjacente. Os sais presentes nos solos produzem cátions e ânions e várias impurezas também podem estar presentes. O tipo de

cátion presente na dupla camada difusa de um solo controla o grau de orientação das moléculas de água e a espessura de suas camadas. Nas montmorilonitas sódicas, as camadas de água são bastante espessas, enquanto os íons potássio (K^+), cálcio (Ca^{+2}) e magnésio (Mg^{+2}) produzem pouca adsorção e camadas de água menos espessas. (Farouki, 1986)

Os íons e sais têm maior influência sobre os solos de granulometria fina, pois esses possuem grandes superfícies específicas. As ligações que resultam das trocas catiônicas podem aumentar a resistência de uma argila, assim como também podem influenciar na transferência de calor de partícula para partícula. Qualquer mudança físico-química que ocorra entre as superfícies das partículas ou na região de contato entre elas, pode resultar em mudanças significativas na transferência de calor.

A natureza dos íons presentes e sua concentração determinam o arranjo das partículas de argila. Uma estrutura dispersa forma um arranjo muito mais ordenado do que uma estrutura floculada. Segundo Pusch (1973), as argilas ricas em sal, argilas marinhas ou formadas em águas salobras, geralmente apresentam uma distribuição randômica de suas partículas, ou seja, possuem uma estrutura floculada, com grandes vazios, enquanto argilas formadas em água doce mostram alguma evidência de orientação preferencial, ou seja, possuem uma estrutura dispersa, com alguma ordem e com menos vazios entre as partículas. As argilas com estrutura dispersa podem apresentar uma maior condutividade térmica do que argilas floculadas, pois o ordenamento das partículas leva a uma melhora nas propriedades de transferência de calor.

Um aumento na concentração de cátions aumenta a floculação da argila. Quanto maior a valência do cátion, maior o efeito floculante, quanto menor a valência, maior o efeito dispersante. Portanto, montmorilonitas sódicas (Na^+) apresentam uma estrutura mais ordenada do que as montmorilonitas cálcicas (Ca^{+2}), por exemplo.

Reno e Winterkorn (1967) estudaram a influência da densidade seca, do teor de umidade e do tipo de íon trocável na condutividade térmica de uma argila caulínica natural e observaram que os valores de condutividade térmica aumentaram com o aumento do teor de umidade (para um peso específico constante) e com o aumento do peso específico seco (para um teor de umidade constante) do solo. Os autores perceberam a influência da valência dos cátions, ou seja, quanto maior a valência (Al^{+2}), maior o poder de floculação, e quanto menor a valência (Na^+), maior o poder de dispersão e observaram que para

baixas porosidades e baixos teores de umidade, a estrutura dispersa da argila conduz melhor o calor que a estrutura floculada, e para altos teores de umidade e alta porosidade, a estrutura floculada conduz melhor o calor que a dispersa.

Farouki (1966) estudou a influência do tipo de material ligante e sua quantidade na resistividade térmica de areias e pedregulhos quartzosos. Usando caulim como material ligante ele descobriu que a porcentagem de 8% de caulim para os solos estudados dava uma resistividade térmica mínima (condutividade máxima) para os solos no estado seco, pois melhorava os contatos entre os grãos de quartzo. Quantidades de caulim acima de 8% no solo arenoso passavam a aumentar os valores de resistividade térmica do solo, pois separavam mais os grãos de quartzo que possuem resistividade térmica bem menor que o caulim. Com o aumento da umidade observou-se que o efeito do ligante não existia, mas com a diminuição da umidade, o efeito do ligante aumenta alcançando um valor máximo no estado seco. Para os solos misturados com a porcentagem ótima de caulim, a relação entre o logaritmo da umidade e a resistividade térmica era linear e inversamente proporcional.

Abu-Hamdeh e Reeder (2000) analisaram através de estudos de laboratório os efeitos da densidade, teor de umidade, concentração de sais e quantidade de matéria orgânica na condutividade térmica de solos arenosos e argilosos, orgânicos e não orgânicos da Jordânia. Eles concluíram que quanto maior o teor de umidade e a densidade dos solos, maior a condutividade térmica dos mesmos. Descobriram também que quanto maior a concentração de sais (NaCl e CaCl_2) e a quantidade de matéria orgânica, menor a condutividade térmica dos solos. Os solos arenosos apresentaram maior condutividade térmica do que os solos argilosos.

Abu-Hamdeh (2003) avaliou a influência do teor de umidade e da densidade no calor específico, capacidade de aquecimento volumétrico e difusividade térmica de uma areia e uma argila. Através de ensaios de laboratório ele observou que quanto maior o teor de umidade e a densidade, maior o calor específico e a capacidade de aquecimento volumétrico dos solos. Para os solos estudados, o autor encontrou uma relação linear entre o teor de umidade e o calor específico até 15% de umidade. Acima de 15%, o calor específico aumenta mais rapidamente para a argila e menos para a areia. O solo argiloso apresentou maior calor específico e capacidade de aquecimento volumétrico que o solo arenoso para um mesmo teor de umidade e densidade. Os resultados mostraram que a difusividade térmica também varia com o teor de umidade e a textura do solo. O solo arenoso exibiu um pico de difusividade

térmica para um determinado teor de umidade e o solo argiloso, além de apresentar valores de difusividade menores que a areia, apresentou valores crescentes de difusividade térmica até um certo teor de umidade, tornando-se praticamente constante a partir de então (Figura 4).

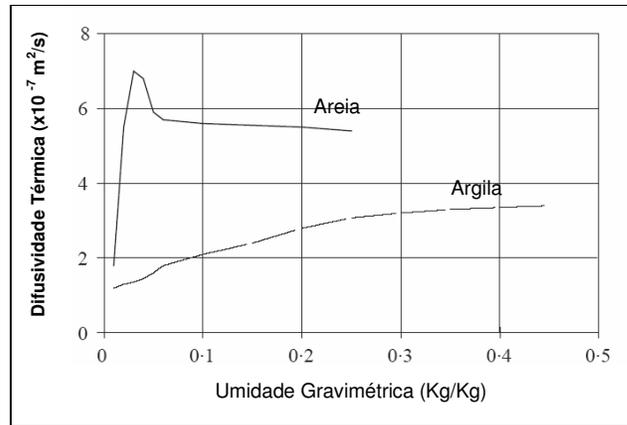


Figura 4 – Difusividade x Umidade Gravimétrica de argila e areia (Abu-Hamdeh, 2003).

Krishnaiah e Singh (2003) estudaram solos de granulometria fina (inclusive caulim) e solos arenosos e avaliaram a influência do tipo de solo, do teor de umidade e do peso específico seco na resistividade térmica, difusividade térmica e na capacidade de aquecimento volumétrico dos mesmos. Através dos estudos eles verificaram para todos os solos que quanto maior o teor de umidade e o peso específico seco dos mesmos, menor a resistividade térmica e maior a capacidade de aquecimento volumétrico. A resistividade dos solos finos se mostrou maior que a dos solos grossos. Os autores verificaram para a difusividade térmica o mesmo comportamento observado por Abu-Hamdeh (2003), ou seja, além de os solos finos apresentarem menor difusividade térmica que os solos grossos, existiu ainda a presença de um valor máximo deste parâmetro para um certo teor de umidade nos solos de granulometria grossa, e um comportamento crescente tornando-se constante a partir de uma determinada umidade para os solos finos. Os autores concluíram também que a difusividade térmica praticamente independe do peso específico seco do solo, pois com o aumento do mesmo, a resistividade térmica do solo diminui, mas a capacidade de aquecimento volumétrico aumenta ($D = \lambda / C$).

Duarte (2004), entre outras coisas, analisou através de estudos de laboratório a influência do tipo de solo, do teor de umidade e da temperatura nos valores de condutividade térmica e calor específico de um solo areno-argiloso e outro argilo-arenoso. A autora observou a relação diretamente proporcional entre os dois parâmetros térmicos e o teor de umidade, assim como observou que o

solo argiloso apresentou menores valores de condutividade térmica e maiores valores de calor específico que o solo arenoso. Foi observado também que os valores de calor específico aumentaram com o aumento da temperatura para os dois solos estudados.

Tang e Cui (2006) analisaram a influência da umidade e da densidade seca na condutividade térmica de uma bentonita e obtiveram relações diretamente proporcionais. Os autores analisaram ainda a influência da fração de volume dos componentes do solo, partículas sólidas, água e ar, e obtiveram uma relação satisfatória somente em função da fração de volume de ar. Através de uma relação linear inversamente proporcional entre a condutividade térmica e a fração de volume de ar (Figura 5), os autores propuseram o seguinte modelo para a determinação da capacidade do solo de conduzir calor:

$$\lambda = \alpha \cdot \frac{V_{ar}}{V} + \lambda_{sat} \quad (33)$$

onde:

λ - condutividade térmica do solo (W/mK)

V_{ar} - volume de ar presente no solo

V - volume total do solo

α - inclinação da reta de $\lambda \times V_{ar} / V$

λ_{sat} - condutividade térmica do solo saturado (W/mK)

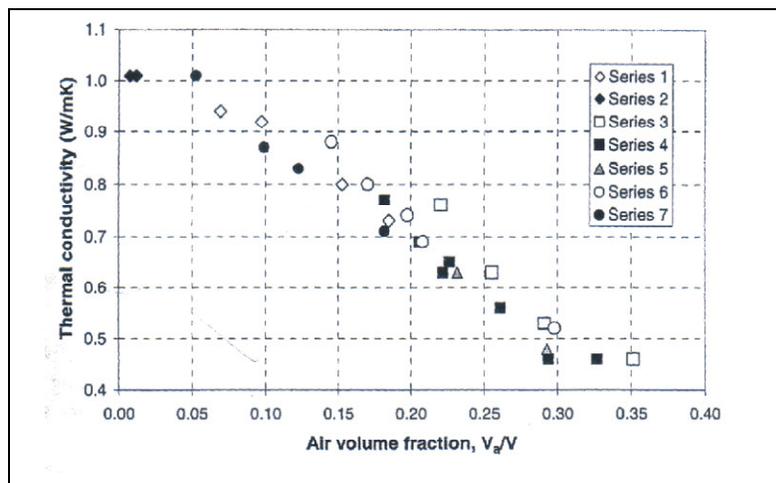


Figura 5 – Condutividade térmica x fração de volume de ar (Tang e Cui, 2006).

As diferenças encontradas entre os dados experimentais obtidos e os estimados através da formulação proposta foram menores que 20%. O inconveniente deste modelo é que para aplicá-lo são necessários os dados experimentais.

2.3. Mineralogia dos Solos

A mineralogia dos solos é fundamental para se entender as suas propriedades geotécnicas. Segundo Mitchell (1993), desde 1980, problemas ambientais principalmente relacionados com a disposição segura de resíduos sólidos e nucleares, com a remediação de solos contaminados e com a proteção das águas subterrâneas têm assumido um papel maior na prática da engenharia geotécnica. Isto tem chamado maior atenção para as características composicionais dos solos e suas relações com as propriedades físico-químicas que controlam o comportamento dos mesmos sob condições ambientais extremas e variadas.

Uma breve revisão sobre mineralogia dos solos será apresentada a seguir, enfatizando somente os materiais utilizados nesta pesquisa, Caulim, Bentonita e Areia Quartzosa.

Os solos são compostos por minerais, substâncias sólidas naturais, inorgânicas e homogêneas, que possuem composição química definida e estrutura atômica característica. Na natureza, os minerais se formam por cristalização, a partir de líquidos magmáticos ou soluções termais, pela recristalização em estado sólido, ou ainda como produto de reações químicas entre sólidos e líquidos (Santos, 1975). Os minerais essenciais e acessórios são considerados Minerais Primários. Os minerais de Alteração ou Secundários são gerados a partir da modificação dos minerais primários, principalmente por processos intempéricos. Fazem parte dos minerais secundários, entre outros, argilominerais, hidróxidos de ferro e de alumínio, sais e sulfatos.

É comum classificar os minerais considerando a sua composição química. De acordo com a ABGE (1998), embora já tenham sido descritas e classificadas mais de 2000 espécies de minerais, apenas um pequeno número é formador de rochas e, conseqüentemente, de solos. A classificação mais usada na mineralogia considera a estrutura e composição química dos minerais. Esta classificação subdivide os minerais em 12 grandes grupos, baseando-se na composição química, sendo que esses grupos são subdivididos com base na organização estrutural em: elementos nativos; sulfetos; sulfossais; óxidos e hidróxidos; halogenetos; carbonatos; nitratos; boratos; sulfatos e cromatos; fosfatos, arsenietos e vanadatos; tungstatos e molibdatos, e silicatos.

Segundo Machado et al (2006), os silicatos constituem a classe de maior importância, representando cerca de 25% dos minerais conhecidos e quase 40%

dos minerais comuns. Constituem cerca de 95% do volume da crosta terrestre, dos quais cerca de 59,5% são representados por feldspatos, 16,8% por anfibólios e piroxênios, 12% por quartzo e 3,8% pelas micas, os outros minerais (silicatos e não silicatos) perfazendo o volume de aproximadamente 7,9%. Dessa maneira, a grande maioria das rochas é formada por minerais desse grupo, sendo raras as rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares que não possuem esses minerais como essenciais. Os silicatos por sua vez podem ser subdivididos em nesossilicatos, inossilicatos, sorossilicatos, ciclossilicatos, filossilicatos e tectossilicatos.

Os argilominerais, filossilicatos secundários que resultam de processos metamórficos, magmáticos, hidrotermais, diagenéticos e intempéricos, apresentam íons O^{2-} e OH^- desempenhando papel importante na configuração geral da estrutura, podendo construir elementos estruturais, tetraedros e octaedros, dispostos em camadas alternadas. A classificação das espécies de argilominerais é baseada no arranjo dessas camadas, no espaçamento entre elas, que é a distância interplanar basal (d), e nos elementos químicos envolvidos. Os argilominerais são materiais com estrutura cristalina composta por dois arranjos básicos, um tetraedro de sílica (SiO_4) e um octaedro de alumínio (gibbsite) $[Al_2(OH)_6]$ ou magnésio $[Mg_2(OH)_6]$. A Figura 6 apresenta algumas ilustrações da estrutura cristalina de argilominerais.

Os argilominerais cristalinos são divididos em duas classes gerais: os silicatos cristalinos, com reticulado em camadas ou lamelar que podem ser difórmicos (camadas 1:1), trifórmicos (camadas 2:1) ou tetrafórmicos (camadas 2:2); e os silicatos cristalinos com reticulado de estrutura fibrosa. A nomenclatura 1:1, 2:2 e 2:1 está associada ao número de camadas de tetraedros de SiO_4 e de octaedros de hidróxidos, respectivamente, que entram na constituição da cela unitária do reticulado cristalino do argilomineral. A maioria dos argilominerais tem estrutura lamelar. As espécies mais comuns de argilominerais são a Caulinita, a Montmorilonita (Esmectita) e a Ilita. O que diferencia estes argilominerais é basicamente o tipo de estrutura e as substituições que podem ocorrer dentro da estrutura, do alumínio por magnésio ou ferro, e do silício por alumínio ou ferro, principalmente, e conseqüente neutralização das cargas residuais geradas pelas diferenças de cargas elétricas dos íons por alguns cátions.

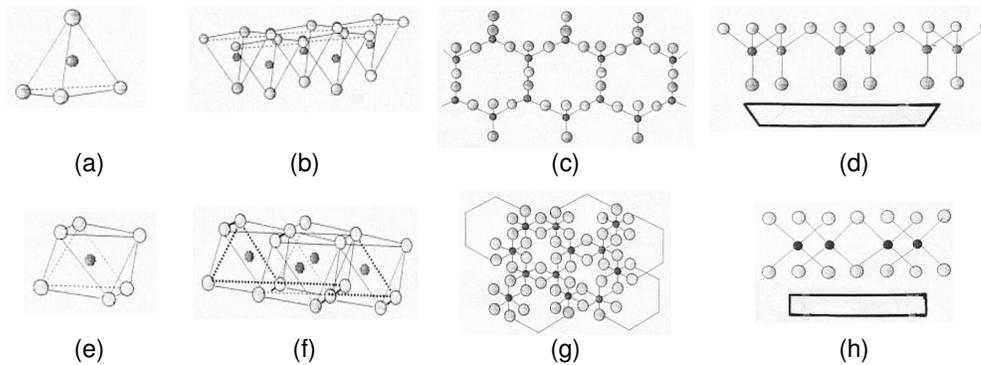


Figura 6 – Estrutura Cristalina de argilominerais: tetraedro de sílica (SiO_4) (a), camada de sílica (b), malha hexagonal da camada de sílica (c), camada de sílica esquematizada (d), octaedro de gibsite $[\text{Al}_2(\text{OH})_6]$ (e), camada de gibsite (f), folha dioctagonal de gibsite (g), camada de gibsite esquematizada (h). (Bastos, 2005)

A Caulinita é o argilomineral mais freqüentemente encontrado na natureza, é constituinte das rochas sedimentares detríticas e da argila dos solos, e origina-se da alteração de aluminossilicatos (feldspatos e micas, principalmente). O argilomineral caulinita é formado pelo empilhamento regular de camadas 1:1, uma folha de tetraedros SiO_4 e uma folha de octaedros $\text{Al}_2(\text{OH})_6$, também chamada folha de gibsite, ligadas entre si em uma única camada através de oxigênio em comum, dando uma estrutura fortemente polar que, segundo Mitchell (1993), se mantém estável na presença de água, não permitindo o seu inchamento. A fórmula estrutural da cela unitária é $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ e a composição percentual é 46,54% de SiO_2 , 39,50% de Al_2O_3 e 13,96% de H_2O . Praticamente não existem substituições por cátions dentro da estrutura cristalina, a qual é eletricamente neutra. A caulinita é não expansiva, tem baixa capacidade de troca catiônica, e dos três principais tipos de argilominerais, ela apresenta a menor plasticidade e coesão.

A Esmectita, também é um constituinte das rochas sedimentares detríticas e da argila dos solos, e origina-se da alteração de aluminossilicatos e minerais ferromagnesianos. Os argilominerais do grupo da esmectita são constituídos por duas folhas tetraédricas de silicato, com uma folha central octaédrica, unidas entre si por oxigênios comuns às folhas. Pode haver substituições isomórficas em porcentagem moderada do silício por alumínio nas posições tetraédricas. Nas posições octaédricas pode haver alumínio, ferro, magnésio e outros, isoladamente ou em combinação. As argilas constituídas por esses argilominerais geralmente possuem, em elevado grau, propriedades plásticas e coloidais, e apresentam grandes variações em suas propriedades físicas. Essas variações podem ser atribuídas a variações na natureza dos cátions trocáveis

que neutralizam a estrutura cristalina e a fatores estruturais e composicionais como variações na população das posições octaédricas. Contudo, existem vários exemplos em que não existe explicação satisfatória para variações nas propriedades tecnológicas de bentonitas. Segundo Mitchell (1993), num meio aquoso a esmectita caracteriza-se pela sua expansão, devido à adsorção das moléculas de água e/ou hidratação dos cátions adsorvidos entre as cadeias tetraédricas. Esse grupo de argilominerais tem alta capacidade de troca catiônica e apresenta maior plasticidade e coesão do que as caulinitas. A Figura 7 apresenta esquemas das estruturas das camadas e das estruturas moleculares da caulinita e da esmectita, que são os argilominerais de maior importância para este estudo.

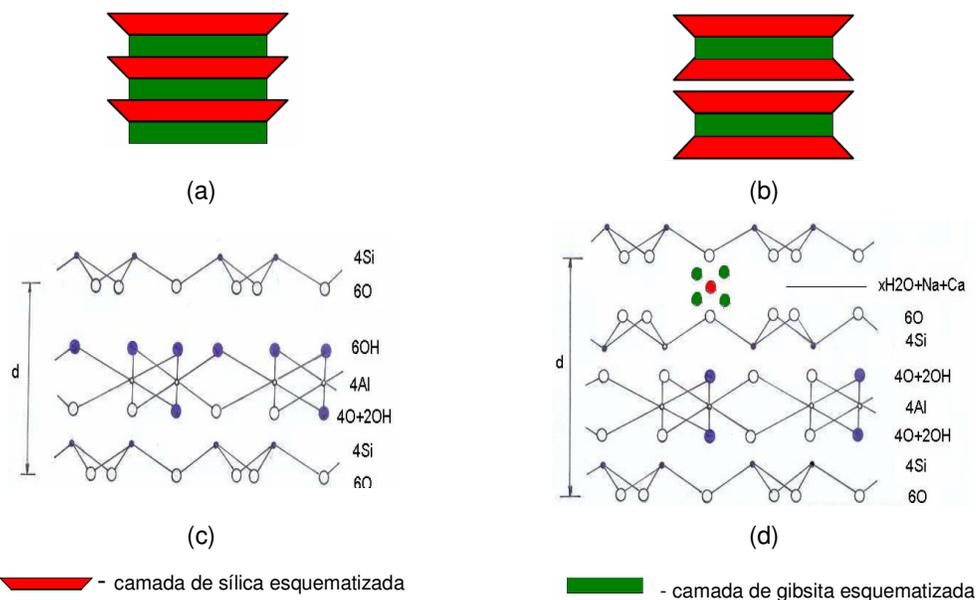


Figura 7 – Estrutura das camadas e estrutura molecular dos argilominerais: estrutura das camadas 1:1 da caulinita (a), estrutura das camadas 2:1 da esmectita (b), estrutura molecular 1:1 da caulinita(c), estruturas molecular 2:1 da esmectita (d). (Bastos, 2005).

O Caulim, segundo Santos (1975), é uma argila resultante da ação do intemperismo ou hidrotérmica sobre rochas feldspáticas, e que na sua forma beneficiada é constituída principalmente por minerais do grupo da Caulinita. Dois tipos de caulins podem ser reconhecidos: o caulim residual (caulim primário), cujos argilominerais presentes são caulinita e/ou haloisita, isolados ou misturados em diversas proporções; e o caulim sedimentar (caulim secundário), cujo argilomineral presente é geralmente a caulinita. Os caulins sedimentares apresentam propriedades coloidais mais pronunciadas que os residuais,

justamente por terem sofrido transporte e terem granulometria menor. Segundo Bertolino (2000), as principais reservas brasileiras de caulim localizam-se nos estados do Pará e Amapá, representando cerca de 80% das reservas brasileiras de caulim e sendo seus depósitos de origem secundária. Os depósitos de caulim existentes nas regiões sul, sudeste e nordeste são menos significativos, e em sua maioria de origem primária.

Bentonita é o nome genérico de uma argila de granulação muito fina, composta predominantemente pelo argilomineral montmorilonita, do grupo das esmectitas. Algumas bentonitas incham naturalmente pela absorção de água, as bentonitas sódicas, outras não incham, as bentonitas cálcicas e magnesianas, e outras apresentam graus intermediários de inchamento. O Brasil não possui depósito de bentonita essencialmente sódica. No Estado da Paraíba há uma argila montmorilonítica policatiônica, que contém uma quantidade considerável de sódio. Segundo Oliveira (2004), a Paraíba apresenta-se como o principal Estado brasileiro produtor dessa substância.

Os tectossilicatos formam o grupo dos silicatos mais importante volumetricamente, uma vez que perfazem quase 75% do volume ocupado pela crosta terrestre. Os minerais dessa subdivisão dos silicatos são constituídos por tetraedros de SiO_4 ligados tridimensionalmente, de maneira que todos os oxigênios dos vértices dos tetraedros são compartilhados com os tetraedros vizinhos, resultando em uma estrutura fortemente unida, estável, em que a relação Si:O é igual a 1:2. Fazendo parte dessa subdivisão dos silicatos aparecem os grupos ou famílias da sílica, feldspatos, feldspatóides, escapolita e zeólita. O grupo da sílica abrange minerais e mineralóides compostos basicamente por SiO_2 , que é um composto eletricamente neutro e não contém outras unidades estruturais a não ser o tetraedro (Machado et al, 2006). O quartzo faz parte desse grupo.

A areia é um produto da desintegração mecânica através de agentes exteriores sobre rochas e é formada principalmente por quartzo, mineral constituído por sílica cristalina (SiO_2), mas dependendo da composição da rocha da qual é originária, pode agregar outros minerais como feldspato, mica, zircão, magnetita, cassiterita, entre outros, quase todos minerais de grande resistência física e estabilidade química. O Quartzo é um dos minerais mais comuns na natureza e constitui as rochas ígneas ácidas (granito, riólito), sedimentares detríticas (arenitos) e metamórficas (quartzitos, gnaisses e xistos). Frequentemente preenche fraturas ou veios em rochas de origem variada. (ABGE, 1998).