

## MATERIAL SUPLEMENTAR

### APÊNDICE IV: Perfis de Alteração em sistemas geotermiais

#### ***Modelos conceituais para sistemas geotermiais em Zonas Vulcânicas***

Aproximadamente 75% da energia geotermal global produzida e prospectada está associada a vulcões em zonas de subducção (**Moeck, 2014 in Stelling et al., 2016**), sendo esses indicadores substanciais de fontes de calor próximas à superfície. Arcos vulcânicos contêm a maior densidade de vulcões do Pleistoceno e Holoceno no Planeta, porém apenas 10% dos centros vulcânicos pertencentes a arcos no mundo estão atualmente produzindo energia ou têm mostrado ser capazes de gerar energia (**Stelling et al., 2016**).

**Stelling et al. (2016)** descreveram as relações mais relevantes entre os fatores geológicos-chave para a produção global de energia geotérmica em arcos vulcânicos. Vários critérios foram testados, incluindo o tamanho de cada edifício vulcânico, a presença e o número de crateras e outras aberturas de flanco, a composição dos magmas e a variação composicional. Os autores alegam que nenhuma destas características pode ser diretamente relacionada com a produção de energia geotérmica. A maioria dos sistemas geotérmicos (e sistemas em potencial) em arcos vulcânicos espalhados pelo mundo é hospedada por centros vulcânicos que tiveram eventos eruptivos dentro dos últimos 1000 anos (**Stelling et al., op.cit.**). Destes, a energia produzida nos últimos 160 anos foi quase exclusivamente gerada por centros vulcânicos de composição máfica, enquanto que a energia gerada por centros vulcânicos entre os últimos 160 e 1000 anos é quase que inteiramente derivada de centros vulcânicos félsicos. A identificação e a caracterização de sistemas geotermiais são, portanto, dependentes da análise individual dos critérios acima mencionados e da correlação entre tais fatores (**Stelling et al., op.cit.**). Dessa forma, torna-se fundamental para as indústrias geotermiais o conhecimento dos processos de formação e modificação desses sistemas.

Os sistemas geotérmicos são desenvolvidos pelo transporte de águas meteóricas, que penetram as rochas do sistema através de fraturas, falhas e texturas em litologias, e depois são redirecionadas à superfície quando aquecidas por corpos magmáticos profundos ou intrusões (p.ex.: **Henneberger & Browne, 1988**). Ao percolar a estratigrafia, estes fluidos geotérmicos convectivos se tornam ricos em minerais dissolvidos, precipitando minerais nas rochas do reservatório (**Henneberger e Browne, 1988**). Sistemas hidrotermais fósseis e ativos estão comumente associados a diversos centros vulcânicos (**Henneberger e Browne, 1988; Cumming, 2010; Stelling et al., 2016**). As manifestações termais mais proeminentes em recursos geotermiais comercialmente exploráveis são fumarolas e fontes termais (**Cumming, 2010**). Fumarolas e fontes de sulfato ácido encontram-se acima do sistema geotermal, a elevações >1050m acima do nível do mar, enquanto fontes termais bicarbonatadas e clorídricas jazem em elevações progressivamente mais baixas nos flancos do reservatório. Segundo **Cumming (op.cit.)**, a composição e a temperatura dos gases liberados pelas fumarolas são fortes indicadores da proximidade das mesmas em relação à fonte geotermal.

As relações entre força e porosidade, mineralogia ou densidade, e a influência de mineralização secundária sobre as propriedades físicas e mecânicas das rochas em sistemas geotermiais têm sido estudadas por muitos autores (p.ex.: **Cumming 2009, 2010; Pola et al.,**

2012; Wyering *et al.*, 2014). Estudos dessa categoria são de extremo interesse para a indústria geotérmica convencional, uma vez que poucas rochas presentes em reservatórios (líquido ou gás dominantes) são inalteradas ou expostas na superfície. No entanto, os estudos desenvolvidos consideram principalmente rochas sedimentares, granitos e rochas metamórficas e não podem ser aplicados estritamente a todas as litologias, especialmente para alterações hidrotermais em rochas vulcânicas em profundidade (Wyering *et al.*, 2014).

A elaboração de seções permite uma visualização mais intuitiva de como os fluxos de alta temperatura interagem com a distribuição da permeabilidade em um sistema geotermal. Cumming (2009) elaborou modelos genéricos para reservatórios geotermiais (Figura IV.1) para melhor ilustrar os fluidos presentes no reservatório e as propriedades das rochas. No que se refere à desenvoltura dos reservatórios, vale ressaltar que temperatura, pressão e permeabilidade são parâmetros fundamentais, seguidos em grau de importância por porosidade e quantidade de água. Em sistemas geotermiais, a convecção térmica permite que a água hidrotermal seja direcionada à superfície contra a gravidade em rochas permeáveis, fazendo com que as isotermas durante o percurso do fluxo de calor sejam elevadas.

Zonas permeáveis possuem menor temperatura, como ilustrado pelos contornos de 250°C a 300°C na Figura IV.1a e 150°C a 200°C na Figura IV.1b. Os dois modelos ilustram dois tipos comuns de distribuição da permeabilidade. Nos dois, a principal fonte de calor é o fluxo ascendente em fraturas. A Figura IV.1a exibe a característica da maioria dos sistemas vulcânico de temperaturas relativamente elevadas: quase toda a permeabilidade relevante para os poços de exploração é derivada de fraturas. Entretanto, a permeabilidade em profundidades intermediárias de 500 a 1500 m comumente refletem a interação de falhas com as propriedades das rochas do sistema, como juntas que tendem a ocorrer onde as falhas intersectam zonas de fraqueza na litologia.

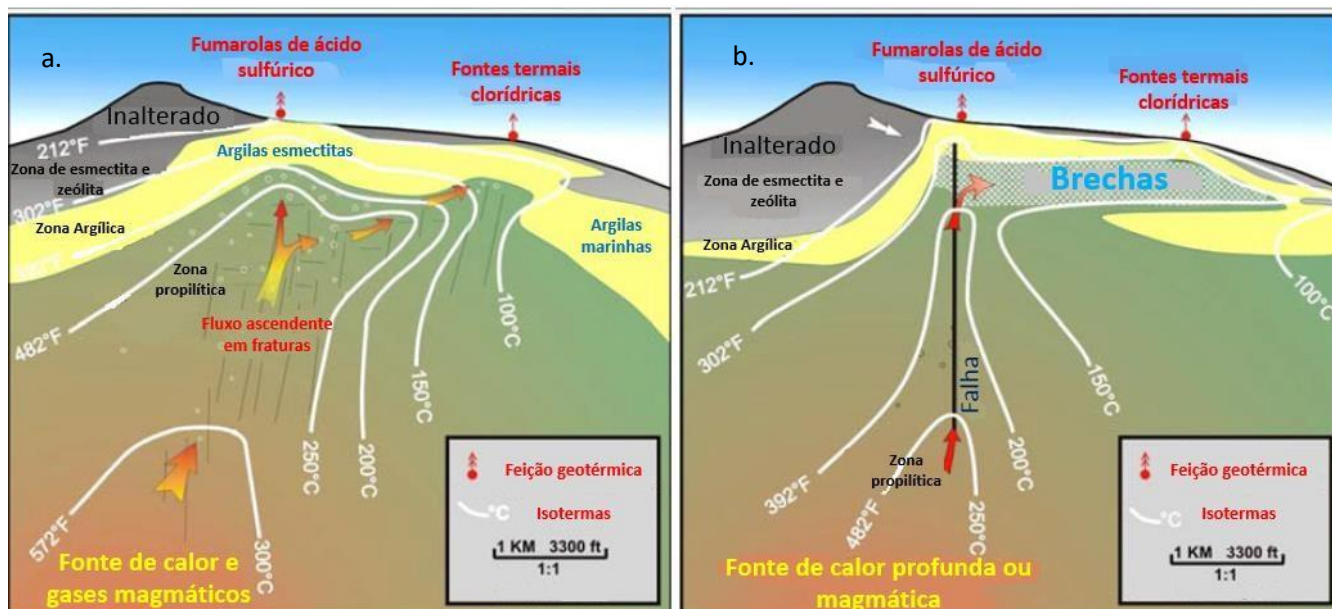


Figura IV: Modelos conceituais elaborados para reservatórios geotermiais com geotermas de a) 250°C a 300°C; e b) 150°C a 200°C. Os modelos também mostram as isotermas para cada caso, estruturas e zonas de alteração. Modificado de Cumming (2009).

A **Figura IV.1b** mostra um sistema que possui um fluxo ascendente numa zona de falha estreita, como em alguns sistemas de bacias. O fluxo ascendente intersecta a formação com uma permeabilidade primária significativa e se torna um fluxo de escoamento. Tais fluxos são aprisionados numa variedade de rochas, incluindo arenitos e brechas de lava.

### **Zonas de Alteração hidrotermal**

Alterações produzem mudanças significativas em quase toda a composição mineralógica, química e as propriedades físicas das rochas (**Lumb, 1983 in Wyering et al., 2014**). Dois tipos de alterações são observados em ambientes vulcânicos: intempérica e hidrotermal (**Ceryan et al., 2008 in Wyering et al., 2014**). Intemperismo ocorre quando atmosfera e hidrosfera interagem com o sistema rochoso; enquanto que num contexto hidrotermal, alterações são causadas pelo movimento de fluidos quentes enriquecidos com íons dissolvidos através das rochas-reservatório causando dissolução, deposição mineral e a formação de argila mineral, responsável pela produção da mineralização secundária (**Pola et al., 2012**). Vários fatores em um campo geotérmico afetam a formação de minerais de alteração; pressão, permeabilidade, litologia, temperatura, duração e mineralogia variam de forma relativamente abundante, tanto dentro quanto entre os sistemas geotermiais (**Cox & Browne, 1998**).

Existem três zonas de alteração esperadas em um sistema geotérmico convencional: esmectita, argílica e propilítica (**Robb, 2005; Stimac et al., 2008; Cumming, 2009; Esmaeily et al., 2012**). A alteração para esmectita é caracterizada pela formação de argila esmectitas e minerais de alteração em condições de baixas temperaturas atmosféricas. A alteração argílica é caracterizada pela formação de illita e outros minerais sob condições temperaturas baixas a moderadas (**Robb, 2005; Lutz et al., 2010**) e a alteração propilítica tem minerais de alta temperatura como clorita, epidoto e quartzo, com menores quantidades de calcita e albita.

A delimitação de zonas de alteração em perfis térmicos é frequentemente dada através de estudos geoquímicos dos sistemas geotermiais (p.ex.: **Robb, 2005; Stimac et al., 2008; Cumming, 2009**). Quando não há sondagens disponíveis para o reservatório, ou quando os dados não são confiáveis, a geotermometria é decisiva (**Cumming, 2009**). Além de prover a geotermometria, a análise geoquímica das feições termiais pode caracterizar a distribuição dos tipos de fluidos ao redor do reservatório, identificar zonas de ebulição e convecção, marcar o nível d'água e sugerir se um sistema pode ser ácido ou rico em gás. Entretanto, a principal característica é a temperatura; onde a geotermometria se torna decisiva no desenvolvimento de um modelo conceitual.

Como indicado na **Figura IV.1a**, a geoquímica pode é capaz de providenciar a temperatura no local e em profundidade numa seção transversal. Por exemplo, um segmento inicial da isoterma poderia ser estimado se a fumarola presente no sistema fosse medida por geotermometria em 250°C. Isso seria possível usando uma razão confiável dos gases como geotermômetros (**Powell, 2000 in Cumming, 2009**). Isso também seria possível a partir das fontes termiais clorídricas, analisando os cátions Na-K- Mg em diagramas ternários ao longo do eixo referente àquela temperatura (**Nicholson, 1993 in Cumming, 2009**).

Métodos geofísicos também auxiliam na identificação de zonas de alteração (**Stimac et al., 2008; Cumming, 2009**). **Cumming (2009)** explica que análises de resistividade têm

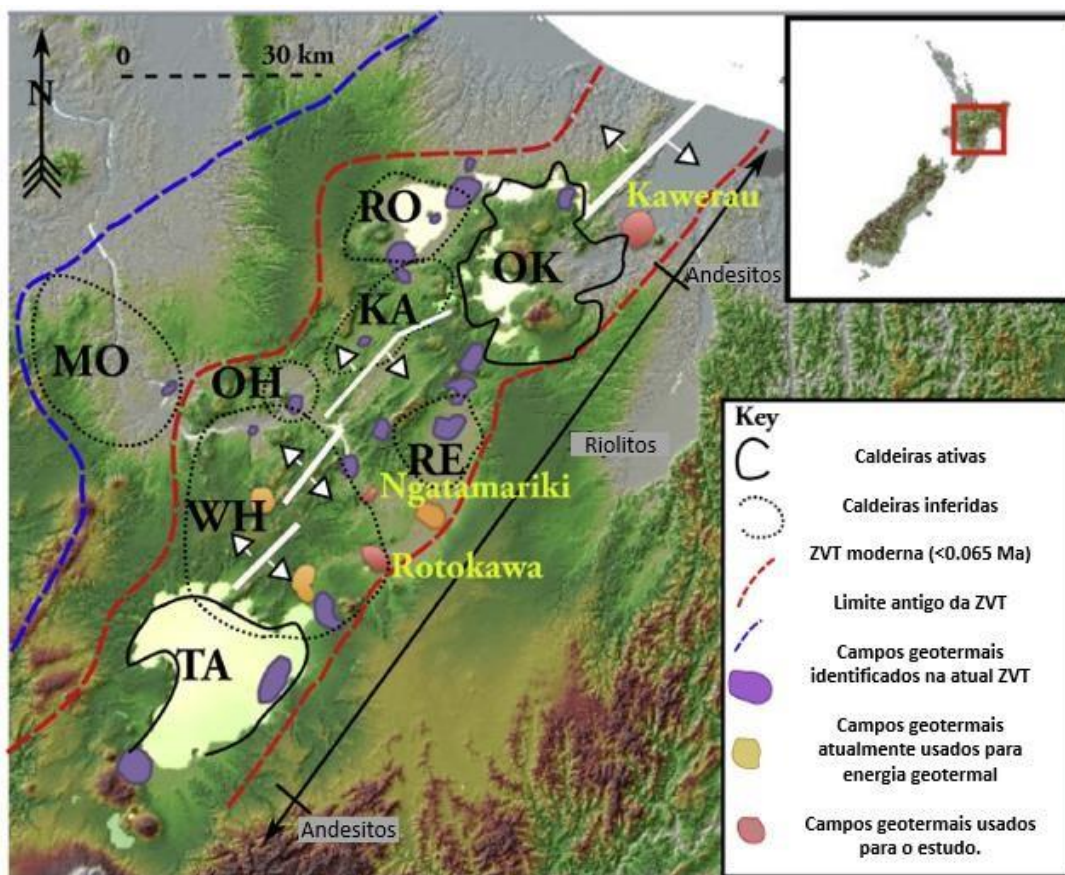
dominado a exploração de recursos geotermiais uma vez que cobrem faixas extensas temperatura (70 a 360°C). Assim sendo, a baixa resistividade pode ser estritamente correlacionada à baixa permeabilidade em capas argílicas (região em amarelo apresentada na **Figura IV**). Devido ao baixo custo, os métodos portáteis de resistividade podem delimitar a base de capas argílicas em profundidades maiores que 1000m. A delimitação de perfis geotérmicos é, dessa forma, feita através da combinação dos dados de resistividade com dados geoquímicos (**Cumming, op.cit.**).

### **Sistemas geotermiais na Zona Vulcânica de Taupo**

**Wyering et al. (2014)** estudaram os sistemas geotermiais presentes na ZVT a fim de caracterizar física e mecanicamente as rochas vulcânicas alteradas hidrotermalmente. Os autores analisaram amostras provenientes dos campos geotérmicos de *Ngatamariki*, *Rotokawa* e *Kawerau* (**Figura IV.2**). Como citado por **Wyering et al. (op.cit.)**, os campos geotermiais de *Ngatamariki* e *Rotokawa* compreendem litologias vulcânicas e sedimentares sobrejacentes ao embasamento sedimentar metassedimentar Mesozóico (grauvacas). As formações rasas contêm sedimentos, tufos e brechas, ignimbrito e lavas riolíticas brechadas (e com tufos). As formações mais profundas contêm uma mistura de camadas sedimentares, tufo ou piroclastos com lavas andesíticas ou brechas no topo do embasamento. *Ngatamariki* também contêm um material intrusivo no extremo norte do campo. No campo geotermal *Kawerau*, as formações superficiais consistem em uma mistura de riolitos extrusivos, ignimbritos, litologias sedimentares misturadas a brechas e tufos, assim como lavas riolíticas. As formações profundas compreendem tufos compactados, brechas sedimentares, lavas andesíticas e tufos sedimentares sobrejacentes ao embasamento.

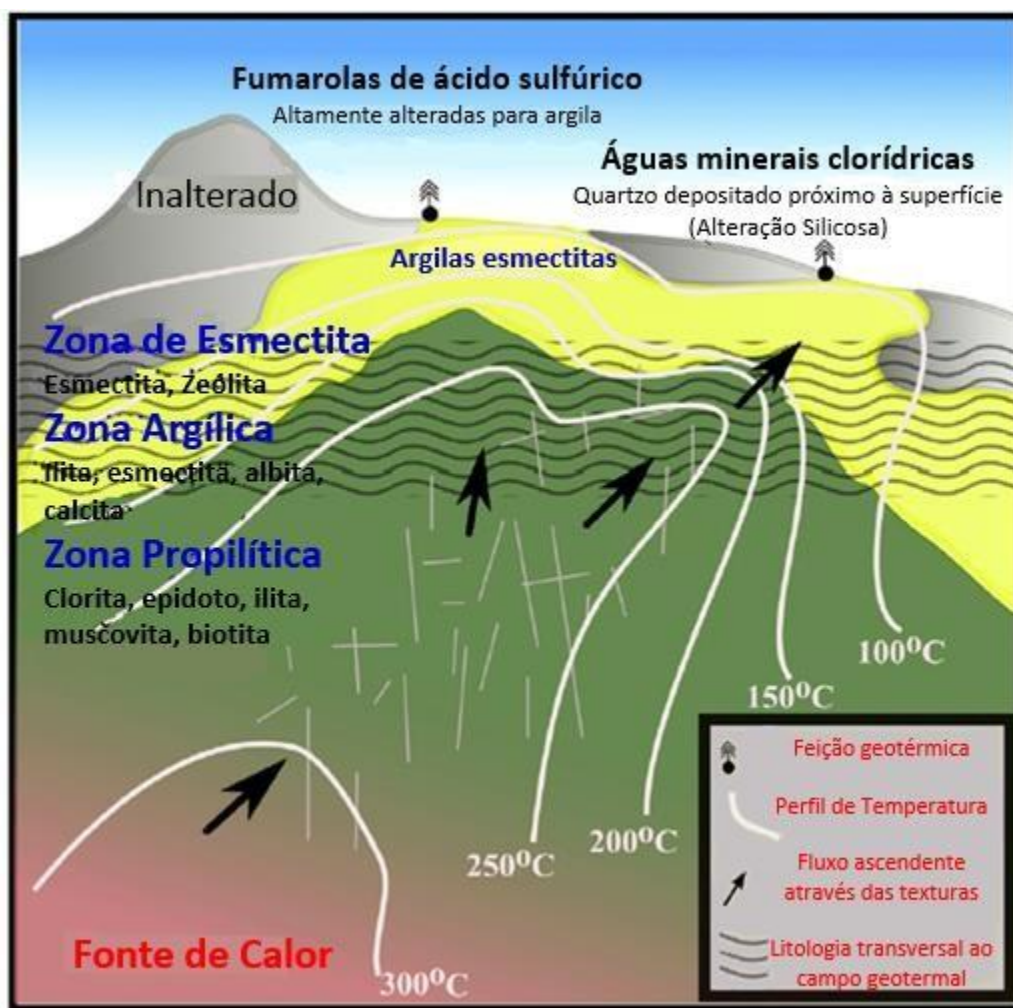
Através de análise de lâminas delgadas, **Wyering et al. (2014)** identificaram uma grande variedade de minerais que ocorrem nas zonas propílicas, argílicas e de esmectita (**Figura IV.3**). As litologias mais rasas do presente sistema geotermal, compostas por ignimbritos, riolitos, e amostras sedimentares, contêm minerais de alteração de baixa temperatura como esmectita, illita, calcita e quartzo. Já as litologias mais profundas (ignimbritos, andesitos e matérias intrusivos) possuem minerais de alteração de temperatura mais elevadas (alteração argílica a propílica), como minerais de alteração como epidoto, clorita, albita, pirita e quartzo. Dessa forma, **Wyering et al. (op.cit.)** mostram que as amostras obtidas cobrem uma gama de alteração típica encontrada num campo geotérmico convencional dominado por líquido ou gás.

Como **Wyering et al. (2014)** sugerem, existe uma relação entre a porosidade e profundidade de soterramento nestas rochas. No entanto, o efeito do soterramento por si só não pode considerado isoladamente nessas rochas, uma vez que o tipo de alteração e litologias primárias também têm uma grande influência sobre a porosidade. As litologias rasas nestes sistemas geotérmicos são tipicamente ignimbritos e material sedimentar; o que, naturalmente, têm porosidades superiores. As litologias profundas são em sua maioria compostas por rochas vulcânicas, com uma mineralogia mais compactada, e de menor porosidade.



**Figura IV.2:** Elevação digital com a estrutura geológica da atividade geotermal na ZVT. O mapa mostra a localização dos sistemas geotermiais (vermelho, roxo e laranja), os limites das caldeiras ativas e inativas e o rifte de Taupo. Os nomes em amarelo representam alguns dos campos geotermiais presentes na região. As abreviações são os nomes das caldeiras, em linguagem Maori: KA= Kapenga, MO = Mangakino, OH= Ohakuri, OK= Okataina, RE= Reporoa, RO = Rotorua, TA= Taupo, WH = Whakamaru. Modificado de **Wyering et al., 2014**.

A variabilidade na porosidade e densidade pode ser também causada por transferência de massa (**Stimac et al., 2008; Cumming, 2009**). Alterações hidrotermais a altas temperaturas (>200°C) podem tipicamente causar uma diminuição na porosidade e um aumento na densidade quando os minerais são depositados, preenchendo os espaços entre os grãos e entre os cristais em escalas microscópicas. O preenchimento através de hidrotermalismo pode, dessa forma, ser responsável pela consolidação e endurecimento da litologia, o que explicaria o caso para ignimbritos localizados em partes mais profundas do reservatório (**Wyering et al., 2014**). Alterações hidrotermais em temperaturas baixas (<150°C) são complexas, pois podem causar aumento ou diminuição na porosidade ou densidade dependendo a litologia primária inicial, pressão, e a interação entre fluidos. Os ignimbritos têm uma porosidade menor e maior densidade do que os ignimbritos em áreas mais superficiais. Muito provavelmente estes ignimbritos foram depositados pelo mesmo processo, porém soterramento e alterações hidrotermais começaram a alterar as propriedades, dificultando a comparação entre as unidades (**Wyering et al., 2014**).



**Figura IV.3:** Modelo conceitual de um campo geotérmico convencional, aquecido e dominado por líquido. O modelo foi dividido em zonas de alteração típicas para um sistema geotermal, com perfis de temperaturas e expressões geotérmicas superficiais. Modificado de **Wyering et al. (2014)**.

A porosidade e a densidade em sistemas geotermiais têm sido subdivididas em mineralogias dominantes como esmectita, ilita e clorita (**Figura IV.3**). De acordo com **Wyering et al. (2014)**, litologias que contêm abundante esmectita ou ilita tendem a ter maior porosidade e menor densidade do que litologias que possuem abundante clorita. Assim, assembleias de alteração mineral e tipos de argila exercem uma função importante em aumentar ou diminuir a porosidade primária (**Rejeki et al., 2005**). Os andesitos dos três campos geotermiais estudados por **Wyering et al. (2014)** foram moderada a altamente alterados, justificando a abundância de ilita (*Ngatamarki*) e clorita (*Rotowaka-Kawerau*) presentes nas amostras. De forma geral, andesitos tem grandes chances de apresentar níveis altos de porosidade primária, dependendo do arranjo dos clastos e da história deposicional (**Dobson et al., 2003**). Entretanto, nos estudos de **Wyering et al. (2014)**, as amostras com temperaturas de alteração relativamente altas (andesitos de *Ngatamariki* e *Rotokawa*) tem porosidade e densidade similares, enquanto que os andesitos de *Kawerau* apresentam porosidades 60% mais altas, indicando um cenário onde a temperatura de alteração e profundidade de soterramento são de fato favoráveis a mudanças físicas nas rochas em sistemas geotermiais (**Wyering et al., op.cit.**).

**OBSERVAÇÃO:** *Os artigos referenciados neste apêndice estão listados nas referências bibliográficas do artigo.*