

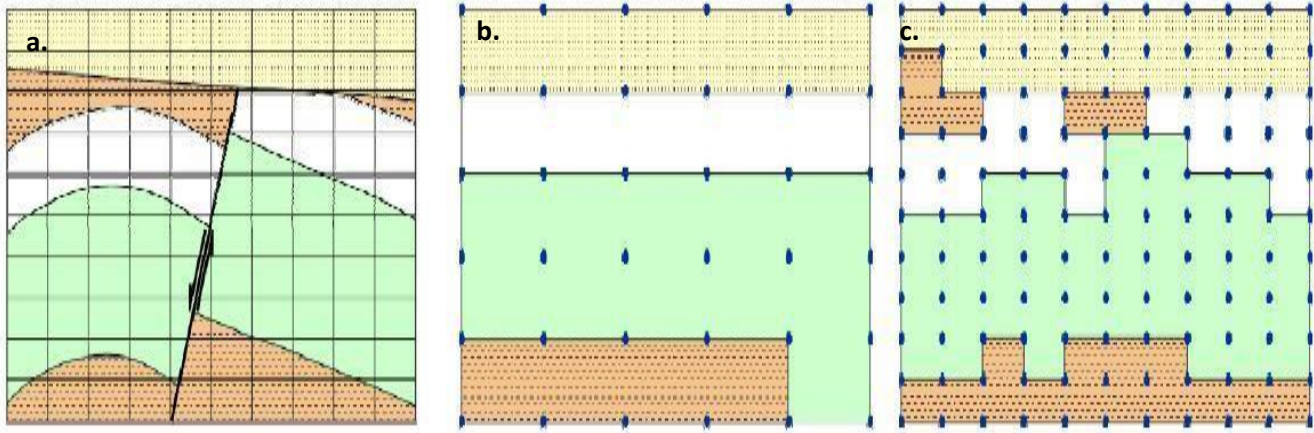
## MATERIAL SUPLEMENTAR

### Apêndice III: Modelagem Térmica aplicada a rochas ígneas e sistemas geotermiais

O conhecimento do regime térmico do interior da Terra é de grande importância na prospecção e exploração mineral, além de extremamente decisivo em campos de gás e petróleo em bacias com extenso vulcanismo. Os conceitos da modelagem termal têm sido utilizados para elaborar modelos que avaliem a influência de intrusões ígneas (principalmente de diques e soleiras) em rochas encaixantes, que em alguns casos podem estar contidas em sistemas petrolíferos (p.ex.: **Caldeira, 2010; Oliveira, 2011; 2013**) ou em sistemas hidrotermais (p.ex.: **Fu et al., 2010; Liu & Dai, 2014; Bakhsh et al., 2016**). Desta forma, os dados geotermiais têm sido utilizados recentemente para uma previsão objetiva sobre a natureza de um depósito; isto é, definir se o mesmo contém ou possui potencial para gerar material geotermal (como vapor, óleo ou gás, uma vez que a temperatura e a pressão determinam o estado físico da água e dos hidrocarbonetos, além de materiais de minério, a partir de reações metamórficas em sistemas hidrotermais). As mudanças na condutividade térmica das rochas que constituem a crosta exercem efeito significativo na distribuição do calor nas mesmas. Tal fato pode tornar possível a compreensão de como anomalias termiais, geradas por eventos magmáticos, podem ter contribuído para a maturação e geração de óleo e gás (p.ex.: **Caldeira, 2010**) e para a criação de material em sistemas hidrotermais (p.ex.: **Liu & Dai, 2014**).

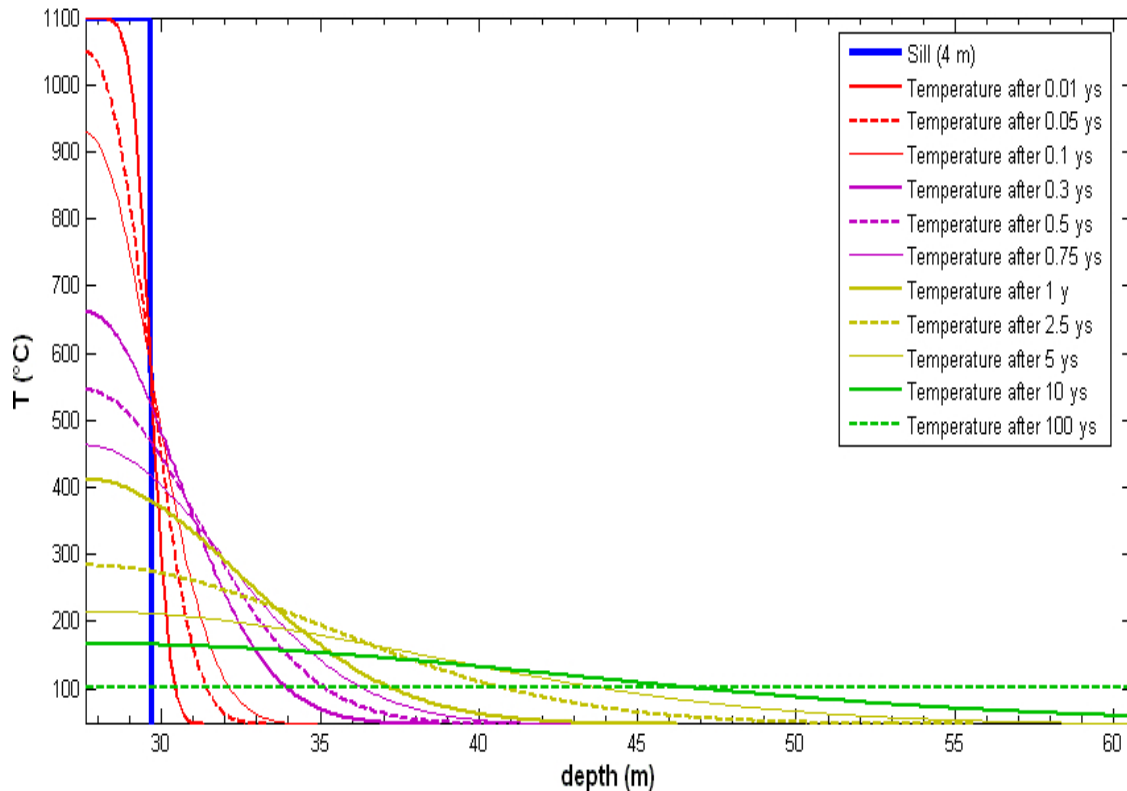
Trabalhos recentes relacionados à modelagem térmica numérica, com diversas abordagens, foram realizados. **Fjeldskaar et al. (2008), Caldeira et al. (2010), Valente et al. (2010), Valente et al. (2012), Valle (2010), Oliveira et al. (2011) e Oliveira et al. (2022)** realizaram uma modelagem térmica com soluções analíticas. Outros modelos como **Zhao et al. (2003), Corrêa (2007) e Wang et al. (2012)** abordaram o problema com modelos com soluções numéricas. O software de modelagem matemático MATLAB foi utilizado na elaboração de modelos unidimensionais de fluxo térmico, com base em soluções analíticas de equações de Termologia.

Como um exemplo de solução numérica, **Corrêa (2007)** resolveu a equação parcial diferencial a partir da equação de *Fourier* ou da condução de calor para uma região finita no espaço com intuito de utilizar o método das diferenças finitas. Ao invés do volume ser infinitesimal, ele é reduzido a um pequeno volume finito. A variação térmica no sistema pode ser então obtida pelo somatório do efeito de todas as pequenas células. Quanto menor o tamanho e maior a quantidade das células, mais próximo da solução exata da equação diferencial ou do modelo geológico real (**Figura III.1**).

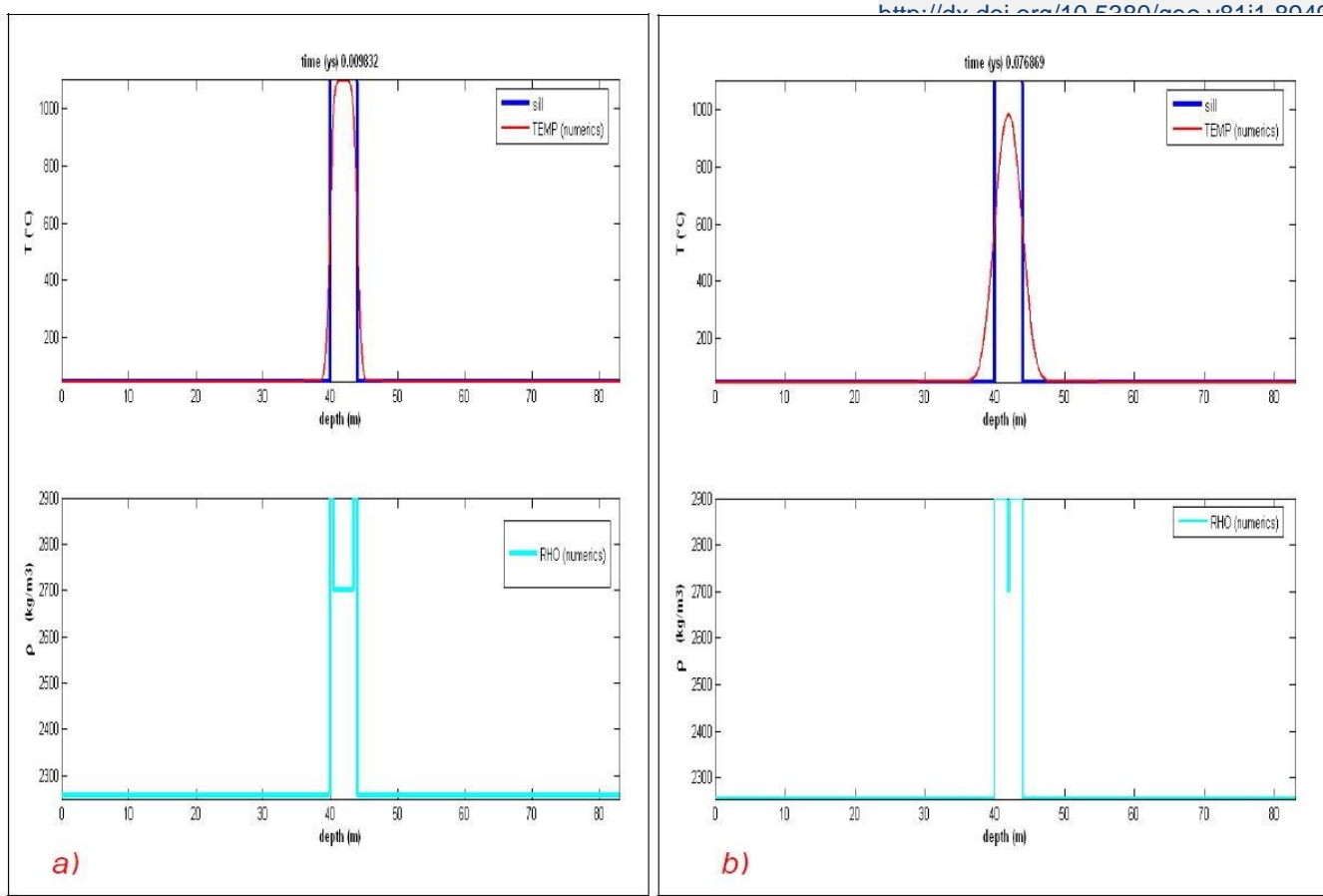


**Figura III.1:** Imagem esquemática mostrando seção geológica conhecida dividida da seguinte forma: (a) em malhas de 25 (b) e 100 (c) células discretas homogêneas, onde cada quina de célula define uma rede de nós (pontos azuis) nas quais a temperatura pode ser calculada. Notar que quanto maior o número de células, maior detalhe do modelo geológico é preservado no modelo numérico. Retirada de **Corrêa (2007)**.

Além dos modelos numéricos unidimensionais, **Corrêa (2007)** também elaborou modelos para a Bacia do Paraná (**Figuras III.2 e III.3**) com base na variação da refletância da vitrinita ( $R_o$ ), o que indicafortemente a influência térmica imposta às rochas.



**Figura III.2:** Perfis de distribuição da temperatura para diferentes tempos (anos) após a intrusão da soleira de 4 m de espessura do poço PAPA 1460. O eixo horizontal está na mesma escala da seção do poço referido. Retirada de **Corrêa (2007)**.



**Figura III.3:** Perfis de distribuição da temperatura (acima) e de densidade na soleira (abaixo) na simulação para o poço PAPA 1460 Bacia do Paraná. A espessura da soleira é marcada pela cor azul. Em (a),  $t \sim 0,01$  ano. Em (b),  $t \sim 0,08$  ano. Notar a solidificação parcial da soleira em  $t 0,01$ , a qual que se inicia nas bordas ( $\rho = 2900$  kg/m<sup>3</sup>), em direção ao centro da soleira (que possui a densidade do magma basáltico, igual a 2700 kg/m<sup>3</sup>). Em (a), quase toda a soleira é composta por magma, sendo que apenas uma pequena espessura nas bordas apresenta a densidade do diabásio solidificado. A solidificação quase total se dá em (b), quando as temperaturas dentro da soleira são iguais ou menores que 980°C (temperatura de solidificação do magma) (Retirada de **Corrêa, 2007**).

Nos modelos gerados por **Corrêa (2007)** foi utilizado, ao decorrer do tempo, uma variação na densidade da intrusão (RHO) (**Figura III.3**), com o prosseguimento do resfriamento e consequente solidificação. Diferentes constantes de difusividade foram utilizadas para os componentes do modelo.

**Corrêa (2007)** obteve resultados (**Figura III.2**) mostrando que as condições térmicas próximas a do *background* da Formação Irati, de 46°C, são retomadas 100 anos após a intrusão do corpo magmático a uma temperatura inicial de 1100 °C. Vale destacar a rápida taxa de decaimento de temperatura entre o intervalo de 0,1 anos a 0,3 anos (cerca de 5 a 15 semanas) após a intrusão, quando a temperatura diminui em mais de 200 °C. Essa alta taxa de resfriamento é causada pela evolução da densidade dentro da soleira (**Figura III.3**) que, após 0,08 anos (cerca de 1 mês), já se torna solidificada por completo. Com a solidificação total da soleira, há um aumento da condutividade térmica interna.

A referida modelagem possibilitou concluir (**Figura III.2**) que os folhelhos encaixantes em contato direto com as bordas da soleira atingiram uma temperatura de cerca de 40 °C, a qual representaria o pico máximo de temperatura para todas as rochas da Formação Irati nas

imediações desta soleira. Adicionalmente, é possível observar a existência de pico térmico gerado por temperaturas maiores ou iguais a 200°C (**Figura III.2; Corrêa, 2007**).

Diversos métodos numéricos já foram desenvolvidos, cada um com suas próprias vantagens e complexidades, desde os mais simples como o método *Lumped* ou método de diferenças finitas que podem ser desenvolvidos do zero para cada novo problema até o método clássico de elementos finitos, que uma vez desenvolvido (mesmo que necessite de muito esforço), pode ser aplicado sucessivamente a qualquer caso complexo que se tenha em mãos (**Oliveira, 2013**).

Os modelos desenvolvidos representam situações ideais, de modo que algumas considerações e aproximações fossem assumidas, tais como: temperatura inicial da intrusão magmática sendo em torno de 1000°C, difusividade termal com valor de  $10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s e contraste de temperatura entre a encaixante e a intrusão sendo muito elevado. Assim sendo, pode-se assumir a temperatura da encaixante como zero (**Caldeira et al., 2010**).

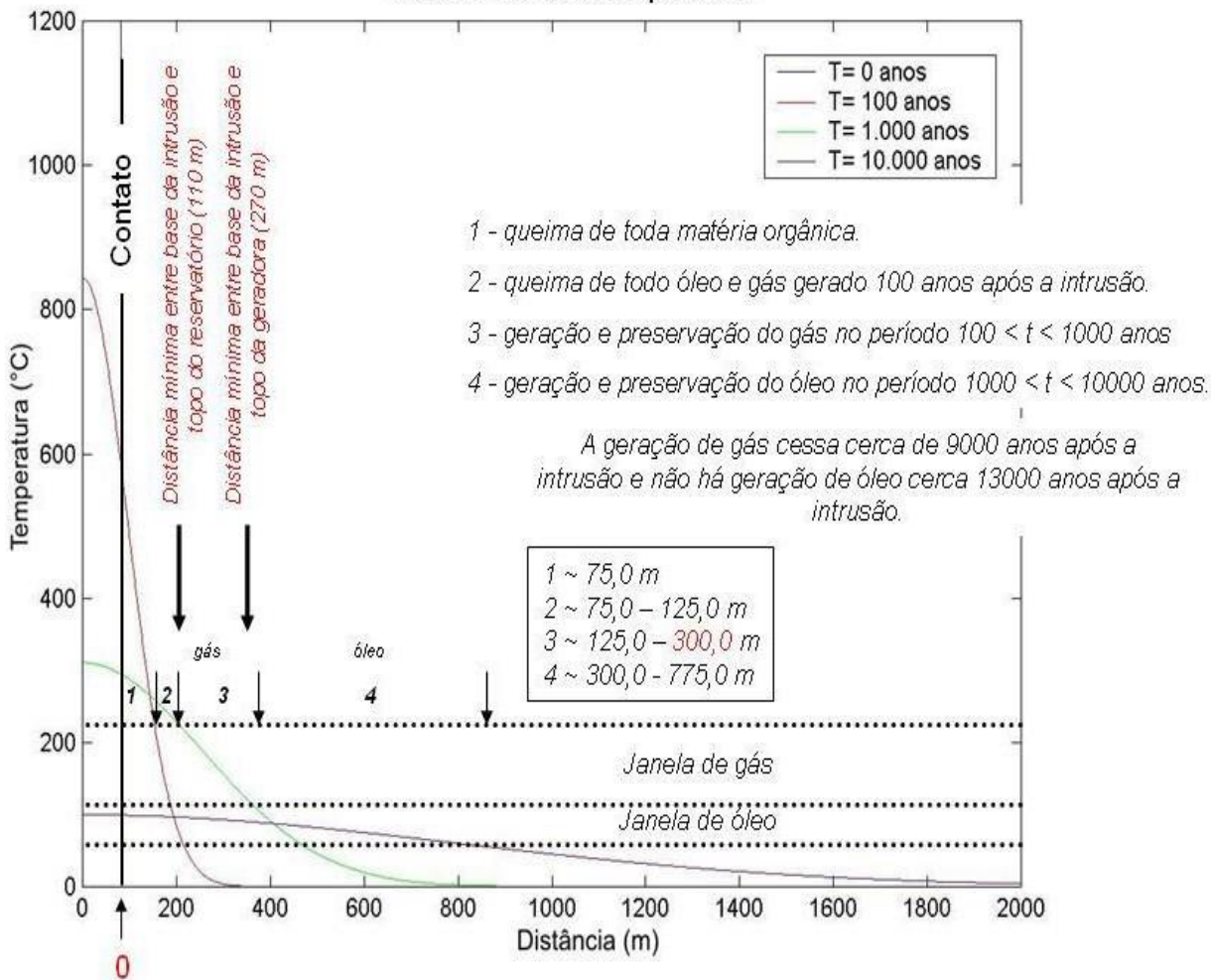
Além disso, alguns parâmetros obtidos na literatura foram usados na modelagem termal aplicada as intrusões presentes nas Bacias Paleozóicas analisadas (p.ex.: **Corrêa, 2007; Caldeira et al., 2010; Valente et al., 2010; Oliveira, 2011, 2013**), tais como: como densidade (g/cm<sup>3</sup>), calor específico (J/g·°K), condutividade térmica (W/m·°K) e difusividade termal (mm<sup>2</sup>/s) para os diferentes litotipos (**Tabela III.1, Oliveira, 2011**). É importante ressaltar que para a posterior modelagem de plumas mantélicas, as principais litologias a serem consideradas serão: basaltos (toleíticos e alcalinos) e peridotitos, também dispostos na referida tabela.

Segundo **Oliveira (2011)**, os resultados da modelagem indicaram uma nítida relação entre o tempo e a influência térmica das intrusões na geração e maturação de óleo e gás (**Figura III.4**). É possível observar a existência de uma migração nos horizontes de geração de gás e óleo (**Figura III.3**). Esta migração é provocada muito provavelmente pelo avanço da frente de fluxo térmico em direção à rocha encaixante. Além disso, os estudos revelam que existe relação significativa entre a influência térmica imposta pela intrusão e a sua espessura (p.ex.: **Corrêa, 2007; Caldeira et al., 2010; Valente et al., 2012; Oliveira, 2011, 2013**). Comparando-se as **Figuras III.4 e III.5**, vê-se que para a intrusão de 166m o fluxo térmico só influencia a maturação até 775 metros, enquanto que para a soleira de 396m, este o fluxo atinge até 1850 metros. Portanto, tal influência pode ser favorável a tornar algumas regiões da rocha encaixante (em intervalos de distância distintos), em regiões potenciais geradoras de hidrocarbonetos (**Oliveira, 2011; 2013**) (**Figuras III.4 e III.5**).

**Tabela III.1:** Densidade, calor específico, condutividade térmica e difusividade termal para os diferentes litotipos. Retirada de **Oliveira (2011)**.

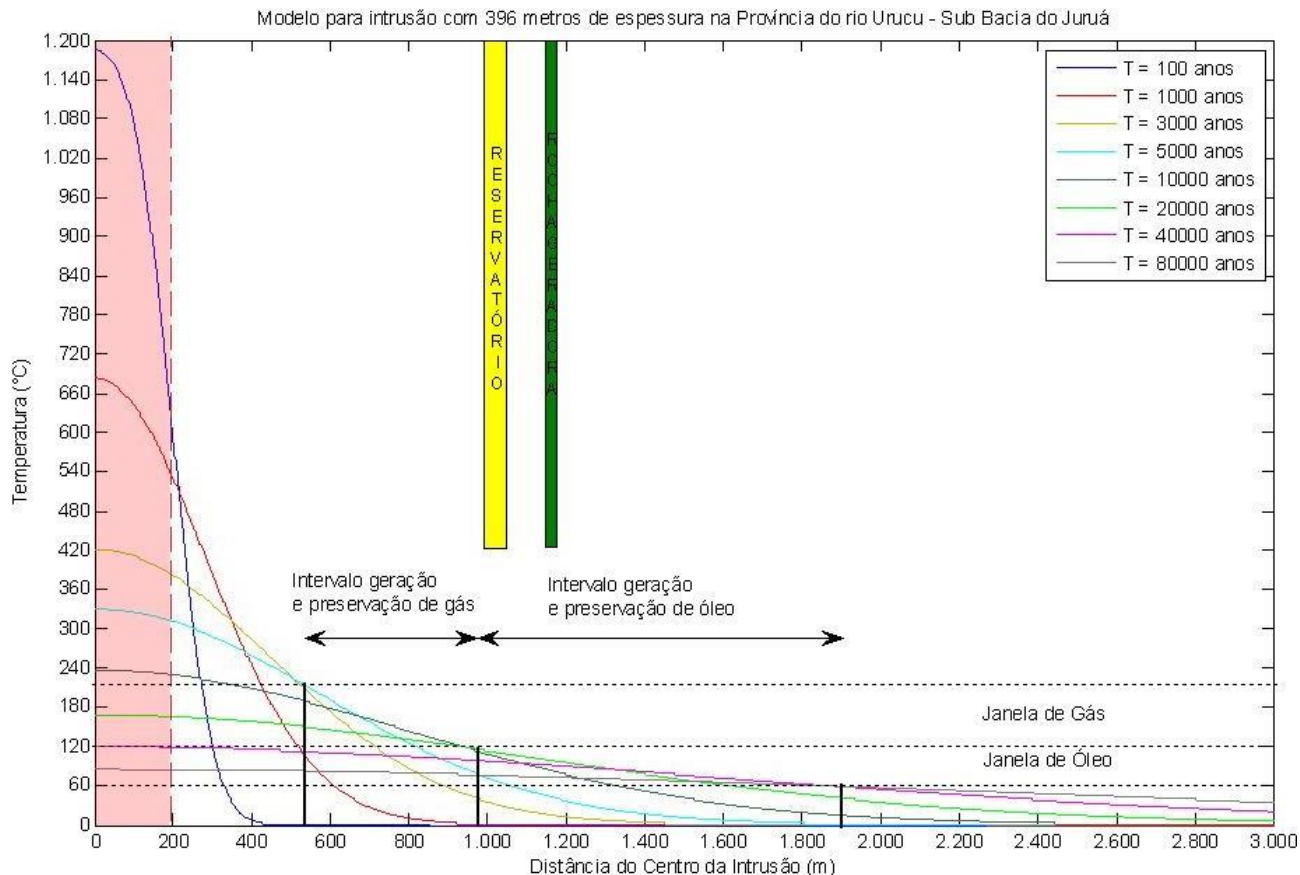
Litotipos	Condutividade Térmica (W/m <sup>2</sup> ·K)	Densidade (g/cm <sup>3</sup> )	Calor Específico (J/g·°K)	Difusividade Termal (mm <sup>2</sup> /s)	Autor
Granito	1,7 – 4,0	2,6 - 2,7	790	0,001	Schön, (1996)
Calcário	3,1	2,3 - 2,7	810	0,002	Beardsmore, G.R. (1996)
Basalto	1 - 4,5	2,8 - 3,0	840	0,002	Schön, (1996);
Arenito	1,7 – 6	2,2 – 2,8	920	0,001	Schön, (1996)
Andesito	3	2,5 - 2,8	1381	0,001	Beardsmore, G.R. (1996)
Diorito	1,5 - 4,0	2,8 - 3,0	500 - 1000	0,001	Lo & Wai (1982)
Gabro	1,5 - 4,0	2,7 - 3,3	500 - 1000	0,001	Schön, (1996)
Dolomito	1,5 - 5,5	2,8- 2,9	920	0,001	Lo & Wai (1982)
Gnaisse	1,5 – 5	2,6 - 2,9	500 - 1000	0,002	Schön (1996)
Diabásio	3	2,6 - 3,0	500 - 1000	0,001	Beardsmore, G.R. (1996)
Micaxistos	3	2,5 - 2,9	500 - 1000	0,001	Schön, (1996)
Peridotito	3	3,1 - 3,4	500 - 1000	0,001	Schön, (1996)
Quartzito	3 - 7,5	2,6 - 2,8	500 - 1000	0,003	Lo & Wai (1982)
Anidrita	6.3	2,8	500 - 1000	0,002	Beardsmore, G.R. (1996)
Riolito	2,37	2,4 – 2,6	500 - 1000	0,001	Goodman (1989)
Sal de rocha	3	2,5 - 2,6	500 - 1000	0,001	Beardsmore, G.R. (1996)
Xisto	1,5 – 5	2,4 - 2,8	500 - 1000	0,002	Schön, (1996);
Mármore	2,08 - 2,94	2,4 - 2,7	500 - 1000	0,001	Schön (1996)
Argilito	2	2,2 - 2,6	500 - 1000	0,001	Beardsmore, G.R. (1996)
Limestone	2,21	2,5 – 2,8	840	0,001	Schön, (1996)
Folhelho	1,0 – 2	2,4 – 2,8	500 - 1000	0,002	Schön, (1996)

Bacia do Solimões: Formação Jandiatuba (AM).  
Soleira: 166 m de espessura.



**Figura III.4:** Modelo termal para uma intrusão com 166 metros de espessura apresentando diversas curvas de tempo que são indicadas no *inset*. A soleira está localizada na Bacia do Solimões (Retirada de **Valente et al., 2010**).

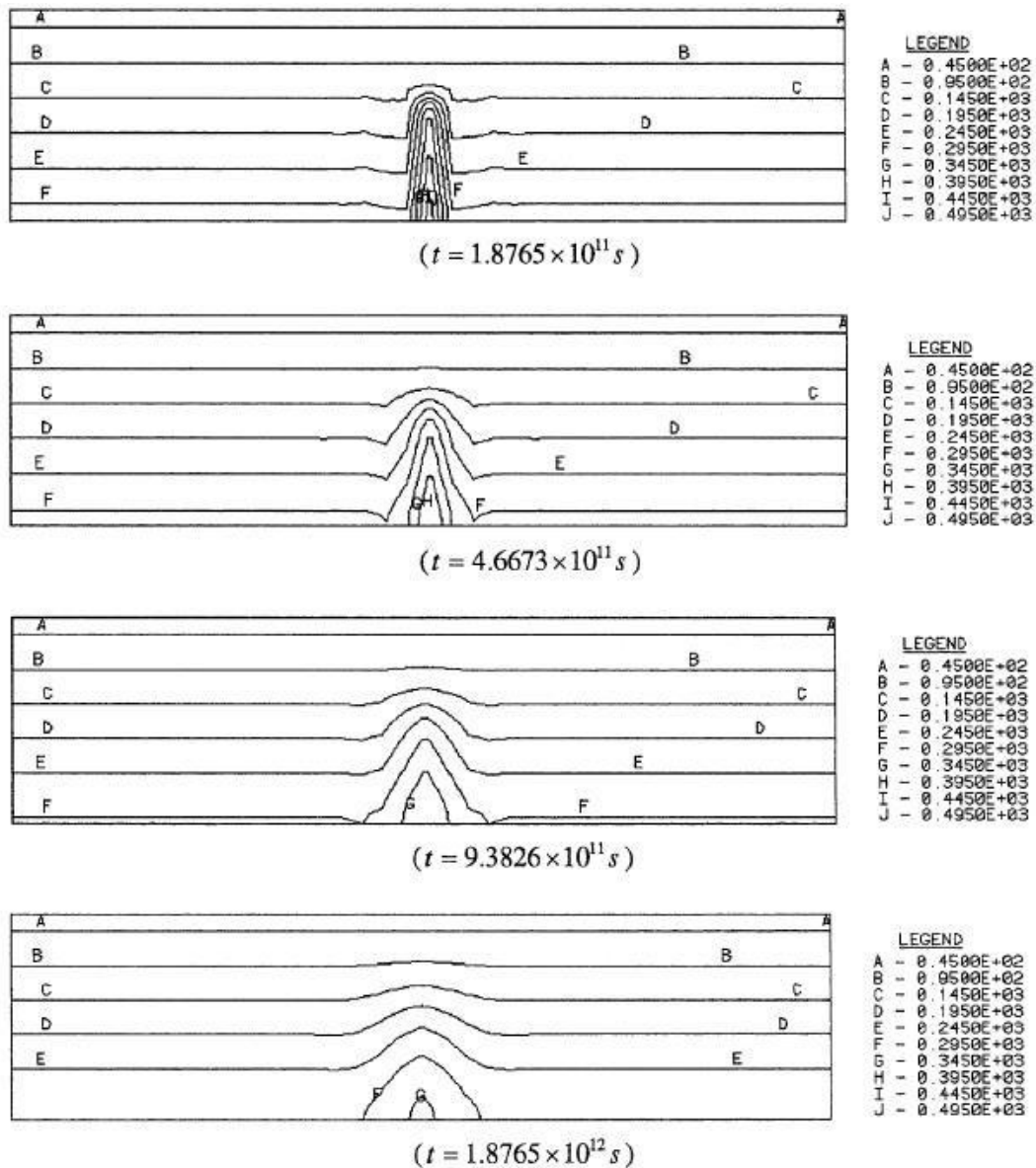
**Zhao et al. (2003)** propuseram um algoritmo com uma malha de elementos finitos fixa com uma integração da variável 'tempo' para simular efeitos térmicos de uma intrusão de magma (**Figura III.6**). A partir do problema da solidificação do magma, antes tratado com um limite variante entre o magma e a rocha encaixante, é apresentada uma alternativa que não considera esse limite móvel, mas com uma fonte de calor equivalente.



**Figura III.5:** Modelo termal para uma soleira com 396 metros de espessura apresentando diversas curvas de tempo que são indicadas no *inset* do gráfico. A referida soleira é localizada no campo do Rio Urucu – Sub-bacia do Juruá. O detalhe na cor rosa à esquerda representa a metade da espessura da intrusão. Além disso, as espessuras e localização das rochas reservatório e geradora estão representadas. Retirado de **Oliveira (2011)**.

Os seguintes parâmetros foram utilizados na análise dos elementos finitos proposta por **Zhao et al. (2003)**: a densidade do magma e da rocha encaixante são  $2900\text{kg/m}^3$ ; calor específico de  $1200\text{J}/(\text{kg}^\circ\text{C})$ ; coeficiente de condutividade termal de  $1,74\text{W}/(\text{m}^\circ\text{C})$ . A diferença de temperatura entre a intrusão e a rocha encaixante foi considerada  $1000^\circ\text{C}$ . A temperatura considerada no topo do modelo é de  $20^\circ\text{C}$  enquanto na base é de  $320^\circ$ . A média da temperatura inicial das rochas encaixantes é de  $230^\circ\text{C}$ . A temperatura da intrusão é de  $1230^\circ\text{C}$ . A malha de elementos finitos do problema foi modelada com 1040 elementos finitos quadriláteros com quatro nós, enquanto a intrusão possui 114 elementos finitos quadriláteros com quatro nós. O comprimento e a altura do domínio computacional têm 40,2 e 10 km e a região da intrusão possui 0,2 e 6 km na horizontal e vertical, respectivamente.

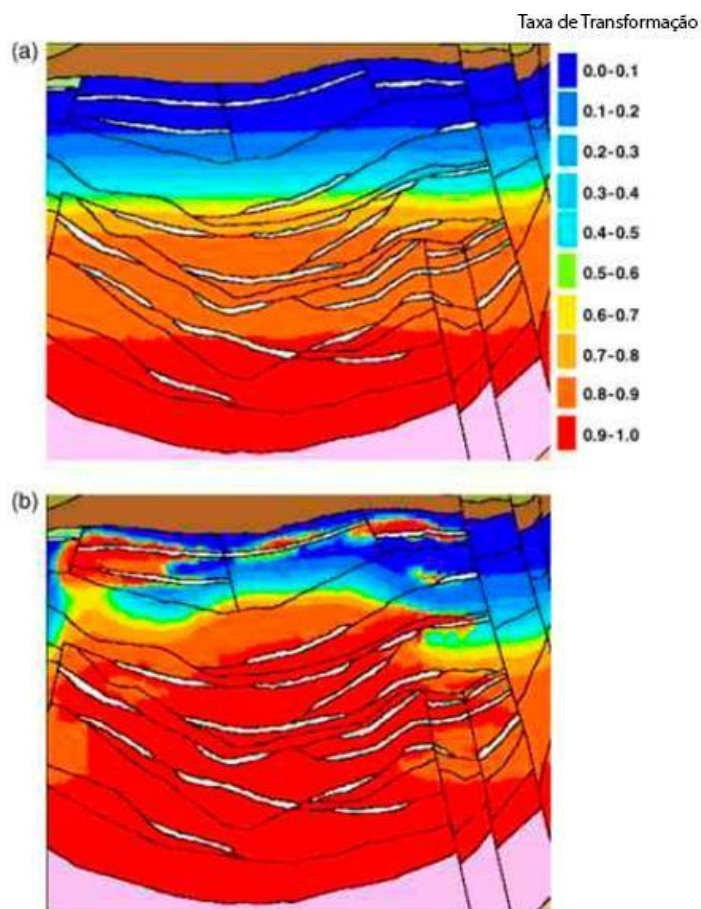
**Oliveira (2011; 2013)** analisou a influência térmica de intrusões hipotéticas da Bacia do Paraná. Em seus modelos, considerou-se o tempo e o fluxo de calor entre as intrusões e as rochas encaixantes. Por isso, soluções analíticas das equações de calor foram implementadas no software *MATLAB* permitindo a geração de gráficos detalhados com a relação de fluxo de calor, tempo e distância (p.ex.: **Figura III.5**).



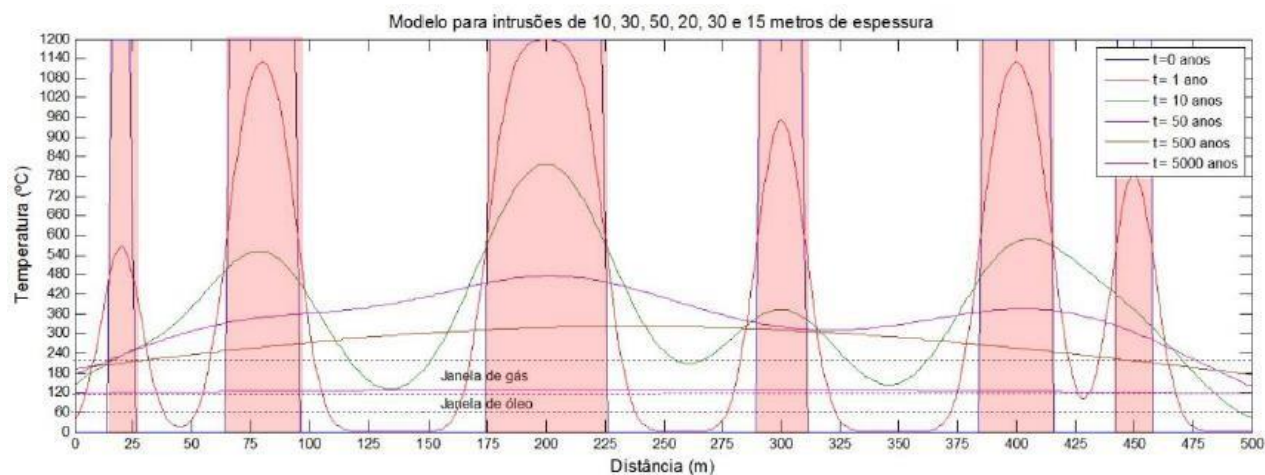
**Figura III.6:** Distribuição da temperatura de um problema considerando a intrusão de um dique em quatro diferentes instantes de tempo onde a notar que à medida que o tempo aumenta, a área de influência térmica aumenta, mas o máximo de temperatura gerado pelo magma diminui (Modificada de **Zhao et al., 2003**).

**Fjeldskaar et al. (2008)** calculou os efeitos de maturidade da matéria orgânica e da temperatura causados por um enxame de soleiras (**Figura III.7**). Os parâmetros utilizados foram: densidade de 2720 kg/m<sup>3</sup>; capacidade térmica de 1090 J/kgK; condutividade térmica de 2,5 W/mK; Temperatura no topo do sistema de 0°C e na base de 1300°C; difusividade térmica de 8,43x10<sup>-7</sup>m<sup>2</sup>/s; Dimensões do domínio em x = 100.000m, y= 100.000m e z 67.000m.

**Oliveira (2013)**, também calculou o perfil térmico referindo-se a várias intrusões no mesmo domínio. Ele demonstra que várias intrusões não geram um cenário positivo para a produção de petróleo quando a área analisada está entre as intrusões. No entanto, é possível ocorrer ao longo de zonas sujeitas a geração de hidrocarbonetos próximos as intrusões localizadas em partes mais externas do sistema (entre z6 e z1; **Figura III.8**).



**Figura III.7:** (a) Taxa de transformação calculada, sem as intrusões. As áreas em branco são as intrusões. (b) Taxa de transformação calculada, com as intrusões. As áreas em branco são as intrusões (Modificada de **Fjeldskaar et al., 2008**).



**Figura III.8:** Modelo para intrusões com espessuras variadas localizadas em  $z_1= 20$  metros,  $z_2= 80$  metros,  $z_3= 200$  metros,  $z_4= 300$  metros,  $z_5= 400$  metros,  $z_6= 450$  metros. As áreas avermelhadas representam as intrusões. A temperatura inicial da rocha intrusiva na modelagem é de 1200 °C e na rocha encaixante é considerada 0°C devido o contraste de temperatura. A janela de óleo varia de 60 °C a 120 °C e a janela de gás, varia de 120 °C a 220 °C, considerando um gradiente geotérmico com cerca de 25°C/km segundo. Retirada de **Oliveira (2013)**.

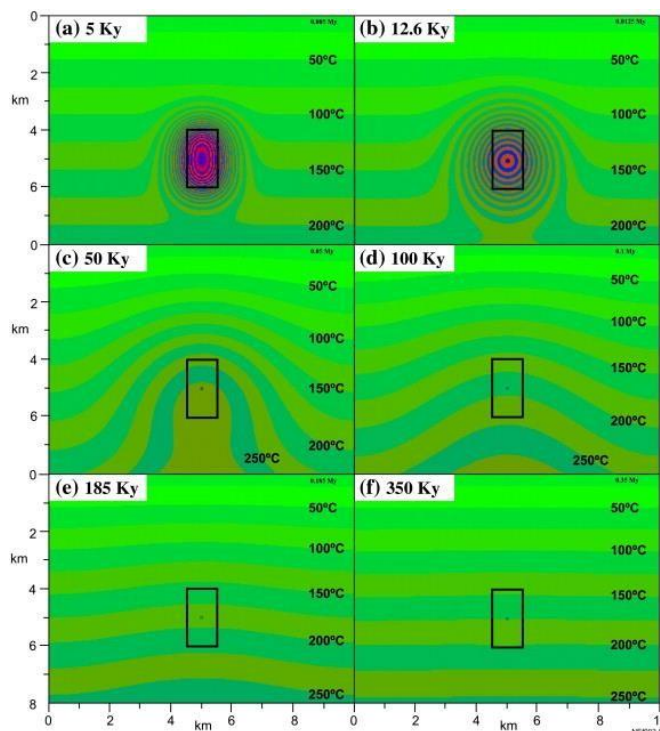
A seguir, será abordado a questão da modelagem térmica aplicada a sistemas geotermiais. **Fu et al. (2010)** apresenta um modelo computacional 2D que combina termocronometria e geocronologia com técnicas de modelagem numérica para restringir quantitativamente a história térmica e de exumação de intrusões ígneas em depósitos de minério magmático-hidrotermais. O autor considerou parâmetros relacionados com o esfriamento dos corpos intrusivos, condução, calor latente de cristalização e de fusão, convecção térmica dentro dos corpos magmáticos, a circulação hidrotermal induzida por intrusões magmáticas, exumação e erosão.

Os estudos realizados por **Fu et al. (2010)** sugerem que o resfriamento magmático de corpos ígneos pode ser dividido em duas fases distintas (**Figura III.9**). Durante a primeira fase de resfriamento, o corpo ígneo esfria rapidamente, enquanto rocha encaixante é simultaneamente aquecida. Esta etapa é caracterizada por uma velocidade de arrefecimento muito elevada. Na segunda etapa, tanto as intrusões quanto a encaixante resfriam lentamente até atingirem o equilíbrio térmico, tendo suas condições geotérmicas iniciais restauradas. A divisão do processo em dois estágios de resfriamento oferece o potencial para novos estudos sobre processos térmicos que podem controlar a deposição de deposição do ouro epitermal de baixa temperatura, localizados nas áreas distais das zonas de resfriamento das intrusões (p.ex.: **Arehart et al., 2003 in Fu et al., 2010**).

**Fu et al. (2010)** relatam que embora a condução seja tratada como um mecanismo de transferência de calor crítico no modelo, a circulação hidrotermal induzida pela intrusão e por convecção magmática dentro do corpo intrusivo também gera mecanismos de transferência de calor eficientes. Na **Figura III.10**, logo acima do corpo ígneo está localizada uma pluma hidrotermal. Apesar dos parâmetros usados serem similares àqueles usados para o caso de condução pura (**Figura III.9**), é possível observar que a circulação hidrotermal pode acelerar significativamente o processo de resfriamento magmático devido à combinação de processos convectivos. A temperatura média apresentada pelas isotermais, nesse caso, é

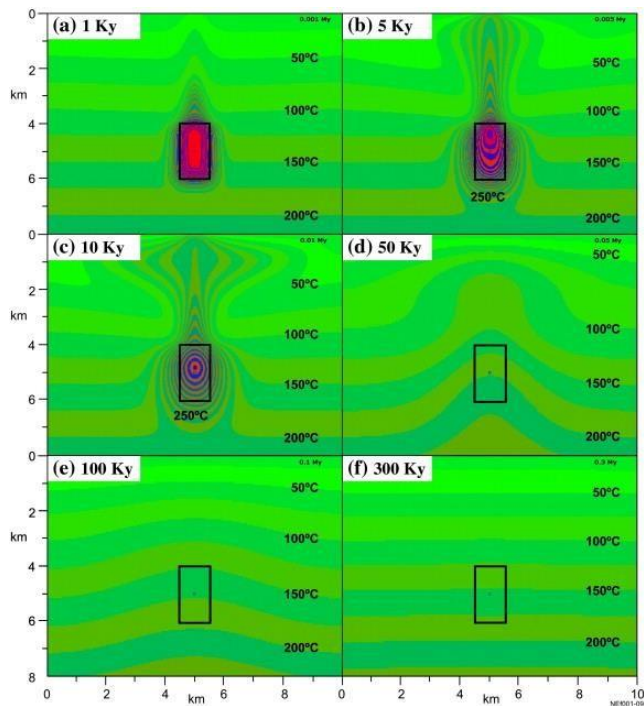
aproximadamente 25°C mais baixa do que para o caso de condução.

**Liu & Dai (2014)** utilizaram o método numérico para simular a transferência de fluidos entre poros (do Inglês, '*pore-fluid flow*') e o calor associado aos processos de formação de minérios de ferro no distrito de *Fushan*, na China. Os depósitos são tipo *skarn* e foram gerados através de metassomatismo entre intrusões hornblenda-dioríticas e as encaixantes. O depósito é também cortado por uma zona ativa de falhas.



**Figura III.9:** Variação vertical das isotérmicas com tempo durante o resfriamento por condução condutora de um corpo ígneo cilíndrico. Cada intervalo isotérmico varia em 25 ° C e os retângulos pretos indicam a posição da intrusão. Lê-se Ky como mil anos. Retirado de **Fu et al. (2010)**.

Os autores utilizaram o software *FLAC* (código 2D para cálculos através do método de diferenças finitas explícitas) para simular o fluxo de fluidos entre poros, a transferência de calor e a mineralização (**Figura III.11**).



**Figura III.10:** Gráfico mostrando variação nas estruturas isotérmicas na secção transversal vertical 2D durante o resfriamento condutivo e convectivo combinados (comparado a **Figura III.11**, onde apenas o resfriamento por condução é considerado). Cada intervalo isotérmico varia em 25 ° C e os retângulos pretos indicam a posição da intrusão. Lê-se Ky como milhões de anos. Retirado de **Fu et al. (2010)**.

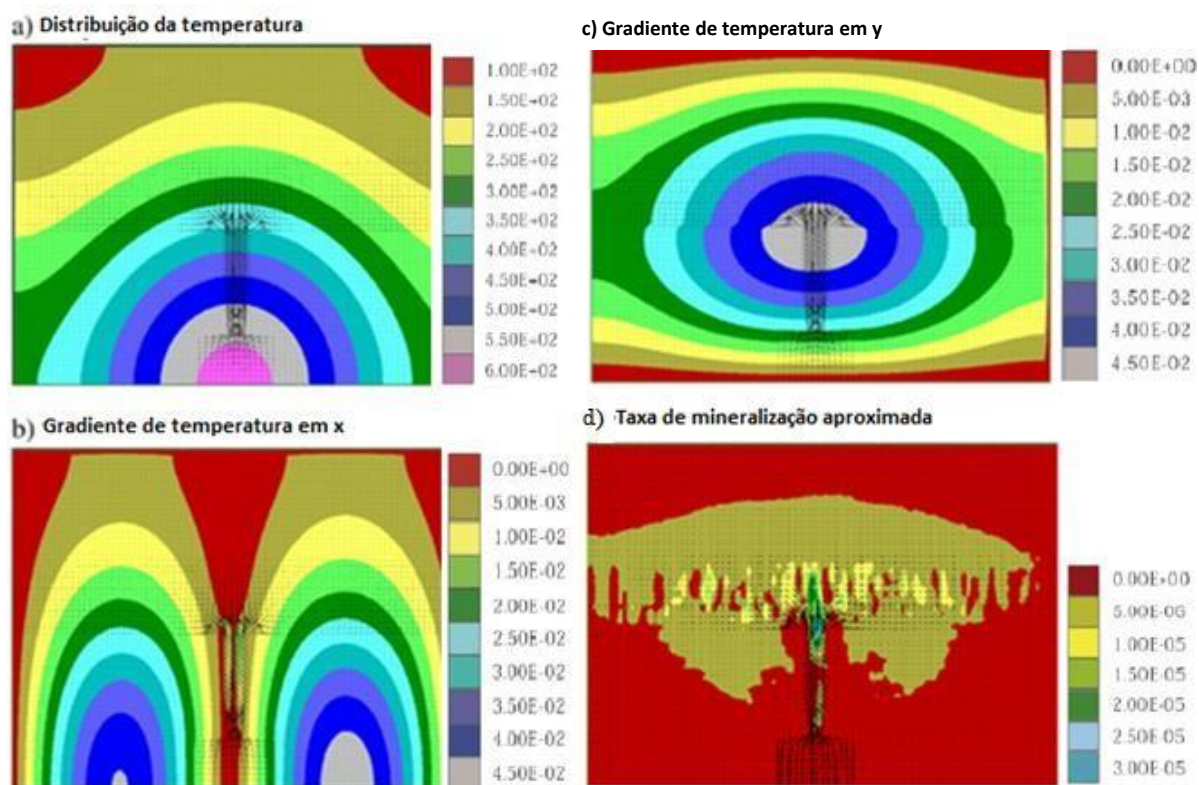
As equações utilizadas para simular os processos de formação dos depósitos levaram em consideração alguns parâmetros como: a velocidade do fluxo de fluidos, a pressão dos fluidos nos poros, a dinâmica da viscosidade entre o fluido e os poros, a densidade do fluido; o fluxo térmico nas direções, temperatura e porosidade.

Os resultados obtidos por **Liu & Dai (2014)** mostram que a distribuição termal controla fortemente os padrões do fluxo entre poros, uma vez que a força regente do mesmo é o gradiente de temperatura. Isso significa que quanto maior a mudança de temperatura, mais rápida será a velocidade do fluido (**Figura III.11**).

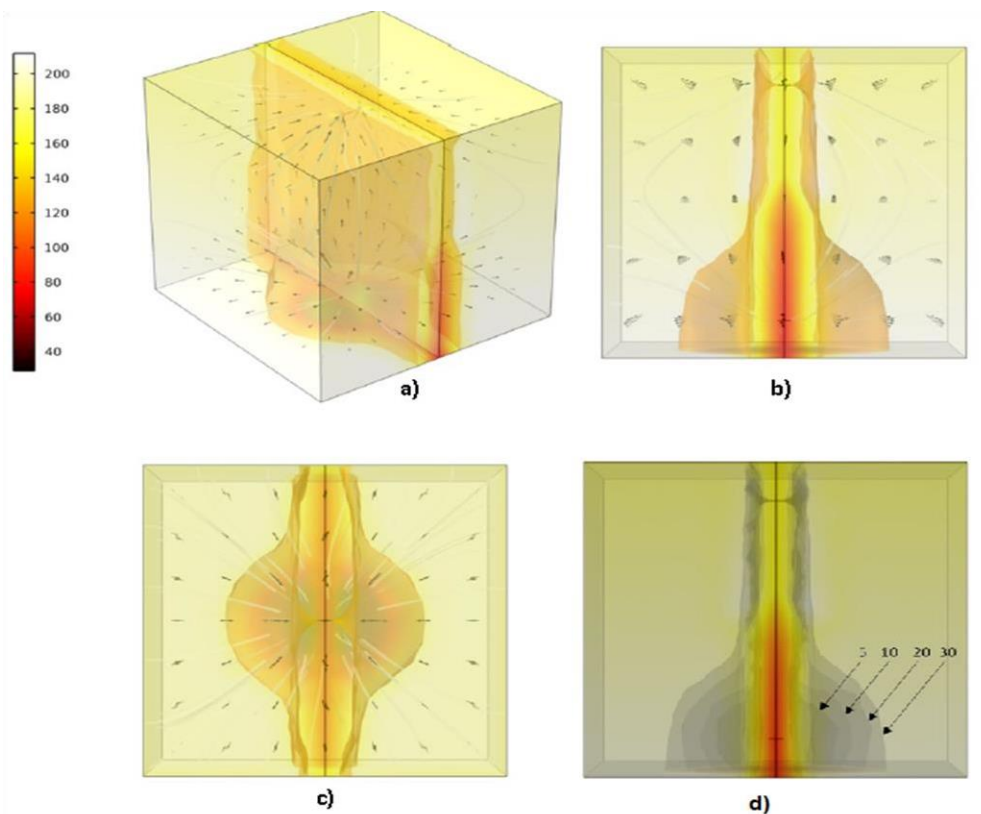
**Bakhsh et al. (2016)** elaboraram modelos numéricos hipotéticos a fim de analisar a influência da transferência de calor na variação da permeabilidade dentro de um reservatório geotermal, uma vez

que mudanças térmicas em poços de produção geradas pelo resfriamento devido à reinjeção de água fria podem encurtar o tempo de expulsão de fluidos nos poços de produção. Os autores investigaram a variação da permeabilidade utilizando o *Software COMSOL Multiphysics*.

**Bakhsh et al. (2016)** consideraram um reservatório do tipo homogêneo, com um sistema de injeção e produção, em uma bacia sedimentar de alta permeabilidade e alto gradiente de temperatura (0,05 K/m). A taxa de injeção foi considerada constante e igual a taxa de produção (40l/s); a temperatura da água de reinjeção foi assumida como 35°C. A distribuição da porosidade e permeabilidade da bacia foi tida como uniforme e os cálculos para os fluxos de fluidos foram efetuados com base na Lei de *Darcy*. A área estudada foi restrita ao bloco com largura de 500m (**Figura III.12**). Os efeitos gravitacionais foram negligenciados.



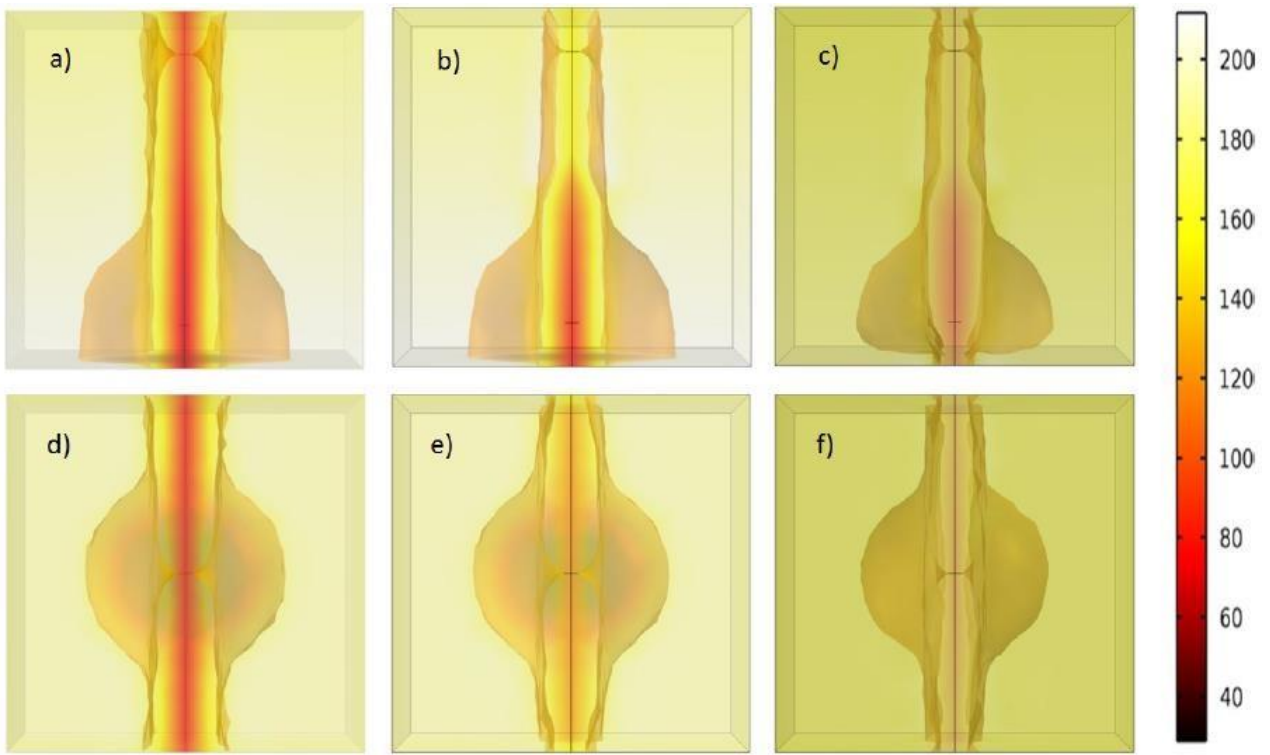
**Figura III.11:** Distribuição da temperatura e seus gradientes para um modelo esquemático dos depósitos de Fushan. A zona de falha é representada pelas hachuras pretas. (a) distribuição da temperatura; (b) gradiente de temperatura no eixo x; e (c) o gradiente de temperatura no eixo y. (d) representa a distribuição aproximada de mineralização, que é igual ao produto escalar da velocidade do fluido nos poros e o gradiente de temperatura (**Zhao et al., 2002 in Liu & Dai, 2014**). Valores negativos do mineral indicam precipitação e valores positivos indicam dissolução. Os modelos representam uma extensão de 8km, com uma profundidade de 6km na seção. A temperatura inicial no topo da superfície é de 25°C e o gradiente de temperatura é 36°C/Km (**Liu & Dai, 2014**); o fluido aquecido na zona de falha tem aproximadamente 600°C. Modificado de **Liu & Dai (2014)**.



**Figura III.12:** Performance térmica e hidráulica para um modelo de reservatório durante 30 anos de extração de calor. a) visão isométrica; b) visão lateral; c) visão planar; e d) evolução da temperatura e transferência de calor durante 30 anos, onde a isoterma da superfície ( $179^{\circ}\text{C}$ ) é demarcada para 5, 10, 20 e 30 anos. Modificada de **Baksh et al. (2016)**.

Os resultados obtidos na **Figura III.12** apontam para uma influência considerável no volume do reservatório devido ao gradiente térmico horizontal imposto pela injeção de água fria, através de uma fratura altamente permeável. O contraste entre esses dois gradientes térmicos é maior em áreas próximas à injeção, resultando em expansão localizada da temperatura superficial. Além disso, os resultados indicam que a área de transferência de calor ao redor da linha de injeção cresce mais rápido do que a área de transferência de calor ao redor do poço de produção, dando ao reservatório uma forma de sino ou domo (**Baksh et al., 2016**).

**Baksh et al. (2016)** também analisaram casos onde os reservatórios são limitados de formas distintas (**Figura III.13**). Os estudos indicaram que a evolução do comportamento termal para cada cenário é dependente da quantidade de acesso do fluido através das bordas do domínio (maior, por exemplo, para bordas abertas onde a temperatura de produção também é maior). A forma da área de transferência de calor para o caso dos limites abertos também diminui.



**Figura III.13:** Visão lateral do campo de temperatura para modelos abertos (a), confinados na base e no topo (b) e com bordas fechadas (c). Vista planar dos modelos respectivamente em (d), (e) e (f). Retirada de **Bakhsh et al., 2016**.

**OBSERVAÇÃO:** Citações de trabalhos da literatura realizadas neste apêndice constam na lista de referências bibliográficas do artigo.