

MODELAGEM NUMÉRICA DO FLUXO DE CALOR E UMIDADE EM MEIOS POROSOS

Rosane Cunha Maia Nobre¹, M.Sc. e Manoel de Melo Maia Nobre², Ph.D.

RESUMO

A remediação de águas subterrâneas contaminadas por fluidos imiscíveis com a água (NAPL - Non Aqueous Phase Liquids) pode incluir processos físicos que são dependentes da temperatura. Como primeiro passo no entendimento de estratégias de remediação que envolvam processos térmicos, a avaliação do fluxo não-isotérmico de umidade torna-se necessária. Este trabalho apresenta a formulação de um modelo numérico que simula este mecanismo, onde o método dos elementos finitos de Galerkin é utilizado. Resultados de simulação revelam que a dinâmica de gradientes de temperatura alteram os campos de pressão e, conseqüente, os de fluxo de umidade devido aos efeitos de viscosidade nas propriedades hidráulicas do meio. Em contrapartida, foi observado que os efeitos causados por gradientes de pressão no campo de temperatura são insignificantes para os mesmos cenários de simulação.

INTRODUÇÃO

Tecnologias de remediação aplicadas à remoção de fluidos orgânicos imiscíveis com a água em meios parcialmente saturados vêm sendo extensivamente discutidas na literatura. As técnicas usuais de tratamento devem ser definidas em função das propriedades físico-químicas dos contaminantes. Como por exemplo, enquanto que o uso de sistemas de extração de vapor do solo (*soil vapor extraction*) tem larga utilização em situações de contaminantes com elevada pressão de vapor (p.e., Johnson *et al.*, 1990; Rathfelder *et al.*, 1991), a técnica de "lavagem" de solo (*soil flushing*) deve ser aplicada em casos de contaminantes que apresentam elevados graus de solubilidade (Miller *et al.*, 1990). Em qualquer uma das situações a transferência de massa da fase pura líquida do NAPL ("free-phase") ocorre para fase gasosa ou fase dissolvida da água. Sabe-se que a transferência de massa é função das viscosidades da água e do NAPL, da tensão superficial entre o NAPL e a fase aquosa, da velocidade da água, e da solubilidade efetiva do NAPL (p.e., Miller *et al.*, 1990; Feenstra, 1990) que são, por sua vez, dependentes da temperatura. Vale ressaltar, no entanto, que os efeitos da variação da temperatura nestes processos são ainda pouco conhecidos.

A princípio, a interação entre gradientes de temperatura transientes e fluxo de umidade (água no estado líquido e de vapor) deve ser quantificada para, então, se avaliar a influência daqueles gradientes nos processos de transferência de massa e na dinâmica do solo. O presente trabalho tem como objetivo o estudo desta interação através do desenvolvimento e aplicação de um modelo numérico bidimensional de fluxo de umidade e calor em meios parcialmente saturados baseado no método numérico dos elementos finitos. A carga de pressão e a temperatura são utilizadas como variáveis dependentes do problema onde uma formulação mista das equações de umidade e calor é utilizada a fim de assegurar a conservação de massa e energia térmica.

O modelo proposto é aplicado em dois exemplos hipotéticos onde o primeiro trata da análise

Engenheira Civil - Professora da Universidade Federal de Alagoas, Dept. de Geologia e Topografia, Campus A.C. Simões, BR 101, Km 14, Al.

Engenheiro Civil - Consultor em Hidrogeologia de Contaminação da Empresa Maia Nobre Engenharia Ltda, Rua Manoel Maia Nobre, 257, Farol, Maceió, Al.

não-isotérmica de infiltrações induzidas, em regime transiente, representando o caso de remediação por lavagem de solo. O segundo exemplo investiga o impacto de uma fonte de calor com elevada temperatura no interior da massa de solo, com o objetivo de estudar os mecanismos de transferência de massa, presentes nos processos de extração de vapor à vácuo ou em técnicas de bioremediação. Em ambos os casos estudados, as magnitudes dos vários componentes das equações de umidade e calor são investigadas.

Uma extensão natural deste trabalho no campo da Hidrogeologia de Contaminação é a análise não-isotérmica do transporte de compostos orgânicos voláteis em regiões parcialmente saturadas do subsolo, onde os processos de transferências simultâneas de umidade, vapores tóxicos e energia térmica se manifestam. Vale lembrar que o estudo do fluxo não-isotérmico de umidade é também essencial em regiões áridas ou semi-áridas onde o fluxo de vapor poderá ser de grandes magnitudes (Feddes *et al.*, 1988). Adicionalmente, a existência de gradientes térmicos naturais ou induzidos pode ter uma grande influência na cinética de dissolução de compostos orgânicos residuais ("gânglios" de NAPLs) e, conseqüentemente, no transporte através das águas subterrâneas. Desta forma, o melhor conhecimento dos efeitos da temperatura na dinâmica dos solos se torna essencial na elaboração de estratégias adequadas de remediação que envolvam processos térmicos.

FORMULAÇÃO MATEMÁTICA

O transporte de umidade e calor em meios porosos é descrito por um sistema de equações diferenciais parciais obtido através dos princípios da conservação de massa e energia aplicadas às equações constitutivas do meio. Este item apresenta as equações matemáticas utilizadas no modelo.

Fluxo de Umidade

A transferência de umidade em meios porosos se dá na fase líquida e de vapor. A equação do fluxo de umidade na fase líquida é obtida através da modificação da equação de Richards (1931) quando aplicada a sistemas não-isotérmicos. Esta expressão modificada, de acordo com Milly (1982), é dada por

$$q_{i,j} = -\rho_l K_{ij} \frac{\partial \psi}{\partial x_j} - \rho_l D_{T_a} \delta_{ij} \frac{\partial T}{\partial x_j} - \rho_l K_{ij} e_j e_j = \begin{cases} 0 & j=1 \\ 1 & j=2 \end{cases} \quad (1)$$

onde $q_{i,j}$ é o fluxo de densidade líquida ($\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$), ρ_l é a densidade da água (g cm^{-3}), D_{T_a} é um coeficiente relacionado com o fluxo de água absorvida ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1} \text{°C}^{-1}$), K_{ij} é o tensor de condutividade hidráulica não-saturada do solo (cm s^{-1}), ψ é a carga de pressão d'água (cm), T é a temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e δ é o delta de Kronecker. A variação do fluxo de água líquida como função de T resulta dos efeitos da temperatura na viscosidade da água assim como na umidade volumétrica, através do termo de condutividade hidráulica (Constantz, 1982).

A obtenção do fluxo de umidade na forma de vapor é dada pela modificação da Lei de Fick quando aplicada em meios porosos e é expressa por

$$q_{v,i} = -\rho_v D_{\psi} \delta_{ij} \frac{\partial \psi}{\partial x_j} - \rho_v D_{T_v} \delta_{ij} \frac{\partial T}{\partial x_j} \quad (2)$$

onde $q_{v,i}$ é o fluxo de densidade de vapor ($\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1}$), D_{ψ} é o coeficiente de difusão de vapor isotérmico ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$), e D_{T_v} é o coeficiente de difusão de vapor térmico ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1} \text{°C}^{-1}$).

A equação do fluxo de umidade é obtida adicionando-se as equações do fluxo de umidade na fase líquida (Eq.1) e na fase de vapor (Eq.2) de forma a obter

$$\frac{q_{m_i}}{\rho_i} = - (K_{ij} + D_{\psi} \delta_{ij}) \frac{\partial \psi}{\partial x_j} - (D_{T_a} + D_{T_v}) \delta_{ij} \frac{\partial T}{\partial x_j} - K_{ij} e_j \quad (3)$$

O termo de armazenamento d'água θ_M é definido como sendo a quantidade total de água por unidade de volume de solo, que é dada por

$$\theta_M = \rho_l \theta + \rho_v \theta_a \quad (4)$$

Ao aplicar o princípio da conservação de massa na equação do fluxo de umidade, obtém-se a equação geral que governa o fluxo d'água transiente em um dado meio poroso, sob a influência de gradientes de temperatura e de pressão, ou seja

$$\frac{\partial \theta_M}{\partial t} \frac{1}{\rho_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[(K_{ij} + D_{\psi} \delta_{ij}) \frac{\partial \psi}{\partial x_j} + (D_{T_v} + D_{T_a}) \delta_{ij} \frac{\partial T}{\partial x_j} \right] + \frac{\partial K_{ij}}{\partial x_i} e_j \quad (5)$$

Neste trabalho é assumido que as direções principais de permeabilidade coincidem com os eixos das coordenadas cartesianas x e z .

Fluxo de Calor

A expressão do fluxo de calor em meios porosos é dada pela extensão da equação da condução de calor de Fourier, com a adição de termos referentes à transferência de calor convectivo e de calor latente. O fluxo total de calor num meio poroso parcialmente saturado, de acordo com Philip e de Vries (1957), e modificado por Milly (1982), se apresenta como

$$q_{h_i} = - \lambda_{ij} \frac{\partial T}{\partial x_j} - \rho_l (L D_{\psi} + \beta^{-1} g T D_{T_a}) \delta_{ij} \frac{\partial \psi}{\partial x_j} + c_l (T - T_o) q_{m_i} \quad (6)$$

onde λ_{ij} é a condutividade térmica de um meio poroso úmido ($\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{°C}^{-1}$), L é o calor latente de vaporização da água (cal g^{-1}), c_l é o calor específico da água na fase líquida ($\text{cal g}^{-1} \text{°C}^{-1}$), T_o é uma temperatura de referência (°C) e β é o fator de conversão igual a 4.2×10^7 necessário para converter de ($\text{cm}^2 \text{g s}^{-2}$) para (cal).

A quantidade total de energia térmica armazenada em um volume unitário de solo é definida por de Vries (1958) como sendo

$$S_h = C_M (T - T_o) + L_o \rho_v \theta_a - \rho_l \int_0^{\theta} W d\theta \quad (7)$$

onde S_h é o teor térmico do meio poroso (cal cm^{-3}), C_M é a capacidade térmica volumétrica do meio poroso úmido ($\text{cal cm}^{-3} \text{°C}^{-1}$), L_o é o calor latente de vaporização numa dada temperatura de referência T_o , e W é o calor de molhamento diferencial (cal g^{-1}).

A aplicação do princípio de conservação de energia térmica na equação do fluxo de calor (Eq.6) e na expressão do armazenamento de energia térmica (Eq.7), fornece a equação diferencial parcial que governa o fluxo de calor transiente em meios porosos, sob a influência de gradientes de temperatura e de pressão. Esta expressão é descrita por

$$\frac{\partial S_h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\lambda_{ij} \frac{\partial T}{\partial x_j} + \rho_l (L D_{\psi} + \beta^{-1} g T D_{T_a}) \delta_{ij} \frac{\partial \psi}{\partial x_j} - c_l (T - T_o) q_{m_i} \right] \quad (8)$$

As equações (5) e (8) formam um sistema acoplado de equações diferenciais parciais de segunda ordem com variáveis dependentes ψ e T as quais governam a distribuição de temperatura e umidade num meio poroso, saturado ou parcialmente saturado. A determinação dos parâmetros presentes nas Eq.(5) e (8) encontra-se no trabalho de Nobre e Thomson (1993). Condições iniciais e de contorno deverão ser especificadas com a finalidade de tornar o sistema de equações completo.

FORMULAÇÃO NUMÉRICA

Em projetos de remediação de mananciais subterrâneos, um ferramenta de previsão é de grande valia. Modelos matemáticos simplificam esta tarefa tendo em vista o grande potencial e versatilidade em simular condições reais de um sistema. Desta forma, as equações diferenciais parciais não-lineares que descrevem o mecanismo de transferência de umidade e calor em meios porosos são resolvidas numericamente. O método dos elementos finitos de Galerkin é aplicado na integração espacial das equações, ao passo que o método implícito das diferenças finitas é utilizado na integração temporal. O procedimento da solução simultânea é utilizado neste trabalho, e consiste na linearização e solução do sistema de equações acoplado em cada intervalo de tempo, para ambas as variáveis dependentes, através do método iterativo de Newton-Raphson.

No domínio físico bidimensional, as equações (5) e (8) ficam expressas por

$$\frac{\partial \theta_M}{\partial t} \frac{1}{\rho_i} - \frac{\partial}{\partial x} \left[m_{\psi x} \frac{\partial \psi}{\partial x} + m_T \frac{\partial T}{\partial x} \right] - \frac{\partial}{\partial z} \left[m_{\psi z} \frac{\partial \psi}{\partial z} + m_T \frac{\partial T}{\partial z} + m_g \right] = 0 \quad (9)$$

e

$$\frac{\partial S_h}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left[h_{\psi x} \frac{\partial \psi}{\partial x} + h_T \frac{\partial T}{\partial x} \right] - \frac{\partial}{\partial z} \left[h_{\psi z} \frac{\partial \psi}{\partial z} + h_T \frac{\partial T}{\partial z} + h_g \right] = 0 \quad (10)$$

onde K_{xx} e K_{zz} são as condutividades hidráulicas nas direções x e z , respectivamente (cm s^{-1}), e as variáveis $m_{\psi x}$, $m_{\psi z}$, m_T , m_g , $h_{\psi x}$, $h_{\psi z}$, h_T e h_g são definidas implicitamente.

O método dos elementos finitos adota soluções aproximadas ("trial functions") para as variáveis dependentes da seguinte forma (Huyakorn e Pinder, 1983)

$$\psi = \hat{\psi} = \sum_{j=1}^N \psi_j(t) N_j^e(x,z) \quad (11)$$

$$T = \hat{T} = \sum_{j=1}^N T_j(t) N_j^e(x,z) \quad (12)$$

onde $N_j^e(x,z)$ são funções de interpolação, ψ_j e T_j são os valores procurados das variáveis dependentes nos nós, N é o número de nós da malha de elementos finitos, e $\hat{\psi}$ e \hat{T} são as soluções aproximadas. No processo de integração da equação do fluxo de umidade, obtém-se uma integral de resíduos ponderados ao longo de todo o domínio físico. Neste processo, os termos de derivadas de 2ª ordem são reduzidos à 1ª ordem através da aplicação do teorema de Green. A equação geral do fluxo de umidade resultante se apresenta como

$$\sum_e \int_{A^e} \frac{\partial \theta_M}{\partial t} \frac{1}{\rho_i} N_i \, dx dz + \sum_{j=1}^N \psi_j \left[\sum_e \int_{A^e} \left(m_{\psi x} \frac{\partial N_j}{\partial x} \frac{\partial N_i}{\partial x} + m_{\psi z} \frac{\partial N_j}{\partial z} \frac{\partial N_i}{\partial z} \right) dx dz \right] + \sum_{j=1}^N T_j \left[\sum_e \int_{A^e} \left(m_T \frac{\partial N_j}{\partial x} \frac{\partial N_i}{\partial x} + m_T \frac{\partial N_j}{\partial z} \frac{\partial N_i}{\partial z} \right) dx dz \right] + \sum_e \int_{A^e} m_g \frac{\partial N_i}{\partial z} \, dx dz + \int_{S^e} \frac{\hat{q}_{m_n}}{\rho_i} N_i \, dS^e = 0 \quad i=1,2,\dots,k \quad (13)$$

ou pela equação do elemento

$$\sum_{j=1}^n (a_{ij}^m \psi_j + b_{ij}^m T_j) + c_i^m + f_{g_i}^m + f_{b_i}^m = 0 \quad i=1,2,\dots,k \quad (14)$$

onde \hat{q}_{m_n} é a distribuição normal do fluxo de umidade na fronteira, n é o número de nós do elemento e as variáveis $a_{ij}^m, b_{ij}^m, c_i^m, f_{g_i}^m$, e $f_{b_i}^m$ são definidas implicitamente. O índice m se refere à equação da umidade. A mesma metodologia se aplica na integração da equação geral do fluxo de calor. As equações resultantes acopladas, escritas na forma matricial, são dadas por

$$[A^m]\{\psi\} + [B^m]\{T\} + \{c^m\} + \{f_g^m\} + \{f_b^m\} = 0 \quad (15)$$

$$[A^h]\{\psi\} + [B^h]\{T\} + \{c^h\} + \{f_g^h\} + \{f_b^h\} = 0 \quad (16)$$

Após o desenvolvimento do modelo matemático acima, foram realizadas verificações e validações através de inúmeras soluções analíticas e numéricas assim como uma solução experimental, cada uma aplicada a aspectos específicos do modelo. Em todos os casos, o algoritmo numérico convergiu para soluções que preservaram massa e energia térmica e seu desempenho não apresentou nenhuma instabilidade numérica (Nobre e Thomson, 1993).

APLICAÇÕES DO MODELO

O modelo desenvolvido foi aplicado em diversos exemplos hipotéticos, com a finalidade de se determinar a distribuição de temperatura, pressão e umidade num dado perfil geológico. Serão discutidos neste trabalho apenas dois casos, ambos relacionados à simulação transiente do transporte simultâneo de umidade e calor.

Descrição Física

O modelo foi aplicado numa seção geológica hipotética, típica de uma região de clima temperado e úmido. Uma simples representação da geometria assim como das condições de contorno utilizadas em cada caso está ilustrada na Figura 1. O arcabouço geológico é considerado homogêneo, isotrópico e não-confinado.

Em todas as simulações realizadas, as condições de contorno ao longo da fronteira inferior do domínio físico assim como das fronteiras laterais permaneceram constantes, como apresentado na Figura 1. Ao longo da fronteira superior, as condições de contorno referentes à equação do fluxo de umidade e de calor foram estabelecidas de acordo com cada exemplo. Três pontos localizados no interior da zona insaturada, denominados por A, B e C, foram selecionados com a finalidade de se obter a variação no tempo dos fluxos d'água nas formas líquida e de vapor e do fluxo de calor.

Uma malha de elementos finitos contendo 3000 elementos triangulares e 1616 nós foi utilizada em todas as simulações realizadas neste trabalho devido a sua simplicidade e versatilidade. Dois solos de diferentes texturas foram escolhidos para uso nas simulações do modelo, sendo um constituído por um material siltoso ($K_s=5.74 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$, onde K_s é a condutividade hidráulica saturada) e outro arenoso ($K_s=1.13 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$). Os valores de condutividade hidráulica, coeficientes de difusão de vapor isotérmico e térmico, e condutividade térmica para os dois tipos de solo estão apresentados na Figura 2 (Nobre e Thomson, 1993).

Exemplo 1: Simulação transiente por lavagem de solo

A lavagem de solo, como forma de remediação, envolve o uso de injeção d'água através da zona contaminada e posterior captura do chorume dissolvido que deve ser tratado na superfície através de tecnologias usuais de tratamento de efluentes industriais.

Uma avaliação, com duração de 20 dias, foi conduzida utilizando-se o material arenoso. Ao longo da superfície superior do domínio, foi adotado $q_m/\rho_1=9 \times 10^{-5} \text{ cm s}^{-1}$ e $T=18^\circ\text{C}$ ao longo de um trecho de 20m localizado na parte central da fronteira superior, a fim de representar a zona de

infiltração induzida (ver Fig.1). Nas porções remanescentes da fronteira superior, valores de infiltração e temperatura iguais a $q_m/\rho_1=3.6 \times 10^{-7} \text{ cm s}^{-1}$ e 22°C , respectivamente, foram especificados. Ao longo da fronteira inferior do domínio, foi estabelecido um valor de $T=10^\circ\text{C}$ e fluxo d'água igual à zero.

As distribuições de pressão e temperatura nos períodos de simulação de 5 horas, 1 dia, 20 dias e em regime de fluxo permanente estão apresentadas nas Figuras 3, 4, 5 e 6, respectivamente, que mostram a frente de infiltração se movendo através da zona insaturada e as variações simultâneas de temperatura.

Exemplo 2: Simulação transiente de uma fonte de calor

A aplicação de uma fonte de calor na zona parcialmente saturada do subsolo se constitui em outro processo importante tanto no incremento da eficiência de técnicas de lavagens de solo e de extração de vapor assim como em técnicas de bioremediação. Esta fonte de elevada temperatura poderá ser gerada por técnicas eletromagnéticas (Dev e Downey, 1988) ou eletrocinéticas (Mattson e Lindgren, 1994). Independentemente da forma pela qual a fonte de calor é gerada, este segundo exemplo de simulação tem como objetivo a análise da influência da mesma nos mecanismos de transferência de energia térmica e de umidade.

A fonte de calor adotada ocupa uma região de 10m de largura por 2m de altura como mostra a Figura 1. A fonte é representada por uma condição de contorno do tipo Dirichlet, com um valor de temperatura igual a 80°C . A distribuição de temperatura para períodos de simulação iguais a 1, 30, e 120 dias e para a simulação em regime de fluxo permanente está apresentada na Figura 7 utilizando-se o material arenoso. Figuras 8 e 9 apresentam a diferença entre os valores de velocidade da água líquida para as simulações com e sem a fonte e o campo de velocidade de vapor d'água, respectivamente, em regime de fluxo permanente.

Pode ser verificado através da Figura 7 que a evolução da temperatura com o tempo é bastante lenta, e mesmo para $t=120$ dias o equilíbrio ainda não fora atingido. Os resultados revelam que, nas simulações com a fonte de calor, a distribuição de pressão é modificada consideravelmente pelas altas temperaturas aplicadas no meio poroso. O fluxo de d'água líquida através da zona saturada é aproximadamente 50% maior comparado com as mesmas simulações realizadas sem a fonte de calor. O fluxo de vapor é cerca de 2 ordens de magnitude maior do que nas simulações não-isotérmicas com regime de fluxo permanente nas proximidades da fonte de calor.

CONCLUSÕES

Este trabalho demonstrou a importância da análise do fluxo de umidade em condições não-isotérmicas tendo como principal contribuição o melhor conhecimento de processos que influenciam o transporte de poluentes em águas subterrâneas sob o efeito de gradientes de temperatura com vistas a remediação de sítios contaminados por *NAPLs*. Um modelo numérico bidimensional de simulação do fluxo de umidade e calor em meios porosos parcialmente saturados foi desenvolvido, testado e aplicado em diversos exemplos de simulação. Na formulação do modelo matemático, foi empregada uma formulação mista das equações diferenciais parciais, onde o sistema de equações resultante foi resolvido simultaneamente para as variáveis dependentes do problema, ou seja, pressão e temperatura. O algoritmo numérico foi verificado em diferentes situações, e se mostrou estável e adequado na simulação dos mecanismos físico-químicos envolvidos. Neste trabalho, foram apresentados os resultados de 2 exemplos hipotéticos que permitiram a elaboração das seguintes conclusões:

(1) Na zona insaturada do subsolo, valores elevados de temperatura causam fluxos elevados de vapor d'água. O fluxo de água líquida, no entanto, poderá aumentar ou diminuir dependendo do grau de saturação do solo. Por exemplo, um aumento de T poderá causar um aumento ou

diminuição do valor de K dependendo da influência maior da viscosidade (que favorece o aumento) ou umidade volumétrica (que favorece a diminuição). Na zona saturada, os efeitos da viscosidade são as únicas causas da variação em K como função da temperatura. Desta forma, valores elevados de temperatura causam fluxos elevados da água no estado líquido.

(2) Em regiões com elevados graus de saturação, a transferência de calor por condução e fluxo d'água no estado líquido são os mecanismos predominantes relacionados com o transporte transiente de calor e umidade. Em regiões mais secas da zona insaturada, por outro lado, a transferência de calor por condução e o fluxo d'água no estado de vapor se tornam os processos dominantes.

(3) Gradientes de temperatura transientes exercem uma influência significativa na distribuição de pressões no solo e, conseqüente, no fluxo de umidade, confirmando a necessidade de análises não-isotérmicas no estudo do fluxo de umidade em meios porosos.

(4) Os efeitos de variação dos gradientes de pressão na dinâmica de transferência de energia térmica são insignificantes.

Em função do exposto, torna-se evidente a importância do estudo do fluxo de umidade e de calor em meios saturados ou parcialmente saturados como primeiro passo na análise não-isotérmica do transporte de contaminantes voláteis e na cinética de dissolução de orgânicos residuais no subsolo.

REFERÊNCIAS

- Constantz, J., 1982. *Temperature dependence of unsaturated hydraulic conductivity of two soils*. Soil Sci. Soc. Am., J., 46: 466-470.
- De Vries, D.A., 1958. *Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media*. Trans. Am. Geophys. Union, 39(5): 909-916.
- Dev, H. e Downey, D., 1988. *Zapping hazwastes*. Civil Engineering, August: 43-45.
- Feddes, R.A., Kabat, P., Van Bakel, P.J.T., Bronswijk, J.J.B. e Halbertsma, J., 1988. *Modelling soil water dynamics in the saturated zone - State of the art*. J. Hydrol., 100: 69-111.
- Feenstra, S., 1990. *Evaluation of multi-component DNAPL sources by monitoring of dissolved-phase concentrations*. Conference Subsurface Contamination by Immiscible Fluids, International Association of Hydrogeologists, Calgary, April 18-20.
- Huyakorn, P.S. e Pinder, G.F., 1983. *Computational Methods in Subsurface Flow*. Academic Press, London, 473 pp.
- Johnson, P.C., Stanley, C.C., Kemblowski, M.W., Byers, D.L. e Colthart, J.D., 1990. *A practical approach to the design, operation, and monitoring of in situ soil-venting systems*. Groundwater Monitoring Review, Spring 1990.
- Mattson, E.D. e Lindgren, E.R., 1994. *"Electrokinetics: An innovative technology for in situ remediation of heavy metals."* Anais da 8th Outdoor Action, Minneapolis, Maio 23-25.
- Miller, C.T., Poirier-McNeill, M.M. e Mayer, A.S., 1990. *Dissolution of trapped nonaqueous phase liquids: Mass transfer characteristics*. Water Resour. Res., 26(11): 2783-2796.
- Milly, P.C.D., 1982. *Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: A matrix head-based formulation and a numerical model*. Water Resour. Res., 18(3): 489-498.
- Nobre, R.C.M. e Thomson, N.R., 1993. *The effects of transient temperature gradients on soil moisture dynamics*. Journal of Hydrology, 152: 57-101.
- Phillip, J.R. e de Vries, D.A., 1957. *Moisture movement in porous materials under temperature gradients*. Trans. Am. Geophys. Union, 38(2): 222-232.
- Rathfelder, K., Yeh, W.W. e Mackay, D., 1991. *Mathematical simulation of soil vapour extraction systems: Model development and numerical examples*. J. Contaminant Hydrogeology, 8.
- Richards, L.A., 1931. *Capillary conduction of liquids through porous medium*. Physics, 1: 318-333.

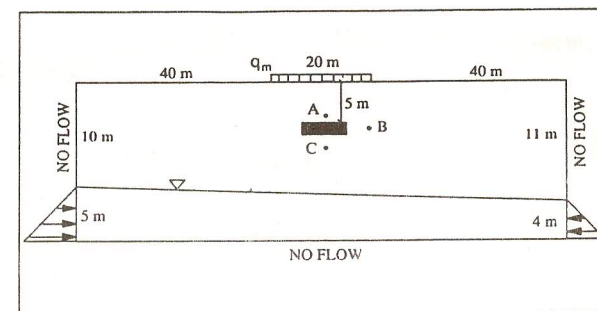


Figura 1. Cenário de simulação

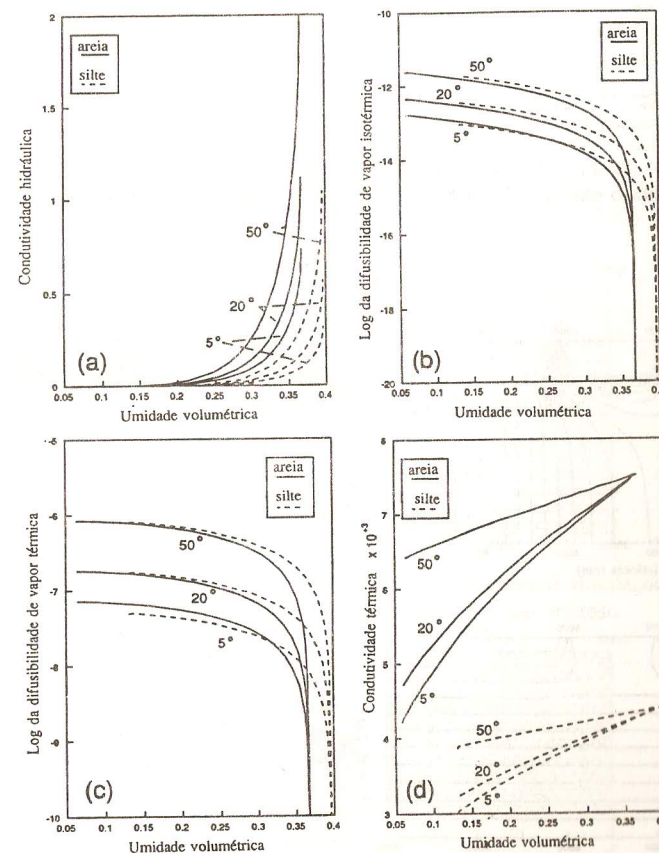


Figura 2. Variação da (a) condutividade hidráulica (cm s^{-1}) ($\times 10^2$ para o material arenoso, e $\times 10^4$ para o material siltoso), (b) difusibilidade de vapor isotérmica (cm s^{-1}) (c) difusibilidade de vapor térmica ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1} \text{°C}^{-1}$) e (d) condutividade térmica ($\text{cal cm}^{-1} \text{s}^{-1} \text{°C}^{-1}$) em função da umidade volumétrica e temperatura para o material arenoso e siltoso.

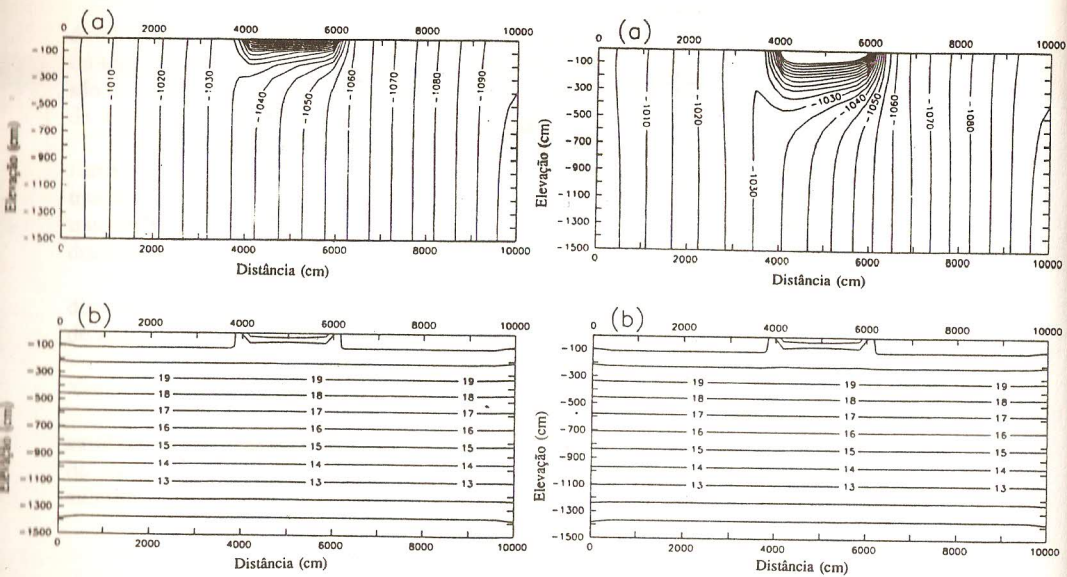


Figura 3. (a) Distribuição da carga de pressão (cm) (b) temperatura (°C) para o exemplo 1 em $t=5h$.

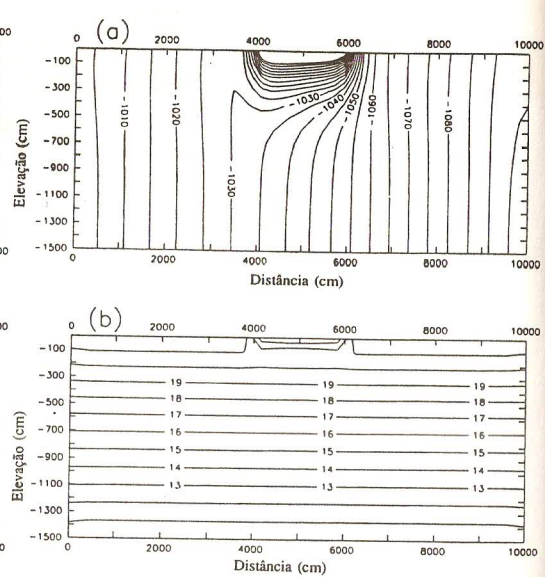


Figura 4. (a) Distribuição da carga de pressão (cm) e (b) temperatura (°C) para o exemplo 1 em $t=1 dia$.

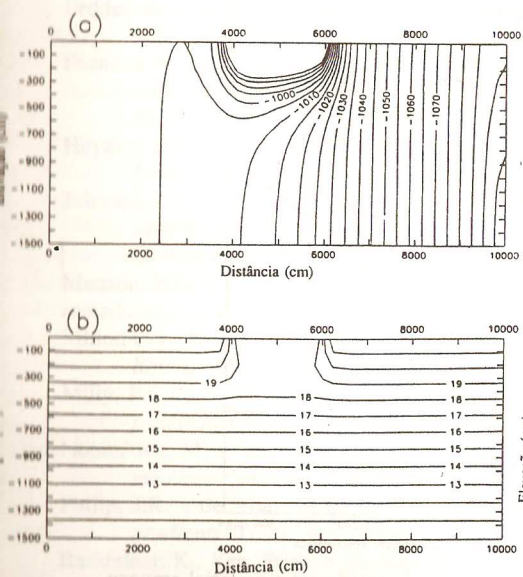


Figura 5. (a) Distribuição da carga de pressão (cm) (b) temperatura (°C) para o exemplo 1 em $t=20 dias$.

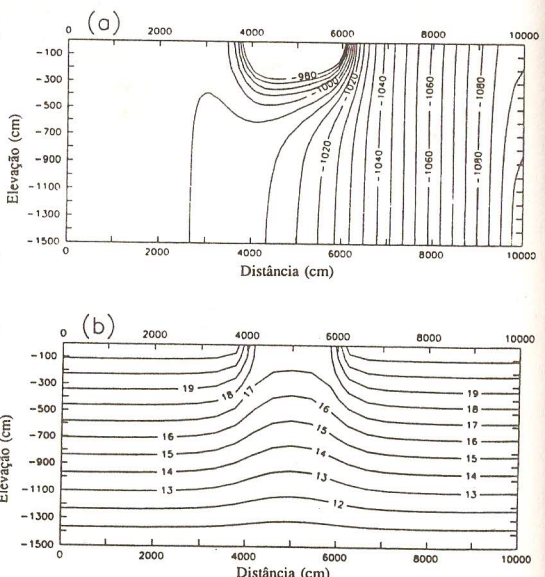


Figura 6. (a) Distribuição da carga de pressão (cm) e (b) temperatura (°C) para o exemplo 1 em condições de fluxo permanente.

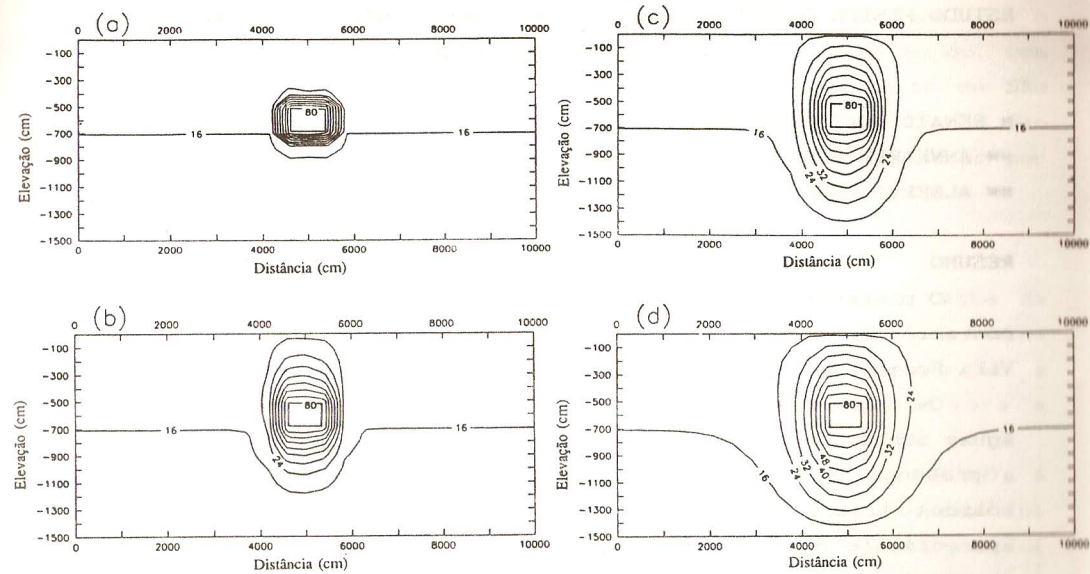


Figura 7. Distribuição da temperatura (°C) para o exemplo 2 (simulação com a fonte de calor) em (a) $t=1 dia$, (b) $t=30 dias$, (c) $t=120 dias$ e (d) condição de fluxo permanente utilizando o material arenoso.

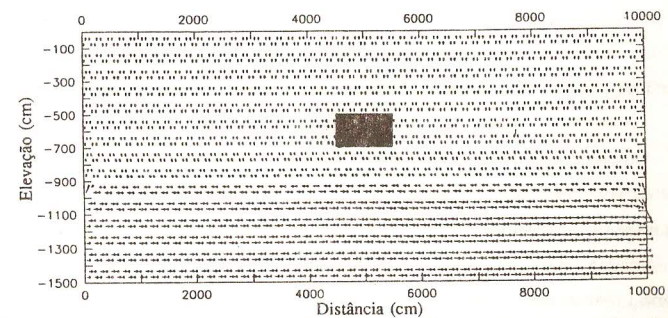


Figura 8. Diferença entre as velocidades d'água no estado líquido para as simulações com e sem a fonte, em regime de fluxo permanente, utilizando o material arenoso.

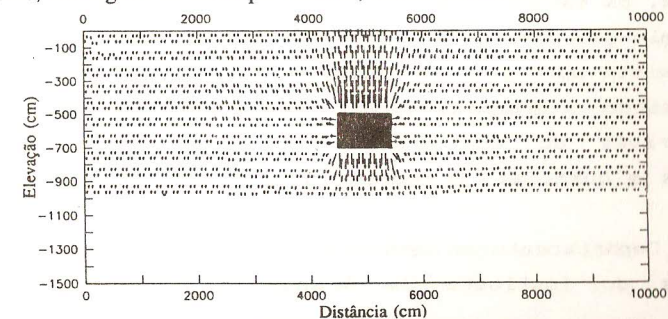


Figura 9. Campo de velocidade da água no estado de vapor, em regime de fluxo permanente, utilizando o material arenoso.