

MODELO DE CONDUÇÃO DE CALOR EM BACIAS SEDIMENTARES COM INTRUSÕES ÍGNEAS

TAMIRES BOJJIS DA COSTA¹; MARCELO SCHRAMM²; CLÁUDIO PETERSEN³

¹*Universidade Federal de Pelotas – tamires.bojjis@gmail.com*

²*Universidade Federal de Pelotas – schrammmarcelo@gmail.com*

³*Universidade Federal de Pelotas – claudiopetersen@yahoo.com.br*

1. INTRODUÇÃO

A utilização de modelos de condução de calor desempenha um papel crucial na reconstrução da história térmica de bacias sedimentares afetadas por intrusões ígneas. E a sua eficácia é um papel essencial na aplicação bem-sucedida em estudos geológicos, e isso depende significativamente da precisão dos parâmetros utilizados no modelo.

Embora ainda haja carência de informações detalhadas sobre as propriedades térmicas das rochas, neste estudo, a evolução térmica das rochas adjacentes a partir do resfriamento de soleiras em uma bacia sedimentar foi obtida através da implementação do método numérico de diferenças finitas em conjunto com o método de runge kutta de quarta ordem, a partir do modelo de condução calor em regime transiente de tempo instantâneo proposto por GALUSHKIN (1997) em linguagem PYTHON. Para isso, foi adotado pelitos, calcário e arenito como rochas adjacentes, enquanto que, as intrusões de caráter básico foram implementadas de duas maneiras: separadas, com espessuras de 30 e 20 metros e unidas, formando apenas uma soleira com espessura de 50 metros.

2. METODOLOGIA

A partir da equação geral da condução de calor (1), foi obtido o modelo matemático que atende as necessidades e ressalvas do problema exposto. Portanto,

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho c_p T) = \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial T}{\partial z}). \quad (1)$$

Onde, ρ é a massa específica, c_p é o calor específico a pressão constante, T é a temperatura, e o k é a condutividade térmica.

Logo, a equação geral da condução de calor em regime transiente utilizada nas rochas adjacentes e nas intrusões é,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = q \frac{\partial^2}{\partial z^2} (kT) - q \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial k}{\partial z} T \right) - pqT. \quad (2)$$

De maneira que, os parâmetros p e q representam as variações da condutividade térmica e do calor específico em relação ao tempo e a temperatura, respectivamente.

O modelo considera uma bacia sedimentar composta por pelitos, arenitos e diabásio em forma de soleiras, dos quais, foram analisadas até 2000 m abaixo da superfície. Os parâmetros termofísicos utilizados foram os seguintes: ($k_h = 2.5$, $k_m = 2.19$, $K_d = 2.3$) J/m³K, ($\rho_h = 1759$, $\rho_m = 2600$, $\rho_d = 2700$) Kg/m³, ($c_{ph} = 1508$, $c_{pm} = 2200$, $c_{pd} = 2215$) J/Kg.K (QUADROS, 1976; BARKER; BONE; LEWAN, 1998; AARNES et al., 2010; WANG et al., 2012).

Para as condições iniciais, as temperaturas foram obtidas por meio da variação linear entre a profundidade inicial e final da bacia sedimentar. A temperatura inicial da rocha adjacente em contato com o magma foi considerada igual a temperatura inicial do magma, $T_{m0} = 1423$ K, e a temperatura das rochas hospedeiras nos limites do modelo foi especificada para ser constante durante o resfriamento da soleira (AARES, 2010; WANG et al. 2010; WANG et al. 2012).

O processo de mudança de fase do magma foi determinado através da função fração de líquido χ , que é dada por,

$$\chi = \begin{cases} 0, & T < T_{ms} \\ \frac{T-T_{ms}}{T_{ml}-T_{ms}}, & T_{ms} \leq T \leq T_{ml} \\ 1, & T > T_{ml} \end{cases} \quad (3)$$

De modo que, T_{ms} é a temperatura do diabásio e T_{ml} é a temperatura do magma líquido.

Os parâmetros da condutividade térmica, massa específica e calor específico são dependentes da fração de líquido, e assim, temos,

$$k = \chi k_{ml} + (1 - \chi) k_{ms}, \quad (4)$$

$$\rho = \chi \rho_{ml} + (1 - \chi) \rho_{ms}, \quad (5)$$

$$c_p = \frac{\chi \rho_{ml} c_{ml} + (1 - \chi) \rho_{ms} c_{ms}}{\rho} + \begin{cases} 0, & \chi = 0 \text{ ou } \chi = 1 \\ \frac{L}{T_{ml} - T_{ms}}, & 0 < \chi < 1 \end{cases} \quad (6)$$

As condições de contorno, as temperaturas na superfície da bacia e no embasamento foram mantidas fixas à $T = 298$ K.

Para a implementação dos métodos numéricos foi necessário discretizar o domínio da função em uma malha retangular homogênea com 202 nós, passo $\Delta z = 10$ m e passo de tempo $\Delta t = 864$ s.

A execução desses métodos foram efetuadas de modo que, na variável espacial z por apresentar derivadas de 2^a ordem o método das diferenças finitas implícito é o mais apropriado para problemas de condução de calor, pois este método dá a possibilidade de substituir as derivadas por um conjunto de sistemas algébricos com o mesmo número de incógnitas, tornando-o mais simplificado, e sua resolução é mediante de um sistema tridiagonal (CHAPRA; CANALE, 2008). Além disso, na variável z , a acurácia do método é na ordem de $O(h^2)$.

Para a variável temporal t , foi necessário aplicar um método de passo único, visto que, o método de diferenças finitas apresenta acurácia de $O(h)$ no tempo, e portanto, o método que atendeu as premissas do problema foi runge kutta de 4^a ordem.



Logo, cada nó interno da bacia foi avaliado simultaneamente, a partir da equação (2), com os métodos numéricos das equações (7) e (8), e dessa maneira, as demais temperaturas foram obtidas.

Método das Diferenças Finitas:

$$\frac{dT_i}{dt} = q \frac{(kT)^n_{j+1} - 2(kT)^n_j + (kT)^n_{j-1}}{\Delta z^2} - q \frac{(Tk^n)'_{j+1} - (Tk^n)'_j + (Tk^n)'_{j-1} - pqT_j}{2\Delta z} - pqT_j, \quad (7)$$

Método de Runge Kutta de 4^a ordem:

$$\begin{aligned} T^0 &= T(0), \\ K_1 &= f(t^l, T^l), \\ K_2 &= f(t^l + \frac{\Delta t}{2}, T^l + K_1 \frac{\Delta t}{2}), \\ K_3 &= f(t^l + \frac{\Delta t}{2}, T^l + K_2 \frac{\Delta t}{2}), \\ K_4 &= f(t^l + \Delta t, T^l + K_3 \Delta t), \\ T^{l+1} &= T^l + \frac{\Delta t}{6}(K_1 + 2K_2 + 2K_3 + K_4). \end{aligned} \quad (8)$$

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados obtidos com os experimentos numéricos abordados na seção anterior (Figura 1: A e B) mostram que as condições iniciais e de contorno foram implementadas de maneira adequada. A isoterma $t = 0$ anos, representa as condições iniciais, no qual, mostra que o fluxo de calor neste instante de tempo é tão intenso que as rochas hospedeiras e passam a ter a temperatura inicial da intrusão. As condições de contorno na base e na superfície da bacia foram mantidas a 298 K.

Em relação a evolução térmica, ela ocorre de maneira semelhante se for avaliar na parte superior e inferior da bacia, no entanto, o calor se propaga mais rapidamente para as rochas adjacentes quando há ocorrência de várias intrusões. Isso significa que em uma bacia sedimentar que é composta por mais de uma intrusão, elas devem ser avaliadas individualmente, pois se analisadas como um só corpo ocorre o erro de subestimação das temperaturas, ou seja, as temperaturas obtidas serão menores que na realidade.

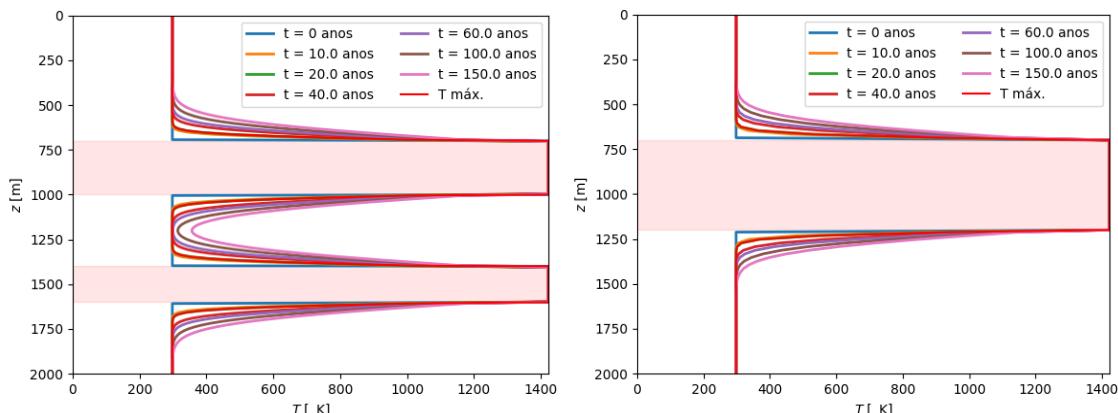


Figura 1: Evolução térmica das rochas adjacentes por um período de 150 anos. A) Com duas soleiras, B) Com uma soleira.



4. CONCLUSÕES

Após a análise da implementação dos modelos numéricos de diferenças finitas e Runge Kutta para a condução de calor em regime transiente é pertinente tecer algumas conclusões quanto aos resultados alcançados.

A técnica de simulação em linguagem PYTHON mostrou ser adequada para a implementação do algoritmo numérico para obter estimativas das temperaturas por meio do modelo matemático de condução de calor em regime transiente de tempo instantâneo.

O algoritmo elaborado no presente trabalho permite a inclusão e modificação de quaisquer parâmetros de entrada, bem como, a discretização mais refinada do grid. Desta maneira, o estudo do comportamento térmico das rochas encaixantes e das intrusões magmáticas nas bacias sedimentares permite a correlação em diversos contexto geológicos.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AARNES, I.; SVENSEN, H.; CONNOLLY, J. A.; PODLADCHIKOV, Y. Y. How contact metamorphism can trigger global climate changes: Modeling gás generation around igneous sills in sedimentary basins. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v.74, n.24, p.7179–7195, 2010.

BARKER, C. E.; BONE, Y.; LEWAN, M. D. Fluid inclusion and vitrinite-reflectance geothermometry compared to heat-flow models of maximum paleotemperature next to dikes, western onshore Gippsland Basin, Australia. **International Journal of Coal Geology**, v.37, n.1-2, p.73–111, 1998.

CHAPRA, S.; CANALE, R. **Métodos Numéricos para Engenharia**. Brasil: McGraw Hill, 2008.

GALUSHKIN, Y.I. Thermal effects of igneous intrusions on maturity of organic matter: apossible mechanism of intrusion. **Organic Geochemistry** (11–12), v.26, p. 645–658, 1997.

QUADROS, L. Efeito das Intrusões Ígneas de Diabásio em Rochas Sedimentares do Leste e Sul da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobras**, v.19, n.3, p.139–155, 1976.

WANG, D., LU,X., SONG,Y., SHAO,R., QI,T. Influence of the temperature dependence of thermal parameters of heat conduction models on the reconstruction of thermal history of igneous-intrusion-bearing basins. **Computers & Geosciences** v. 36, p. 1339–1344, 2010.

WANG, D., LU,X., SONG,Y., SHAO,R., QI,T. The influence of igneous intrusions on the peak temperatures of host rocks: Finite-time emplacement, evaporation, dehydration, and decarbonation. **Computers & Geosciences**, v. 38, p. 99-106, 2012.