



UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra

Propriedades Termofísicas em Rochas Graníticas
O caso da sondagem profunda de Almeida
(Guarda, Portugal central)

Mafalda Alexandra Marques Miranda

MESTRADO EM GEOCIÊNCIAS – Área de especialização em Recursos Geológicos
Setembro, 2014



UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra

Propriedades Termofísicas em Rochas Graníticas
O caso da sondagem profunda de Almeida (Guarda, Portugal
central)

Mafalda Alexandra Marques Miranda

Mestrado em Geociências – Ramo Recursos Geológicos

Orientadores científicos

Prof. Doutor Nelson Edgar Viegas Rodrigues, Faculdade de Ciências e Tecnologia
Universidade de Coimbra

Prof. Doutor Alcides José Sousa Castilho Pereira, Faculdade de Ciências e
Tecnologia Universidade de Coimbra

Setembro, 2014

“To understand the thermal structure of the earth, knowledge of the thermal properties of the material that constitutes the interior of the earth is indispensable”

In Horai (1971)

Resumo

O presente trabalho mostra as medições das propriedades termofísicas em rochas graníticas e as relações existentes entre elas. As amostras analisadas provêm do Batólito Granítico das Beiras, mais propriamente, da sondagem profunda AQ1, cuja perfuração ocorreu em Almeida, Guarda, Portugal. Este furo funciona como captação de água para o Complexo Termal. As propriedades térmicas foram medidas com recurso ao equipamento TPS 2500 S da Hot Disk®. Este trabalho justifica-se pela necessidade de valores precisos das propriedades térmicas na avaliação do potencial geotérmico em Portugal central.

A densidade obtida para o conjunto de amostras foi de $2.65 \pm 0.03 \text{ g/cm}^3$. Estas amostras foram alvos de ensaios a condições *standard* de temperatura e pressão (20°C e 100 kPa), em contexto de rocha seca e saturada, de modo a perceber o efeito da saturação nas propriedades térmicas. Destes ensaios, a condutividade térmica média da rocha seca era $2.913 \pm 0.241 \text{ W/mK}$ aumentando para $3.112 \pm 0.280 \text{ W/mK}$ com a rocha saturada; a difusividade térmica passou de $1.009 \pm 0.214 \text{ mm}^2/\text{s}$ em rocha seca para $1.090 \pm 0.165 \text{ mm}^2/\text{s}$ em rocha saturada; a capacidade térmica com a rocha seca era de $3.027 \pm 0.699 \text{ MJ/m}^3\text{K}$, com a rocha saturada passou a ser de $2.948 \pm 0.569 \text{ MJ/m}^3\text{K}$; por fim o calor específico detinha o valor de $1.142 \pm 0.266 \text{ kJ/kgK}$ em rocha seca passando a $1.113 \pm 0.230 \text{ kJ/kgK}$ com a rocha saturada.

Foram também sujeitas duas amostras a aumentos de temperatura para perceber a influência deste parâmetro nas suas propriedades térmicas. À temperatura ambiente, a condutividade térmica média das duas amostras ensaiadas era de $3.142 \pm 0.165 \text{ W/mK}$, a difusividade térmica era de $1.603 \pm 0.019 \text{ mm}^2/\text{s}$, a capacidade térmica era de $1.961 \pm 0.126 \text{ MJ/m}^3\text{K}$ e o calor específico detinha o valor de $0.757 \pm 0.230 \text{ kJ/kgK}$. Aos 120°C , as mesmas amostras mostram os seguintes valores médios das suas propriedades térmicas: condutividade térmica baixou para $2.713 \pm 0.020 \text{ W/mK}$, difusividade térmica decresceu para o valor de $1.270 \pm 0.151 \text{ mm}^2/\text{s}$, a capacidade térmica e o calor específico aumentaram os seus valores para $2.154 \pm 0.271 \text{ MJ/m}^3\text{K}$ e $0.829 \pm 0.075 \text{ kJ/kgK}$, respetivamente.

Assim como foi ensaiado o efeito da anisotropia para uma amostra deste tipo de rochas, cujos resultados foram os seguintes: condutividade térmica axial – $2.465 \pm 0.005 \text{ W/mK}$, condutividade térmica radial – $2.905 \pm 0.023 \text{ W/mK}$, difusividade térmica axial – $0.542 \pm 0.001 \text{ mm}^2/\text{s}$ e difusividade térmica radial – $0.640 \pm 0.005 \text{ mm}^2/\text{s}$. As propriedades térmicas da mesma amostra nas condições *standard* de temperatura e pressão em rocha seca, mas considerando-a isotrópica, eram as seguintes: condutividade térmica de 2.599 W/mK e difusividade térmica de $0.572 \text{ mm}^2/\text{s}$.

Palavras – chave: Propriedades térmicas, rochas granitoides, sondagem profunda, método TPS

Abstract

Abstract

This thesis deals with the measurement of thermal physical properties of granitic rocks and the relationships among them. The test samples were collected in the Beiras Granitic Batholith. More specifically they were taken from the core of a 900m deep borehole named AQ1, which has been drilled near Almeida, Guarda, Portugal, as a water supply for the municipal spa. The thermal properties have been measured using Hot Disk® instrument TPS 2500 S. The need of accurate thermo-physical values for the designing a potential geothermal site in Central Portugal justified this project.

The average density obtained for the set of 33 samples was $2.65 \pm 0.03 \text{ g/cm}^3$.

The thermal properties of these samples were measured under standard pressure and temperature conditions (20°C and 100 kPa), both for dry and saturated rock conditions. The average thermal conductivity of dry rock was $2.913 \pm 0.241 \text{ W/mK}$ and it increased to $3.112 \pm 0.280 \text{ W/mK}$ when saturated; the thermal diffusivity was $1.009 \pm 0.214 \text{ mm}^2/\text{s}$ in dry rock and $1.090 \pm 0.165 \text{ mm}^2/\text{s}$ in saturated rock; the thermal capacity of dry rock was $3.027 \pm 0.699 \text{ MJ/m}^3\text{K}$, and the value decreased to $2.948 \pm 0.569 \text{ MJ/m}^3\text{K}$ after saturation; finally, the specific heat capacity values were $1.142 \pm 0.266 \text{ kJ/kgK}$, for dry rock, and $1.113 \pm 0.230 \text{ kJ/kgK}$, for saturated rock.

Two samples were subjected to increasing temperature in order to assess the influence of this parameter on the thermal properties. At ambient temperature, the average thermal conductivity of the two samples was $3.142 \pm 0.165 \text{ W/mK}$, the thermal diffusivity was $1.603 \pm 0.019 \text{ mm}^2/\text{s}$, the thermal capacity was $1.961 \pm 0.126 \text{ MJ/m}^3\text{K}$ and the specific heat capacity $0.757 \pm 0.230 \text{ kJ/kgK}$. At 120°C, for the same samples, the thermal conductivity decreased to $2.713 \pm 0.020 \text{ W/mK}$, the thermal diffusivity decreased to $1.270 \pm 0.151 \text{ mm}^2/\text{s}$, and both the thermal capacity and the specific heat capacity increased the values to $2.154 \pm 0.271 \text{ MJ/m}^3\text{K}$ and $0.829 \pm 0.075 \text{ kJ/kgK}$, respectively.

The effect of anisotropy was tested on one sample and the results were the following: axial thermal conductivity – $2.465 \pm 0.005 \text{ W/mK}$, radial thermal conductivity – $2.905 \pm 0.023 \text{ W/mK}$, axial thermal diffusivity – $0.542 \pm 0.001 \text{ mm}^2/\text{s}$ and radial thermal diffusivity – $0.640 \pm 0.005 \text{ mm}^2/\text{s}$. Assuming isotropy, the same sample was tested at standard pressure and temperature conditions of dry rock and the measured thermal conductivity was 2.599 W/mK and thermal diffusivity was $0.572 \text{ mm}^2/\text{s}$.

Key words: Thermal properties, granitic rocks, deep borehole, TPS method

Agradecimentos

Este trabalho integra-se na iniciativa Energia e Sustentabilidade da Universidade de Coimbra e apoiado pelo projeto Energy and Mobility for Sustainable Regions – EMSURE (CENTRO-07-0224-FEDER-002004).

Gostaria de expressar aqui os meus agradecimentos às pessoas que auxiliaram a realização deste trabalho, tanto direta como indiretamente.

Ao Professor Doutor Nelson Edgar Viegas Rodrigues e ao Professor Doutor Alcides José Sousa Castilho Pereira pela orientação, ajuda e sugestões dadas, assim como pela disponibilidade que mostraram durante a realização desta dissertação.

Ao Professor Doutor José Costa do Departamento de Engenharia Mecânica da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra e ao Professor Doutor António Alberto Torres Garcia Portugal do Departamento de Engenharia Química da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

Ao Engenheiro de Minas José António Simões Cortez, Professor Catedrático Aposentado da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, pela cedência de relatórios técnicos e planos de exploração da sondagem AQ1 e do aquífero hidromineral HM-3.

Ao Dr. Jonathan Willis-Richards, pela bibliografia cedida e pela ajuda na compreensão de alguns conceitos relacionados com o trabalho aqui apresentado.

À Catarina Matos e à Rita Lamas, colaboradoras do projeto EMSURE no Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, e com as quais tive o prazer de trabalhar durante a realização deste trabalho.

À Telma Matias pelo apoio dado durante os ensaios das propriedades térmicas no Departamento de Engenharia Química.

Ao Dr. Luís Costa, pela ajuda no tratamento das amostras e ao Sr. João Moura, funcionário do Departamento de Ciências da Terra, pela ajuda no polimento das amostras. Pois sem estes procedimentos não seria possível realizar os ensaios das propriedades térmicas.

Aos meus pais, António e Alda Miranda, pois sem eles esta aventura não teria sido possível.

A todos os meus amigos e colegas de curso pelo companheirismo e pelo incentivo que me deram durante a realização deste trabalho, em particular ao Jorge de Carvalho pela ajuda na parte estética desta dissertação e pelo apoio durante toda esta fase, ao Alexandre Alves e ao Nuno Abreu, por todas as horas em que aturaram o meu mau feitio e me deram palavras de incentivo, à Liliana de Sá pela companhia na primeira ida a Almeida, e por todas as outras vezes que esteve presente e pronta a ajudar, e a todas as outras pessoas que estiveram presentes e, que de uma forma ou de outra marcaram todo o meu percurso académico.

A todos um muito obrigado!

Índice

Resumo.....	III
Abstract.....	IV
Agradecimentos	V
Índice	VI
Índice de figuras.....	IX
Índice de tabelas	XII
Índice de gráficos	XVI
Capítulo 1 – Introdução	1
1.1. Objetivos	3
1.2. Localização sumária da área em estudo	3
1.3. Apresentação dos capítulos	4
Capítulo 2 – Fundamentação teórica.....	5
2.1. Fontes de calor terrestre.....	5
2.1.1. Calor radiogénico	6
2.2. Mecanismos de transferência térmica.....	10
2.2.1. Radiação	11
2.2.2. Condução.....	12
2.2.3. Convecção	13
2.3. Propriedades térmicas de rochas.....	14
2.3.1. Condutividade térmica	15
2.3.2. Calor específico, capacidade térmica e capacidade calorífica	15
2.3.3. Difusividade térmica	16
2.4. Parâmetros que influenciam as propriedades térmicas.....	17
2.4.1. Influência da composição mineralógica	17
2.4.2. Influência da porosidade, do grau de saturação e do tipo de fluido nos espaços porosos	20
2.4.3. Influência da anisotropia.....	22
2.4.4. Influência da temperatura	22
2.4.4.1. Influência da temperatura na condutividade térmica	23
2.4.4.2. Influência da temperatura na capacidade térmica e no calor específico.....	25
2.4.4.3. Influência da temperatura na difusividade térmica	26
2.4.5. Influência da pressão	27
2.5. Métodos e técnica de medição das propriedades térmicas.....	28
2.5.1. Método <i>transient plane source</i> com sensor <i>hot disk</i> – princípio de funcionamento	29

2.5.1.1. Definições gerais dos parâmetros nos quais o método se baseia	29
2.5.1.2. Avaliação dos resultados obtidos com os ensaios	31
2.5.1.3. Fundamentos matemáticos do método TPS e do sensor <i>hot disk</i>	31
2.5.1.3.1. Equação da condução de calor	31
2.5.1.3.2. Equação do sensor <i>hot disk</i>	34
Capítulo 3 – Enquadramento da área em estudo	38
3.1. Enquadramento geográfico e geomorfológico	38
3.2. Enquadramento geológico e tectónico regional.....	42
3.3. Enquadramento geológico e tectónico local.....	44
Capítulo 4 – Metodologia.....	48
4.1. Caracterização litológica e estrutural da sondagem	48
4.2. Medições das propriedades térmicas.....	48
4.2.1. Procedimento experimental	50
4.2.1.1. Montagem das amostras.....	50
4.2.1.2. Configuração dos parâmetros no software	52
4.3. Cálculo da densidade das amostras de rocha	58
Capítulo 5 – Resultados	60
5.1. Caracterização litológica e estrutural.....	60
5.2. Caracterização da densidade	62
5.3. Caracterização das propriedades térmicas	65
5.3.1. Ensaio com rocha seca a temperatura ambiente (Ensaio 1)	65
5.3.2. Ensaio com rocha seca a temperatura ambiente (Ensaio 2).....	70
5.3.3. Ensaio com rocha saturada a temperatura ambiente.....	72
5.3.4. Ensaio com rocha seca em função do aumento de temperatura	74
5.3.5. Ensaio com rocha seca considerando-a anisotópica	77
Capítulo 6 – Interpretação e discussão dos resultados.....	78
6.1. Correlação entre as variáveis	78
6.1.1. Correlação entre o grau de alteração metassomática e os restantes parâmetros.....	82
6.1.2. Correlação entre a profundidade e os restantes parâmetros	82
6.1.3. Correlação entre a densidade e os restantes parâmetros.....	82
6.1.4. Correlação entre as propriedades térmicas no ensaio com rocha seca	83
6.1.5. Correlação entre as propriedades térmicas no ensaio com rocha saturada.....	83
6.2. Análise em componentes principais	84
6.3. Comparação entre os valores das propriedades térmicas obtidos com a bibliografia	90
6.4. Comparação entre ensaios no contexto de rocha seca à temperatura ambiente (Ensaio 1 e Ensaio 2).....	91

Índice

6.5. Efeito da saturação em água nas propriedades térmicas	92
6.6. Efeito do aumento da temperatura nas propriedades térmicas	93
6.7. Efeito da anisotropia nas propriedades térmicas.....	96
Capítulo 7 – Conclusão	97
Capítulo 8 – Trabalhos complementares	99
Referências bibliográficas	100
ANEXOS	105

Índice de figuras

Figura 1.1 – Estimativas da produção eléctrica gerada pela energia geotérmica por região (TWh/ano). IEA (2011).....	2
Figura 1.2 – Estimativas dos usos directos do calor geotérmico por região (EJ/ano), não contabilizando as bombas de calor geotérmicas. IEA (2011)	2
Figura 1.3 – Localização do furo de sondagem AQ1. A zona intermédia e alargada correspondem à área da protecção da concessão e serviram como limites da área de estudo.....	4
Figura 2.1 – Contribuição das fontes energéticas para a potência térmica do planeta. Adaptado de Clauser (2006)	6
Figura 2.2 – Esquema ilustrativo e simplificado da cadeia de decaimento radioactivo do isótopo ^{238}U para ^{206}Pb . Adaptado de Camargo (1994) e Pasquale <i>et al.</i> (2014).....	7
Figura 2.3 – Esquema ilustrativo e simplificado da cadeia de decaimento radioactivo do isótopo ^{235}U para ^{207}Pb . Adaptado de Camargo (1994) e Pasquale <i>et al.</i> (2014).....	7
Figura 2.4 - Esquema ilustrativo e simplificado da cadeia de decaimento radioactivo do isótopo Th^{232} para Pb^{208} . Adaptado de Camargo (1994) e Pasquale <i>et al.</i> (2014)	8
Figura 2.5 – Esquema ilustrativo e simplificado do processo de decaimento radioactivo do isótopo ^{40}K para ^{40}Ca (a) e para ^{40}Ar (b). Adaptado de Pasquale <i>et al.</i> (2014)	8
Figura 2.6 - Relação entre os elementos químicos principais na crosta terrestre e as suas respectivas condutividades térmicas. Adaptado de Figueiredo (2006)	18
Figura 2.7 - Intervalo de condutividade térmica para alguns minerais e rochas em condições de pressão e temperatura <i>padrão</i> . Adaptado de Schlumberger (1989)	18
Figura 2.8 - Condutividade térmica dos principais minerais que constituem a composição mineralógica das rochas plutónicas e metamórficas. Adaptado de Clauser & Huenges (1995)	20
Figura 2.9 - Projeção de dados sobre a condutividade térmica de amostras graníticas <i>versus</i> a sua porosidade efectiva, sob condições de temperatura ambiente (25°C) e os poros das amostras preenchidos por ar. Adaptado de Cho <i>et al.</i> (2009).....	21
Figura 2.10 - Representação esquemática da distribuição da condutividade térmica de fluidos e de minerais silicatados. Adaptado de Schön (2011).....	21
Figura 2.11 – Variação das propriedades térmicas em função da temperatura relativamente a materiais da crosta terrestre. Adaptado de Clauser (2011)	23
Figura 2.12 – Valores (símbolos) e desvio padrão (traços) da condutividade térmica de rochas plutónicas ricas em feldspato e de rochas plutónicas pobres nesse mineral. Adaptado de Clauser & Huenges (1995) e Clauser (2011)	24

Índice de figuras

Figura 2.13 - Valores médios (símbolos) e intervalos de variação (traços) da condutividade térmica em função da temperatura para rochas ígneas e metamórficas. Adaptado de Vosteen & Schellschmidt (2003)	24
Figura 2.14 - Valores médios (símbolos) e intervalos de variação (traços) da capacidade térmica a pressão constante em função da temperatura para rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Adaptado de Vosteen & Schellschmidt (2003)	25
Figura 2.15 - Valores médios (símbolos) e intervalos de variação (traços) da capacidade térmica a pressão constante em função da temperatura para rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Adaptado de Vosteen & Schellschmidt (2003)	26
Figura 2.16 – Valores médios (símbolos) e intervalos de variação (traços) da difusividade térmica em função da temperatura para rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Adaptado de Vosteen & Schellschmidt (2003)	26
Figura 2.17 - Variação da condutividade térmica em função da pressão para rochas graníticas e rochas metamórficas. Adaptado de Clauser & Huenges (1995)	27
Figura 2.18 – Gráficos ilustrativos do funcionamento do método dinâmico (Hot Disk AB, 2013)	28
Figura 2.19 – Exemplo de duas amostras e das distâncias mínimas de dispersão da onda térmica para que não hajam interferências externas às medições (Hot Disk AB, 2013)	30
Figura 3.1 – Localização geográfica da área em estudo na região Centro de Portugal Continental bem como do furo AQ1 a NW da vila de Almeida.....	39
Figura 3.2 – Localização mais pormenorizada da área em estudo nas cartas militares 183 – Almeida e 172 – Malpartida (Almeida) à escala 1:25000 do Instituto Geográfico do Exército.....	40
Figura 3.3 – Modelo Digital de Terreno (MDT) da área em estudo.	41
Figura 3.4 – Enquadramento geológico da área em estudo, onde se podem observar as diferentes unidades geológicas aflorantes na região e distinguidas por Cândido de Medeiros <i>et al.</i> (1959) e Carvalhosa (1960) nas Folhas 18-B Almeida e 15-D Figueira de Castelo Rodrigo da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50000, respetivamente	45
Figura 3.5 – Enquadramento geológico detalhado da área em estudo.	46
Figura 4.1 – Equipamento TPS 2500 s da Hot Disk®, concordante com a norma ISO Standard 22007-2. (a) suporte para medições à temperatura ambiente e (b) suporte para medições a temperatura variável até 200°C em banho de óleo de silicone	49
Figura 4.2 – a) Sensor hot disk 5501 e b) Sensor hot disk 8563, ambos são formados por uma espiral dupla de níquel (i) e cobertos por uma capa isolante de kapton (ii). Retirado de http://www.c3-analysentechnik.de/hot-disk-optionen-software.php	50

Figura 4.3 – Montagem para a realização de ensaios à temperatura ambiente (20°C), quer de amostras secas como de amostras saturadas, e também para medições de anisotropia	50
Figura 4.4 – Montagem em suporte próprio para a realização de ensaios a temperaturas mais elevadas	51
Figura 4.5 – Menu de selecção do tipo de ensaio que se pretende executar com o equipamento	52
Figura 4.6 – Exemplo hipotético do <i>Drift Graph</i>	55
Figura 4.7 – Exemplo hipotético do <i>Transient Chart</i>	56
Figura 4.8 – Exemplo hipotético do gráfico dos dados calculados	57
Figura 4.9 – Exemplo hipotético do <i>Residual Plot</i>	57
Figura 4.10 – Esquema ilustrativo da balança de Jolly utilizada para a pesagem das amostras possibilitando o cálculo da densidade aparente	59
Figura 5.1 – Caracterização litológica e estrutural simplificada da sondagem AQ1 e fotografias de alguns testemunhos de sondagem representando diferentes graus de alteração	61
Figura 6.1 – Representação gráfica da densidade e das propriedades térmicas do Ensaio 1 e Ensaio 2	80
Figura 6.2 – Representação gráfica da densidade e das propriedades térmicas dos ensaios com rocha seca e com rocha saturada	81
Figura 6.3 – <i>ScreePlot</i> relativo aos valores próprios dos 7 eixos fatoriais definidos pela ACP	84
Figura 6.4 – 1º plano fatorial (F1/F2) dos parâmetros que possuem maior importância estatística neste plano	86
Figura 6.5 – 2º plano fatorial (F1/F3) dos parâmetros que possuem maior importância estatística neste plano	86
Figura 6.6 – 3º plano fatorial (F2/F3) dos parâmetros que possuem maior importância estatística neste plano	87

Índice de tabelas

Tabela 2.1 - Valores das propriedades térmicas das fases minerais principais constituintes das rochas graníticas em condições de pressão e temperatura <i>padrão</i> (1 bar e 25°C). Adaptado dos autores acima mencionados.....	19
Tabela 2.2 – Valores de condutividade térmica e de calor específico para os fluidos mais comuns que ocorrem nos poros dos materiais. Adaptado de Stober & Bucher (2013)	21
Tabela 2.3 – Valores de porosidade efectiva separados em dois grupos – amostras com valores superiores a 2% de porosidade e amostras com valores inferiores a 2%, e respectivos valores de condutividade térmica e calor específico consoante o grau de saturação das amostras. Adaptado de Cho <i>et al.</i> (2009) e Cho & Kwon (2010).	22
Tabela 2.4 – Variação da difusividade térmica ($\times 10^{-6}$ m ² /s) de alguns dos principais minerais constituintes de rochas com a temperatura. Adaptado de Kanamori et al. (1968) e Clauser & Huenges (1995).....	26
Tabela 4.1 – Tipo de material isolante que protege o sensor e tipo de cabo que permite que se atinja diferentes temperaturas para os ensaios. Adaptado de Hot Disk AB, 2013	49
Tabela 4.2 – Parâmetros utilizados nos ensaios com o sensor 8563.....	53
Tabela 4.3 – Parâmetros utilizados nos ensaios com o sensor 5501.....	53
Tabela 4.4 – Parâmetros utilizados nos ensaios a temperaturas superiores à ambiente	55
Tabela 4.5 – Parâmetros utilizados nos ensaios de anisotropia	58
Tabela 5.1 – Divisão em diferentes famílias de acordo com o grau de alteração da sondagem AQ1	60
Tabela 5.2 – Divisão em diferentes famílias de acordo com a intersecção de fracturas da sondagem AQ1	62
Tabela 5.3 - Massa das amostras secas (M_{seco}) e saturadas e imersas (M_{s+i}) que permitem a obtenção dos valores de densidade (d)	63
Tabela 5.4 - Análise estatística básica da densidade do conjunto de 33 amostras analisadas pertencentes aos testemunhos do furo de sondagem AQ1. d - densidade, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação em percentagem, md – mediana, $moda$ – valor com maior número de ocorrências, mínimo e máximo – valores mínimos e máximos da densidade.....	65
Tabela 5.5 - Valores das propriedades térmicas das amostras rochosas ensaiadas num contexto de temperatura ambiente (20°C) e com os seus poros preenchidos por ar (Ensaio 1). λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico.....	66

Tabela 5.6 - Análise estatística básica das propriedades térmicas do conjunto de 33 amostras analisadas pertencentes aos testemunhos de sondagem do furo AQ1, no contexto de rocha seca à temperatura ambiente (Ensaio 1). λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação, md – mediana, mínimo e máximo – valores mínimos e máximos para o intervalo.....	69
Tabela 5.7 - Valores das propriedades térmicas das amostras rochosas ensaiadas num contexto de temperatura ambiente (20°C) e com os seus poros preenchidos por ar (Ensaio 2). λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica (calor específico volumétrico), c_p – calor específico (mássico)	70
Tabela 5.8 - Análise estatística básica das propriedades térmicas do conjunto de 33 amostras analisadas pertencentes aos testemunhos de sondagem do furo AQ1, num contexto de rocha seca à temperatura ambiente (Ensaio 2). λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação, md – mediana, mínimo e máximo – valores mínimos e máximos para o intervalo.....	71
Tabela 5.9 - Valores das propriedades térmicas das amostras rochosas ensaiadas num contexto de temperatura ambiente (20°C) e com os seus poros preenchidos por água. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico	72
Tabela 5.10 - Análise estatística básica das propriedades térmicas do conjunto de 33 amostras analisadas pertencentes aos testemunhos de sondagem do furo AQ1, num contexto de rocha saturada à temperatura ambiente. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação, md – mediana, mínimo e máximo – valores mínimos e máximos para o intervalo	73
Tabela 5.11 - Valores da condutividade térmica a diferentes temperaturas. A condutividade térmica apresenta um valor desigual à temperatura ambiente devido ao sensor utilizado nestes ensaios ser diferente que nos anteriores. P – profundidade, λ – condutividade térmica	74
Tabela 5.12 - Valores da difusividade térmica a diferentes temperaturas. A difusividade térmica apresenta um valor desigual à temperatura ambiente devido ao sensor utilizado nestes ensaios ser diferente que nos anteriores. P – profundidade, k – difusividade térmica	75

Tabela 5.13 – Valores da capacidade térmica a diferentes temperaturas. A capacidade térmica apresenta um valor desigual à temperatura ambiente devido ao sensor utilizado nestes ensaios ser diferente que nos anteriores. P - profundidade, pc_p – capacidade térmica.....	75
Tabela 5.14 - Valores do calor específico a diferentes temperaturas. O calor específico apresenta um valor desigual à temperatura ambiente devido ao sensor utilizado nestes ensaios ser diferente que nos anteriores. P - profundidade, c_p – calor específico.....	76
Tabela 5.15 - Valores da condutividade térmica axial e radial. P – profundidade, pc_p – capacidade térmica, λ_{axial} – condutividade térmica axial e λ_{radial} – condutividade térmica radial	77
Tabela 5.16 - Valores da difusividade térmica axial e radial. P – profundidade, pc_p – capacidade térmica, k_{axial} – difusividade térmica axial e k_{radial} – difusividade térmica radial.....	77
Tabela 6.1 – Avaliação qualitativa do coeficiente de correlação linear de Pearson, com $n=33$	78
Tabela 6.2 – Coeficiente de correlação linear de Pearson e nível de significância correspondente, com $n=33$	78
Tabela 6.3 - Matriz de correlação das variáveis a condições <i>standard</i> de temperatura e pressão (20°C e 100 kPa). P – Profundidade, d – densidade, λ_{seco} – condutividade térmica das rochas secas, λ_{sat} – condutividade térmica das rochas saturadas, k_{seco} – difusividade térmica das rochas secas, k_{sat} – difusividade térmica das rochas saturadas, $pc_{p\ seco}$ – capacidade térmica das rochas secas, $pc_{p\ sat}$ – capacidade térmica das rochas saturadas, $c_{p\ seco}$ – calor específico das rochas secas, $c_{p\ sat}$ – calor específico das rochas saturadas.....	79
Tabela 6.4 – Valor próprio e variância explicada pelos 7 eixos factoriais definidos pela ACP	84
Tabela 6.5 – Coordenada das variáveis seleccionadas nos eixos factoriais definidos pela ACP. A negrito estão os valores com importância estatisticamente relevante. P – Profundidade, d – densidade, λ_{seco} – condutividade térmica das rochas secas, λ_{sat} – condutividade térmica das rochas saturadas, k_{seco} – difusividade térmica das rochas secas, k_{sat} – difusividade térmica das rochas saturadas, $pc_{p\ seco}$ – capacidade térmica das rochas secas, $pc_{p\ sat}$ – capacidade térmica das rochas saturadas, $c_{p\ seco}$ – calor específico das rochas secas, $c_{p\ sat}$ – calor específico das rochas saturadas	85
Tabela 6.6 – Números na projecção das figuras 6.4 a 6.6 e parâmetros a que correspondem	86

Tabela 6.7 - Comparação entre os valores das propriedades térmicas obtidos neste trabalho com dados bibliográficos. Dados adquiridos a condições <i>standard</i> de pressão e temperatura, para rochas graníticas cujos poros se encontram preenchidos por ar. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica	91
Tabela 6.8 - Análise estatística básica realizada aos ensaios de rochas secas à temperatura ambiente (Ensaio 1 e Ensaio 2) de modo a perceber a variação entre os dois. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação em percentagem	92
Tabela 6.9 - Análise estatística básica realizada aos ensaios de rochas secas e saturadas à temperatura ambiente de modo a perceber a variação entre os dois. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação em percentagem	93
Tabela 6.10 - Análise estatística básica da amostra FA 89.4. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação em percentagem	94
Tabela 6.11 - Análise estatística básica da amostra FA 118.8. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação em percentagem	95
Tabela 6.12 - Comparação da condutividade térmica e da difusividade térmica considerando a amostra FA 27.4 como isotrópica com a condutividade térmica axial e radial e com a difusividade térmica axial e radial, dos ensaios considerando a mesma amostra como anisotrópica. λ – condutividade térmica, λ_{axial} – condutividade térmica axial e λ_{radial} – condutividade térmica radial, k – difusividade térmica, k_{axial} – difusividade térmica axial e k_{radial} – difusividade térmica radial.....	96

Índice de gráficos

Gráfico 5.1 – Histograma da distribuição dos valores da densidade.....	64
Gráfico 5.2 – Histograma da distribuição dos valores da condutividade térmica.....	67
Gráfico 5.3 - Histograma da distribuição dos valores da difusividade térmica.....	67
Gráfico 5.4 – Histograma da distribuição e polígono de frequências dos valores da capacidade térmica.....	68
Gráfico 5.5 – Histograma da distribuição dos valores do calor específico	68
Gráfico 5.6 – Variação da condutividade térmica em função do aumento da temperatura. λ – condutividade térmica	74
Gráfico 5.7 – Variação da difusividade térmica em função do aumento de temperatura. k – difusividade térmica	75
Gráfico 5.8 – Variação da capacidade térmica em função do aumento da temperatura. ρc_p – capacidade térmica.....	76
Gráfico 5.9 – Variação do calor específico em função do aumento de temperatura. c_p – calor específico.....	76
Gráfico 6.1 – Gráfico de dispersão entre a profundidade e a condutividade térmica do ensaio com rocha seca.....	87
Gráfico 6.2 - Gráfico de dispersão entre a profundidade e a condutividade térmica do ensaio com rocha saturada	87
Gráfico 6.3 – Gráfico de dispersão entre a difusividade térmica e a capacidade térmica do ensaio com rocha seca	88
Gráfico 6.4 - Gráfico de dispersão entre a difusividade térmica e o calor específico do ensaio com rocha seca.....	88
Gráfico 6.5 – Gráfico de dispersão entre a capacidade térmica e o calor específico do ensaio com rocha seca.....	88
Gráfico 6.6 – Gráfico de dispersão entre a difusividade térmica e a capacidade térmica do ensaio com rocha saturada	89
Gráfico 6.7 – Gráfico de dispersão entre a difusividade térmica e o calor específico do ensaio com rocha saturada	89
Gráfico 6.8 - Gráfico de dispersão entre a capacidade térmica e o calor específico do ensaio com rocha seca.....	89
Gráfico 6.9 - Efeito do aumento da temperatura nas propriedades térmicas para a amostra FA 89.4	94
Gráfico 6.10 - Efeito do aumento da temperatura nas propriedades térmicas para a amostra FA 118.8	95

Capítulo 1 – Introdução

Desde os primórdios da história da Humanidade que o calor existente no interior do planeta é reconhecido, quer pelas exalações vulcânicas e todas as outras demonstrações da geodinâmica do planeta, quer pelas exurgências de águas quentes que originaram os ancestrais complexos termais e banhos quentes. Esse calor com origem no interior da Terra é a energia geotérmica, as suas concentrações exploráveis correspondem a recursos geotérmicos e a ciência que estuda os mecanismos de transporte de calor e as condições térmicas no interior do planeta é a geotermia. Os estudos geotérmicos permitem avaliar os recursos existentes, no que diz respeito à distribuição do calor nas camadas superiores da Terra e à quantificação do calor que pode ser extraído de uma forma economicamente viável.

Apesar do seu conhecimento remontar à Antiguidade apenas a partir do século XIX foi possível explorar ativamente recursos geotérmicos para propósitos industriais e de geração de eletricidade (IEA, 2011). Estimulado pelos avanços tecnológicos e científicos que permitiram uma melhor compreensão deste tipo de recurso, e pelo crescente interesse nos aspetos ambientais e socioeconómicos, a energia geotérmica começou a fazer parte do programa energético em conjunto com as restantes formas de energia renováveis e não – renováveis, numa tentativa de produzir energia suficiente para potenciar economicamente os países tanto desenvolvidos como subdesenvolvidos, e reduzir as emissões dos gases de efeito estufa.

Segundo a Agência Internacional de Energia, num relatório elaborado em 2011, a energia geotérmica detém o potencial para, até ao ano 2050, aumentar em 20 vezes a sua produção mundial de aquecimento e eletricidade, se existirem incentivos e consciencialização sobre os diferentes tipos de recursos geotérmicos existentes, que vão desde os conhecidos de alta entalpia até aos de baixa entalpia (IEA, 2011).

De acordo com o mesmo relatório, a Ásia e a Organização para a Cooperação e Desenvolvimento Económico (OECD) da América do Norte são apresentados como os países onde se prevê maiores desenvolvimentos em termos da produção de eletricidade pela energia geotérmica, seguidos pela OECD da Europa, pela Índia e China e pela África e Médio-Oriente (Fig. 1.1). Relativamente aos usos diretos do calor geotérmico, o relatório mostra que a OECD da Europa e a Índia e China são os países, que até 2050, mostrarão maiores desenvolvimentos neste domínio (Fig. 1.2).

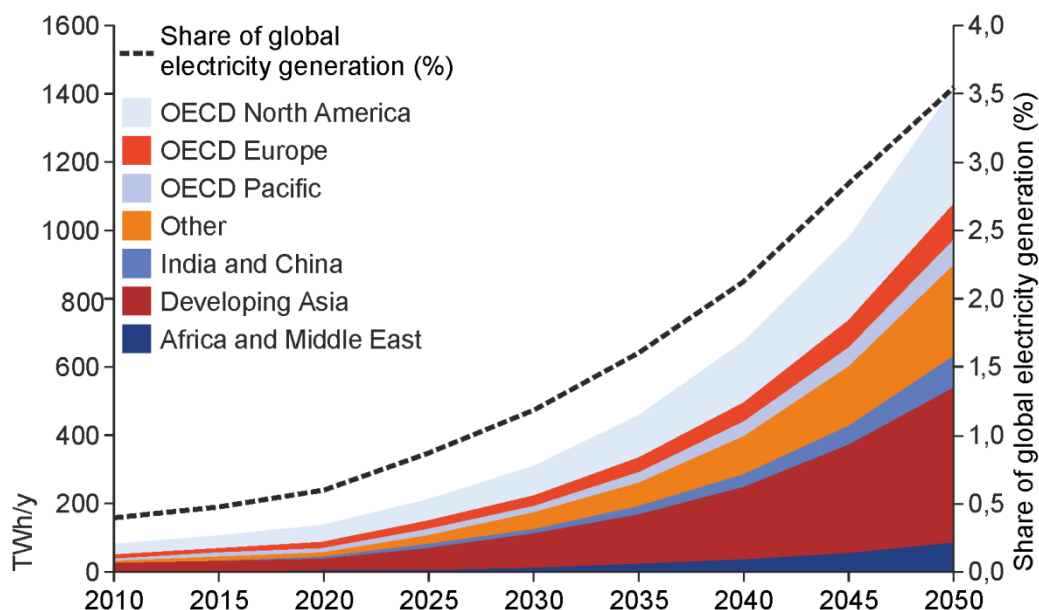


Figura 1.1 – Estimativas da produção elétrica gerada pela energia geotérmica por região (TWh/ano). IEA (2011)

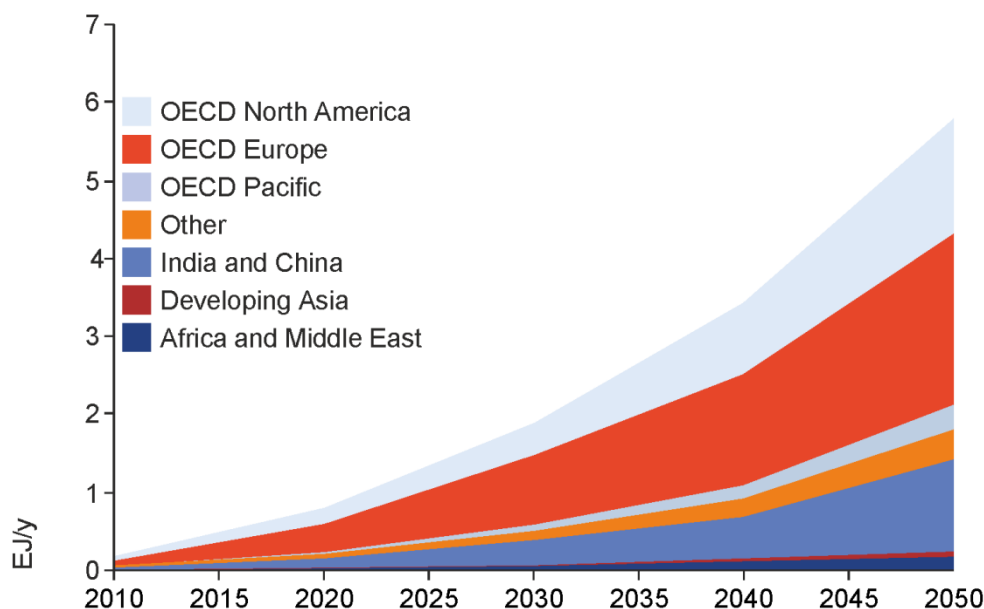


Figura 1.2 – Estimativas dos usos diretos do calor geotérmico por região (EJ/ano), não contabilizando as bombas de calor geotérmicas. IEA (2011)

Apesar do rápido desenvolvimento das aplicações geotérmicas, ainda existem desafios ao seu sucesso exploratório. Um desses desafios prende-se com a melhoria do conhecimento sobre reservatórios geotérmicos profundos e de pouca profundidade e a compreensão das características geológicas, estruturais e hidrogeológicas regionais, conhecimentos essenciais na caracterização das propriedades térmicas das rochas do local a explorar, pois existem diversos fatores que afetam a condução e armazenamento de calor dos materiais (Di Sipio *et al.*, 2013).

Na crosta as variações de temperatura com a profundidade são mais irregulares quando comparadas com o manto e núcleo terrestres, estando estas variações dependentes do conteúdo em isótopos radioativos das rochas e dos regimes tectónico e hidrológico. Informações locais mais específicas dos campos de temperaturas requerem análises adicionais do regime térmico, envolvendo modelação analítica ou numérica com base nas medições de propriedades térmicas das rochas dominantes no local, como condutividade, difusividade, calor específico, densidade e produção de calor radiogénico (Clauser, 2006).

O fluxo térmico terrestre, calculado a partir do gradiente de temperatura na crosta e da condutividade térmica das rochas, é usado para estimar temperaturas a maiores profundidades que os dados disponíveis. No entanto, é necessário considerar fatores como a distribuição dos elementos produtores de calor e a dependência da pressão e temperatura na condutividade térmica com a profundidade, que detêm um carácter influente nessas estimativas (Pribnow *et al.*, 1996).

1.1. Objetivos

Dada a importância do conhecimento das propriedades térmicas das rochas para estimativas de fluxos térmicos, o presente trabalho, realizado sobre os testemunhos graníticos recuperados do furo de sondagem AQ1 na vila de Almeida, detém como objetivos:

- Caracterização litológica e estrutural da sondagem AQ1 pelos testemunhos graníticos recuperados, assinalando a fracturação e a alteração metassomática;
- Caracterização da densidade e das propriedades térmicas dos materiais geológicos;
- Avaliação da influência de parâmetros como profundidade, grau de alteração metassomática, saturação em água, temperatura e anisotropia nas propriedades térmicas;
- Pesquisa de eventuais correlações entre os valores das propriedades térmicas e dos parâmetros anteriormente referidos.

1.2. Localização sumária da área em estudo

As rochas graníticas enquadram-se no Batólito Granítico das Beiras, cuja intrusão ocorreu no Carbónico superior. O furo tem uma profundidade de 931.30 m e a sua execução foi motivada por objetivos, primeiramente, de pesquisa e, posteriormente, de captação de água mineral nas Termas de Fonte Santa de Almeida. O furo localiza-se nas seguintes coordenadas Hayford-Gauss Militares – Ponto Central: M – 99807.11 m e P – 120239.75 m, a uma cota aproximada (NGP) de 526.45 m (Fig. 1.3).

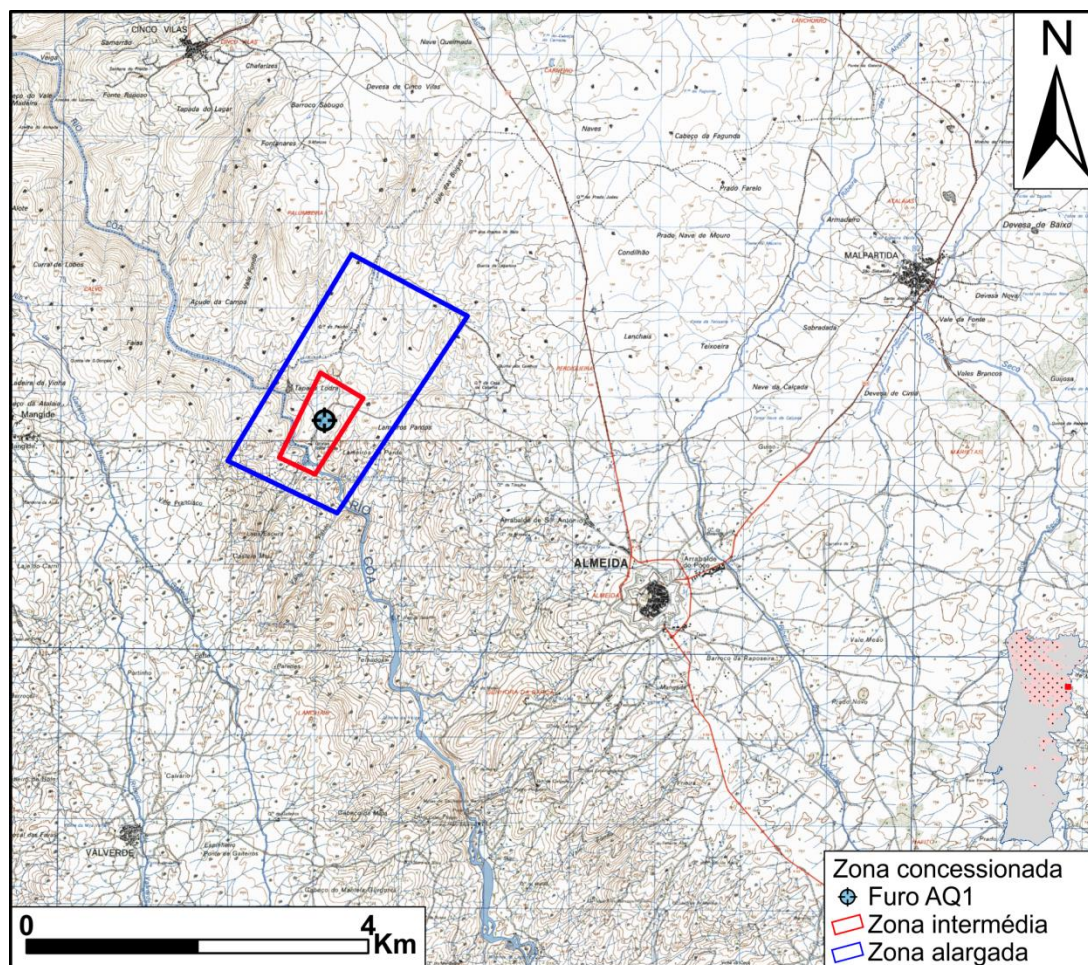


Figura 1.3 – Localização do furo de sondagem AQ1. A zona intermédia e alargada correspondem à área da proteção da concessão e serviram como limites da área de estudo

1.3. Apresentação dos capítulos

Em termos de organização este trabalho é iniciado pela fundamentação teórica do problema, naturalmente associado à produção de calor radiogénico e às propriedades térmicas, com ênfase para as rochas graníticas. Neste capítulo discute-se o conceito e qual a importância do calor radiogénico dentro das fontes térmicas do planeta; são elucidados os mecanismos de transferência térmica e a sua associação com a termodinâmica, e são expostos os conceitos sobre as propriedades térmicas e fatores que as controlam, assim como é explicado o método *transient plane source* com sensor *hot disk* utilizado, e as equações fundamentais de condução de calor no qual este se baseia. No terceiro capítulo é apresentado o enquadramento geográfico, geomorfológico, geológico e tectónico da área em estudo. O quarto capítulo explica a metodologia adotada, assim como todo o procedimento experimental para obtenção das propriedades térmicas e da densidade. No capítulo 5 apresentam-se os resultados obtidos da densidade e das propriedades térmicas. O sexto capítulo compreende a interpretação e discussão dos resultados obtidos. No capítulo final estão incluídas as considerações finais.

Capítulo 2 – Fundamentação teórica

Tratando-se a energia geotérmica do calor que se encontra armazenado no planeta, existem diversas questões que lhe estão associadas de modo a tirar o maior proveito possível da sua exploração e aplicações. Dentro dessas questões essenciais enquadram-se as fontes de energia calorífica e a sua localização, a quantidade de energia que essas fontes produzem, o modo como se efetuam as transferências de energia, assim como as propriedades térmicas dos materiais que possibilitam o armazenamento e transferência do calor.

Neste capítulo serão expostas algumas considerações sobre as fontes energéticas e a sua contribuição quantitativa para o calor existente no planeta, dando-se maior ênfase ao calor radiogénico proveniente do decaimento radioativo de isótopos presentes nas rochas crustais. Serão abordados os mecanismos de transferência térmica que atuam no planeta e que permitem o transporte calorífico entre diferentes zonas. Por fim, serão discutidas as propriedades térmicas das rochas e fatores que as influenciam, assim como a técnica utilizada nas medições das propriedades térmicas.

2.1. Fontes de calor terrestre

Os ganhos energéticos no interior do planeta devem-se tanto a fontes externas como internas. Dentro das fontes internas salientam-se o calor radiogénico produzido pelo decaimento de isótopos radioativos instáveis, o calor remanescente presente na Terra desde a sua formação, a energia potencial libertada por efeitos magmáticos e o calor de fricção produzido pela movimentação das falhas tectónicas. As fontes externas dizem respeito à radiação eletromagnética que a superfície terrestre recebe do Sol e à energia gravitacional pelas forças atrativas do Sol e da Lua sobre a rotação do planeta (Clauser, 2006).

De todas estas fontes energéticas que atuam no planeta para a produção de calor, as fontes internas possuem uma contribuição mais significativa (105.8 TW) comparativamente com as fontes externas (1.2 TW). Dentro das fontes internas, o calor radiogénico é tomado como o maior contribuinte para o fluxo térmico do planeta (25.7 TW), comparativamente com as fontes ditas não radiogénicas (16.7 TW) – energia potencial, calor remanescente e calor por fricção (Clauser, 2006). Pela figura 2.1 torna-se perceptível a maior contribuição percentual do calor radiogénico na potência térmica total do planeta.

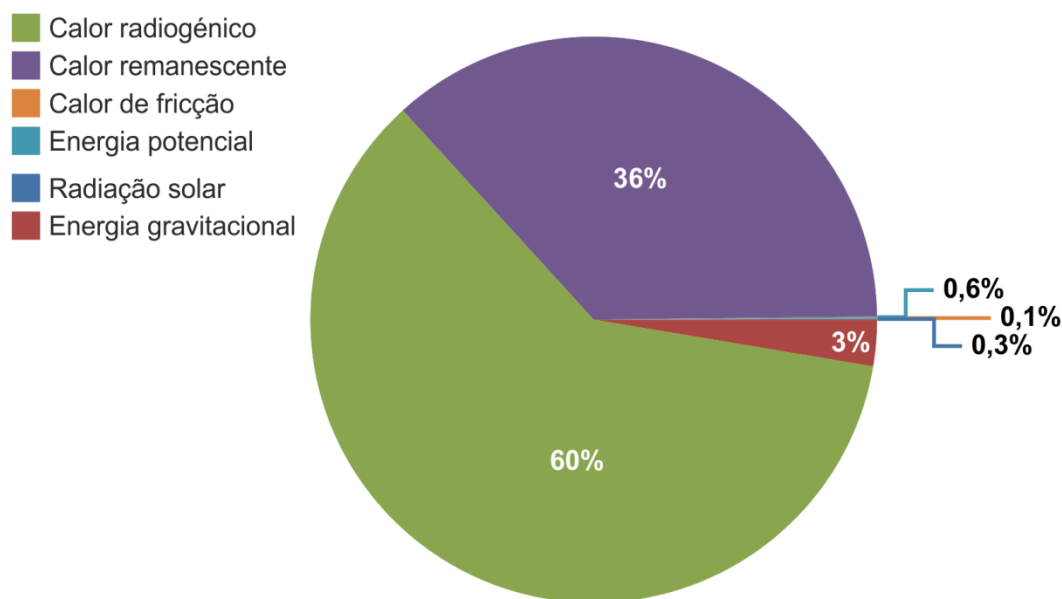


Figura 2.1 – Contribuição das fontes energéticas para a potência térmica do planeta. É perceptível o maior contributo das fontes internas, nomeadamente do calor remanescente e do calor radiogénico, comparativamente com as outras fontes de calor. Adaptado de Clauser (2006).

Dada a sua importância nas transferências de energia que operam na crosta durante a sua evolução (Godinho *et al.*, 1991) e na determinação da distribuição de temperaturas na litosfera (Vilà *et al.*, 2010), o calor libertado pelo decaimento dos elementos radioativos que integram a crosta, será a seguir tratado com maior detalhe.

2.1.1. Calor radiogénico

Estima-se que cerca de 60% do calor produzido pelo planeta provém das rochas da crosta continental enriquecidas em elementos radioativos, em particular o urânio, tório e potássio. Os primeiros dois ocorrem nos minerais acessórios das rochas, como são os casos da estrutura cristalina do zircão e monazite, por sua vez o potássio é um elemento maior ocorrendo nos minerais principais que constituem as rochas, como feldspatos e micas (Stober & Bucher, 2013; Pasquale *et al.*, 2014).

Estes elementos são considerados fontes de calor devido à instabilidade dos seus núcleos, que ao decaírem emitem energia, isto é, quando os seus isótopos radioativos decaem, eles emitem partículas energéticas (partículas α e β , neutrinos e antineutrinos) e radiação – gama. A matéria, para os neutrinos e antineutrinos, é considerada transparente e a maioria da energia carregada por eles é transmitida para o espaço. Em contraste, as partículas α e β interagem com as rochas, fazendo com que estas absorvam a sua energia cinética gerando calor (Clauser, 2006). No entanto, para que os elementos presentes nas rochas sejam considerados fontes caloríficas devem cumprir alguns requisitos como: a) os isótopos radioativos devem ser abundantes, b) os mesmos isótopos devem possuir um tempo de meia-

vida comparável com a idade da Terra, e c) a maior parte da sua energia de decaimento deve ser convertida em calor (Barbier, 1997, 2002; Clauser, 2006). Atendendo a estas condições apenas os isótopos dos elementos urânio, tório e potássio contribuem para a produção radiogénica no planeta.

O urânio natural é constituído por três isótopos: ^{238}U (99.28%) + ^{235}U (0.71%) + ^{234}U (0.01%) (Clauser, 2006; Pasquale *et al.*, 2014), mas apenas dois deles (238 e 235) geram séries de decaimento radioativo.

O ^{238}U dá origem a uma série onde ocorrem 14 decaimentos radioativos, emitindo 8 partículas α e 6 partículas β , até se tornar ^{206}Pb , um elemento estável não radioativo (Fig. 2.2) (Camargo, 1994; Pasquale *et al.*, 2014). Esta cadeia de decaimentos gera um total de cerca de 91.7 $\mu\text{W/kg}$ de energia (Pasquale *et al.*, 2014).

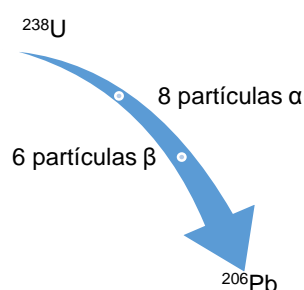


Figura 2.2 – Esquema ilustrativo e simplificado da cadeia de decaimento radioativo do isótopo ^{238}U para ^{206}Pb .
Adaptado de Camargo (1994) e Pasquale *et al.* (2014)

O ^{235}U decai por 11 etapas, com emissão de 7 partículas α e 4 partículas β , e o produto final é o ^{207}Pb (Fig. 2.3), gerando 575 $\mu\text{W/kg}$ de energia durante este processo (Camargo, 1994; Pasquale *et al.*, 2014).

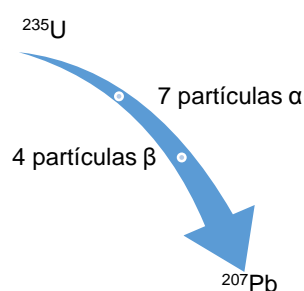


Figura 2.3 – Esquema ilustrativo e simplificado da cadeia de decaimento radioativo do isótopo ^{235}U para ^{207}Pb .
Adaptado de Camargo (1994) e Pasquale *et al.* (2014)

O tório natural é formado pelo isótopo ^{232}Th , que decai para ^{208}Pb (Fig. 2.4), com emissão de 6 partículas α e 4 partículas β , libertando 25,6 $\mu\text{W/kg}$ de energia (Camargo, 1994; Pasquale *et al.*, 2014).

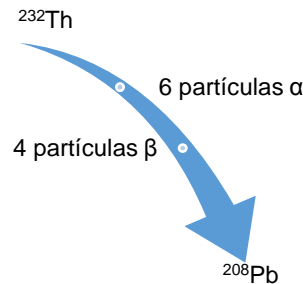


Figura 2.4 - Esquema ilustrativo e simplificado da cadeia de decaimento radioativo do isótopo Th^{232} para Pb^{208} . Adaptado de Camargo (1994) e Pasquale *et al.* (2014)

O isótopo radioativo do potássio é o ^{40}K , cuja abundância é de 0,0118%. Este isótopo apresenta apenas uma etapa de decaimento, transformando-se em ^{40}Ca pela emissão de partículas β (Fig. 2.5a) ou em ^{40}Ar pela captura de elétrons (Fig. 2.5b). A energia gerada por este isótopo é de 30 $\mu\text{W/kg}$ (Clauser, 2006; Pasquale *et al.*, 2014).



Figura 2.5 – Esquema ilustrativo e simplificado do processo de decaimento radioativo do isótopo ^{40}K para ^{40}Ca (a) e para ^{40}Ar (b). Adaptado de Pasquale *et al.* (2014)

A produção de calor radiogênico é uma propriedade petrofísica escalar e isotrópica independente da temperatura e pressão *in situ* (Rybach, 1976). O seu valor para rochas que possuem estes elementos pode ser estimado pelas suas concentrações¹, c_U (ppm), c_{Th} (ppm), c_K (%):

$$A_0 = \rho(9,51 c_U + 2,56 c_{Th} + 3,50 c_K)10^{-5} \quad (1)$$

$$A_0 = \rho(9,52 c_U + 2,56 c_{Th} + 3,48 c_K)10^{-5} \quad (2)$$

$$A_0 = \rho(0,097 c_U + 0,026 c_{Th} + 0,036 c_K)10^{-6} \quad (3)$$

¹ A equação 1 segundo Pasquale *et al.* (2014) foi proposta por Chiozzi *et al.* (2002); a equação 2 segundo Stober & Bucher (2013) é de Landolt-Börnstein (1992) e segundo Vilà *et al.* (2010) é de Rybach (1988) e a equação 3 segundo Pereira (1992) é uma adaptação de Rybach (1976) da equação proposta por Birch (1954).

Nas três equações, A_0 é a produção de calor radiogénico (W/m^3), ρ é a densidade das rochas (kg/m^3) e c_U , c_{Th} , c_K as concentrações dos elementos de urânio, tório e potássio, respetivamente.

Esta propriedade varia consoante o tipo de rocha, refletindo as condições geoquímicas existentes durante a formação das rochas – diferenciação magmática, sedimentação ou metamorfismo (Rybach, 1976). Para além de variar consoante o tipo de rocha também é possível observar correlações entre a produção de calor radiogénico A_0 com a densidade ρ e velocidade das ondas compressivas v_p – A_0 decresce com o aumento da ρ e da v_p (Rybach, 1976). Com respeito à relação entre a produção de calor radiogénico e a condutividade térmica, estas duas propriedades não apresentam qualquer tipo de correlação relativamente a rochas ígneas e metamórficas, no entanto é possível encontrar uma correlação entre estas propriedades e as rochas sedimentares, nomeadamente nas sequências areias/ *shales* – aumento no conteúdo de minerais argilosos levam a um aumento da produção de calor radiogénico e a um decréscimo na condutividade térmica destas rochas (Rybach, 1976).

A contribuição do decaimento radioativo para o fluxo térmico é descrita pela seguinte equação (Birch *et al.*, 1968 e Lachenbruch, 1968 in Glassley, 2010):

$$q = q_0 + D \times A_0 \quad (4)$$

Onde q é o fluxo térmico à superfície (mW/m^2), q_0 é o valor inicial do fluxo térmico sem contabilizar o decaimento radioactivo (mW/m^2), D é a espessura da crosta (m) onde a distribuição dos elementos radioactivos é aproximadamente homogénea e A_0 é a produção de calor radiogénico por volume de rocha ($\mu\text{W/m}^3$).

A combinação do fluxo térmico à superfície com a produção de calor radiogénico providencia estimativas sobre o campo térmico e estrutura da litosfera (Jaupart & Mareschal, 2007).

Como atrás referido, os elementos radioativos responsáveis pela produção de calor radiogénico localizam-se em minerais de feldspatos, micas, zircão e monazite e tendem a aumentar com o conteúdo em sílica, principalmente os elementos U e Th; por este motivo é expectável que rochas graníticas e outras rochas félsicas produzam quantidades mais elevadas de calor que as rochas máficas (Stober & Bucher, 2013; Pasquale *et al.*, 2014). Para além desta variação, a produção de calor radiogénico também varia consoante a idade dos litótipos, apresentando as rochas Arcaicas valores mais baixos que as rochas pós-Arcaico (Vilà *et al.*, 2010).

2.2. Mecanismos de transferência térmica

É de senso comum que quando existe geração de calor em determinado local este não permanece estático, movendo-se da zona mais quente para zonas mais frias. Este simples processo de movimentação de calor levou à descoberta do conceito de termodinâmica.

De um modo geral, a termodinâmica envolve os conceitos de armazenamento, transferência e transformação de energia, pelo estudo dos efeitos do trabalho, do calor e da energia num sistema (Ganguly, 2008; Tipler & Mosca, 2009; Klein & Nellis, 2012; Kroos & Potter, 2014).

Dentro do conceito de termodinâmica torna-se importante distinguir as noções de temperatura e calor, pois a temperatura corresponde a uma propriedade da matéria, enquanto o calor diz respeito à energia que flui devido ao diferencial de temperatura (Gupta & Roy, 2007). Em física, o conceito de calor refere-se estritamente à energia que é transferida para um corpo através de movimentos moleculares aleatórios ou por radiação, invés de algo que é encontrado ou criado por uma substância, isto é, o calor, assim como o trabalho, representa uma forma de energia que é transferida de um corpo para outro, não sendo uma propriedade inerente desse corpo (Job, 2006).

Tendo por base os conceitos de temperatura e calor, segundo a Lei Zero da Termodinâmica, a temperatura de um sistema define-se como a propriedade que determina se um sistema está ou não em equilíbrio térmico com outro sistema, quando estes são colocados em contacto térmico (Finn, 1993 in Gupta & Roy, 2007). Assim, por esta lei, quando dois ou mais sistemas estão em equilíbrio térmico, eles possuem a mesma temperatura (Gupta & Roy, 2007; Tipler & Mosca, 2009). Por sua vez, o calor define-se como a energia transferida entre dois sistemas a diferentes temperaturas, sendo esta energia originada a partir de outros tipos de energia de acordo com a Primeira Lei da Termodinâmica (Gupta & Roy, 2007). A Segunda Lei da Termodinâmica descreve a transmissão de calor que ocorre de um corpo com temperatura mais elevada para outro cuja temperatura é mais baixa (Gupta & Roy, 2007).

Segundo Carslaw & Jaeger (1959) existem três métodos distintos pelos quais ocorre a transferência de calor:

1. Condução, no qual o calor passa através da substância do próprio corpo;
2. Convecção, no qual o calor é transferido pela movimentação relativa de porções do corpo aquecido;
3. Radiação, no qual o calor é transferido diretamente entre porções distantes do corpo através de radiação eletromagnética.

Estes mecanismos influenciam a disponibilidade dos recursos exploráveis de energia geotérmica.

Dentro do planeta Terra, a condução é o principal mecanismo de transferência térmica na crosta e a convecção ocorre principalmente no manto.

2.2.1. Radiação

A radiação refere-se à transmissão de energia entre corpos sem que haja contacto físico entre eles, nem um meio interveniente, estando apenas dependente da temperatura dos corpos. Este mecanismo define-se como a transferência de calor através da radiação térmica, pela emissão e absorção de fótons térmicos que possuem comprimentos de onda no campo do infravermelho e numa pequena porção do campo do visível dentro do espectro eletromagnético (Gupta & Roy, 2007; Glassley, 2010; Banks, 2012).

O calor transferido para um corpo ou emitido por ele por radiação térmica depende de vários componentes, entre eles a refletividade, emissividade e área da superfície do corpo, assim como a sua temperatura e orientação geométrica relativamente ao encaixante. Por sua vez, a refletividade e emissividade estão dependentes das condições da sua superfície em termos de rugosidades, acabamentos entre outros e da sua composição (Gupta & Roy, 2007).

Para se perceber a radiação térmica deve-se ter em conta o conceito de *black body* (ou corpo negro), um corpo que apresenta as condições ideais de absorção e emissão qualquer que seja a temperatura. De acordo com a lei de Stefan-Boltzmann, o calor emitido por um *black body* para qualquer temperatura é dado pela seguinte equação (Gupta & Roy, 2007; Jaupart & Mareschal, 2011; Banks, 2012):

$$q_b = \sigma T^4 \quad (5)$$

Nesta equação q_b diz respeito ao fluxo térmico da radiação emitida pelo *black body* (W/m^2), T é a temperatura (K) e σ a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$).

Dado que nenhum material preenche os requisitos do conceito de *black body*, teve de ser definida a constante de emissividade para superfícies reais (Eq. 6) (Gupta & Roy, 2007):

$$\varepsilon = \frac{q}{q_b} \quad (6)$$

Sendo ε a constante de emissividade, q o calor irradiado por uma superfície real (W/m^2) e q_b o fluxo térmico da radiação emitida pelo *black body* (W/m^2).

A junção das equações 5 e 6 permite obter a expressão que traduz o fluxo térmico que é irradiado pela superfície de um corpo real (Eq. 7) (Gupta & Roy, 2007):

$$q = \varepsilon \sigma T^4 \quad (7)$$

Sendo a maior parte dos materiais terrestres opacos à radiação infravermelha, o transporte de calor por este mecanismo tem um papel fundamental na emissão de infravermelhos na superfície terrestre, no entanto em termos de transferência de energia ou de massa, o contributo da radiação é relativamente baixo (Glassley, 2010). Contudo, é uma ótima ferramenta na monitorização de fluxos térmicos na superfície terrestre, podendo-se recorrer a técnicas de deteção remota para caracterizar as propriedades superficiais, e cartografar a intensidade das emissões térmicas/ de infravermelhos à superfície para identificar anomalias térmicas (Watson, 1975; Glassley, 2010). Este método permite igualmente perceber a composição mineralógica e a distribuição térmica de sistemas geotérmicos ativos superficiais (Reath & Ramsey, 2012).

2.2.2. Condução

Usualmente todos os materiais tendem a atingir um estado isotérmico se não forem alvo de distúrbios durante um determinado tempo. Por definição, quando uma rocha ou outro material alcança este comportamento ele exhibe um estado de equilíbrio térmico (Glassley, 2010).

Caso uma fonte de calor seja posta em contacto com uma zona do material rochoso, ocorrerá uma perturbação a esse estado de equilíbrio, e a temperatura nesse local aumentará. Com o passar do tempo, observações e medições cuidadas demonstram que o calor provocado pela fonte se dispersará pelo material até se alcançar um novo equilíbrio (Glassley, 2010).

Esta mudança progressiva na temperatura do material deve-se ao mecanismo de condução, que reflete a transferência térmica através do contacto físico direto. Este processo é difusivo e não envolve a deslocação de massa, ocorrendo por transferência de energia cinética entre átomos ou moléculas do material, podendo ser conceitualizado como uma variação na frequência vibratória desses átomos ou moléculas que foram perturbados termicamente (Barbier, 1997, 2002; Banks, 2012; Glassley, 2010).

Assim, e voltando ao caso acima descrito em que uma fonte de calor é posta em contacto com um material rochoso, a vibração dos átomos dos minerais que formam a rocha vai aumentar no ponto de contacto devido à rápida vibração dos átomos da fonte de calor. Como os átomos dos minerais estão em contacto físico uns com os outros, o aumento da vibração propagar-se-á para os átomos vizinhos e a energia térmica é transferida para toda a rocha, até que se atinja um estado no qual a temperatura é a mesma em todo o corpo. A taxa à qual este equilíbrio é alcançado depende das propriedades térmicas do material, nomeadamente da condutividade e difusividade (Barbier, 1997, 2002; Glassley, 2010). Num regime térmico estacionário, isto é, quando a temperatura não sofre variações com o tempo, a condutividade

térmica expressa quão cedo o calor é transferido devido a uma variação espacial da temperatura. Por sua vez, sob condições térmicas dinâmicas, a difusividade descreve a taxa a que o calor flui (Pasquale *et al.*, 2014).

Quantitativamente, a condução de calor pode ser descrita pela equação de Fourier (Eq. 8), que expressa o fluxo de calor q (W/m) originado pelo produto da condutividade térmica λ (W/mK) de dado material com o gradiente de temperatura ΔT (K) em relação à distância Δx (m). O sinal negativo na expressão relaciona-se com o facto do fluxo de calor se dirigir das zonas de temperatura mais alta para as zonas de menor temperatura:

$$q = -\lambda \frac{\Delta T}{\Delta x} \quad (8)$$

Na Terra a condução de calor ocorre principalmente através das rochas sólidas pobremente condutoras que constituem a crosta e a litosfera, rochas estas que são constituídas por minerais que possuem poucos eletrões condutores. Nestes casos, a condução causada pela vibração da malha das rochas, é a principal responsável pela transferência de calor (Gupta & Roy, 2007).

2.2.3. Convecção

Como referido a condução de calor ocorre sem que haja movimentos de massa. Contudo, uma massa quente de um material qualquer que flua para uma região fria é também um meio de se realizar transferências térmicas, e a este processo dá-se a designação de convecção (Barbier, 1997, 2002; Gupta & Roy, 2007; Glassley, 2010). A transferência de calor por convecção ocorre pela combinação da condução molecular com o transporte de energia que foi criada pela movimentação das partículas da massa quente (Gupta & Roy, 2007; Banks, 2012).

Devido à existência de gravidade, materiais menos densos tendem a ascender sobre materiais mais densos. Num corpo planetário composto por materiais com diferentes densidades e distribuídos aleatoriamente, um eventual estado de equilíbrio pode ser encontrado quando os materiais estiverem ordenados, numa designada estratificação por densidades, que depende tanto da densidade como da viscosidade dos materiais. Na ausência de uma fonte de energia, uma Terra estratificada por densidades possui uma configuração estável no que respeita à distribuição dos seus materiais. No entanto, o núcleo externo é uma enorme fonte de energia que aquece continuamente a base do manto. Devido à natureza pouco condutora dos minerais e ao facto do manto servir como um isolante térmico do núcleo, o aquecimento da base mantélica leva à expansão dos minerais nessa zona, tornando-os menos densos e menos viscosos, o que originará uma instabilidade gravitacional experimentada pe-

las porções do manto inferior termicamente perturbadas. Este processo combinado de decréscimo tanto de densidade como de viscosidade sobrepõe-se à resistência de fluxo, originando flutuações de material e à ascensão do manto inferior aquecido até à superfície, num processo de convecção (Glassley, 2010).

Qualitativamente, a convecção necessita de determinadas condições físicas dos materiais para ocorrer, sendo elas a baixa viscosidade, uma significativa expansão térmica, a gravidade, a baixa condutividade térmica e uma temperatura elevada (Glassley, 2010). Estes fatores podem ser representados quantitativamente pela relação de Rayleigh:

$$R_a = \frac{(g \times \alpha \times \nabla T \times d^3)}{(\nu \times k)} \quad (9)$$

Nesta equação, R_a é o número de Rayleigh, g é a aceleração da gravidade (9,8 m/s²), α é o coeficiente de expansão térmica (1/K), ∇T é o gradiente de temperatura vertical (K), d é o intervalo de profundidades sobre o qual ocorre a variação de temperatura (m), ν é a viscosidade cinética (m²/s) e k é a difusividade térmica (m²/s).

A equação 9 fornece informações sobre a contribuição da condução e da convecção para a transferência térmica, pois valores de R_a superiores a 1000 domina a convecção, enquanto para valores de R_a menores que 1000 o mecanismo dominante é a condução (Glassley, 2010). No manto, o número de Rayleigh atinge o intervalo entre 10⁵ a 10⁷, dependendo da mineralogia, distribuição da temperatura e espaço para a convecção ocorrer (Anderson, 1989 in Glassley, 2010).

A convecção que ocorre dentro do planeta Terra pode ser de dois tipos: livre ou forçada. O primeiro refere-se ao livre movimento de uma massa fluida e é apenas controlado pelas diferenças de densidades das partículas quentes e frias do corpo. Por outro lado, a convecção forçada é motivada por forças externas, sendo exemplos deste tipo de convecção as nascentes termais e o vulcanismo ativo (Gupta & Roy, 2007; Banks, 2012).

2.3. Propriedades térmicas de rochas

A ênfase na investigação de isolantes geológicos e exploração de recursos geoenergéticos originaram uma necessidade de dados mais precisos sobre as propriedades termofísicas de rochas e outros materiais geológicos (Stephens & Sinnock, 1980), principalmente em sistemas onde existe a interação rocha – fluido, como reservatórios de hidrocarbonetos, geotérmicos, depósitos de lixo nuclear e zonas de *permafrost* (Somerton, 1992).

Entre as propriedades termofísicas que gerem a transferência de calor nas rochas da crosta terrestre, salientam-se a condutividade térmica, o calor específico e a difusividade tér-

mica, possuindo estas propriedades um interesse fundamental para as investigações geotérmicas (Schön, 2011) na medida em que se constituem como um dos pré-requisitos na projeção de instalações geotérmicas, particularmente as relacionadas com o transporte e armazenamento de calor no subsolo (Stober & Bucher, 2013).

Dentro das propriedades que caracterizam o transporte de calor, a condutividade térmica procura descrever o modo como o calor é conduzido numa substância enquanto a difusividade define a velocidade com que se efetua esse transporte. Tratando-se o calor de uma medida da movimentação das moléculas num dado material, a condutividade determina a eficiência da transmissão das vibrações de uma molécula para outra ou das transferências de eletrões. Por outro lado, a difusividade fornece informações sobre a rapidez com que essas vibrações são transmitidas (Glassley, 2010; Andolfsson, 2013). Relativamente às propriedades de armazenamento térmico, o calor específico refere-se à capacidade de um determinado material em conseguir armazenar calor (Maqsood *et al.*, 2004).

2.3.1. Condutividade térmica

A condutividade térmica define-se, em traços gerais, como a capacidade que dado material possui para a condução ou transmissão de calor sobre a forma de energia entre corpos adjacentes (Somerton, 1992; Maqsood *et al.*, 2004; Singh *et al.*, 2007; Eppelbaum *et al.*, 2014). Esta propriedade caracteriza a densidade de um fluxo térmico (q em W/m²) como resultado de uma variação da temperatura (∇T em K/m) do material (Schön, 2011). Por outras palavras, pondo a equação de Fourier em ordem à condutividade (λ em W/mK), é possível calcular o seu valor para determinado material isotrópico, não considerando a área do mesmo:

$$q = \lambda \nabla T \Leftrightarrow \lambda = \frac{q}{\nabla T} \quad (10)$$

O conhecimento desta propriedade térmica é um parâmetro fundamental na modelação geotérmica, dado que controla diretamente o campo estacionário de temperaturas e a difusão de calor nesse regime (Clauser, 2011; Di Sipio *et al.*, 2013).

2.3.2. Calor específico, capacidade térmica e capacidade calorífica

Por calor específico entende-se a capacidade de armazenar calor que determinado material possui. Este parâmetro corresponde à relação existente entre o calor introduzido no material e o produto da sua massa com o aumento de temperatura registado, de acordo com a seguinte equação (Schön, 2011):

$$c_p = \frac{Q}{m \cdot \Delta T} \quad (11)$$

Nesta equação, c_p corresponde ao calor específico a pressão constante, cuja unidade é J/kgK, Q é o calor introduzido no material em J/K, m é a massa desse material em kg e ΔT é o aumento de temperatura em K registado no material após a introdução de calor (Schön, 2011).

O calor específico pode também estar relacionado com o volume de amostra, quando invés de contabilizar a massa da amostra se contabiliza a sua densidade, passando-se a ter a capacidade térmica (Waples & Waples, 2004):

$$\text{Capacidade térmica} = (\text{Calor específico}) \times (\text{Densidade}) \quad (12)$$

A capacidade calorífica define-se como a variação da energia interna experimentada por um corpo quando este se encontra em contacto térmico com outro de temperatura mais elevada, devido à transferência de energia entre os corpos sob a forma de calor. Assim, a capacidade calorífica (C em J/m³K) está relacionada com a quantidade de calor (Q em J/K) necessária para aumentar a temperatura de uma amostra, com a variação da temperatura (ΔT em K) experimentada por essa amostra, com o seu calor específico (c em J/kgK) e com a sua massa (m em kg), como demonstra a seguinte equação (Clauser, 2006; Waples & Waples, 2004; Tipler & Mosca, 2009):

$$Q = \Delta E_{int} = C\Delta T = mc\Delta T \quad (13)$$

O calor específico nas rochas desempenha um papel importante na modelação térmica, pois como se trata de uma propriedade que tem tendência a aumentar com a temperatura, permite estabelecer uma relação entre as variações bruscas de temperatura com fluxos e gradientes térmicos (Waples & Waples, 2004).

2.3.3. Difusividade térmica

A difusividade térmica é uma propriedade que permite avaliar a evolução das variações de temperatura num determinado material, controlando a distribuição da temperatura em função do tempo (Gibert *et al.*, 2003; Schön, 2011). Esta propriedade está relacionada tanto com a condutividade como com a capacidade térmica pela seguinte equação:

$$k = \frac{\lambda}{c_p \rho} \quad (14)$$

Onde corresponde k à difusividade térmica em m²/s, λ é a condutividade térmica em W/mK e $c_p \rho$ é a capacidade térmica em J/m³K.

Esta propriedade térmica possui um carácter crucial na análise de transferência de calor, onde existem operações dinâmicas de aquecimento e arrefecimento do material, sendo a sua dependência com a temperatura fundamental para modelações geotérmicas (Somerton, 1992; Mottaghy *et al.*, 2007; Clauser, 2011).

2.4. Parâmetros que influenciam as propriedades térmicas

As características térmicas dos materiais estão dependentes tanto das suas propriedades microscópicas como macroscópicas e de fatores externos aos materiais como aumentos de temperatura e pressão.

No caso dos corpos rochosos as propriedades microscópicas envolvem a estrutura atômica, força das ligações e composição química dos elementos que formam os seus minerais constituintes e as propriedades macroscópicas compreendem a sua porosidade, o grau de saturação e o tipo de fluido presente nos espaços porosos, assim como a fase mineral dominante (Horai & Simmons, 1969; Clauser & Huenges, 1995; Glassley, 2010). Em alguns tipos rochosos, como rochas metamórficas e sedimentares, a anisotropia é também uma propriedade importante a considerar, no entanto as rochas ígneas plutónicas são geralmente consideradas isotrópicas devido ao arranjo aleatório dos seus grãos minerais (Clauser & Huenges, 1995).

Muitas vezes acontecem alterações das propriedades térmicas no mesmo tipo de rocha, devendo-se isso a variações na sua composição modal, no seu grau de compactação, de cimentação ou de alteração, mas também devido a anisotropias causadas pela fissuração que surge nas rochas (Stober & Bucher, 2013).

A pressão e a temperatura influenciam as propriedades térmicas em diferentes zonas da crosta. Na crosta superior o parâmetro dominante é a temperatura, enquanto na crosta inferior, em particular perto do limite crosta – manto, a pressão adquire importância, fazendo as propriedades térmicas das rochas dessa zona aumentarem linearmente com o seu incremento (Seipold, 1995).

2.4.1. Influência da composição mineralógica

Tratando-se as rochas de complexos agregados de minerais, a composição mineralógica afeta as suas propriedades térmicas, pois cada mineral, com a sua estrutura cristalina e composição química específica, tem uma resposta própria às transferências de calor.

Dentro do grupo dos principais elementos que constituem os minerais na crosta terrestre, é claro o domínio de elementos como Si, Al, Fe, Mg, Ca, K, Na e Ti (Kirsch, 1965 in Figueiredo, 2006). Cada um destes elementos possui condutividades térmicas próprias, sendo o Al o elemento que apresenta valores mais elevados dentro deste grupo (Fig. 2.6).

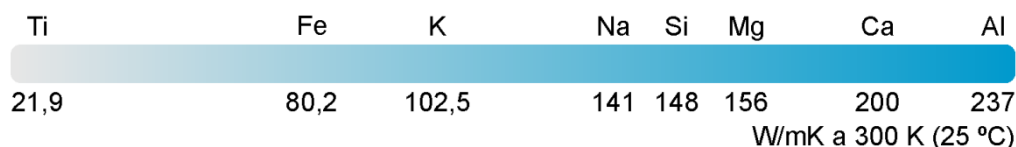


Figura 2.6 - Relação entre os elementos químicos principais na crosta terrestre e as suas respectivas condutividades térmicas. Adaptado de Figueiredo (2006)

Considerando apenas os aspetos químicos, seria expectável que os minerais de quartzo e feldspato conduzissem a uma subida tanto na condutividade como na difusividade térmicas das rochas. No entanto, existe uma complexa relação do tipo de ligações envolvidas e da rede cristalina formada que afeta esta relação, não a tornando assim tão linear (Horai & Simmons, 1969; Figueiredo, 2006). Os minerais de feldspato apresentam um sistema cristalino monoclinico enquanto os minerais de quartzo possuem um sistema hexagonal (Gupta & Roy, 2007), o que, neste último caso, favorece a condutividade térmica do mineral. Acresce que na ligação silício – oxigénio típica dos minerais silicatados à maior quantidade de átomos de oxigénio partilhados observando-se uma maior condutividade térmica do mineral (Horai & Simmons, 1969; Schlumberger, 1989). Horai & Simmons (1969) salientam, ainda, que dentro de um grupo de minerais de estrutura cristalina semelhante, existe uma relação inversa entre a condutividade térmica e os pesos atómicos dos elementos que formam o cristal, tendo a condutividade tendência a decrescer com o aumento dos pesos atómicos.

A diferença de condutividades térmicas entre diversos minerais que constituem as rochas, assim como entre diferentes tipos de rochas está presente na figura 2.7.

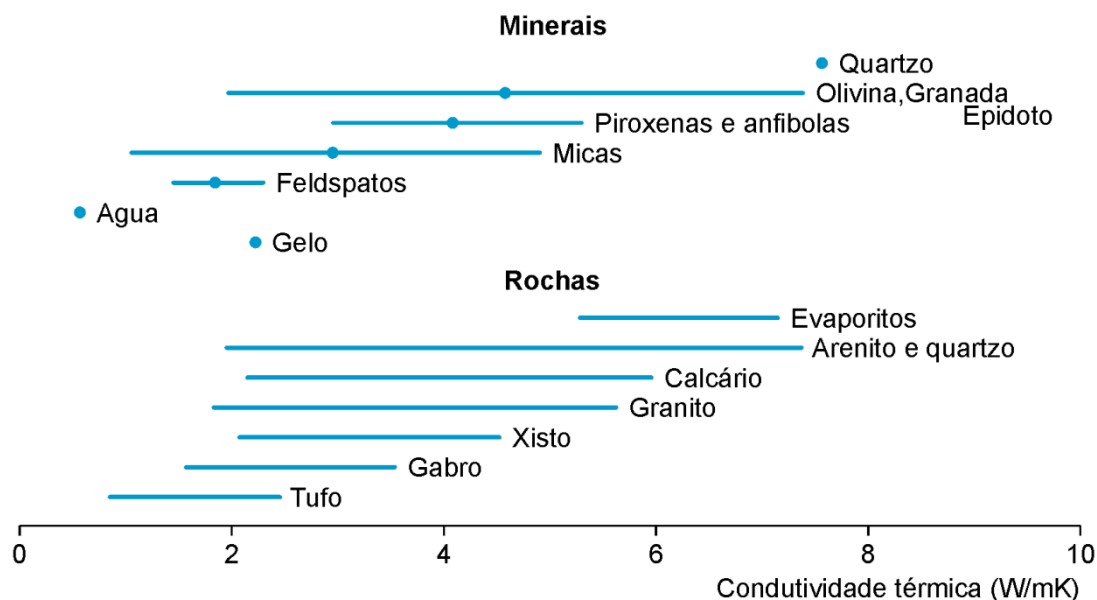


Figura 2.7 - Intervalo de condutividade térmica para alguns minerais e rochas em condições de pressão e temperatura *padrão*. Adaptado de Schlumberger (1989)

Pela simples observação da figura 2.7, e sabendo que o quartzo e o feldspato são os minerais mais abundantes que compõe a maior parte das rochas na crosta terrestre, é possível concluir que rochas ricas em minerais de quartzo possuem condutividades térmicas mais elevadas quando comparadas com rochas cujo conteúdo feldspático é maior, podendo-se afirmar que existe uma relação linear entre a condutividade térmica da rocha e a proporção relativa desses minerais (Clauser & Huenges, 1995; Kukkonen & Lindberg, 1998, Glassley, 2010, Schön, 2011).

Diversos autores apresentam nos seus trabalhos valores de propriedades térmicas de diversos minerais e rochas (p. e. Kanamori *et al.*, 1968; Horai & Simmons, 1969; Horai, 1971; Drury, 1987; Robertson, 1988; Clauser & Hunges, 1995; Wapples & Wapples, 2004; Clauser, 2006; Glassley, 2010; Schön, 2011; Boulanouar *et al.*, 2013; Di Sipio *et al.*, 2013; Stober & Bucher, 2013; Eppelbaum *et al.*, 2014; Miao *et al.*, 2014). Na tabela 2.1 encontra-se um resumo da informação disponível para os principais minerais que constituem as rochas granitoides, assim como valores das propriedades térmicas para esse tipo de rochas.

Tabela 2.1 - Valores das propriedades térmicas das fases minerais principais constituintes das rochas graníticas em condições de pressão e temperatura *padrão* (1 bar e 25°C). Adaptado dos autores acima mencionados

Material (Rochas/ minerais)	Condutividade térmica (W/mK)	Difusividade térmica ($\times 10^{-6}$ m ² /s)	Capacidade térmica (MJ/m ³ K)	Calor específico (kJ/kgK)
Granito	2,1 – 4,1	0,91 – 1,3	1,59 – 3,07	0,75 – 1,22
Quartzo	6,5 – 7,7	3,80		0,70 – 0,74
Moscovite	2,28 – 2,32	1,03		0,76
Biotite	0,7 – 2,02	0,87		0,78
Feldspato				
Ortoclase	2,31 – 2,40	0,85		0,61 – 0,75
Albite	2,14 – 2,31	0,95		0,71
Anortite	1,68 – 1,69	0,95		0,71

Pela composição mineralógica dos corpos rochosos é possível correlacionar o tipo de rocha com as propriedades térmicas dos seus constituintes minerais mais abundantes (Clauser & Huenges, 1995; Kukkonen & Lindberg, 1998; Andolfsson, 2013). Clauser & Huenges (1995) apresentam no seu trabalho essa correlação para rochas plutónicas, vulcânicas, metamórficas e sedimentares. Na figura 2.8 está representada a relação entre diferentes tipos de rochas plutónicas e metamórficas e as suas fases minerais dominantes:

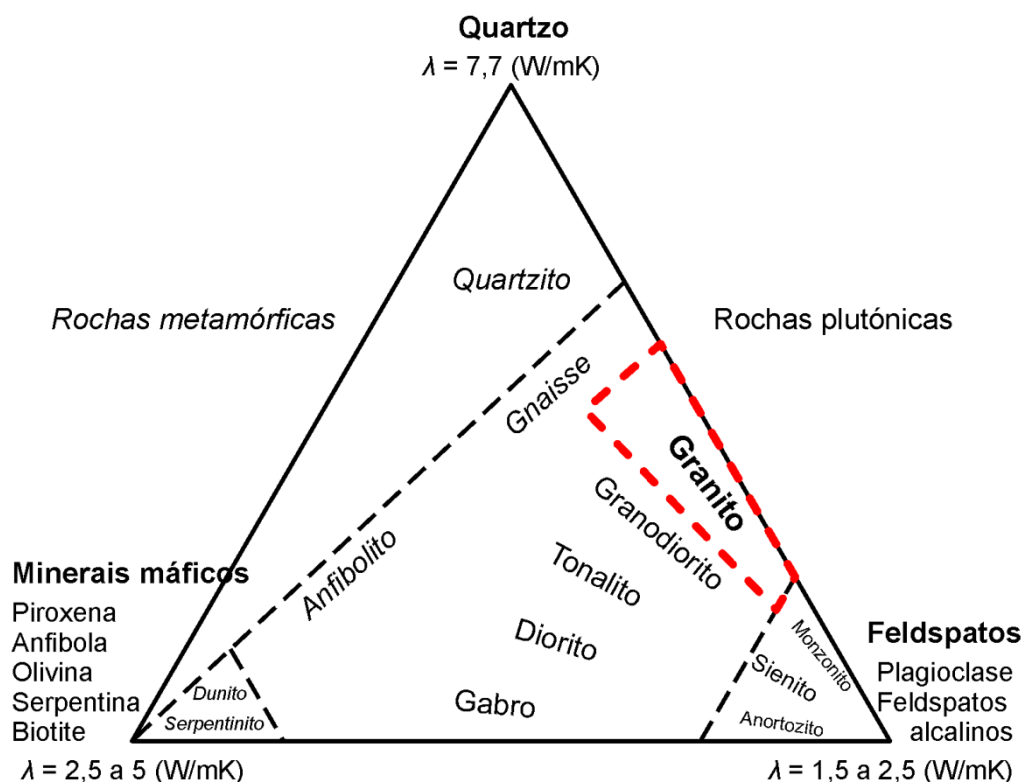


Figura 2.8 - Condutividade térmica dos principais minerais que constituem a composição mineralógica das rochas plutônicas e metamórficas. Adaptado de Clauser & Huenges (1995)

Para além da condutividade e da difusividade, também o calor específico é dependente da mineralogia, no entanto a variação relativa é muito mais estreita no caso do calor específico e a observada no caso da condutividade térmica. Quartzo, feldspato, micas, entre outros possuem valores na ordem dos 650 a 800 J/kgK, sendo que os minerais máficos possuem calores específicos mais baixos que os félsicos (Kukkonen & Lindberg, 1998).

2.4.2. Influência da porosidade, do grau de saturação e do tipo de fluido nos espaços porosos

Todas as rochas possuem uma determinada percentagem de vazios na forma de poros e fraturas que influenciam as suas propriedades. De um modo geral, quanto maior for a porosidade menor serão os valores das propriedades térmicas da rocha (Fig. 2.9 e Tabela 2.3) (Cho *et al.*, 2009; Cho & Kwon, 2010; Glassley, 2010; Stober & Bucher, 2013).

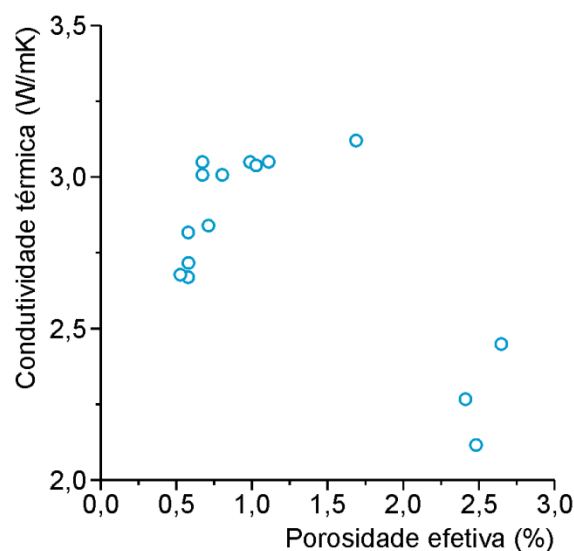


Figura 2.9 - Projeção de dados sobre a condutividade térmica de amostras graníticas versus a sua porosidade efetiva, sob condições de temperatura ambiente (25°C) e os poros das amostras preenchidos por ar, onde se pode confirmar o decréscimo da condutividade térmica das rochas face ao aumento da sua porosidade. Adaptado de Cho *et al.* (2009)

O grau com que essas propriedades decrescem com a porosidade depende do fluido que esteja a preencher os espaços porosos. A água e o ar são os fluidos de saturação mais comuns e possuem valores de condutividade e de calor específico bastante diferentes entre si (Tabela 2.2) e, em qualquer destes casos, sempre inferiores aos valores dos mesmos parâmetros dos minerais silicatados mais comuns nas rochas (Fig. 2.10) (Cho *et al.*, 2009; Cho & Kwon, 2010; Glassley, 2010; Schön, 2011; Stober & Bucher, 2013).

Tabela 2.2 – Valor de condutividade térmica e de calor específico para os fluidos mais comuns que ocorrem nos poros dos materiais. Adaptado de Stober & Bucher (2013)

Material (fluidos)	Condutividade térmica (W/mK)	Calor específico (kJ/kgK)
Ar	0,02	1,0054
Água	0,59	4,12

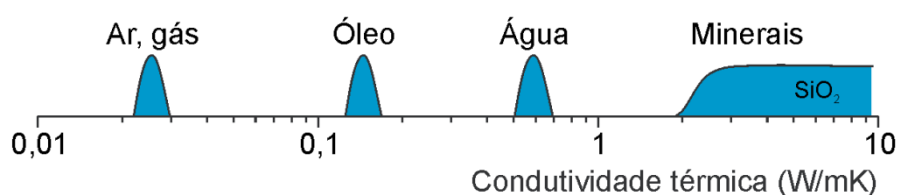


Figura 2.10 - Representação esquemática da distribuição da condutividade térmica de fluidos e de minerais silicatados. Adaptado de Schön (2011)

Assim, considerando duas amostras rochosas iguais, a condutividade térmica e o calor específico serão maiores na rocha que possuir todos os seus poros preenchidos por água, comparativamente à amostra cujos poros se encontram ocupados por ar (Tabela 2.3) (Cho *et al.*, 2009; Cho & Kwon, 2010; Glassley, 2010; Stober & Bucher, 2013):

Tabela 2.3 – Valores de porosidade efetiva separados em dois grupos – amostras com valores superiores a 2% de porosidade e amostras com valores inferiores a 2%, e respectivos valores de condutividade térmica e calor específico consoante o grau de saturação das amostras. Adaptado de Cho *et al.* (2009) e Cho & Kwon (2010).

Porosidade efetiva (%)	Grau de saturação (%)	Condutividade térmica (W/mK)	Calor específico (J/gK)
> 2	0	2,12	0,7692
	100	2,99	0,8247
< 2	0	3,12	0,7817
	100	3,62	0,8167

2.4.3. Influência da anisotropia

A anisotropia está presente em todos os materiais a diferentes escalas de observação, desde a microscópica à megascópica.

Na maioria das rochas ígneas plutônicas, como por exemplo os granitoides, assumidas genericamente como isotrópicas do ponto de vista geomecânico, a ocorrência de microfissuração pode só por si induzir um comportamento anisotrópico das propriedades físico-mecânicas desse meio aparentemente isotrópico (Kudo *et al.*, 1987; Nasser & Mohanty, 2008).

A uma escala macroscópica, a orientação aleatória dos cristais dentro das rochas pode levar a que a condutividade térmica dessas rochas pareça isotrópica em medições laboratoriais (Clauser & Huenges, 1995). Contrariamente à condutividade térmica, a capacidade térmica e o calor específico são sempre isotrópicos (Waples & Waples, 2004).

2.4.4. Influência da temperatura

A influência da temperatura nas propriedades térmicas desempenha um importante papel no comportamento térmico entre as rochas da crosta (Fig. 2.11). O conhecimento das propriedades mecânicas e de transporte a temperaturas elevadas nas rochas graníticas permite perceber diversos processos que ocorrem nas rochas da crosta, como falhas, atividade geotérmica, intrusões magmáticas e tectónica de placas (Heuze, 1983).

O efeito deste parâmetro nas propriedades de transporte térmico deve-se a fatores diretos e indiretos. A dependência direta manifesta-se pelo comportamento crescente ou decrescente dos valores das propriedades térmicas face ao aumento da temperatura dos materiais; indiretamente a temperatura induz variações de ordem física e química nos materiais rochosos, principalmente nas suas propriedades micro e macroscópicas, estando dependente da composição mineralógica desses materiais (Seipold, 1995; Seipold, 1998; Glassley, 2010).

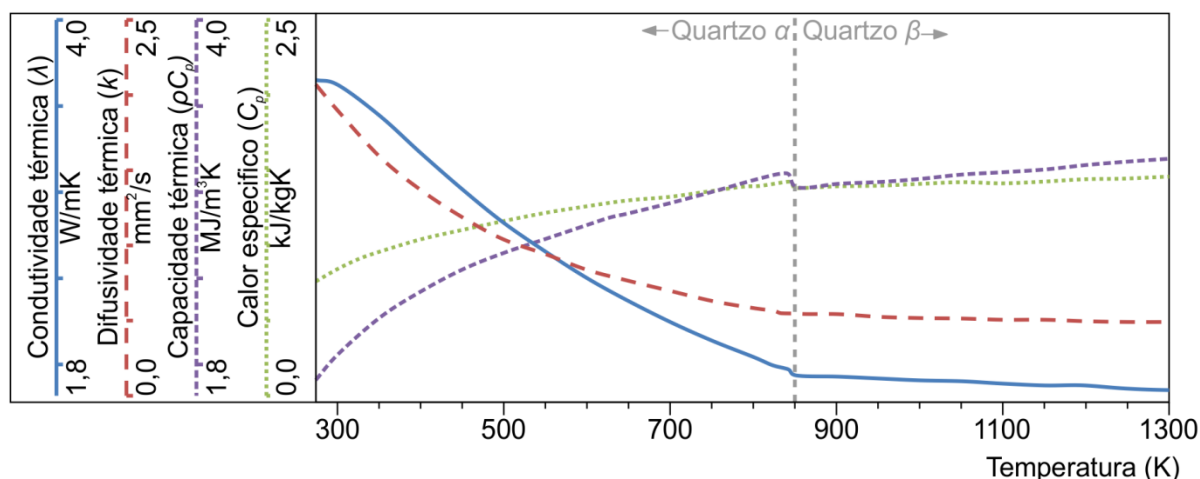


Figura 2.11 – Variação das propriedades térmicas em função da temperatura relativamente a materiais da crosta terrestre. Adaptado de Clauser (2011)

2.4.4.1. Influência da temperatura na condutividade térmica

Na maioria dos materiais com estrutura cristalina, a condutividade térmica decresce com o aumento da temperatura (Powell *et al.*, 1966 in Somerton, 1992). Teoricamente, a condutividade térmica deve variar com o recíproco da temperatura. Nos cristais mistos e desorganizados, a condutividade térmica varia mais lentamente que T^{-1} e podendo mostrar um ligeiro aumento com a temperatura (Somerton, 1992).

O decréscimo da condutividade térmica em função da temperatura está dependente do conteúdo mineralógico das rochas. Rochas com dominância em feldspatos apresentam uma diminuição menos significativa nos valores desta propriedade térmica em função do aumento da temperatura, enquanto rochas em que domina o quartzo ostentam decréscimos mais acentuados, como pode ser observado na figura 2.12 (Clauser & Huenges, 1995; Glassley, 2010; Clauser, 2011; Miao *et al.*, 2014).

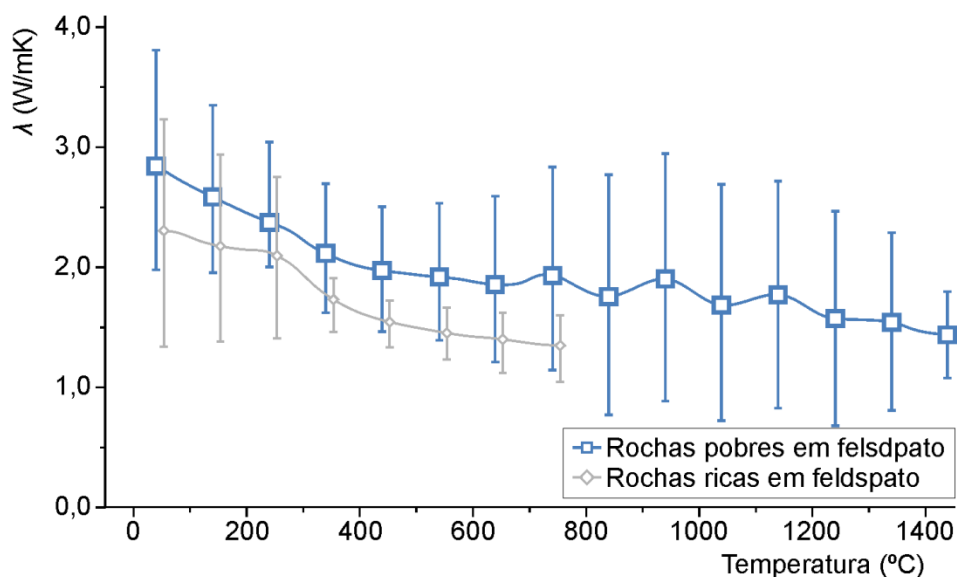


Figura 2.12 – Valores (símbolos) e desvio padrão (traços) da condutividade térmica de rochas plutônicas ricas em feldspato e de rochas plutônicas pobres nesse mineral. Adaptado de Clauser & Huenges (1995) e Clauser (2011)

Uma possível razão para este comportamento assenta no facto de alguns feldspatos, como por exemplo algumas plagioclases, mostrarem tendência oposta ao comportamento geral dos feldspatos, com tendência a aumentar a sua condutividade térmica em função da temperatura (Clauser & Huenges, 1995). Dada a maior homogeneidade composicional do quartzo relativamente àqueles minerais a tendência de variação é mais acentuada com acentuados decréscimos nas rochas onde o mineral domina com o aumento da temperatura (Glassley, 2010; Miao *et al.*, 2014).

O tipo de rocha também influencia o decréscimo da condutividade térmica em função da temperatura (Fig. 2.13).

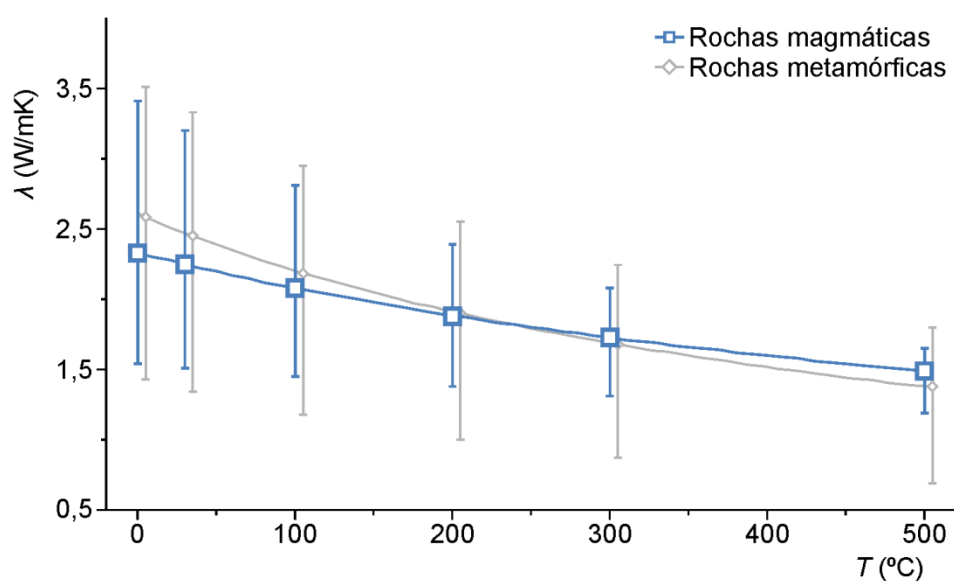


Figura 2.13 - Valores médios (símbolos) e intervalos de variação (traços) da condutividade térmica em função da temperatura para rochas ígneas e metamórficas. Adaptado de Vosteen & Schellschmidt (2003)

Seipold (1998) e Vosteen & Schellschmidt (2003) nos seus trabalhos concluíram que rochas com uma condutividade térmica relativamente alta mostram um decréscimo acentuado dessa propriedade térmica com o aumento da temperatura, e rochas cujo valor da condutividade térmica é baixo à temperatura ambiente possuem uma variação pequena com o aumento da temperatura.

2.4.4.2. Influência da temperatura na capacidade térmica e no calor específico

A capacidade térmica e o calor específico tendem a aumentar com o aumento da temperatura como se pode ver pelas figuras 2.11, 2.14 e 2.15 (Vosteen & Schellschmidt, 2003; Waples & Waples, 2004; Clauser, 2011). Este aumento relaciona-se com o arranjo dos átomos na estrutura cristalina dos minerais e o seu espaço para vibrações dentro dessa malha. Com o aumento da temperatura os átomos adquirem maiores movimentos oscilatórios o que leva ao incremento da sua energia cinética e da sua capacidade calorífica. Daí que minerais muito densos possuam um comportamento diferente face à temperatura que minerais com baixa densidade (Waples & Waples, 2004). Tratando-se as rochas de agregados minerais, o calor específico medido para diferentes tipos de rochas vai ser influenciado pelo comportamento dos seus minerais face ao aumento da temperatura.

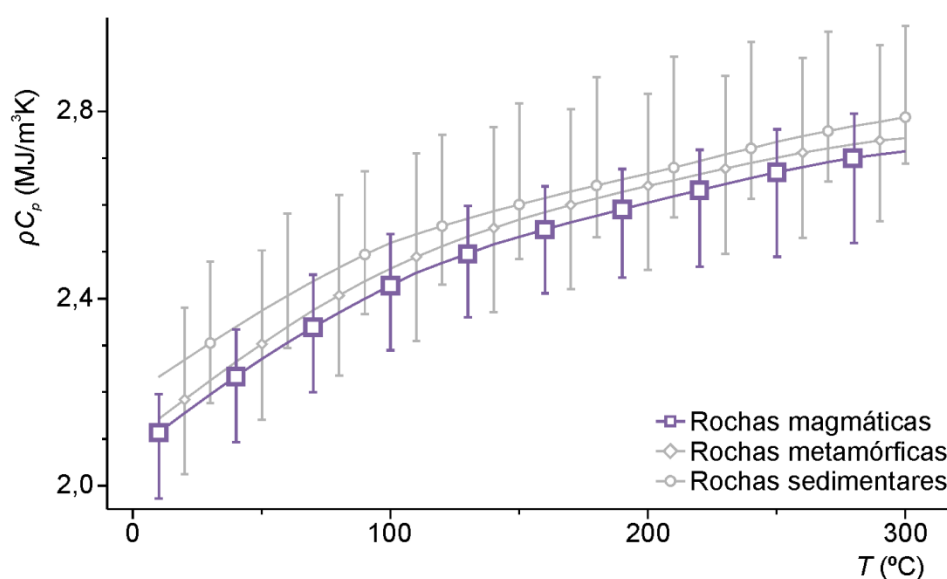


Figura 2.14 - Valores médios (símbolos) e intervalos de variação (traços) da capacidade térmica a pressão constante em função da temperatura para rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Adaptado de Vosteen & Schellschmidt (2003)

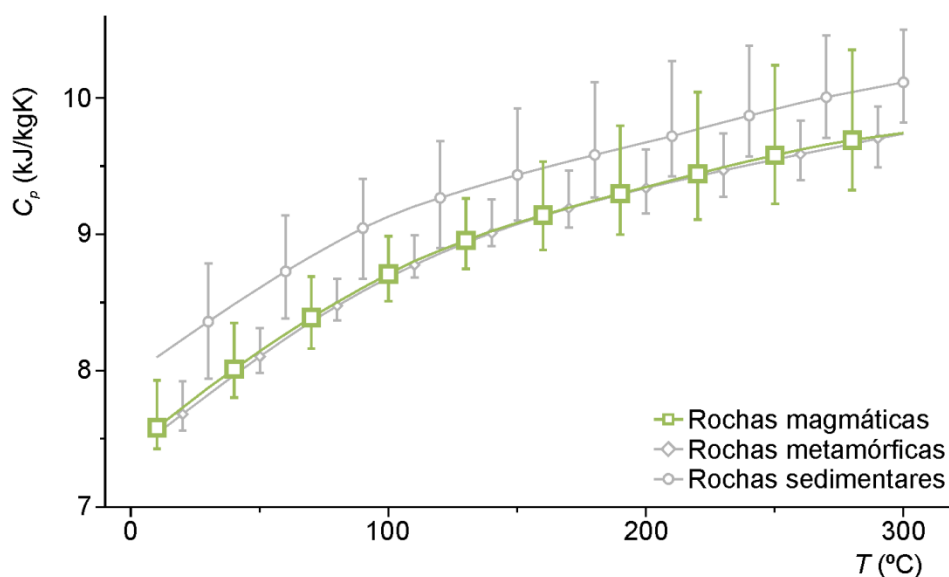


Figura 2.15 - Valores médios (símbolos) e intervalos de variação (traços) da capacidade térmica a pressão constante em função da temperatura para rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Adaptado de Vosteen & Schellschmidt (2003)

2.4.4.3. Influência da temperatura na difusividade térmica

Como a difusividade térmica corresponde à relação entre a condutividade e a capacidade térmica, o seu comportamento face ao aumento de temperatura está dependente naturalmente das variáveis utilizadas no seu cálculo. Como já atrás referido, a condutividade térmica decresce com o incremento da temperatura enquanto a capacidade térmica aumenta, o que se traduz na diminuição acentuada da difusividade térmica dos materiais rochosos quando expostos a temperaturas elevadas (Figs. 2.11 e 2.16) (Vosteen & Schellschmidt, 2003; Clauser, 2011; Miao *et al.*, 2014).

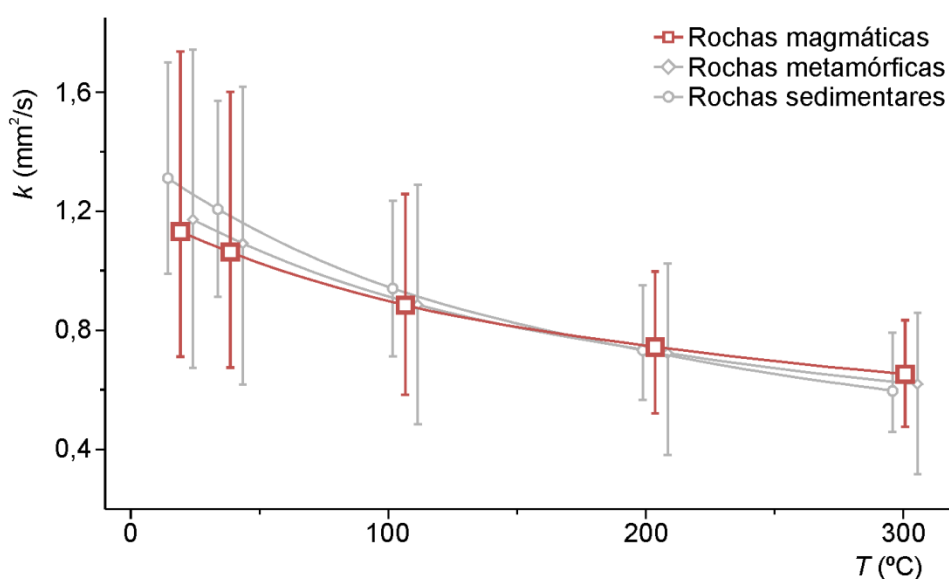


Figura 2.16 – Valores médios (símbolos) e intervalos de variação (traços) da difusividade térmica em função da temperatura para rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Adaptado de Vosteen & Schellschmidt (2003)

Para além da relação entre a difusividade com as outras propriedades térmicas, a componente mineralógica tem influência nesta propriedade e no seu decréscimo com a temperatura, pois enquanto o quartzo mostra elevados decréscimos nos seus valores de difusividade face ao aumento da temperatura, no caso dos minerais de feldspato o decréscimo é menos acentuado até aos 500°C e este comportamento é mesmo invertido a partir desta temperatura (Tabela 2.4) (Kanamori *et al.*, 1968).

Tabela 2.4 – Variação da difusividade térmica ($\times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) de alguns dos principais minerais constituintes de rochas com a temperatura. Adaptado de Kanamori *et al.* (1968) e Clauser & Huenges (1995).

Minerais	Temperatura (K)								
	300	400	500	600	700	800	900	1000	1100
Quartzo	5,24	2,79	1,92	1,42	1,17	1,02	1,21	1,34	1,46
Feldspato	7,09	6,67	6,49	6,71	6,99	7,30	7,81	8,33	8,93

Pela análise da tabela é visível um aumento da difusividade térmica do quartzo a partir dos 800 K, o que pode ser interpretado pela transição entre a fase α para a fase β (Kanamori *et al.*, 1968).

2.4.5. Influência da pressão

O aumento de pressão em 1 GPa leva a um aumento pouco significativo na condutividade térmica das rochas (Fig. 2.17), sendo por isso muitas vezes negligenciada a sua influência nas propriedades térmicas dos materiais da crosta terrestre, em especial na sua parte mais superficial (Clauser & Huenges, 1995; Miao *et al.*, 2014).

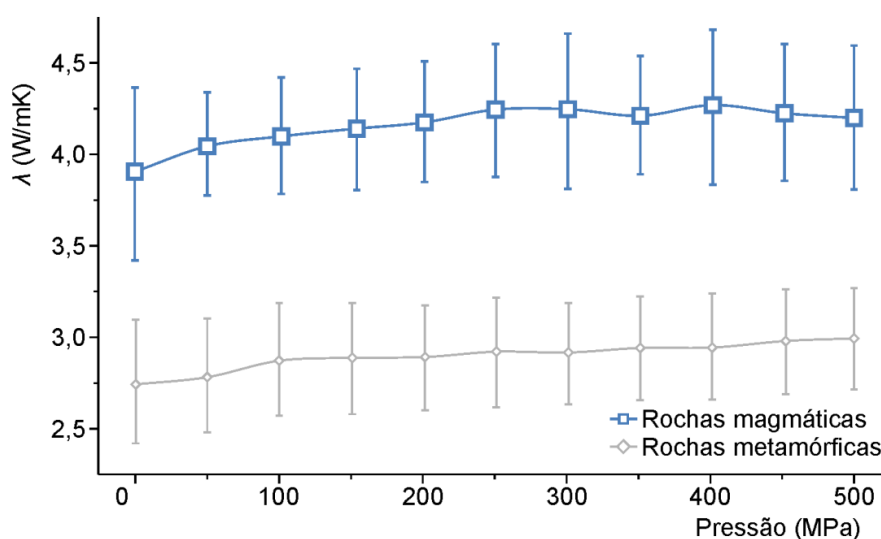


Figura 2.17 - Variação da condutividade térmica em função da pressão para rochas graníticas e rochas metamórficas. Adaptado de Clauser & Huenges (1995)

2.5. Métodos e técnica de medição das propriedades térmicas

Os métodos utilizados na medição das propriedades térmicas de materiais encontram-se divididos em duas categorias principais: os métodos de regime estacionário (*steady-state methods*) e os de regime dinâmico (*non-steady state methods* ou *transient methods*) (p.e. Somerton, 1992; Clauser & Huenges, 1995; He, 2005; Al-Ajlan, 2006; Figueiredo *et al.*, 2008).

Para os métodos de regime estacionário é necessário um aumento gradual de temperatura de forma a atingir o equilíbrio térmico em todo o volume de amostra (Somerton, 1992; Al-Ajlan, 2006; Alrtimi *et al.*, 2014). Por sua vez, os métodos de regime dinâmico envolvem uma variação temporal de temperatura por um sinal enviado que cria calor (Al-Ajlan, 2006; Figueiredo *et al.*, 2008), como é apresentado na figura 2.18, permitindo a obtenção de valores de calor específico volumétrico (capacidade térmica), de condutividade e difusividade térmicas (Gustavsson *et al.*, 1994; Al-Ajlan, 2006).

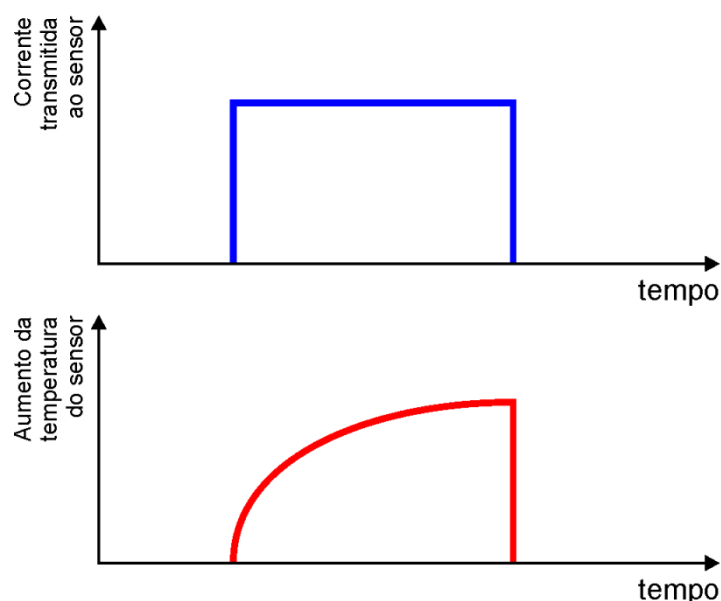


Figura 2.18 – Gráficos ilustrativos do funcionamento do método dinâmico. Como pode ser observado a injeção de corrente no sensor conduz a um aumento gradual de temperatura em função do tempo até que se cesse a corrente injetada (Hot Disk AB, 2013)

As vantagens do método estacionário face ao método dinâmico estão ligadas à possibilidade de realizar testes simulando mais facilmente condições ambientais de reservatório, possibilitando a avaliação direta do impacto de propriedades como pressão, temperatura e saturação de fluidos nos valores de condutividade térmica. No caso do método dinâmico é necessário o conhecimento prévio de valores de densidade e de capacidade calorífica da amostra, determinar os valores de difusividade térmica e, a partir destes testes, calcular os valores da condutividade térmica.

As vantagens do método dinâmico em relação ao estacionário residem no facto de este último permitir medições mais rápidas, dado que não é necessário atingir o equilíbrio térmico em toda a amostra (Somerton, 1992).

As medições das propriedades térmicas de rochas graníticas realizadas neste estudo tiveram por base o método de regime dinâmico *transient plane source* (TPS) com sensor *hot disk*.

2.5.1. Método *transient plane source* com sensor *hot disk* – princípio de funcionamento

O método TPS baseia-se no princípio básico de fornecimento de uma corrente elétrica constante, através de um sensor, a uma amostra inicialmente isotérmica durante um limitado período de tempo. Nesta situação, o sensor atua tanto como uma fonte de calor que faz aumentar a temperatura da amostra, e como um *resistance thermometer* que regista a variação temporal da temperatura (Al-Ajlan, 2006; Hot Disk AB, 2013; Warzoha & Fleischer, 2014).

O sensor *hot disk* possui um padrão em espiral dupla de níquel, cuja espessura é de 10 μm e com dimensões precisas relativamente à largura, número de enrolamentos e os seus raios. Este metal é eletricamente condutor, e encontra-se inserido entre duas folhas de um material eletricamente isolante – *kapton*, mica ou *teflon*, que protegem o formato da espiral, fornecem-lhe força mecânica e fazem com que fique isolado eletricamente (Gustavsson *et al.*, 1994; He, 2005; Al-Ajlan, 2006; Hot Disk AB, 2013; Alrtimi *et al.*, 2014; Warzoha & Fleischer, 2014; Zhang *et al.*, 2014).

Este sensor é então colocado entre as amostras que se pretendem medir, e durante um tempo pré-definido, são realizados 200 registos que permitem estabelecer a relação temperatura – tempo (Hot Disk AB, 2013).

2.5.1.1. Definições gerais dos parâmetros nos quais o método se baseia

Nas determinações efetuadas haverá que ter em conta a existência de um conjunto de parâmetros que podem induzir uma variabilidade significativa nos resultados finais, a saber: a) profundidade de dispersão da onda de calor (*probing depth*); b) tempo de medição (*measurement time*); c) potência de aquecimento (*heating power*); d) TCR (*Temperature Coefficient of Resistivity*); e) repetição entre ensaios (*repeated experiments*) há que compreender o seu significado (He, 2005; Hot Disk AB, 2013). Assim sendo:

a) *Probing depth* – o conceito de profundidade de dispersão da onda térmica baseia-se na hipótese teórica que pressupõe a amostra como um meio semi-infinito. As amostras devem respeitar um volume mínimo para que a onda térmica gerada não alcance os limites exteriores da amostra durante a medição. Esta profundidade de dispersão (Δp em mm^2) pode ser estimada pela seguinte equação (He, 2005; Al-Ajlan, 2006; Hot Disk AB, 2013):

$$\Delta p = 2\sqrt{kt} \quad (15)$$

Onde k corresponde à difusividade térmica (mm^2/s) e t ao tempo de medição (s).

Outro modo de estimar a profundidade de dispersão da onda térmica é calcular a distância mais curta desde o sensor à extremidade da amostra (Fig. 2.19) (Hot Disk AB, 2013).

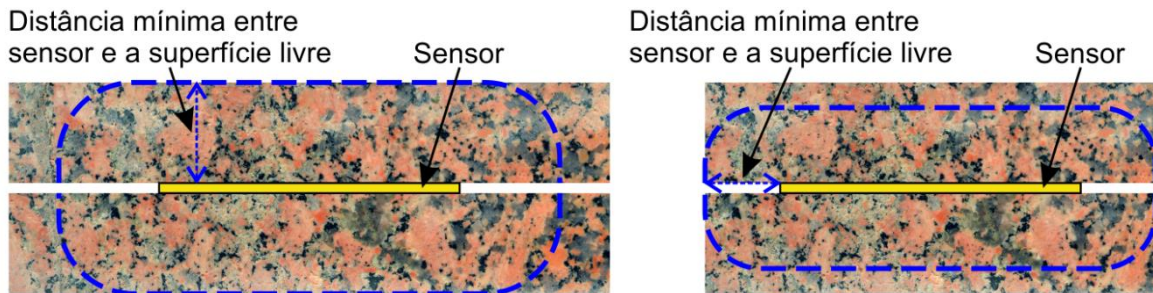


Figura 2.19 – Exemplo de duas amostras e das distâncias mínimas de dispersão da onda térmicas para que não hajam interferências externas às medições (Hot Disk AB, 2013)

No caso da profundidade de dispersão ultrapassar os limites da amostra, o tempo de medição não deve exceder o tempo característico, para que se possam obter resultados mais estáveis (Hot Disk AB, 2013).

b) *Measurement time* e *characteristic time* – o tempo total do registo dinâmico deve ser aproximado do tempo característico, significando isso que a utilização de sensores com diferentes raios numa mesma amostra leva a tempos de medição diferentes, onde o sensor de maior raio requer um tempo de medição maior. O tempo característico (θ) define-se por (Hot Disk AB, 2013):

$$\theta = \frac{r^2}{k} \quad (16)$$

Sendo r o raio do sensor (mm) e k a difusividade térmica da amostra (mm^2/s).

c) *Heating power* – a potência de aquecimento é dependente do tamanho do sensor utilizado e da condutividade térmica do material sob ensaio. Este parâmetro controla a potência fornecida ao sensor influenciando a variação da temperatura (He, 2005; Hot Disk AB, 2013). Sensores com raios menores requerem menos potência que os de raio maior (Hot Disk AB, 2013).

d) *Temperature Coefficient of Resistivity* – o conhecimento do valor deste parâmetro correspondente ao material que compõe o sensor, possibilita o cálculo da variação de temperatura a partir do aumento da resistência registado pelo sensor como uma função do tempo, possibilitando deste modo a avaliação das propriedades térmicas. O TCR é um parâmetro diretamente proporcional ao aumento de temperatura registado numa medição e inversamente proporcional à condutividade térmica do material (Hot Disk AB, 2013).

e) *Repeated experiments* – a repetição de ensaios apenas serve para estimar a precisão dos registos. Assumindo que a amostra se encontra num estado térmico com temperatura constante, o tempo de espera entre cada medição deve ser avaliado pela extensão da distribuição de temperatura no final do registo dinâmico, que corresponde a um diâmetro de $6\sqrt{kt}$. Posto isto, o tempo necessário para que a temperatura volte às condições isotérmicas, será este diâmetro ($3 \times \Delta p$) ao quadrado e dividido pela difusividade térmica do material (Hot Disk AB, 2013).

2.5.1.2. Avaliação dos resultados obtidos com os ensaios

Os resultados obtidos expressam-se sob a forma de gráficos de variação: a) variação de temperatura em função do tempo (*drift graph*), b) incremento de temperatura em função do tempo (*transient graph*), ou de ilustração dos resultados, como sejam c) dados calculados (*calculated graph*) e d) residuais (*residual graph*).

Os gráficos dos dados calculados e dos resíduos são determinantes para perceber se o ensaio realizado é fiável, e, em caso afirmativo, espera-se que os valores devem dispor-se de forma linear num gráfico ao tipo c) e com dispersão aleatória em torno de uma linha horizontal no caso de um gráfico de resíduos (Hot Disk AB, 2013).

2.5.1.3. Fundamentos matemáticos do método TPS e do sensor *hot disk*

Para uma interpretação dos resultados obtidos com a aplicação da técnica atrás descrita deve ter-se em conta um conjunto de princípios teóricos como os que a seguir se discutem.

2.5.1.3.1. Equação da condução de calor

A equação fundamental da condução de calor, assumindo um corpo como isotrópico e semi-infinito (He, 2005; Warzoha & Fleischer, 2014), tem por base a primeira Lei de Fourier (Eq. 17) que num meio isotrópico assume a condutividade térmica λ (W/mK) como uma constante de proporcionalidade entre o fluxo térmico q (W/m²) e o gradiente de temperatura em

profundidade ∇T (K/m). O sinal negativo deve-se ao fluxo de calor se dirigir para as zonas de temperatura mais baixa (Gupta & Roy, 2007; Stüwe, 2008; Pasquale *et al.*, 2014):

$$q = -\lambda \frac{dT}{dz} \quad (17)$$

A segunda Lei de Fourier (Eq. 18) descreve a variação do conteúdo energético H (J/m³) com o tempo t (s) em função da variação do fluxo térmico q (W/m²) com a distância à superfície (z , em metros). A origem do sinal negativo está na quantidade de fluxo térmico que entra numa unidade de volume de amostra ser maior que a quantidade de fluxo que sai dessa amostra (Stüwe, 2008):

$$\frac{dH}{dt} = -\frac{dq}{dz} \quad (18)$$

A relação entre a temperatura T (K), o conteúdo térmico H (J/m³) e a capacidade térmica ρc_p (J/m³K) é dada pela seguinte equação (Stüwe, 2008):

$$T = \frac{H}{\rho \cdot c_p} \quad (19)$$

As equações 17, 18 e 19 permitem que seja encontrada a equação da difusão pressupondo valores variáveis de condutividade térmica (Eq. 20) ou considerando a condutividade térmica como uma constante (Eq. 22) (Stüwe, 2008):

$$\rho \cdot c_p \frac{dT}{dt} = -\frac{d\left(-\lambda \frac{dT}{dz}\right)}{dz} \quad (20)$$

$$\frac{dT}{dt} = \left(\frac{\lambda}{\rho \cdot c_p}\right) \frac{d^2T}{dz^2} \Leftrightarrow \frac{dT}{dt} = k \frac{d^2T}{dz^2} \Leftrightarrow \frac{dT}{dt} = k \nabla^2 T \quad (21)$$

Na equação 21, k é a difusividade térmica (m²/s) que corresponde ao quociente entre a condutividade térmica λ (W/mK) e a capacidade térmica ρc_p (J/m³K) (Eq. 22).

$$k = \frac{\lambda}{\rho c_p} \quad (22)$$

A equação do diferencial da condução térmica (Eq. 23), também conhecida como Equação de Poisson (Gupta & Roy, 2007) descreve o campo de temperaturas num meio, desde que este seja isotrópico, a condutividade térmica independente da temperatura e não

existam fontes de calor (Carslaw & Jaeger, 2000 in He, 2005; Pasquale *et al.*, 2014). Esta equação coincide com a equação 21 em ordem ao diferencial de temperatura:

$$\frac{d^2T}{dx^2} + \frac{d^2T}{dy^2} + \frac{d^2T}{dz^2} = \frac{1}{k} \frac{dT}{dt} \Leftrightarrow \nabla^2 T = \frac{1}{k} \frac{dT}{dt} \quad (23)$$

A solução fundamental da equação 23 é dada pela equação 24, onde a temperatura final T (K) é o resultado da soma entre a temperatura inicial T_0 (K) e o fluxo de calor que atravessa num determinado meio (He, 2005):

$$T = T_0 + \frac{1}{(4\pi kt)^{3/2}} e^{-\frac{r^2}{4kt}} \quad (24)$$

Com uma fonte de calor Q (W/m³) a operar no sensor a partir do momento $t = 0$, ou seja quando o equipamento é iniciado, a equação do diferencial da condução térmica (Eq. 23) passa a designar-se por equação da condução dinâmica de calor (Eq. 25) e escreve-se do seguinte modo (Carslaw & Jaeger, 2000 in He, 2005; Warzhoa & Fleischer, 2014):

$$k\nabla^2 T + \frac{Q}{\rho \cdot c_p} = \frac{dT}{dt} \quad (25)$$

Com a fonte de calor a atuar, e sendo esta em função da posição e tempo ($Q = Q(\vec{r}, t)$), a solução da equação 25 é dada pela convolução de $\frac{Q}{\rho \cdot c_p}$ com a equação 24 (He, 2005):

$$T(\vec{r}, t) = T_0 + \int_0^t \int_{V'} \frac{Q(\vec{\xi}, t')}{\rho c_p} \frac{1}{(4\pi k(t-t'))^{3/2}} e^{-\frac{(\vec{r}-\vec{\xi})^2}{4k(t-t')}} d^3\vec{\xi} dt' \quad (26)$$

Na equação 26 $T(\vec{r}, t)$ é a temperatura final segundo a coordenada polar \vec{r} de uma fonte pontual ($\vec{r}_0 = (x_0, y_0, z_0)$) ligada em $t' = 0$, sobre o volume V' do material, e $Q(\vec{\xi}, t') = Q_0 \delta(\vec{\xi} - \vec{r}_0) \delta(t')$ com $\delta(x)$ com a função delta Dirac (He, 2005).

Pela equação 26, a solução da fonte pontual, ou seja do sensor, é obtida por (He, 2005):

$$T(\vec{r}, t) = T_0 + \frac{\frac{Q_0}{\rho \cdot c_p}}{(4\pi kt)^{3/2}} e^{-\frac{(\vec{r}-\vec{r}_0)^2}{4kt}} \quad (27)$$

Nesta equação $\frac{Q_0}{\rho \cdot c_p}$ passa a ter de unidades K/m³ (He, 2005). Q_0 é o calor total libertado pela fonte pontual (He, 2005) que se relaciona com a variação do conteúdo energético H com o tempo t do primeiro termo da segunda Lei de Fourier (Eq. 18). Esta relação é dada pela equação 28:

$$Q_0 = \int_{V'} \int_0^t Q(\vec{\xi}, t') d^3\xi dt' = H \quad (28)$$

A equação 27 permite também provar que o conteúdo calorífico leva ao aumento da temperatura na amostra em $\Delta T = T(\vec{r}, t) - T_0$, (He, 2005) dado que:

$$Q_0 = \int_{-\infty}^{\infty} \rho c_p \Delta T d^3\vec{r} = H \quad (29)$$

Para além da condição imposta pela equação 29, há que ter em consideração a equação 30 (He, 2005):

$$\sqrt{4\pi kt} = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-\frac{(x-x_0)^2}{4kt}} dx \quad (30)$$

Postas estas condições, a solução apresentada pela equação 26 não é mais que a integração da solução da fonte pontual (Eq. 27) sobre tempo e volume da fonte (He, 2005).

2.5.1.3.2. Equação do sensor *hot disk*

Devido ao formato em espiral dupla do sensor *hot disk*, este pode ser tratado como um sensor com um número m de anéis concêntricos igualmente espaçados que proporcionam uma densidade de potência uniforme em todo o sensor (He, 2005; Zhang *et al*, 2014). Assim, assumindo que a são os raios dos anéis (mm), o comprimento total do filamento de aquecimento constituinte do sensor é dado por (He, 2005):

$$L = \sum_{l=1}^m 2\pi l \frac{a}{m} = (m+1)\pi a \quad (31)$$

Assumindo que a quantidade de calor Q é contínua e ligada em $t = 0$, a equação que representa o aquecimento no sensor é dada pela equação 32 e o calor total libertado pelo sensor em função do tempo é dada pela equação 33 (He, 2005):

$$Q = Q_0 \sum_{l=1}^m \delta\left(r' - \frac{la}{m}\right) \delta(z') u(t') \quad (32)$$

$$H = \int_{V'} \int_0^t Q(\vec{\xi}, t') dV' dt \Leftrightarrow$$

$$H = \int_0^{\infty} Q_0 \sum_{l=1}^m \delta\left(r' - \frac{la}{m}\right) \delta(z') r' dr' \int_0^{2\pi} d\theta' \int_{-\infty}^{\infty} dz' \int_0^t u(t') dt' \Leftrightarrow$$

$$H = \pi a(m+1)Q_0 t \Leftrightarrow$$

$$H = LQ_0 t \quad (33)$$

A equação 33 relaciona a potência de saída P_0 (W) do sensor com a sua geometria e comprimento dos filamentos assim como com o calor libertado por unidade de comprimento e tempo, como é apresentado pela equação 34 (He, 2005):

$$P_0 = \pi a(m+1)Q_0 \quad (34)$$

De forma a perceber qual o aumento de temperatura aplicada ao sensor, apenas na sua superfície, recorre-se à integração da equação 26 não esquecendo que a potência do sensor é expressa pela equação 32, assumindo que $a = \frac{la}{m}$, considerando as coordenadas cilíndricas no plano $z = 0$ e como I_0 a função Bessel (He, 2005):

$$\begin{aligned} \Delta T(r, t) &= \frac{2\pi Q_0}{\rho c_p} \int_0^t \frac{dt'}{[4\pi k(t-t')]^{3/2}} \sum_{l=1}^m \frac{la}{m} e^{-\frac{(r^2 + \frac{l^2 a^2}{m^2})}{4k(t-t')}} I_0\left(\frac{r la}{2mk(t-t')}\right) \Leftrightarrow \\ \Delta T(r, t) &= \frac{P_0}{\rho c_p m(m+1)} \int_0^t \frac{dt'}{4[\pi k(t-t')]^{3/2}} \sum_{l=1}^m l e^{-\frac{(r^2 + \frac{l^2 a^2}{m^2})}{4k(t-t')}} I_0\left(\frac{r la}{2mk(t-t')}\right) \quad (35) \end{aligned}$$

Introduzindo uma nova variável de integração σ que corresponde a (He, 2005):

$$\sigma^2 = \frac{k(t-t')}{a} \quad (36)$$

Com esta nova variável tem-se $dt' = -2\sigma a^2 \frac{d\sigma}{k}$, quando $t' = t$, $\sigma = 0$ e quando $t' = 0$, $\sigma = \frac{\sqrt{kt}}{a}$. Esta última condição pode ser denominada por tempo característico e representa-se por $\tau = \frac{\sqrt{kt}}{a}$ (He, 2005; Hot Disk AB, 2013; Warzoha and Fleischer, 2014). Com esta nova variável, a equação 35 é expressa do seguinte modo (He, 2005):

$$\begin{aligned} \Delta T(r, t) &= \frac{P_0}{2\pi^{3/2} m(m+1) \rho c_p} \int_{\frac{\sqrt{kt}}{a}}^0 \left(\frac{-d\sigma}{k\sigma^2 a} \right) \sum_{l=1}^m l e^{-\frac{\left(\frac{r^2}{a^2} + \frac{l^2}{m^2}\right)}{4\sigma^2}} I_0\left(\frac{rl}{2ma\sigma^2}\right) \Leftrightarrow \\ \Delta T(r, t) &= \frac{P_0}{2\pi^{3/2} a m(m+1) \lambda} \int_0^\tau \frac{d\sigma}{\sigma^2} \sum_{l=1}^m l e^{-\frac{\left(\frac{r^2}{a^2} + \frac{l^2}{m^2}\right)}{4\sigma^2}} I_0\left(\frac{rl}{2ma\sigma^2}\right) \quad (37) \end{aligned}$$

Esta equação descreve o aumento de temperatura em qualquer ponto no plano $z = 0$ após o início de fornecimento de corrente ao sensor. A determinação do aumento médio da temperatura no sensor é dada pela equação 38 (He, 2005):

$$\Delta \bar{T}(\tau) = \frac{1}{L} \int_0^{2\pi} \Delta T(r, \tau) \sum_{k=1}^m \delta\left(r - \frac{k}{m}a\right) r d\theta \quad (38)$$

Pela substituição da equação 37 na equação 38 e pelo facto de $L = (m + 1)\pi a$, o aumento de temperatura médio na superfície do sensor é expresso pela equação 39 (He, 2005):

$$\Delta \bar{T}(\tau) = \frac{1}{(m + 1)\pi a} \frac{P_0}{2\pi^{3/2} a m (m + 1) \lambda} \int_0^\tau \frac{d\sigma}{\sigma^2} \sum_{k=1}^m \frac{ka}{m} \sum_{l=1}^m l e^{-\frac{\left(\frac{\sigma^2}{m^2}\right) + \left(\frac{l^2}{m^2}\right)}{4\sigma^2}} I_0\left(\frac{kl}{2m^2\sigma^2}\right) 2\pi \Leftrightarrow$$

$$\Delta \bar{T}(\tau) = \frac{P_0}{\pi^{3/2} a \lambda} D(\tau) \quad (39)$$

Pela equação 39 é perceptível que o aumento médio da temperatura no sensor *hot disk* é proporcional à função $D(\tau)$ (Gustavsson *et al.*, 1994; He, 2005; Hot Disk AB, 2013; Warzoha & Fleischer, 2014; Zhang *et al.*, 2014). Esta função adimensional corresponde à equação 40 (Gustavsson *et al.*, 1994; He, 2005; Al-Ajlan, 2006; Warzoha & Fleischer, 2014; Zhang *et al.*, 2014):

$$D(\tau) = \frac{1}{m^2(m + 1)^2} \int_0^\tau \frac{d\sigma}{\sigma^2} \sum_{\lambda=1}^m \lambda \sum_{l=1}^m l e^{-\frac{\lambda^2 + l^2}{4\sigma^2}} I_0\left(\frac{\lambda l}{2m^2\sigma^2}\right) \quad (40)$$

A técnica utilizada pelo sensor *hot disk* baseia-se a aplicação de uma corrente elétrica constante que leva ao aquecimento da amostra, permitindo a medição das suas propriedades térmicas. O aumento médio da temperatura na área do sensor pode ser monitorizado pela resistência total do sensor $R(t)$ (Ω) em função do tempo (Eq. 41), como o produto da resistência do sensor quando $t = 0$ (R_0 em Ω) com o coeficiente de resistividade térmica Ω (1/K), com a diferença de temperatura ΔT_i (K) que se desenvolve sobre as capas isolantes do sensor e com o aumento de temperatura $\Delta T_{ave}(\tau)$ (K) na superfície da amostra em contacto com o sensor (He, 2005; Al-Ajlan, 2006; Hot Disk AB, 2013; Zhang *et al.*, 2014):

$$R(t) = R_0[1 + \Omega \cdot (\Delta T_i + \Delta T_{ave}(\tau))] \quad (41)$$

A equação que traduz o aumento de temperatura registado pelo sensor corresponde à equação 41 em ordem às variações de temperatura (Al-Ajlan, 2006; Hot Disk AB, 2013):

$$\Delta T_{ave}(\tau) + \Delta T_i = \frac{1}{\Omega} \left(\frac{R(t)}{R_0} - 1 \right) \quad (42)$$

A determinação das propriedades térmicas pelo método TPS é possível por um processo de iteração, que é realizado por meio computacional com o aumento de temperatura *versus* $D(\tau)$, resultando numa linha reta, cuja equação da reta é (He, 2005; Hot Disk AB, 2013; Warzoha & Flischer, 2014):

$$y = \frac{P_0}{\pi^{3/2} a \lambda} x + \Delta T_i \quad (43)$$

Capítulo 3 – Enquadramento da área em estudo

3.1. Enquadramento geográfico e geomorfológico

A área em estudo, onde se integram o furo AQ1 e a nascente termal denominada Fonte Santa, localiza-se aproximadamente a 4 km a NW da Vila de Almeida, no distrito da Guarda, na fronteira entre as freguesias de Almeida, Valverde e Mangide (Fig. 3.1). Esta área integra-se nas cartas militares 183 – Almeida e 172 – Malpartida (Almeida) à escala 1:25000 do Instituto Geográfico do Exército, nos pontos de coordenadas Hayford-Gauss Militares – Ponto Central: M – 99807,11 m e P – 120239,75 m (Fig. 3.2).

Incluída na região Centro de Portugal Continental, a geomorfologia da área de estudo é dominada por uma zona aplanada, ligeiramente inclinada para Norte, pertencente à superfície de erosão da Meseta Ibérica² (Cortez, 2013). A altitude média a que se encontra é de 520 m, demonstrando esta zona uma maior variação de declives quando comparada com a restante área envolvente, motivado pela sua localização na encosta Este do vale do Rio Côa (Fig. 3.3).

O Rio Côa, geograficamente integrado na ampla bacia do Rio Douro, drena uma área de 2521 km². Com uma forma alongada estende-se com uma orientação grosseiramente N-S, maioritariamente sobre a superfície da Meseta Ibérica, em terrenos compostos por rochas do Complexo Xisto – Grauváquico ante-ordovícico e por rochas granitoides maioritariamente de idade Hercínica. Os seus vales apresentam um nítido contraste, sendo mais largos a montante e fortemente encaixados a jusante. A sua nascente localiza-se a NE da Serra da Malcata, no Lameirão, concelho do Sabugal, a uma altitude de 1070 m (Nunes, 2007). A bacia hidrográfica do Rio Côa confina a N com a bacia do Rio Douro, a NE com a da Ribeira de Santa Maria de Aguiar, a SE com a do Rio Águeda, a NW com a do Rio Távora, a SW com a do Rio Mondego e a S com a do Rio Zêzere.

O encaixe do rio faz-se ao longo dos sistemas NNE-SSW e WNW-ESE. A tectónica controla o rio e os seus vales tributários, dando à sua rede de drenagem um arranjo retangular, dependente das direcções das fraturas que cortam o maciço granítico. Junto à nascente termal Fonte Santa, o traçado do rio apresenta um aspeto mais sinuoso (Fig. 3.2), o que poderá significar uma maior densidade de fracturação na área envolvente (Cortez, 2013).

² **Meseta Ibérica** corresponde ao **Maciço Hespérico ou Ibérico**, a diferença entre estas terminologias baseia-se no contexto em que estão inseridas: em contextos geomorfológicos o termo meseta é mais utilizado, por sua vez em contextos geológicos recorre-se ao termo maciço (Ribeiro *et al.*, 1980; Soares de Andrade, 2005).

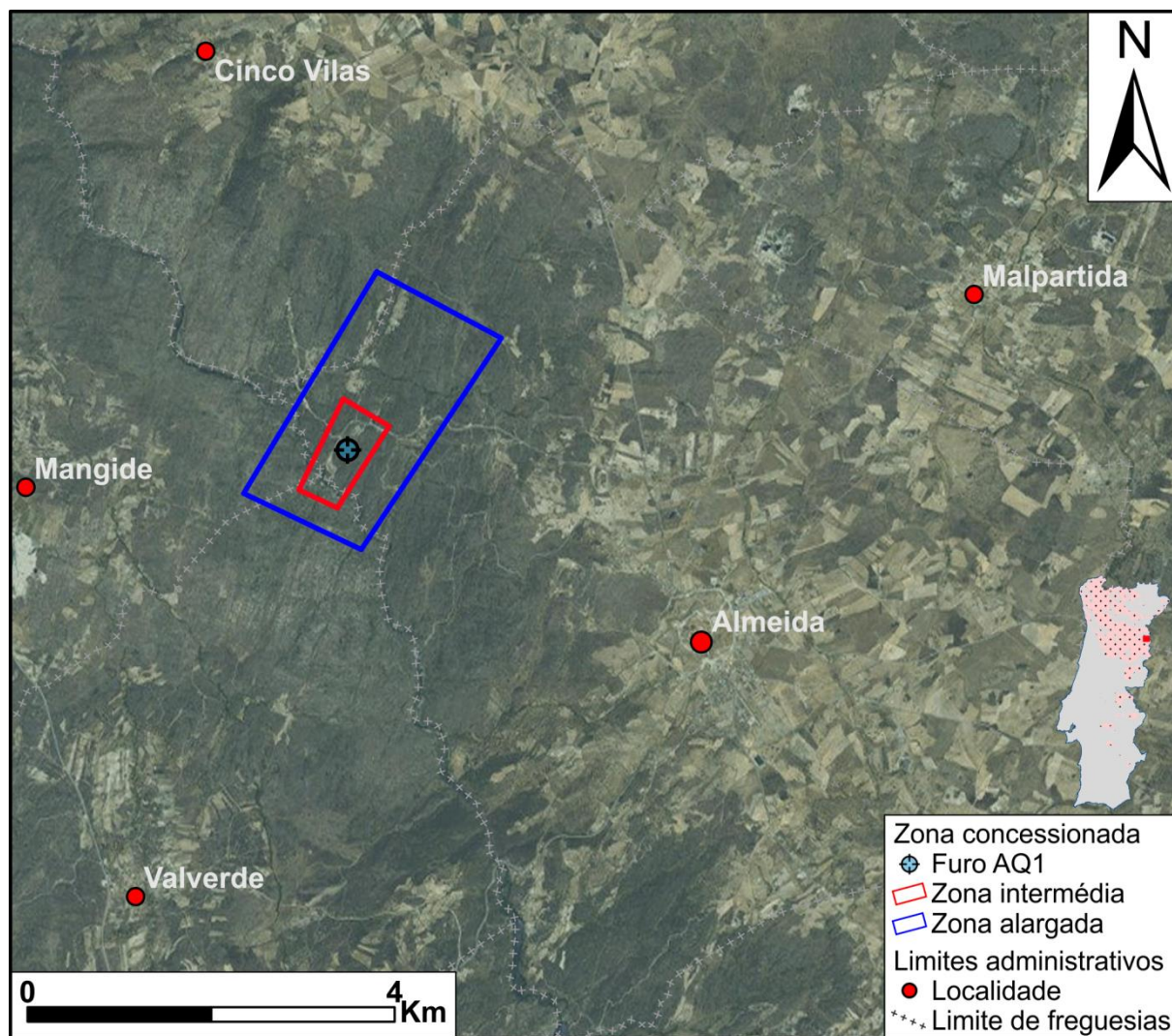


Figura 3.1 – Localização geográfica da área em estudo na região Centro de Portugal Continental bem como do furo AQ1 a NW da vila de Almeida

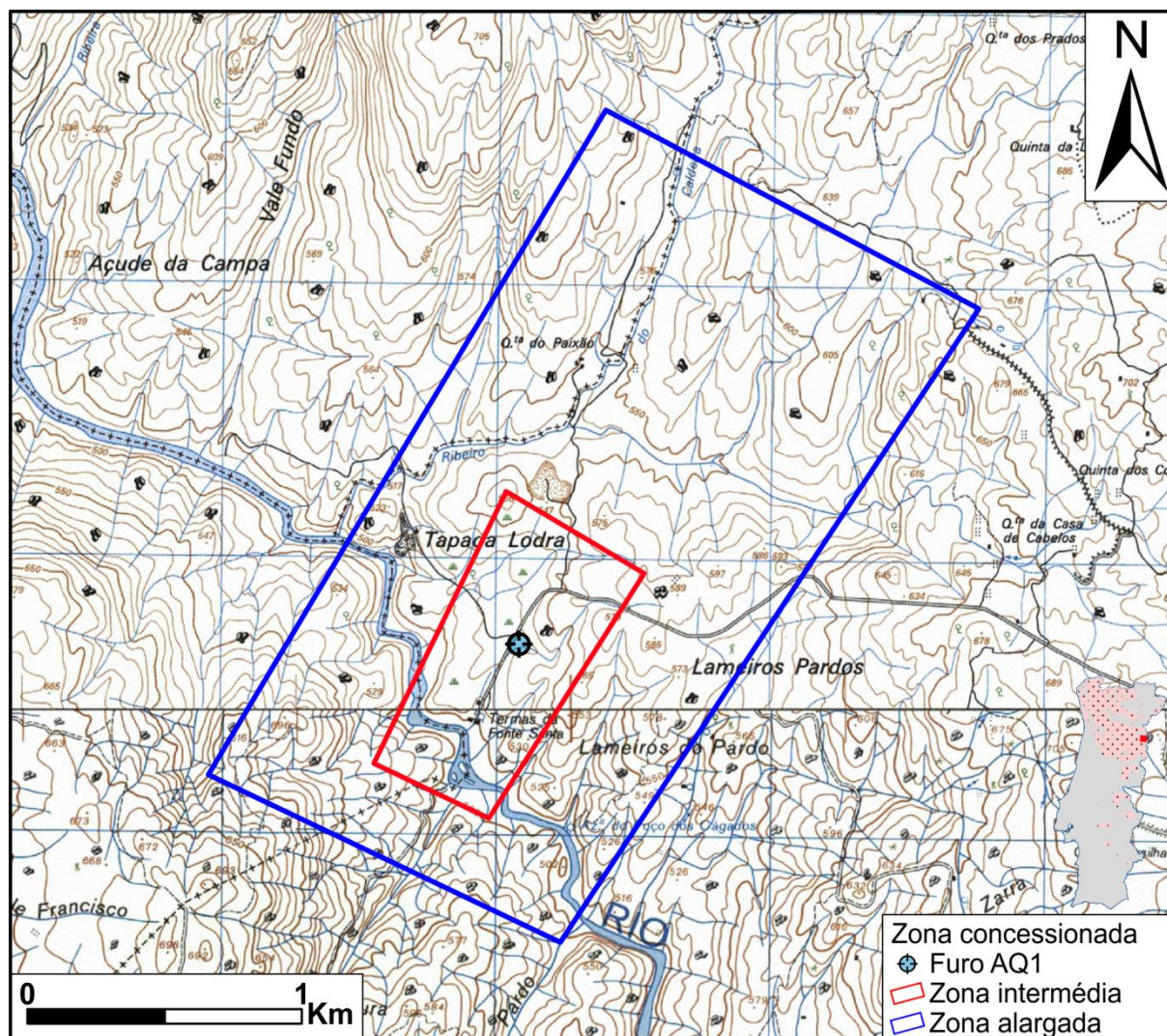


Figura 3.2 – Localização mais pormenorizada da área em estudo nas cartas militares 183 – Almeida e 172 – Malpartida (Almeida) à escala 1:25000 do Instituto Geográfico do Exército, onde se pode ver o posicionamento da nascente termal Fonte Santa e antigo complexo termal Termas de Fonte Santa bem como do furo AQ1. Destaque também para o traçado sinuoso que o Rio Côa apresenta nesta zona, seguindo a orientação das famílias de fraturas de orientação NNE-SSW e WNW-ESE

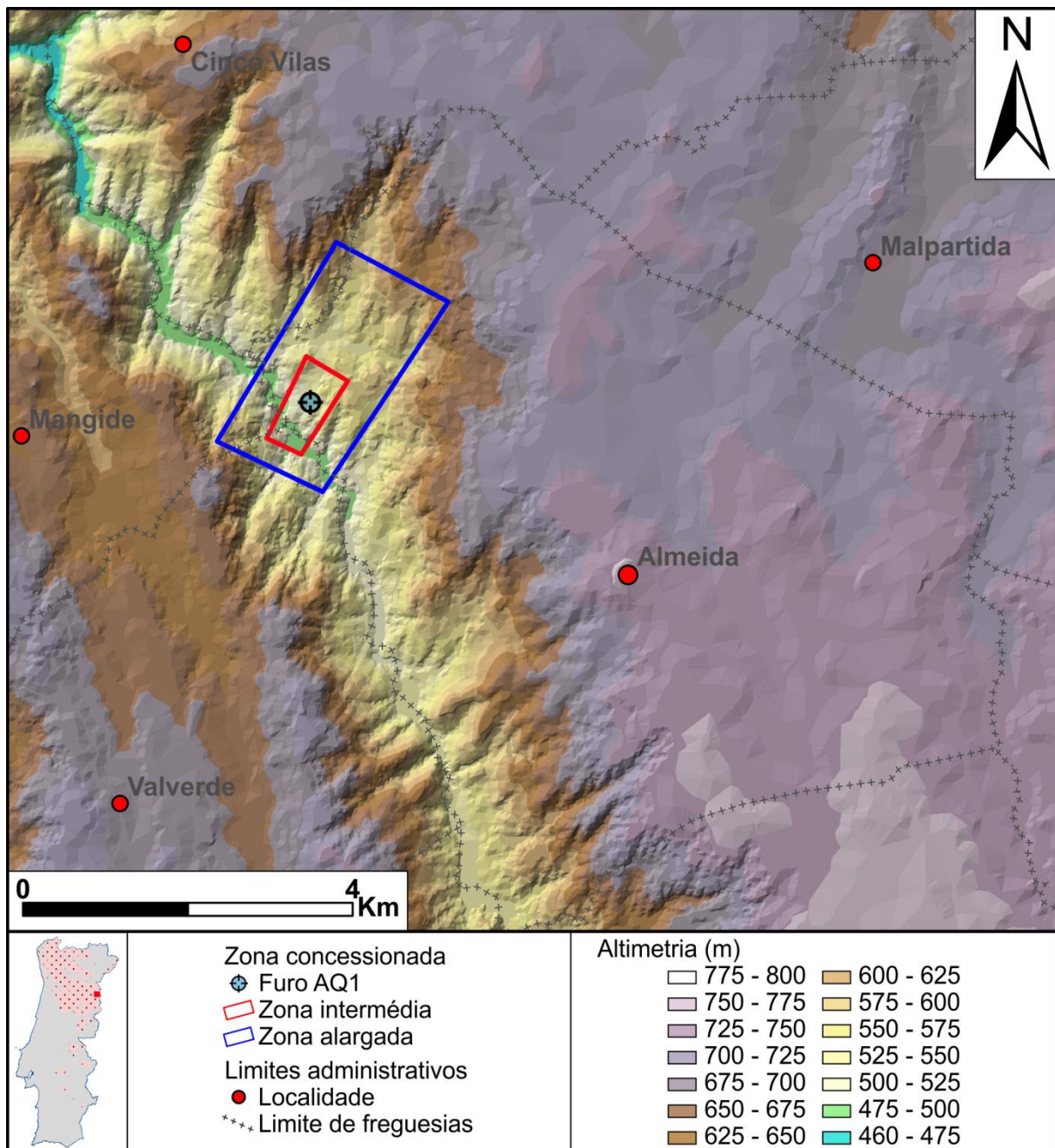


Figura 3.3 – Modelo Digital de Terreno (MDT), realizado pela altimetria das cartas militares, da área em estudo onde é perceptível a geomorfologia aplanada pertencente à superfície de erosão da Meseta Ibérica, assim como a maior variação de declives no vale do Rio Côa.

3.2. Enquadramento geológico e tectónico regional

As rochas granitoides presentes na área em estudo são datadas do Estefaniano³ e integram-se no batólito granítico das Beiras (Cortez, 2013) aflorante na Zona Centro-Ibérica do Maciço Hespérico e cuja implantação decorreu durante a orogenia Hercínica (ou Varisca), estando afetados por desligamentos tardi-hercínicos (ANEXO I – Enquadramento da área de estudo na Carta Geológica de Portugal à escala 1:500000 (LNEG, 1992)).

No quadro Europeu e em traços gerais a orogenia Hercínica reflete o conjunto de processos geológicos que modificaram a crosta continental durante o Paleozoico (Catalán *et al.*, s.d.), num contexto de uma cadeia de colisão entre massas continentais (Debelmas & Mascle, 2000). No quadro Ibérico, a orogenia Hercínica ocorre entre o Devónico médio e o Estefaniano, num carácter polifásico, com dois episódios essenciais de deformação: a primeira fase de deformação surge entre o Devónico médio – Viseano e a segunda fase durante o Westefaliano⁴ (Ribeiro *et al.*, 1980). Associados à orogenia surgem fenómenos de magmatismo de composição granitoide de idade Devónico superior a Carbónico superior, agregados a regimes térmicos elevados (Debelmas & Mascle, 2000; Mateus e Noronha, 2010).

A génese e instalação das rochas granitoides representam o principal efeito de um evento de alta temperatura relacionado com o regime térmico elevado causado pela orogenia Hercínica. Esta evolução tectonotérmica implica a diminuição da resistência mecânica crustal, terá favorecido a ação de mecanismos de deformação promovendo o desenvolvimento de diferentes estruturas tectónicas e terá facilitado ainda o estabelecimento de condições propícias à atividade hidrotermal (Mateus e Noronha, 2010).

No contexto da Península Ibérica e das suas unidades morfoestruturais, controladas pelas orogenias Hercínica e Alpina, o território Português pode ser dividido em duas grandes unidades geotectónicas: a) Maciço Hespérico e b) Orlas Meso-Cenozoicas (Ribeiro *et al.*, 1980).

O Maciço Hespérico é essencialmente constituído por formações Paleozóicas e Pré-Câmbricas, onde predominam os batólitos graníticos, xistos e quartzitos (Ribeiro *et al.*, 1980), evidenciando os eventos tectonotérmicos ocasionados pela orogenia Hercínica (Stille, 1924, 1929 in Ribeiro *et al.*, 1990; Mateus e Noronha, 2010). Este Maciço encontra-se recortado por uma densa rede de falhas, originadas no final da orogenia Hercínica, e cuja interpretação cinemática permite distinguir dois episódios principais de fracturação (Ribeiro *et al.*, 1980).

³ **Estefaniano** é um termo regional usado no NW da Europa, corresponde ao **Gzheliano** segundo a tabela cronostratigráfica internacional v2013/01 (Cohen *et al.*, 2013)

⁴ **Westefaliano** é um termo regional usado no NW da Europa, corresponde ao intervalo **Bashkiriano médio – Kasimoviano** segundo a tabela cronostratigráfica internacional v2013/01 (Cohen *et al.*, 2013)

Durante o primeiro episódio, a direção de compressão máxima detinha um carácter N-S, onde é possível inferir dois sistemas conjugados: um sistema de direção NNE-SSW a ENE-WSW (direito) e um sistema orientado NNW-SSE a NW-SE (esquerdo). A idade deste episódio relaciona-se com a implantação das rochas granitoides de idade entre 300 ± 10 Ma e 280 ± 10 Ma (Carbónico superior a Pérmico inferior) (Ribeiro *et al.*, 1980).

No segundo episódio, a direção de compressão máxima era de E-W, afetando maioritariamente o bordo W do Maciço, estando comprovado nessa zona pela presença de dobras macroscópicas que indicam uma compressão E-W a WNW-ESE. Este segundo episódio de fracturação encontra-se datado como sendo de idade posterior a 280 Ma (Pérmico inferior) (Ribeiro *et al.*, 1980).

Numa análise tectonostratigráfica podem-se distinguir no Maciço Hespérico variadas unidades geoestruturais, de acordo com a paleogeografia, estilo tectónico, magmatismo e metamorfismo (Lotze, 1945 in Ribeiro *et al.*, 1980, Ribeiro *et al.*, 1990). Uma versão modificada do esquema zonal de Lotze, e atualmente aceite, foi proposta por Julivert *et al.* (1974) (in Ribeiro *et al.*, 1980; Catalán *et al.*, s.d.), onde se reconhecem: Zona Cantábrica (ZC), Zona Astúrico-Leonesa (ZAL), Zona Centro-Ibérica (ZCI), Zona de Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul-Portuguesa (ZSP). Esta zonalidade encontra-se associada a acidentes tectónicos profundos (Ribeiro *et al.*, 1980).

Das unidades geoestruturais do Maciço Hespérico, a Zona Centro-Ibérica compreende a parte central do mesmo e é uma das mais extensas estruturas (Catalán *et al.*, s.d.). O seu enquadramento litostratigráfico compreende um conjunto de unidades com idades compreendidas entre o Pré-Câmbrico e o Carbónico (Moreira *et al.*, 2010). Em termos paleogeográficos, a Zona Centro-Ibérica é caracterizada por uma discordância do quartzito armoricano do Ordovícico inferior sobre um espesso conjunto detrítico areno-pelítico – uma sequência do tipo “Flysch”, denominado por Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) (Ribeiro *et al.*, 1980; Soares de Andrade, 2005), que se encontra trespassado por corpos graníticos implantados durante a última fase de deformação dúctil da orogenia Hercínica (D_3) que ocorreu entre o Namuriano⁵ - Westefaliano (Dias *et al.*, 2004 in Neiva *et al.*, 2011).

A evolução geodinâmica da Zona Centro-Ibérica sugere o estabelecimento de condições favoráveis a uma descompressão isotérmica do orógeno, beneficiando os processos de anatexia (Mateus e Noronha, 2010). Pelas características apresentadas pelas rochas granitoides (Ribeiro *et al.*, 1980; Ribeiro, 1993; Debelmas & Mascle, 2000) e sua génese e instalação, tem-se a inferência de um evento de alta temperatura, que marca o auge de um regime térmico elevado no Carbónico médio (340 – 325 Ma). Este evento sustenta, igualmente, toda

⁵ **Namuriano** é um termo regional usado no NW da Europa, corresponde ao intervalo **Serpukhoviano – Bashkiriense médio** segundo a tabela cronostratigráfica internacional v2013/01 (Cohen *et al.*, 2013)

a atividade magmática episódica e extensa dinâmica hidrotermal durante o período tardi-Hercínico (Mateus e Noronha, 2010).

De acordo com a idade proposta por Cortez (2013) das rochas graníticas aflorantes na região de Almeida, estas podem ser classificadas como granitos tardi-D₃ (310 – 305 Ma) a granitos tardi- a pós-D₃ (300 Ma) (Mateus e Noronha, 2010).

Na Zona Centro – Ibérica registam-se grandes ocorrências de águas sulfúreas distribuídas pelos batólitos graníticos, sendo distinguível o seu relacionamento com falhas extensas que providenciam a ligação hidráulica, podendo ser possível estabelecer uma ligação entre as nascentes termominerais e a neotectónica (Morais, 2012). Em Calado (2011) podem ser observadas projeções de ocorrências de águas sulfúreas e a tectónica existente, onde se distinguem quatro famílias de fraturas principais: as de direção varisca NNE – SSW, as falhas NW – SE, as de direção bética e alpina ENE – WSW e NE – SW (Morais, 2012).

3.3. Enquadramento geológico e tectónico local

O furo de sondagem AQ1, do qual foram recuperados os testemunhos que servem de base a este estudo, foi executado em soco granítico, numa área abrangida pela Folha 15-D Figueira de Castelo Rodrigo da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, de Carvalhosa (1960). A área em estudo, no entanto prolonga-se pela Folha 18-B Almeida da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, de Cândido de Medeiros *et al.* (1959) (Fig. 3.4).

Nestas cartas, para além das rochas granitoides de idade hercínica, podem ser distinguidas outras unidades geológicas, descritas nas notícias explicativas por Carvalhosa (1959) e Teixeira *et al.* (1959), e que correspondem a depósitos Ceno-Antropozóicos, a quartzitos e xistos de idade Silúrico inferior, a depósitos ante-mesozóicos, a séries metamórficas e ainda a filões de diferentes litologias.

As rochas de natureza granítica, apesar de localmente assumirem diferenciações texturais apresentam-se em geral com características bastante homogénea em toda a região (Figs. 3.4 e 3.5) (Teixeira *et al.*, 1959; Carvalhosa, 1959; Cortez, 2013).

O granito monzonítico aflorante no local do furo AQ1 (Figs. 3.4 e 3.5) é descrito por Carvalhosa (1959) e Teixeira *et al.* (1959) como um granito porfiroide de grão médio a grosso, de duas micas, com predominância da biotite, e cujos feldspatos são, essencialmente, de micropertite, microclina-pertite e de oligoclase, tendo como elemento acessório a fluorite.

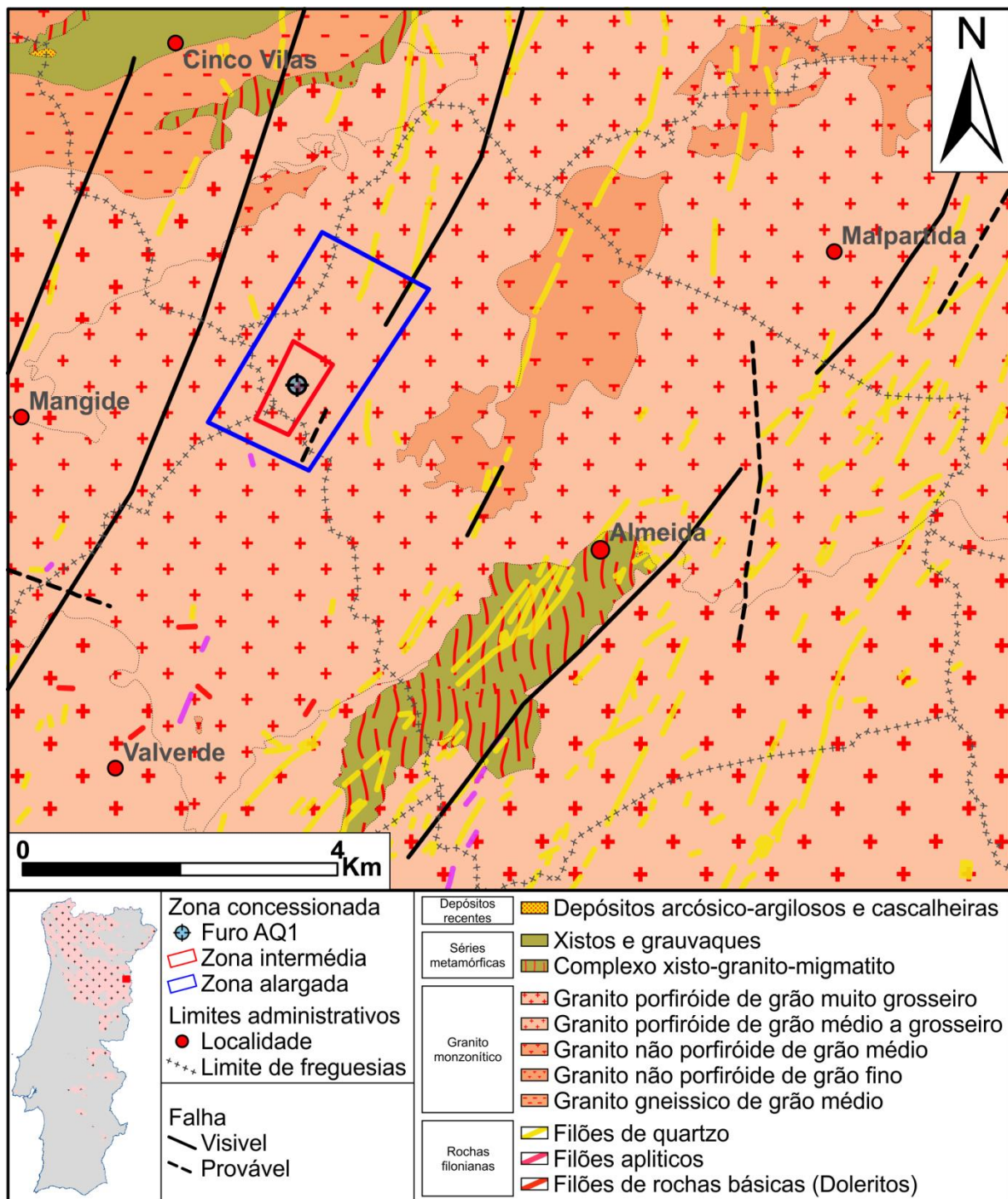


Figura 3.4 – Enquadramento geológico da área em estudo, onde se podem observar as diferentes unidades geológicas aflorantes na região e distinguidas por Cândido de Medeiros *et al.* (1959) e Carvalhosa (1960) nas Folhas 18-B Almeida e 15-D Figueira de Castelo Rodrigo da Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50000, respetivamente

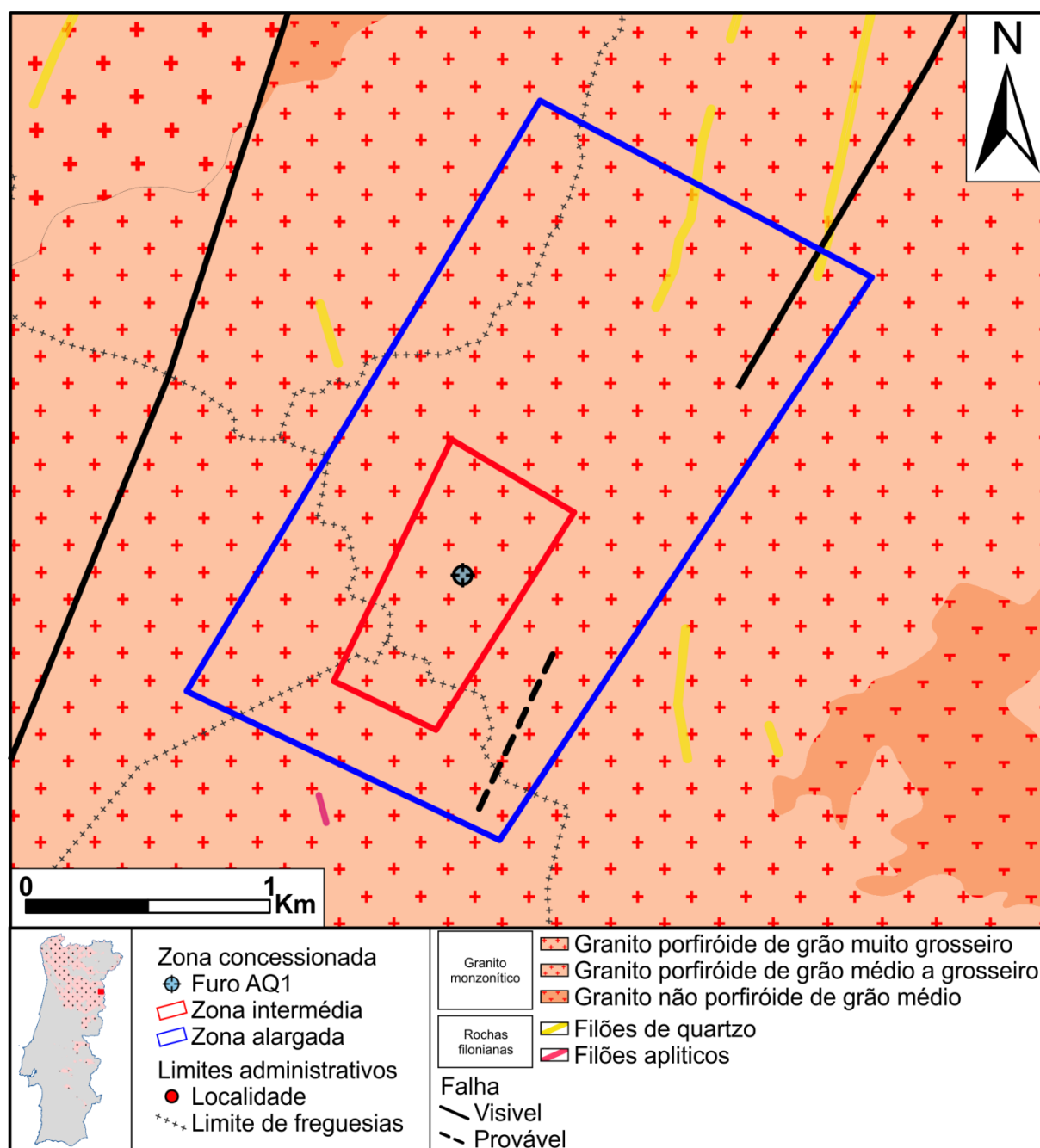


Figura 3.5 – Enquadramento geológico detalhado da área em estudo, onde são dominantes as s rochas granitoides Hercínicas.

Esta mancha granítica é, no geral, porfiroide, leucocrata, de tom azulado quando fresca, em que se salientam os grandes cristais de feldspato (Teixeira *et al.*, 1959; Cortez, 2013).

Em termos mineralógicos, este granito encontra-se constituído por quartzo em abundância, megacristais de feldspato, e biotite em predominância sobre a moscovite (Teixeira *et al.*, 1959; Carvalhosa, 1959; Cortez, 2013). Numa análise mais detalhada, podem ser observados feldspatos são (sem alterações) de cor branca leitosa, assim como feldspatos alterados, que se apresentam com tons rosados ou amarelados. As variedades presentes são a microclina, microclina-pertite, micropertite, oligóclase-andesina e albite-oligóclase. Existem, igualmente, plagioclases zonadas, com o núcleo mais cálcico que as orlas; algumas plagioclases em processo de microclinização, assim como se observam-se diversos intercrescimentos mirmequíticos de quartzo e plagióclase (Teixeira *et al.*, 1959; Carvalhosa, 1959; Cortez, 2013).

Como minerais acessórios, assinalam-se a apatite, a esfena, o zircão, a magnetite, o rútilo acicular, a turmalina, e mais raramente, andaluzite, silimanite, cordierite e fluorite. Entre os minerais secundários, é de citar o caulino, a sericite, a clorite, óxidos e hidróxidos de ferro, calcite, entre outros (Teixeira *et al.*, 1959; Carvalhosa, 1959; Cortez, 2013).

De acordo com a composição mineralógica e percentagem elevada dos feldspatos calcossódicos, podem-se incluir estas rochas nos granitos monzoníticos (Teixeira *et al.*, 1959; Carvalhosa, 1959) de idade posterior ao Estefaniano médio, pertencentes ao batólito granítico da Beira (Cortez, 2013).

Do ponto de vista estrutural este maciço granítico encontra-se recortado por uma densa rede de fraturas, onde predominam os sistemas perpendiculares orientados NNE – SSW e WNW – ESE, que promovem a ascensão da água termal do aquífero mineral profundo existente no batólito granítico até à superfície, originando a nascente termal Fonte Santa. A água emerge ao longo de uma zona de falha de direção hercínica, orientada segundo NNE – SSW e com inclinação subvertical, que se encontra entre os 268 e os 700 m de profundidade (Cortez, 2013).

Capítulo 4 – Metodologia

Os estudos efetuados incluíram o estudo macroscópico dos tarolos em toda a extensão da sondagem bem como a medição de propriedades físicas complementares (densidade, condutividade e difusividade térmica bem como calor específico) em amostras consideradas representativas da variabilidade lítica observada.

A caracterização litológica e estrutural da sondagem realizou-se por análise macroscópica dos testemunhos, considerando a granulometria, a alteração metassomática e a intensidade de fraturas existentes.

No que respeita às propriedades térmicas, as amostras foram ensaiadas tendo em conta diversos fatores que influenciam os seus valores, nomeadamente variações no grau de alteração, saturação dos seus poros, diferentes temperaturas e anisotropia.

4.1. Caracterização litológica e estrutural da sondagem

Estes estudos foram efetuados na base da análise e interpretação macroscópica dos tarolos, por observação direta ou em suporte fotográfico. Consideraram-se aspetos como a cor, a dimensão do grão, a composição mineralógica, o grau de alteração, a fracturação bem como a frequência de ocorrência das fraturas. No que concerne ao grau de alteração recorreu-se ao apoio da Classificação Geotécnica Básica de Maciços Rochosos (BGD) (Saraiva, com. pessoal).

Desta caracterização da sondagem foi possível escolher amostras representativas dos testemunhos para a realização das medições das propriedades térmicas. Ao todo foram selecionadas 33 amostras com diferentes graus de alteração metassomática e a profundidades que permitam representar a sondagem na sua totalidade.

4.2. Medições das propriedades térmicas

Para caracterização das propriedades térmicas selecionaram-se 33 amostras representativas da variabilidade litológica e estrutural detetada na secção 4.1. As medições das propriedades térmicas de rochas graníticas realizadas neste estudo tiveram por base o método de regime dinâmico *transient plane source* (TPS) com sensor *hot disk*. O equipamento utilizado foi o Hot Disk TPS 2500 S (Fig. 4.1a e b) da empresa Hot Disk AB, disponível no Departamento de Engenharia Química da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

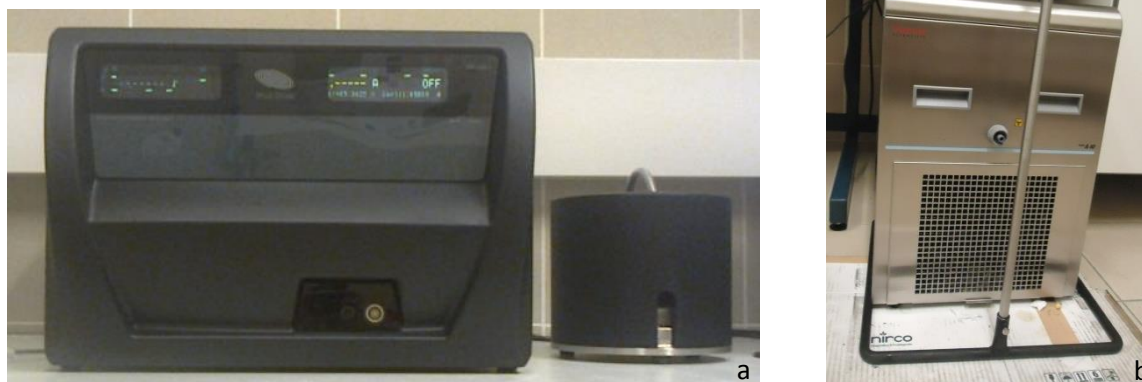


Figura 4.1 – Equipamento TPS 2500 s da Hot Disk®, concordante com a norma ISO Standard 22007-2. (a) suporte para medições à temperatura ambiente e (b) suporte para medições a temperatura variável até 200°C em banho de óleo de silicone

O equipamento utilizado permite obter resultados de: a) condutividade térmica para intervalos entre 0,005 a 1800 W/mK; b) difusividade térmica entre 0,1 e 1200 mm²/s; c) calor específico volumétrico (capacidade térmica) até 5 MJ/m³K. As medições podem ser realizadas para intervalos de temperatura desde -253°C a 1000°C com intervalos de medição entre 1 a 1280 s. De um modo geral, possui uma boa reprodutibilidade e precisão dos resultados tratando-se de um método rápido, simples e não-destrutivo. Este método está em concordância com a norma ISO 22007-2 (Hot Disk AB, 2013).

Os sensores *hot disk* disponíveis para medições com este equipamento são de três tipos – *kapton*, *mica* ou *teflon*. A escolha do material isolante e do cabo adequado para a realização dos ensaios é dependente da temperatura a que se pretende submeter a amostra (Tabela 4.1) (Hot Disk AB, 2013).

Tabela 4.1 – Tipo de material isolante que protege o sensor e tipo de cabo que permite que se atinja diferentes temperaturas para os ensaios. Adaptado de Hot Disk AB, 2013

Sensor	Cabo	Temperatura
Kapton	<i>Standard (Grey cable)</i>	de -273°C até 50°C
	<i>Silicone (Red cable)</i>	até 180°C
Mica		de 300°C a 1000°C
Teflon	<i>Standard (Grey cable)</i>	até 50°C
	<i>Silicone (Red cable)</i>	até 180°C

Neste estudo foram utilizados dois sensores de *kapton*, de diferentes raios: o 5501 com um raio de 6,403 mm (Fig. 4.2a) e o 8563 com um raio de 9,868 mm (Fig. 4.2b). Para ensaios realizados com o sensor 5501 foram utilizados cabos *standards* para condições de temperatura ambiente e cabos de silicone para medições a temperaturas superiores. Para o sensor 8563 apenas foram realizados ensaios a temperatura ambiente com recurso a cabos *standard*. Estes sensores são os mais adequados para o intervalo de temperaturas ensaiado, permitindo obter resultados mais precisos das propriedades térmicas (Hot Disk AB, 2013).

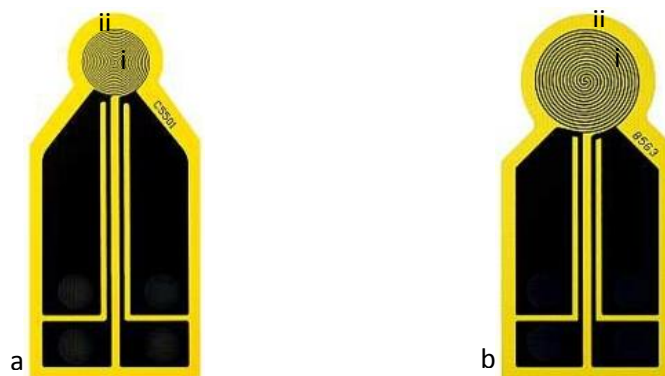


Figura 4.2 – a) Sensor hot disk 5501 e **b)** Sensor hot disk 8563, ambos são formados por uma espiral dupla de níquel (i) e cobertos por uma capa isolante de kapton (ii). Retirado de <http://www.c3-analysentechnik.de/hot-disk-optionen-software.php>

4.2.1. Procedimento experimental

4.2.1.1. Montagem das amostras

Na montagem das amostras o sensor é colocado entre duas amostras, mais centrado possível de modo a existir superfície livre até aos limites das amostras, evitando assim perturbações exteriores que afetem os resultados (Figs. 4.3 e 4.4).

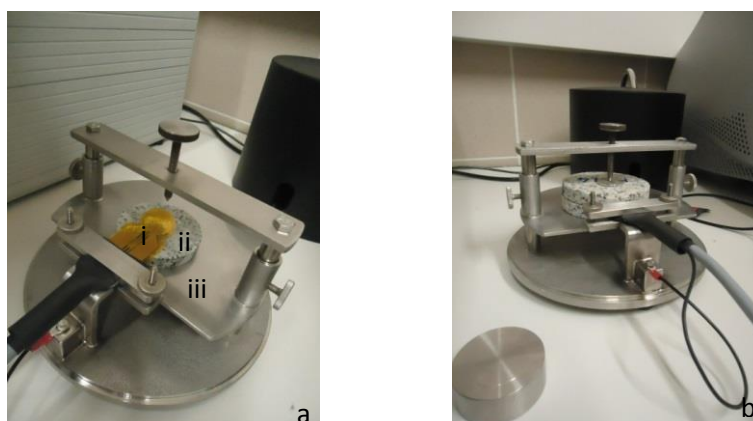


Figura 4.3 - Montagem para a realização de ensaios à temperatura ambiente (20°C), quer de amostras secas como de amostras saturadas, e também para medições de anisotropia. (i) Sensor 8563 de *kapton* com cabo *standard* (Grey Cable), (ii) amostra granítica e (iii) suporte para ensaios à temperatura ambiente

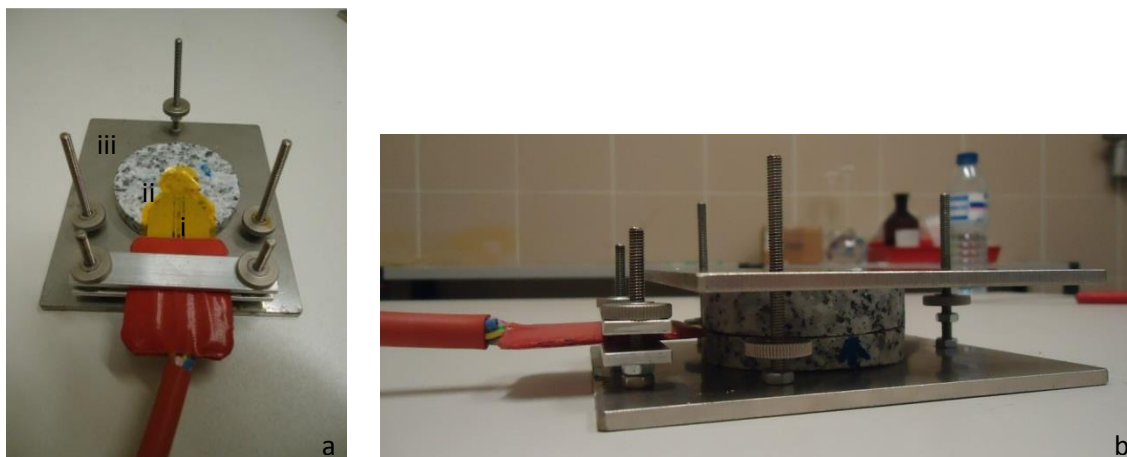


Figura 4.4– Montagem em suporte próprio para a realização de ensaios a temperaturas mais elevadas. (i) Sensor 5501 de *kaptan* com cabo de silicone (*Red Cable*), (ii) amostra granítica e (iii) suporte para ensaios no banho de óleo de silicone

Nas medições à temperatura ambiente, tanto com rocha seca como com rocha saturada, e também para os ensaios de anisotropia, o sensor utilizado corresponde ao 8563 de *kaptan* cujo raio é de 9,868 mm. A escolha deste sensor teve por base dois fatores, que o manual do equipamento descreve como sendo importantes: 1) o diâmetro da amostra não deve ser menor que o dobro do diâmetro do sensor e 2) a sua espessura não deve ser menor que o raio do sensor. As amostras analisadas apresentam uma espessura mínima de 10 mm e um raio mínimo de cerca de 20 mm, o que se encontra em concordância com as imposições impostas pelo manual do equipamento na escolha do sensor.

Nas medições a temperaturas até 120°C, o sensor utilizado foi o 5501 de *kaptan* ligado a cabo de silicone que permite realizar medições a temperaturas até 180°C. Este sensor foi também utilizado para medições a 20°C, de modo a que fosse possível comparar os resultados entre a temperatura ambiente e as temperaturas mais elevadas.

Tratando-se de material rochoso, na colocação do sensor sobre as amostras deve-se ter em atenção as variações mineralógicas macroscópicas, mesmo que as amostras rochosas possuam a designação de isotrópicas, colocando o sensor numa zona mais heterogénea de modo a que a medição dos parâmetros térmicos não incida sobre determinado mineral.

Outro facto a considerar é a superfície de contacto entre as amostras e o sensor, tendo esta de ser o mais polida possível para que não se criem vazios que permitam a entrada de ar durante os ensaios, pois estes podem levar a um sobreaquecimento e danificação do sensor.

É também aconselhável o uso de um ambiente termicamente estável durante os ensaios, sem derivas de temperatura (Hot Disk AB, 2013). Os ensaios à temperatura ambiente são realizados num ambiente fechado, com temperatura constante de 20°C. Por sua vez, os

ensaios a temperaturas mais elevadas com recurso a óleo de silicone aquecido até à temperatura que se pretenda atingir, é fornecido um tempo de estabilidade às amostras para que as flutuações de temperatura não afetem as medições e os resultados dos parâmetros térmicos.

4.2.1.2. Configuração dos parâmetros no *software*

Após a montagem preparada como atrás descrito é necessário configurar seguidamente os parâmetros experimentais no sistema informático. Este processo é iniciado pela escolha do tipo de ensaio (Fig. 4.5). O *Bulk* é a opção que melhor se enquadra para os tipos de ensaios pretendidos, podendo ser usada considerando amostras isotrópicas ou anisotrópicas, permitindo a obtenção de resultados para as três propriedades térmicas. O *Stack* apenas pode ser usado para amostras anisotrópicas, quando é conhecido o valor do calor específico. A opção *Other* é usada para ensaios de calor específico.

Nos ensaios realizados neste trabalho tanto a temperatura ambiente como a temperaturas variáveis, quer com rocha seca como com rocha saturada, utilizou-se a opção de ensaio *Bulk*. Os ensaios da anisotropia foram realizados com a opção *Bulk* e com a opção *Stack* para ver as diferenças entre ambos.

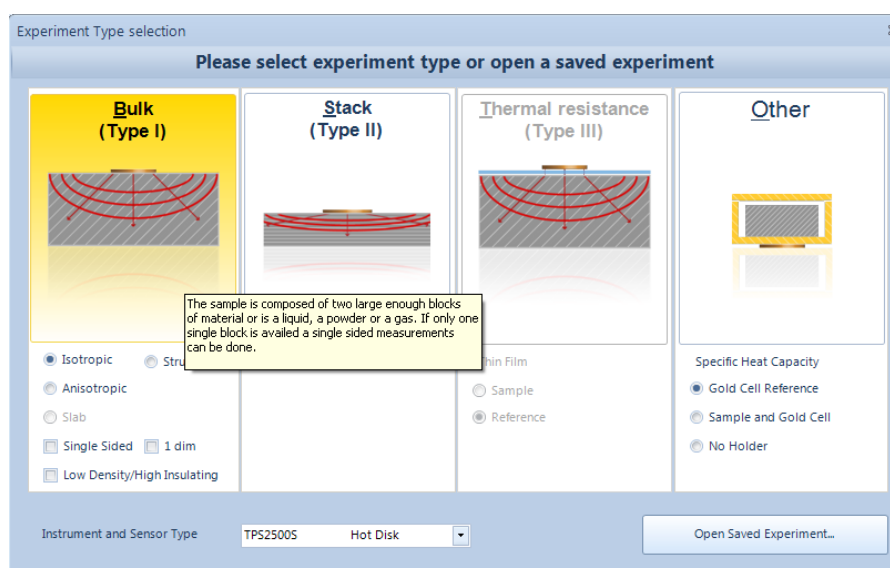


Figura 4.5 – Menu de seleção do tipo de ensaio que se pretende executar com o equipamento

Selecionando a opção *Bulk* como tipo de ensaio e escolhendo a opção *Isotropic*, é aberto um novo menu. Neste é possível especificar os parâmetros necessários à realização do ensaio, sendo eles: identidade da amostra, profundidade de dispersão, tempo de medição, potência de aquecimento, temperatura do ensaio, TCR, tipo e material do sensor, assim como a sua referência e raio e tipo de cabo de ligação. Quando é desconhecida a potência adequada ao ensaio, a opção *Parameter Wizard* permite selecionar um tipo material semelhante

ao que se pretende analisar e ajudar com a potência e tempo da medição para esse tipo de material e de acordo com o sensor a utilizar.

Assim, nos ensaios usando o sensor 8563 – temperatura ambiente com rocha seca e saturada, foram utilizados os seguintes parâmetros (Tabela 4.2):

Tabela 4.2 – Parâmetros utilizados nos ensaios com o sensor 8563

Parâmetros	
Identidade da amostra	Variável de acordo com o utilizador
Profundidade de dispersão disponível (mm)	5,00
Tempo de medição (s)	80
Potência de aquecimento (mW)	976,92
Temperatura do ensaio (°C)	20
TCR (K ⁻¹)	0,004700
Tipo de sensor	Hot Disk
Tipo de material do sensor	Kapton
Sensor	
<i>Design</i>	8563
Raio (mm)	9,868
Cabo/ suporte	Grey Cable (Max 50°C)

Nos ensaios realizados usando o sensor 5501 – temperaturas variáveis e temperatura ambiente com rocha seca, utilizaram-se os seguintes parâmetros (Tabela 4.3):

Tabela 4.3 – Parâmetros utilizados nos ensaios com o sensor 5501

Parâmetros						
Identidade da amostra	Variável de acordo com o utilizador					
Profundidade de dispersão disponível (mm)	5,00					
Tempo de medição (s)	20					
Potência de aquecimento (mW)	633,89					
Temperatura do ensaio (°C)	20	40	60	80	100	120
TCR (K ⁻¹)	0,00470	0,00456	0,00443	0,00430	0,00418	0,00406
Tipo de sensor	Hot Disk					
Tipo de material do sensor	Kapton					
Sensor						
<i>Design</i>	5501					
Raio (mm)	6,403					
Cabo/ suporte	Red Cable (Max 180°C) Grey Cable (Max 50°C)					

A profundidade disponível para a dispersão da onda térmica foi definida como sendo de 5 mm, correspondente a metade da espessura de cada bloco de amostra, evitando deste modo que o calor emitido se dissipe para além da amostra.

O sensor 8563 para medir os 200 pontos de amostragem necessitou de 80s, enquanto o sensor 5501 para medir os mesmos 200 pontos apenas necessitou de 20s. Estes valores de tempo mostraram-se os mais adequados, quando comparados com outros tempos experimentados.

As potências de aquecimento utilizadas pelos sensores foram as aconselhadas pelo *software* para um tipo de material semelhante a material rochoso e para o raio do sensor que se definiu empregar nos ensaios. Estas potências de aquecimento definidas mostraram-se como as mais adequadas para o material em estudo comparativamente com outros valores de potência utilizados que apresentaram resultados das propriedades térmicas desajustados.

O parâmetro TCR é definido automaticamente pelo *software* após se definir a temperatura do ensaio.

Para cada amostra realizaram-se 4 ensaios nas mesmas condições com o propósito de minimizar a influência das condições experimentais e a informação necessária dada ao programa informático processou-se no menu *Schedule*. No final de cada ensaio, e na base de ensaios prévios, considerou-se que um intervalo de 15 minutos era suficiente para se atingir novamente o equilíbrio térmico na amostra.

Destes quatro ensaios, pôde-se estimar a precisão dos registos, sendo que para as amostras à temperatura ambiente em rocha seca, a condutividade térmica teve uma variação aproximadamente 2%, a difusividade térmica variou cerca de 5% e o calor específico volumétrico (capacidade térmica) obteve uma variação de 4% aproximadamente, estando estes valores de acordo com a precisão dos resultados especificada pelo equipamento.

Como os ensaios a temperaturas superiores à ambiente foram realizados no banho em óleo de silicone, devem ser configurados outros parâmetros, para além dos mencionados em cima, na opção *use the liquid bath to reach a specific temperature* existente no *Schedule*. Neste menu definem-se os parâmetros correspondentes às temperaturas que se pretendem alcançar, à variação de temperatura aceitável, ao tempo de estabilização até que se atinja a temperatura pretendida e ao tempo de estabilização da amostra (Tabela 4.4).

Tabela 4.4 – Parâmetros utilizados nos ensaios a temperaturas superiores à ambiente

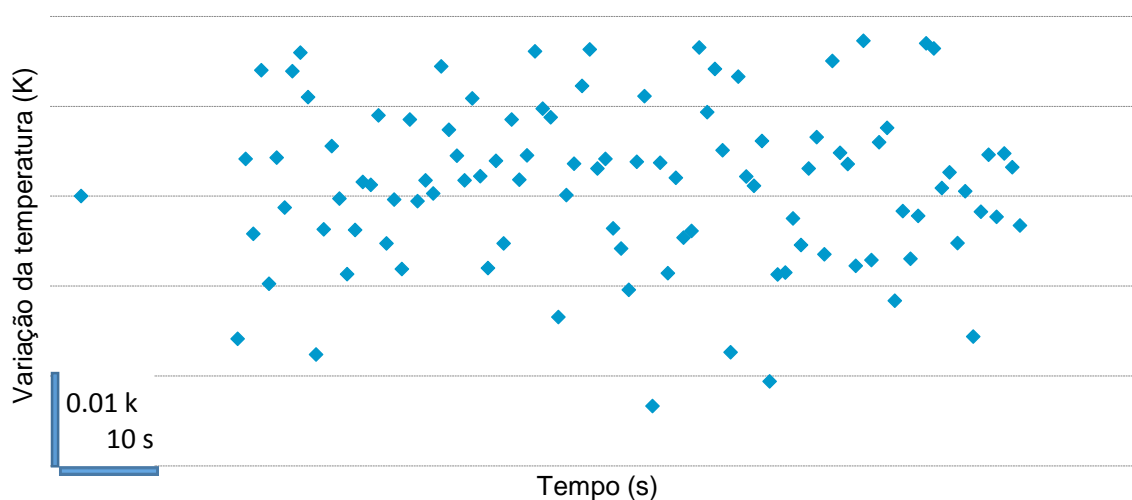
Parâmetros					
Temperatura alvo (°C)	40	60	80	100	120
Variação de temperatura aceitável (°C)	± 2,0				
Tempo de estabilização (min)	90*				
Tempo de estabilização da amostra (min)	60*				
Variações aceitáveis na amostra (°C)	± 1,0				

* estes valores são variáveis dependendo das características da amostra (espessura e diâmetro)

Os parâmetros tempo de estabilização (*stability time*) e tempo de estabilização da amostra (*sample stabilization timeout*) servem para controlar o tempo necessário para que a amostra atinja a temperatura pretendida e permaneça nessa temperatura para as medições das propriedades térmicas.

Com os parâmetros configurados para o ensaio a realizar, é iniciado o processo de recolha de dados durante o tempo discriminado para o ensaio. Após este período de tempo, os resultados obtidos expressam-se em forma gráfica com a variação de temperatura com o tempo (*drift graph*), e o aumento de temperatura em função do tempo (*transient*).

O primeiro gráfico (Fig. 4.6) mostra as derivas de temperatura ao longo de 40 segundos precedentes ao ensaio dinâmico, de modo a fornecer uma temperatura estável à amostra antes do registo das propriedades térmicas propriamente dito. O segundo gráfico (Fig. 4.7) descreve o aumento de temperatura na amostra ao longo do tempo definido para as medições.

**Figura 4.6** – Exemplo hipotético do *Drift Graph*

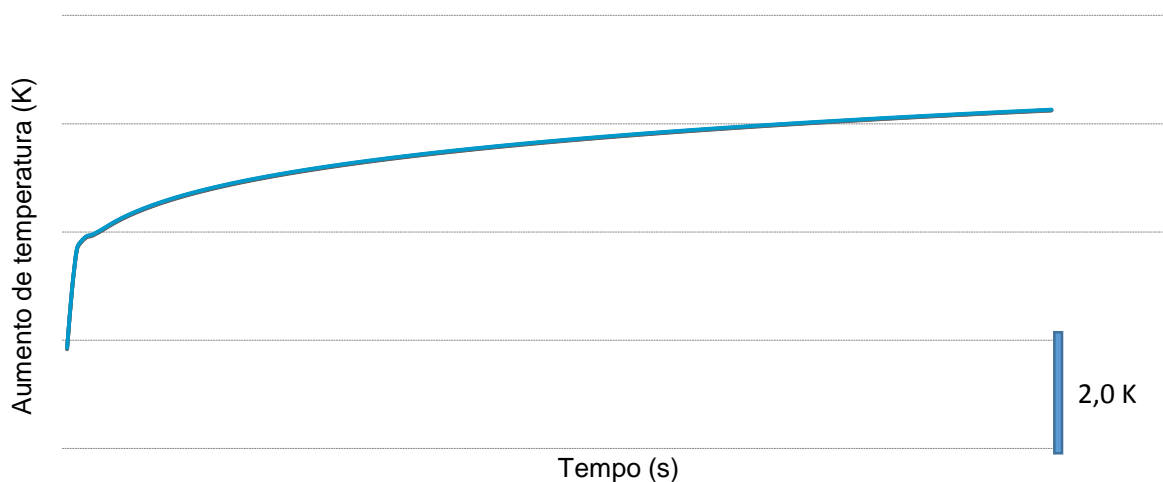


Figura 4.7 – Exemplo hipotético do *Transient Chart*

O gráfico dinâmico apresenta uma curva contínua do aumento de temperatura. A sua parte inicial apresenta um maior declive comparativamente ao resto da curva, sendo este causado pela camada isolante do sensor, bem como pela resistência entre o sensor e a amostra (Hot Disk AB, 2013).

Por este gráfico é possível estimar os valores dos parâmetros que possibilitam obter os dados relativos às propriedades térmicas do material analisado, na base das equações discutidas no subcapítulo 2.5.1.3. Nesta estimativa são expurgados alguns dos valores extremos (do grupo inicial de 200) de modo a que o tempo característico esteja dentro do intervalo 0,3 – 1, condição para que os resultados obtidos dos parâmetros térmicos sejam considerados aceitáveis.

Escolhido o intervalo de registos adequado ao ensaio, o cálculo é efetuado pela opção *fine-tune analysis* que surge no menu *calculation settings*. A escolha desta opção remonta ao facto de as amostras analisadas possuírem valores de condutividade térmica superiores a 1 W/mK (Hot Disk AB, 2013), de acordo com a bibliografia e comprovado pelos ensaios.

Os resultados consequentes do cálculo efetuado são apresentados sob a forma de dois tipos de gráfico, o dos dados calculados (*calculated results*) e o gráfico da residual (*residual graph*). O gráfico dos dados calculados serve para perceber se o ensaio pode ser considerado, caso este se apresente como uma linha reta (Fig. 4.8). O gráfico dos resíduos apresenta a diferença entre os dados medidos e os dados calculados (Fig. 4.9).

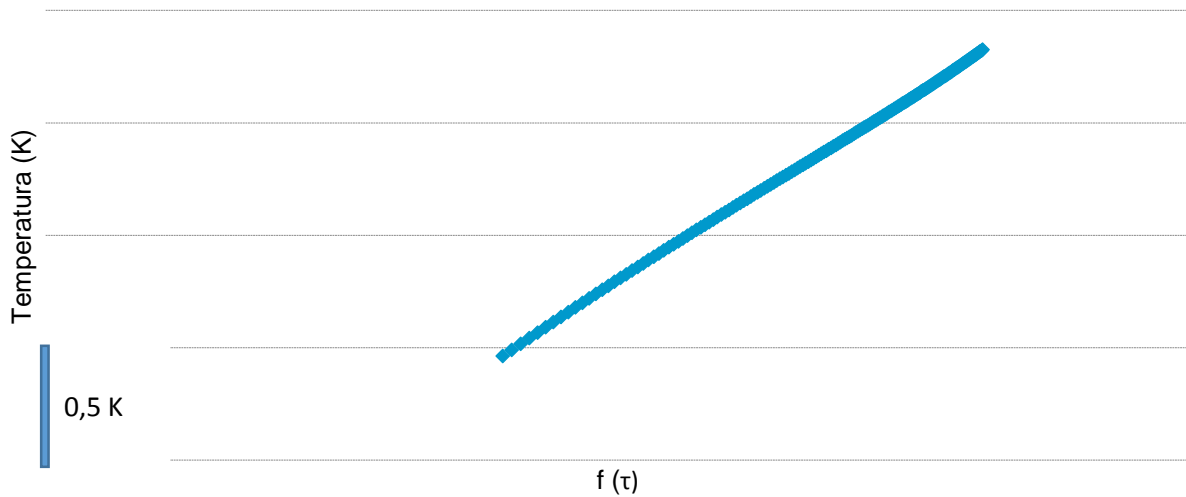


Figura 4.8 – Exemplo hipotético do gráfico dos dados calculados

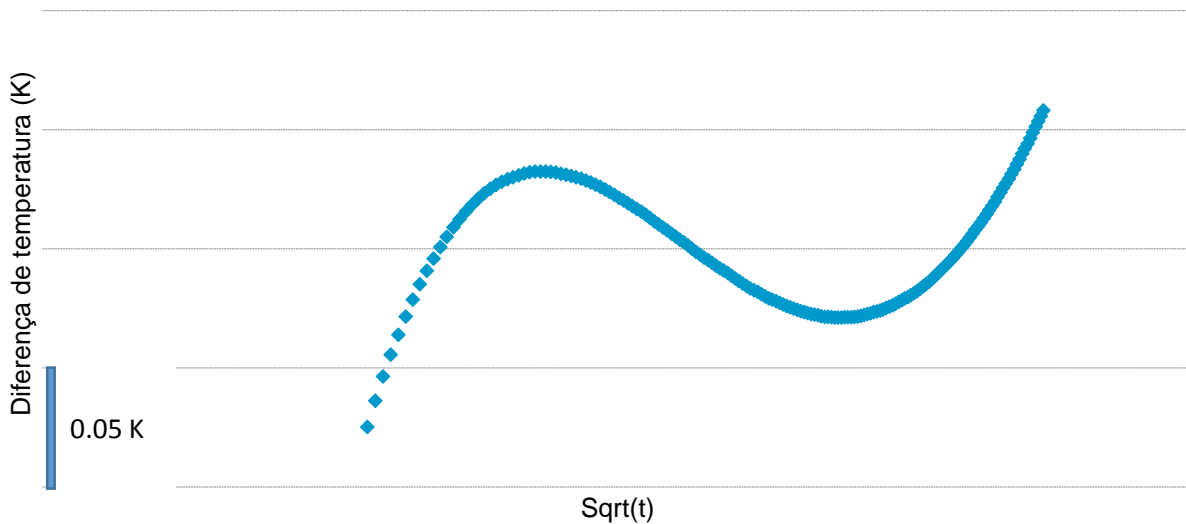


Figura 4.9 – Exemplo hipotético do *Residual Plot*

Os valores das propriedades térmicas são apresentados numa tabela por baixo dos gráficos, onde se pode perceber se os valores apresentados são os expectáveis e confiáveis.

Os ensaios da anisotropia processam-se de forma semelhante, no entanto no menu de seleção do ensaio pode-se optar pelo *Bulk* ou pelo *Stack*. Caso se opte pelo ensaio do tipo *Bulk*, há que confirmar que a caixa da opção *Anisotropic* se encontra selecionada. O menu que é aberto seguidamente é semelhante ao ensaio isotrópico (Tabela 4.5).

Tabela 4.5 - Parâmetros utilizados nos ensaios de anisotropia

Parâmetros	
Identidade da amostra	Variável de acordo com o utilizador
Profundidade de dispersão radial disponível (mm)	10,00
Profundidade de dispersão axial disponível (mm)	5,00
Calor específico volumétrico (MJ/m ³ K)	De acordo com medições efetuadas
Tempo de medição (s)	80
Potência de aquecimento (mW)	976,92
Temperatura do ensaio (°C)	20
TCR (K ⁻¹)	0,004700
Tipo de sensor	Hot Disk
Tipo de material do sensor	Kapton
Sensor	<i>Design</i>
	8563
	<i>Raio (mm)</i>
	9,868
Cabo/ suporte	Grey Cable (Max 50°C)

4.3. Cálculo da densidade das amostras de rocha

O calor específico facultado pelo equipamento de medição refere-se à capacidade térmica (em MJ/m³K), assumindo para o efeito uma densidade padrão. Para obter o valor do calor específico (em kJ/kgK), é necessário conhecer de forma precisa a densidade das amostras, o que foi feito para o caso presente.

Os valores de densidade foram estimados pelo método que tem por base a pesagem das amostras graníticas secas, a sua colocação em água durante 24 h para promover a saturação dos seus poros e a realização de uma nova pesagem, com as amostras saturadas e imersas (Fig. 4.10).

Com os valores das duas pesagens e aplicando a equação 44, é calculada a densidade aparente da amostra.

$$d = \frac{P_{seco}}{P_{seco} - P_{saturado+imerso}} \quad (44)$$

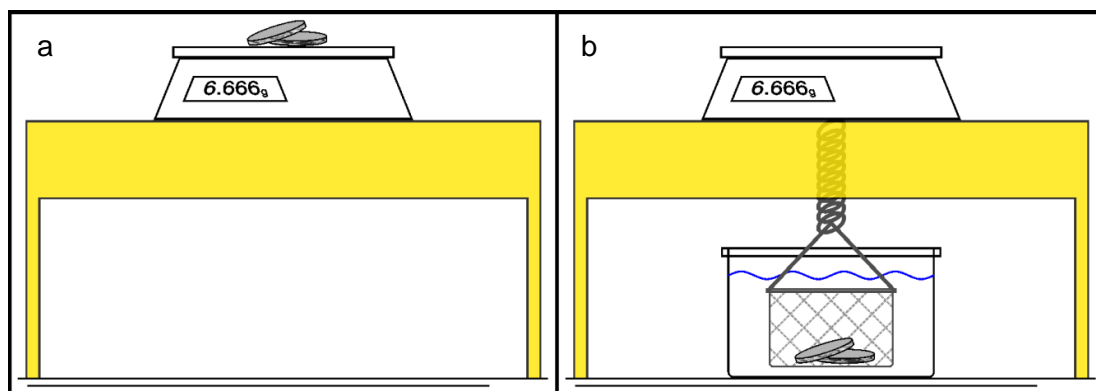


Figura 4.10 – Esquema ilustrativo da balança de Jolly utilizada para a pesagem das amostras possibilitando o cálculo da densidade aparente. **a)** pesagem das amostra secas, **b)** pesagem das amostras após a saturação dos seus poros, imergindo-as numa tina com água

Capítulo 5 – Resultados

Para a caracterização das propriedades térmicas da sondagem, as amostras foram ensaiadas tendo em conta diversos fatores que influenciam os seus valores, nomeadamente variações no grau de alteração, saturação dos seus poros, diferentes temperaturas e anisotropia.

5.1. Caracterização litológica e estrutural

Os testemunhos graníticos, numa avaliação a escala macroscópica, apresentam-se bastante homogéneos a nível textural e mineralógico, exibindo maior heterogeneidade no que diz respeito ao grau de alteração. Neste último caso a rocha apresenta variações de cor, do cinza ao avermelhado, observando-se hematização dos feldspatos e a cloritização da biotite (Figs. 5.1a a 5.1e). Estes aspetos permitem concluir que se trata de um tipo de alteração característica hidrotermal, de mais alta temperatura, e não meteórica. Em geral, esta alteração não é acompanhada por esmagamento evidente, detetando-se apenas microfissuração. Pontualmente o esmagamento é notório correspondendo a caixa de falha, com formação de minerais argilosos; a caixa de falha com maior importância ocorre aproximadamente ao longo de 432 metros de profundidade, sendo esta o controlo geológico na água mineral da Fonte Santa. Na figura 5.1, sintetiza-se a informação obtida ao longo de toda a sondagem. Domina o granito porfiroide de grão médio a grosseiro, biotítico embora localmente ocorra grão fino, por vezes de características aplíticas.

Tendo por base a Classificação Geotécnica Básica de Maciços Rochosos (BGD) (Saraiva, com. pessoal), dividiu-se a sondagem em 5 famílias de acordo com o grau de alteração (Tabela 5.1) e em 2 famílias de acordo com a intersecção das fraturas (Tabela 5.2).

Tabela 5.1 – Divisão em diferentes famílias de acordo com o grau de alteração da sondagem AQ1

Grau de alteração	Descrição
1	Amostras que não apresentam qualquer tipo de alteração a uma escala macroscópica (Fig. 5.1a)
2	Amostras que apresentam sinais de uma ligeira alteração marcada pela hematização de alguns dos seus feldspatos, quando comparadas com as amostras de grau 1 (Fig. 5.1b)
3	Amostras que apresentam clara hematização dos feldspatos (Fig. 5.1c)
4	Amostras com expressiva hematização dos feldspatos (forte enrubescimento) e fissuração e/ou microfissuração (Fig. 5.1d)
5	Amostras profundamente alteradas com esmagamento de intensidade variável (falhas) (Fig. 5.1e)



Figura 5.1 - Caracterização litológica e estrutural simplificada da sondagem AQ1 e fotografias de alguns testemunhos de sondagem representando diferentes graus de alteração. a) grau de alteração 1; b) grau de alteração 2; c) grau de alteração 3; d) grau de alteração 4; e) grau de alteração 5

Tabela 5.2 – Divisão em diferentes famílias de acordo com a intersecção de fraturas da sondagem AQ1

Intersecção das fraturas	Descrição
F2 – F3	Intersecção das fraturas de grande a moderada, num intervalo entre 200 a 20 cm
F4 – F4,5	Intersecção das fraturas de pequena a próxima, num intervalo entre 20 a 6 cm

Na caracterização simplificada da sondagem AQ1, as famílias de grau 1 e 2 correspondem aos granitos sem alteração macroscópica visível. As famílias de grau 3 e 4 designam os granitos de grão médio a grosseiro com alteração e a família de grau 5 encontra-se denominada por granitos com evidências de esmagamento.

A granulometria das rochas granitoides apresenta-se bastante homogénea ao longo de toda a sondagem, existindo algumas variações pontuais, onde a rocha passa de grão médio a grosseiro para uma fácies de grão um pouco mais fino.

Os aspetos de alteração metassomática ocorrem pontualmente ao longo de grande parte da sondagem, estando presente com maior intensidade entre a profundidade de 450 m a 500m e dos 550 m até 615 m, zonas onde a fracturação se mostra também mais persistente, possuindo nestes últimos casos uma intersecção considerada de pequena a próxima, de acordo com a classificação BGD. A fracturação torna-se menos evidente abaixo dos 830 m.

Em função das observações efetuadas foi selecionado um conjunto de 33 amostras consideradas representativas dos vários aspetos litológicos e estruturais atrás descritos e que serviram aos estudos detalhados de propriedades físicas diversas.

5.2. Caracterização da densidade

O cálculo da densidade das amostras teve por base o método descrito no Cap. 4.3.3 respeitante à obtenção da densidade, através da equação 44, seguindo o esquema da figura 4.12.

Os resultados obtidos encontram-se na tabela 5.3.

Tabela 5.3 - Massa das amostras secas (M_{seco}) e saturadas e imersas (M_{s+i}) que permitem a obtenção dos valores de densidade (d)

Ref. amostra	Grau de alteração	P (m)	M_{seco} (g)	M_{s+i} (g)	d (g/cm ³)
FA 1.1	2	-200	282	176,1	2,66
FA 1.4	2	-203	339,1	211,4	2,66
FA 7.4	1	-230,7	350	218,3	2,66
FA 22.2	2	-294,15	483,8	301,6	2,66
FA 27.4	2	-325,65	308,9	194,5	2,70
FA 35.5	1	-372,4	155,5	96,8	2,65
FA 44.5	1	-423,2	191,4	119,6	2,67
FA 53.2	4	-470,5	191,4	118,9	2,64
FA 53.4	4	-472,5	174,8	108,6	2,64
FA 53.5a	4	-473	241,6	149,5	2,62
FA 54.5b	4	-479	235,2	147,7	2,69
FA 55.6	2	-485,75	200	124,8	2,66
FA 57.5	3	-496	201,3	125,0	2,64
FA 61.5	1	-517,65	210,2	131,5	2,67
FA 68.1	3	-552	207,8	129,6	2,66
FA 69.2	1	-558,3	187,2	117,0	2,67
FA 69.6	2	-562,1	257,2	161,5	2,69
FA 70.5a	2	-566	215,4	134,4	2,66
FA 73.1	4	-578,2	231,2	143,8	2,65
FA 74.1	4	-584,7	223,7	137,8	2,61
FA 74.6	2	-588,4	235,1	145,9	2,64
FA 75.6a	1	-594,2	228,2	142,5	2,66
FA 78.7	2	-611,45	137,7	85,4	2,64
FA 89.4	1	-685	174,6	105,4	2,53
FA 93.3	1	-713,6	147,8	92,5	2,67
FA 96.6	2	-739	163,3	101,5	2,64
FA 97.5	2	-745,4	134,9	84,2	2,66
FA 101.3	1	-773	181,6	113,5	2,67
FA 104.8	3	-779,7	110,1	67,5	2,58
FA 108.4	2	-825,3	181,3	113,1	2,66
FA 112.6	1	-856,7	199,3	125,0	2,68
FA 118.3a	1	-899	180,2	111,6	2,63
FA 118.8	1	-904,15	217,3	135,5	2,66

De modo a perceber a distribuição dos dados da tabela 5.3, os valores de densidade foram agrupados em classes, cujo número de classes (k) e o intervalo (Δi) para o conjunto de dados foram encontrados de acordo com as expressões matemáticas de Sturges (1926) e Wand (1997), equações 45 e 46, respetivamente, na base do número de amostras (n) e dos valores máximo (V_{\max}) e mínimo (V_{\min}) da variável em causa.

$$k > 1 + 3.32 \times \text{Log}(n) \quad (45)$$

$$k \times \Delta i \geq V_{\max} - V_{\min} \quad (46)$$

Posto isto, o intervalo para o conjunto de dados relativos à densidade estabeleceu-se como $\Delta i \geq 0.03$, podendo, assim, o conjunto ser separado em 9 classes. Os valores obtidos para a densidade expressam-se no histograma da distribuição de frequências (Gráfico 5.1)

A distribuição apresentada pelo histograma corresponde a uma distribuição aproximada à do tipo normal, assimétrica à esquerda onde o seu valor médio, a mediana e a moda se encontram na mesma classe.

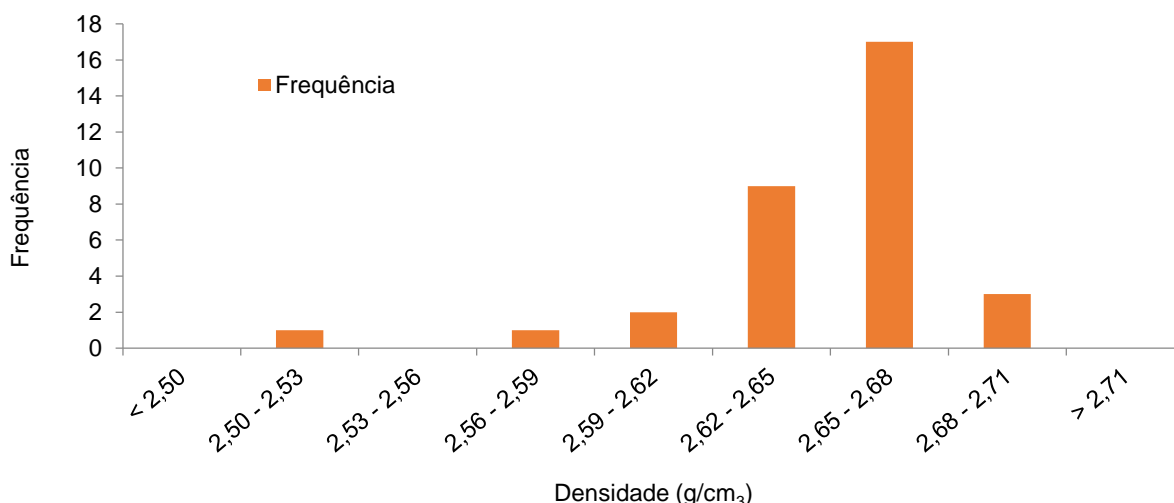


Gráfico 5.1 – Histograma da distribuição dos valores da densidade

A partir dos dados obtidos efetuou-se uma análise estatística básica aos dados da densidade, cujos resultados se encontram na tabela 5.4.

Os valores de densidade médios calculados rondam os $2.65 \pm 0.03 \text{ g/cm}^3$, variando cerca de 1.2% ao longo do furo. A mediana e a moda apresentam o valor de 2.66 g/cm^3 . A densidade mínima encontrada foi de 2.53 g/cm^3 a uma profundidade de 685 m, correspondente à amostra FA 89.4, pertencente à família de rochas classificadas como grau 1 de alteração; a densidade máxima foi de 2.70 g/cm^3 a uma profundidade aproximada de 325 m, relativa à amostra FA 27.4, que pertence à família de amostras de grau de alteração 2.

Tabela 5.4 - Análise estatística básica da densidade do conjunto de 33 amostras analisadas pertencentes aos testemunhos do furo de sondagem AQ1. d - densidade, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação em percentagem, md – mediana, moda – valor com maior número de ocorrências, mínimo e máximo – valores mínimos e máximos da densidade

d (g/cm ³)	
μ	2,65
σ	0,03
cv (%)	1,2
md	2,66
moda	2,66
mínimo	2,53
máximo	2,70

5.3. Caracterização das propriedades térmicas

Os ensaios das propriedades térmicas realizaram-se para rocha seca e para rocha saturada, ambos a temperatura ambiente, possibilitando deste modo perceber a influência que a saturação dos espaços porosos com água tem nas propriedades térmicas das rochas granitoides.

Relativamente aos ensaios com rocha seca a temperatura ambiente, estes foram repetidos, em alturas diferentes, de modo a comprovar a repetibilidade do equipamento e do método utilizado.

Para além dos ensaios referidos, foi também testado o comportamento de duas amostras, com rocha seca, em função da variação de temperatura, assim como se efetuou um ensaio a uma amostra para se observar a ocorrência de um comportamento anisotrópico na distribuição do calor.

Estes ensaios realizaram-se de acordo com o descrito nos subcapítulos 4.2.1.1. e 4.2.1.2, referentes à montagem das amostras para os ensaios e à configuração dos parâmetros no programa informático.

5.3.1. Ensaio com rocha seca a temperatura ambiente (Ensaio 1)

Os resultados obtidos através deste ensaio encontram-se na tabela 5.5, adicionando-se também outra informação como as respetivas referências dadas às amostras, o grau de alteração metassomática que possuem e a profundidade a que se encontram.

Tabela 5.5 - Valores das propriedades térmicas das amostras rochosas ensaiadas num contexto de temperatura ambiente (20°C) e com os seus poros preenchidos por ar (Ensaio 1). λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, ρc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico

Ref. amostra	Grau de alteração	P (m)	λ (W/mK)	k ($\times 10^{-6}$ m ² /s)	ρc_p (MJ/m ³ K)	c_p (kJ/kgK)
FA 1.1	2	-200	2,635	0,847	3,127	1,174
FA 1.4	2	-203	2,411	0,674	3,683	1,387
FA 7.4	1	-230,7	2,852	0,897	3,179	1,196
FA 22.2	2	-294,15	2,789	1,222	2,306	0,868
FA 27.4	2	-325,65	2,599	0,572	4,546	1,683
FA 35.5	1	-372,4	2,788	0,649	4,294	1,620
FA 44.5	1	-423,2	2,633	0,801	3,290	1,234
FA 53.2	4	-470,5	3,05	0,971	3,144	1,190
FA 53.4	4	-472,5	2,863	1,241	2,307	0,873
FA 53.5a	4	-473	2,935	1,32	2,224	0,848
FA 54.5b	4	-479	2,982	1,011	2,954	1,099
FA 55.6	2	-485,75	2,8	0,894	3,135	1,178
FA 57.5	3	-496	2,902	1,204	2,412	0,914
FA 61.5	1	-517,65	2,926	0,891	3,285	1,230
FA 68.1	3	-552	2,659	0,933	2,851	1,073
FA 69.2	1	-558,3	2,807	0,754	3,726	1,397
FA 69.6	2	-562,1	3,173	1,238	2,565	0,954
FA 70.5a	2	-566	2,933	0,976	3,008	1,130
FA 73.1	4	-578,2	3,381	1,13	2,995	1,132
FA 74.1	4	-584,7	2,925	1,084	2,649	1,017
FA 74.6	2	-588,4	2,862	1,045	2,742	1,040
FA 75.6a	1	-594,2	2,784	1,223	2,277	0,855
FA 78.7	2	-611,45	2,877	0,972	2,961	1,123
FA 89.4	1	-685	3,100	1,063	2,927	1,159
FA 93.3	1	-713,6	3,238	1,120	2,893	1,082
FA 96.6	2	-739	3,355	0,804	4,397	1,663
FA 97.5	2	-745,4	3,013	1,08	2,791	1,049
FA 101.3	1	-773	2,876	1,200	2,390	0,897
FA 104.8	3	-779,7	2,884	0,587	4,915	1,901
FA 108.4	2	-825,3	2,824	1,105	2,578	0,969
FA 112.6	1	-856,7	2,668	1,289	2,072	0,772
FA 118.3a	1	-899	3,594	1,237	2,907	1,107
FA 118.8	1	-904,15	3,018	1,277	2,364	0,890

O histograma da distribuição dos valores da condutividade térmica foi separado em intervalos de dados de 0.2, repartidos por 8 classes (Gráfico 5.2), pelo mesmo método utilizado para os dados da densidade, utilizando as expressões matemáticas de Sturges (1926) e Wand (1997). Esta distribuição assemelha-se a uma distribuição normal, com a sua média aritmética não posicionada no centro do histograma, estando ligeiramente deslocada para a direita, tomando este histograma uma forma ligeiramente assimétrica à direita.

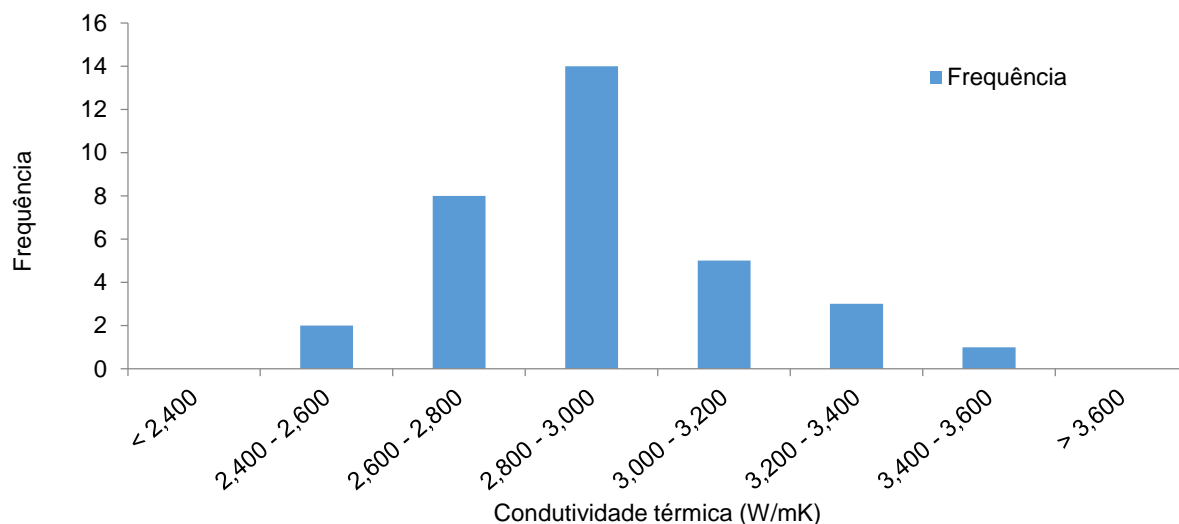


Gráfico 5.2 – Histograma da distribuição dos valores da condutividade térmica

A difusividade térmica foi separada em intervalos de dados de 0.1, com 9 classes de agrupamento de dados (Gráfico 5.3). Pela forma da distribuição apresentada pelo histograma, este pode ser considerado como bimodal, onde a classe de valores de difusividade térmica entre 0.800 – 0.900 mm²/s e a classe entre 1.200 – 1.300 mm²/s se apresentam com maior número de ocorrências.

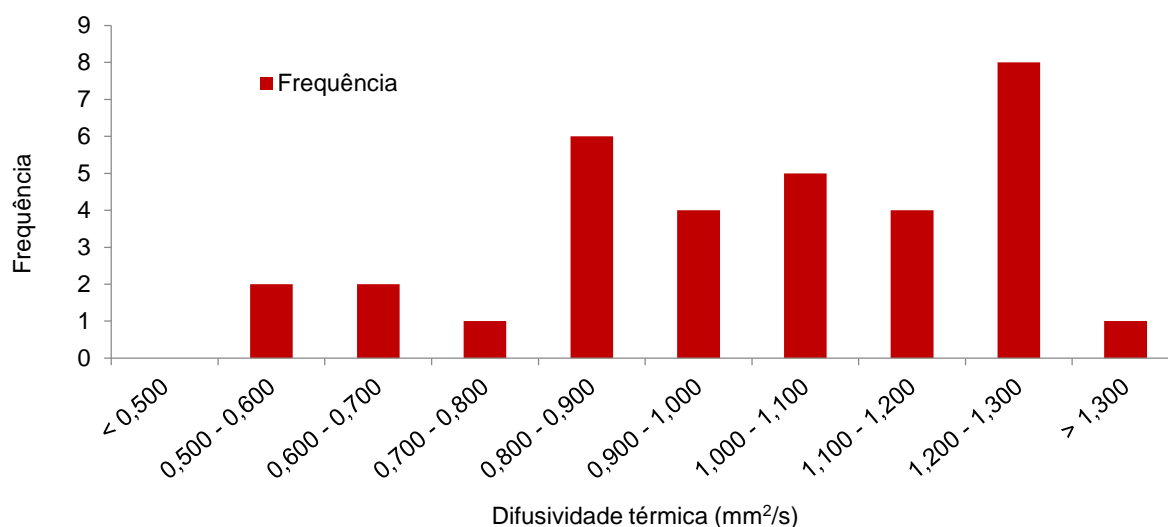


Gráfico 5.3 - Histograma da distribuição dos valores da difusividade térmica

O intervalo de dados para a distribuição de frequências da capacidade térmica definiu-se como 0.5, agrupando os dados em 8 classes (Gráfico 5.4). O histograma criado para a distribuição dos valores da capacidade térmica possuem uma distribuição normal com forma assimétrica à direita bem pronunciada.

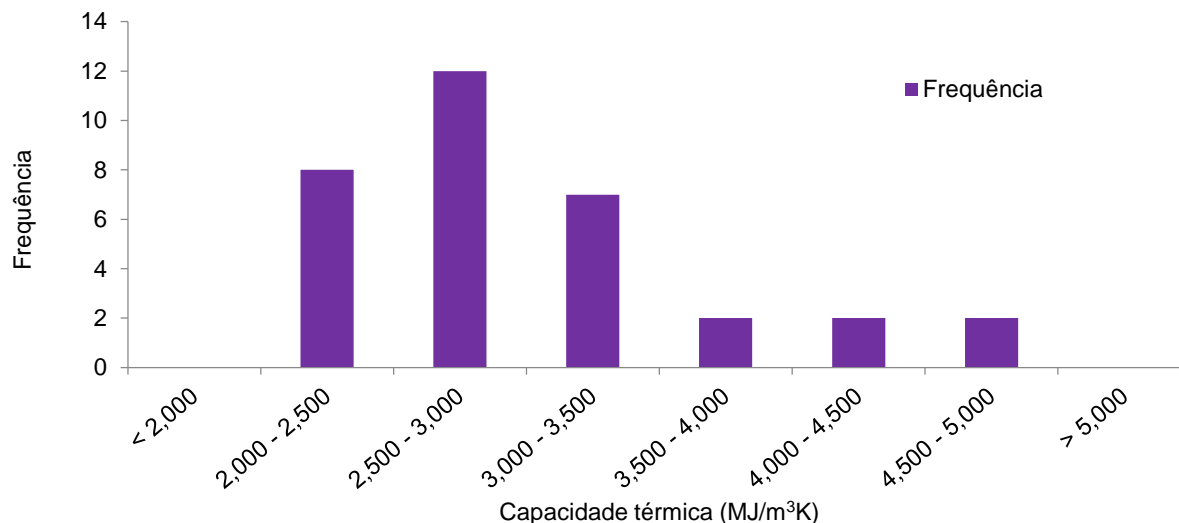


Gráfico 5.4 – Histograma da distribuição dos valores da capacidade térmica

Relativamente ao calor específico, o seu intervalo de dados determinou-se como 0.2, dividindo-se o conjunto de dados em 8 classes (Gráfico 5.5). A distribuição apresentada pelo histograma corresponde a uma distribuição normal com formato assimétrico à direita com um pico isolado, proporcionado pela classe de valores superiores a 1.900 J/kgK.

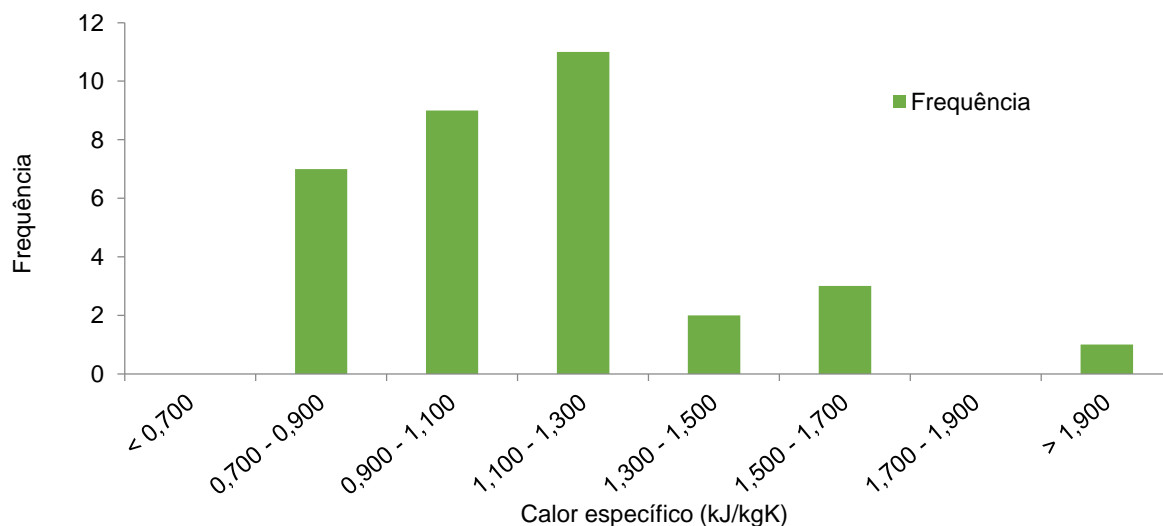


Gráfico 5.5 – Histograma da distribuição dos valores do calor específico

A análise estatística básica dos valores das propriedades térmicas encontra-se na tabela 5.6.

Os valores médios encontrados para a condutividade térmica rondam os 2.913 ± 0.2 W/mK, com um coeficiente de variação de 8.3%. O valor mínimo de condutividade térmica

apresentado pelas amostras corresponde a 2.411 W/mK pertencente à amostra FA 1.4 que apresenta um grau de alteração metassomática 2 e encontra-se à profundidade de 203 m, e o valor máximo encontrado é de 3.594 W/mK referente à amostra FA 118.3a de grau de alteração 1, cuja profundidade é de 899 m.

Em relação à difusividade térmica, os valores médios apresentados pelas amostras são de $1.009 \pm 0.2 \text{ mm}^2/\text{s}$, com uma variação de 21%. O valor mínimo é de $0.572 \text{ mm}^2/\text{s}$ obtido pela amostra FA 27.4 com grau de alteração 2 e profundidade de 326 m aproximadamente, e o valor máximo, $1.32 \text{ mm}^2/\text{s}$, pertence à amostra FA 53.5a cujo grau de alteração é 4 e a profundidade de recolha é 473 m.

A capacidade térmica apresenta valores que rondam o intervalo $3.027 \pm 0.7 \text{ MJ/m}^3\text{K}$, apresentando um coeficiente de variação de 23%. O valor mínimo, $2.072 \text{ MJ/m}^3\text{K}$, foi encontrado na amostra FA 112.6 com grau de alteração 1 a 857 m de profundidade, e o valor máximo, $4.915 \text{ MJ/m}^3\text{K}$, pertence à amostra FA 104.8 da família com grau de alteração 3 a 780 m.

Relativamente ao calor específico, os seus valores médios são de $1.142 \pm 0.3 \text{ kJ/kgK}$, variando em 23%. A amostra FA 112.6 apresenta-se com o valor mínimo desta propriedade térmica, 0.772 kJ/kgK , enquanto a amostra FA 104.8 possui o valor máximo, 1.901 kJ/kgK .

Tabela 5.6 - Análise estatística básica das propriedades térmicas do conjunto de 33 amostras analisadas pertencentes aos testemunhos de sondagem do furo AQ1, no contexto de rocha seca à temperatura ambiente (Ensaio 1). λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, ρc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação, md – mediana, mínimo e máximo – valores mínimos e máximos para o intervalo

$\lambda \text{ (W/mK)}$		$k \text{ (x10}^{-6} \text{ m}^2/\text{s)}$		$\rho c_p \text{ (MJ/m}^3\text{K)}$		$c_p \text{ (kJ/kgK)}$	
μ	2,913	μ	1,009	μ	3,027	μ	1,142
σ	0,241	σ	0,214	σ	0,699	σ	0,266
$cv \text{ (%)}$	8,3	$cv \text{ (%)}$	21,2	$cv \text{ (%)}$	23,1	$cv \text{ (%)}$	23,3
md	2,877	md	1,045	md	2,927	md	1,107
mínimo	2,411	mínimo	0,572	mínimo	2,072	mínimo	0,772
máximo	3,594	máximo	1,32	máximo	4,915	máximo	1,901

5.3.2. Ensaio com rocha seca a temperatura ambiente (Ensaio 2)

Este ensaio executou-se pela mesma metodologia que o ensaio 1, e a sua realização serviu para perceber se o método tem reprodutibilidade, mostrando coerência entre os resultados dos dois ensaios. Os resultados do ensaio 2 encontram-se na tabela 5.7.

Tabela 5.7 - Valores das propriedades térmicas das amostras rochosas ensaiadas num contexto de temperatura ambiente (20°C) e com os seus poros preenchidos por ar (Ensaio 2). λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, ρc_p – capacidade térmica (calor específico volumétrico), c_p – calor específico (mássico)

NOME	Grau de alteração	P (m)	λ (W/mK)	k ($\times 10^{-6}$ m ² /s)	ρc_p (MJ/m ³ K)	c_p (kJ/kgK)
FA 1,1	2	-200	2,553	0,56	4,561	1,712
FA 1,4	2	-203	2,326	0,751	3,102	1,168
FA 7,4	1	-230,7	2,946	1,099	2,683	1,009
FA 22,2	2	-294,15	2,621	1,176	2,229	0,839
FA 27,4	2	-325,65	2,621	0,563	4,695	1,739
FA 35,5	1	-372,4	2,717	0,597	4,553	1,717
FA 44,5	1	-423,2	2,594	0,896	2,897	1,087
FA 53,2	4	-470,5	2,894	0,869	3,339	1,264
FA 53,4	4	-472,5	2,838	1,086	2,614	0,989
FA 53,5a	4	-473	2,977	1,361	2,189	0,835
FA 54,5b	4	-479	2,995	1,037	2,890	1,075
FA 55,6	2	-485,75	2,845	0,850	3,348	1,258
FA 57,5	3	-496	2,9708	0,9384	3,167	1,199
FA 61,5	1	-517,65	2,918	0,884	3,302	1,236
FA 68,1	3	-552	2,703	0,955	2,831	1,066
FA 69,2	1	-558,3	2,847	0,892	3,196	1,198
FA 69,6	2	-562,1	3,176	1,210	2,627	0,977
FA 70,5a	2	-566	2,933	0,96	3,055	1,148
FA 73,1	4	-578,2	3,382	1,232	2,746	1,038
FA 74,1	4	-584,7	2,84	1,12	2,537	0,974
FA 74,6	2	-588,4	2,944	1,073	2,743	1,040
FA 75,6a	1	-594,2	2,776	1,237	2,248	0,844
FA 78,7	2	-611,45	2,837	1,033	2,755	1,045
FA 89,4	1	-685	2,981	1,087	2,745	1,087
FA 93,3	1	-713,6	3,221	0,973	3,312	1,239
FA 96,6	2	-739	3,923	0,837	4,916	1,859
FA 97,5	2	-745,4	3,151	0,967	3,259	1,225
FA 101,3	1	-773	2,864	1,259	2,275	0,854
FA 104,8	3	-779,7	2,747	0,513	5,372	2,078
FA 108,4	2	-825,3	2,478	0,870	2,921	1,098
FA 112,6	1	-856,7	2,658	1,302	2,043	0,761
FA 118,3a	1	-899	3,569	1,2	2,976	1,133
FA 118,8	1	-904,15	3,02	1,183	2,556	0,962

A análise estatística básica dos dados da tabela 5.7 encontra-se na tabela 5.8.

Esta análise estabelece que a condutividade térmica média é de 2.905 ± 0.3 W/mK, com um coeficiente de variação de 11% aproximadamente. O seu valor mínimo de 2.326 W/mK pertence à amostra FA 1.4, a uma profundidade de 203 m e com grau de alteração metassomática classificada como 2. O valor máximo – 3.923 W/mK, corresponde à amostra FA 96.6 igualmente com alteração metassomática de grau 2, a uma profundidade de 739 m.

A difusividade térmica apresenta valores médios de 0.987 ± 0.2 mm²/s, variando cerca de 22%, devido à variabilidade de valores que apresenta desde o mínimo de 0.513 mm²/s até ao máximo de 1.361 mm²/s. A amostra com valor mínimo é a FA 104.8 cujo grau de alteração metassomática é 3 e encontra-se à profundidade aproximada de 780 m. O valor máximo é encontrado na amostra FA 53.5a, a uma profundidade de 473 m, classificada como detentora de grau de alteração metassomática 4.

O valor médio da capacidade térmica ronda os 3.112 ± 0.8 MJ/m³K, com um coeficiente de variação aproximado dos 26%. A amostra com valor mínimo (2.043 MJ/m³K) tem como referência FA 112.6, grau de alteração metassomática 1 e profundidade de 857 m. O valor máximo (5.372 MJ/m³K) pertence à amostra FA 104.8, localizada aos 780 m aproximadamente e com grau de alteração metassomática 3.

O calor específico médio varia de 1.174 ± 0.3 kJ/kgK, tendo o seu coeficiente de variação o valor de 27%. O valor mínimo é de 0.761 kJ/kgK e o máximo de 2.078 kJ/kgK. Assim como para a capacidade térmica, as amostras FA 112.6 e FA 104.8 possuem o valor mínimo e máximo de calor específico.

Tabela 5.8 - Análise estatística básica das propriedades térmicas do conjunto de 33 amostras analisadas pertencentes aos testemunhos de sondagem do furo AQ1, num contexto de rocha seca à temperatura ambiente (Ensaio 2). λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, ρc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação, md – mediana, mínimo e máximo – valores mínimos e máximos para o intervalo

λ (W/mK)		k ($\times 10^{-6}$ m ² /s)		ρc_p (MJ/m ³ K)		c_p (kJ/kgK)	
μ	2,905	μ	0,987	μ	3,112	μ	1,174
σ	0,310	σ	0,221	σ	0,821	σ	0,312
cv (%)	10,7	cv (%)	22,4	cv (%)	26,4	cv (%)	26,6
md	2,864	md	0,973	md	2,897	md	1,087
mínimo	2,326	mínimo	0,513	mínimo	2,043	mínimo	0,761
máximo	3,923	máximo	1,361	máximo	5,372	máximo	2,078

5.3.3. Ensaio com rocha saturada a temperatura ambiente

Os ensaios com rocha saturada basearam-se na mesma metodologia aplicada aos dois ensaios anteriores. Os resultados obtidos estão discriminados na tabela seguinte (Tabela 5.9)

Tabela 5.9 - Valores das propriedades térmicas das amostras rochosas ensaiadas num contexto de temperatura ambiente (20°C) e com os seus poros preenchidos por água. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, ρc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico

Ref. amostra	Grau de alteração	P (m)	λ (W/mK)	k ($\times 10^{-6}$ m ² /s)	ρc_p (MJ/m ³ K)	c_p (kJ/kgK)
FA 1.1	2	-200	3,146	0,771	4,046	1,519
FA 1.4	2	-203	2,674	1,059	2,612	0,984
FA 7.4	1	-230,7	2,812	1,2	2,387	0,898
FA 22.2	2	-294,15	2,884	1,315	2,2	0,828
FA 27.4	2	-325,65	2,762	0,956	2,771	1,026
FA 35.5	1	-372,4	3,162	0,814	3,89	1,467
FA 44.5	1	-423,2	3,055	1,143	2,679	1,005
FA 53.2	4	-470,5	3,215	0,764	4,224	1,599
FA 53.4	4	-472,5	2,9	1,109	2,615	0,989
FA 53.5a	4	-473	3,089	1,291	2,394	0,913
FA 54.5b	4	-479	3,171	1,165	2,734	1,017
FA 55.6	2	-485,75	3,147	1,143	2,756	1,036
FA 57.5	3	-496	3,138	1,275	2,469	0,935
FA 61.5	1	-517,65	2,977	1,025	2,92	1,093
FA 68.1	3	-552	2,961	1,163	2,549	0,959
FA 69.2	1	-558,3	3,076	1,068	2,883	1,081
FA 69.6	2	-562,1	3,266	1,166	2,811	1,045
FA 70.5a	2	-566	3,21	1,095	2,937	1,104
FA 73.1	4	-578,2	3,486	1,207	2,893	1,093
FA 74.1	4	-584,7	2,964	1,157	2,57	0,987
FA 74.6	2	-588,4	3,072	1,111	2,78	1,054
FA 75.6a	1	-594,2	2,902	1,386	2,103	0,789
FA 78.7	2	-611,45	2,896	1,135	2,573	0,976
FA 89.4	1	-685	3,81	1,059	2,892	1,145
FA 93.3	1	-713,6	3,244	1,227	2,659	0,995
FA 96.6	2	-739	3,069	1,213	3,606	1,364
FA 97.5	2	-745,4	3,204	1,008	3,184	1,196
FA 101.3	1	-773	3,467	0,993	3,397	1,274
FA 104.8	3	-779,7	3,261	0,684	4,788	1,852
FA 108.4	2	-825,3	2,603	0,825	3,157	1,187
FA 112.6	1	-856,7	2,929	1,151	2,544	0,948
FA 118.3a	1	-899	3,944	1,158	3,437	1,308
FA 118.8	1	-904,15	3,195	1,138	2,827	1,064

A análise estatística básica dos dados das propriedades térmicas para as rochas saturadas (Tabela 5.10) teve por base a tabela 5.9.

Nas rochas saturadas, a condutividade térmica média exibida pelas amostras é de 3.112 ± 0.3 W/mK, cujo coeficiente de variação determinado é de 9%. Em termos dos seus valores mínimos e máximos estes são, respetivamente, 2.603 W/mK e 3.944 W/mK referentes às amostras FA 108.4 e FA 118.3a. A amostra com valor mínimo foi classificada com grau de alteração metassomática 2 e encontra-se à profundidade de 825 m aproximadamente. Por sua vez, a amostra com valor máximo está a uma profundidade de 899 m, com um grau de alteração metassomática também 2.

A difusividade térmica média apresenta-se dentro dos valores de 1.090 ± 0.2 mm²/s, variando cerca de 15%. O valor mínimo (0.684 mm²/s) é exibido pela amostra FA 104.8 da família de grau de alteração metassomática 3, a uma profundidade aproximada de 780 m. O valor máximo (1.386 mm²/s) corresponde à amostra FA 75.6a cuja profundidade é de 594 m e o grau de alteração metassomática de 1.

Os valores médios de capacidade térmica rondam os 2.948 ± 0.6 MJ/m³K, tomando o coeficiente de variação o valor de 20%. A amostra FA 75.6a apresenta o valor mínimo (2.103 MJ/m³K) e a amostra FA 104.8 o valor máximo (4.788 MJ/m³K), estando o comportamento destas amostras inverso entre a difusividade térmica e a capacidade térmica.

Relativamente ao calor específico, o valor médio determinado é de 1.113 ± 0.2 kJ/kgK, com um coeficiente de variação aproximado de 21%. Neste conjunto, as amostras FA 75.6a e FA 104.8 possuem os valores mínimo (0.789 kJ/kgK) e máximo (1.852 kJ/kgK), respetivamente, como o que ocorre com a capacidade térmica.

Tabela 5.10 – Análise estatística básica das propriedades térmicas do conjunto de 33 amostras analisadas pertencentes aos testemunhos de sondagem do furo AQ1, num contexto de rocha saturada à temperatura ambiente.

λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, pc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação, md – mediana, mínimo e máximo – valores mínimos e máximos para o intervalo

λ (W/mK)		k (mm ² /s)		pc_p (MJ/m ³ K)		c_p (kJ/kgK)	
μ	3,112	μ	1,090	μ	2,948	μ	1,113
σ	0,280	σ	0,165	σ	0,596	σ	0,230
cv (%)	9	cv (%)	15,2	cv (%)	20,2	cv (%)	20,7
md	3,089	md	1,138	md	2,780	md	1,045
mínimo	2,603	mínimo	0,684	mínimo	2,103	mínimo	0,789
máximo	3,944	máximo	1,386	máximo	4,788	máximo	1,852

5.3. 4. Ensaio com rocha seca em função do aumento de temperatura

Neste ensaio utilizou-se duas amostras, já ensaiadas a temperatura ambiente, mas agora medindo-se os mesmos parâmetros para temperaturas diferentes da ambiente, tendo sido consideradas temperaturas de 40°C, 60°C, 80°C, 100°C e 120°C.

A metodologia adotada para estes ensaios varia um pouco dos ensaios anteriores, utilizando-se um sensor de menor diâmetro e o banho em óleo de silicone. O procedimento experimental vem explicado nos subcapítulos 4.2.1.1 e 4.2.1.2.

Os resultados obtidos encontram-se na tabela 5.11 para a condutividade térmica, na tabela 5.12 para a difusividade térmica, na tabela 5.13 para a capacidade térmica e na tabela 5.14 para o calor específico. A variação da condutividade térmica com a temperatura é visível no gráfico 5.6, o gráfico 5.7 mostra a variação da difusividade térmica com a temperatura, o gráfico 5.8 apresenta a mesma variação mas relativo à capacidade térmica e por fim a variação do calor específico com a temperatura está presente no gráfico 5.9.

Tabela 5.11 - Valores da condutividade térmica a diferentes temperaturas. A condutividade térmica apresenta um valor desigual à temperatura ambiente devido ao sensor utilizado nestes ensaios ser diferente que nos anteriores. P – profundidade, λ – condutividade térmica

Ref. amostra	Grau de alteração	P (m)	λ (20°C) W/mK	λ (40°C) W/mK	λ (60°C) W/mK	λ (80°C) W/mK	λ (100°C) W/mK	λ (120°C) W/mK
FA 89.4	1	-685	3,258	3,127	2,912	2,853	2,772	2,699
FA 118.8	1	-904,15	3,025	2,942	2,921	2,863	2,792	2,727

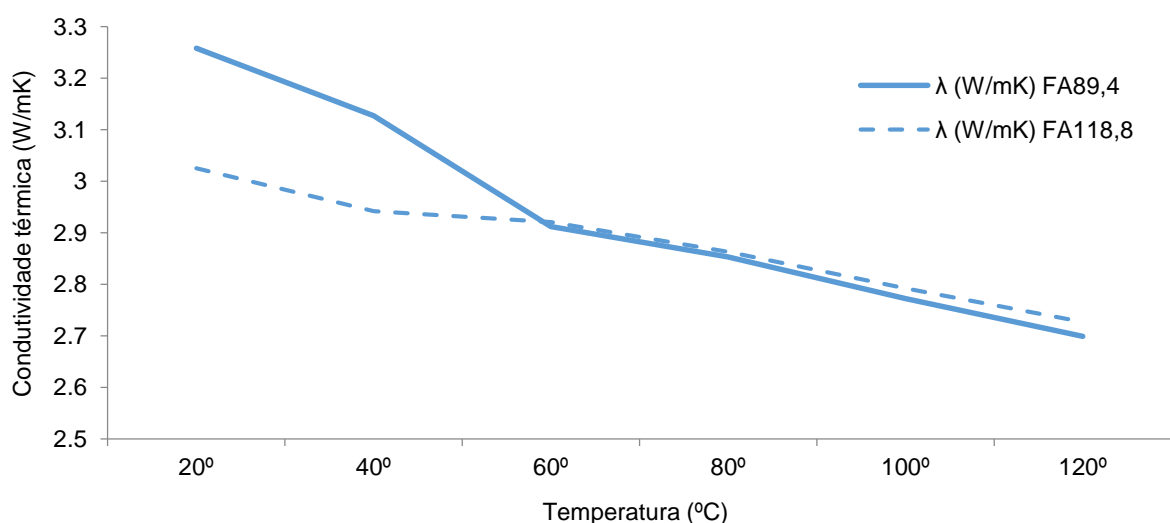


Gráfico 5.6 – Variação da condutividade térmica em função do aumento da temperatura. λ – condutividade térmica

Tabela 5.12 - Valores da difusividade térmica a diferentes temperaturas. A difusividade térmica apresenta um valor desigual à temperatura ambiente devido ao sensor utilizado nestes ensaios ser diferente que nos anteriores. P – profundidade, k – difusividade térmica

Ref. amostra	Grau de alteração	P (m)	k (20°C) x10 ⁻⁶ m ² /s	k (40°C) x10 ⁻⁶ m ² /s	k (60°C) x10 ⁻⁶ m ² /s	k (80°C) x10 ⁻⁶ m ² /s	k (100°C) x10 ⁻⁶ m ² /s	k (120°C) x10 ⁻⁶ m ² /s
FA 89.4	1	-685	1,589	1,658	1,712	1,524	1,497	1,376
FA 118.8	1	-904,15	1,616	1,487	1,405	1,290	1,259	1,163

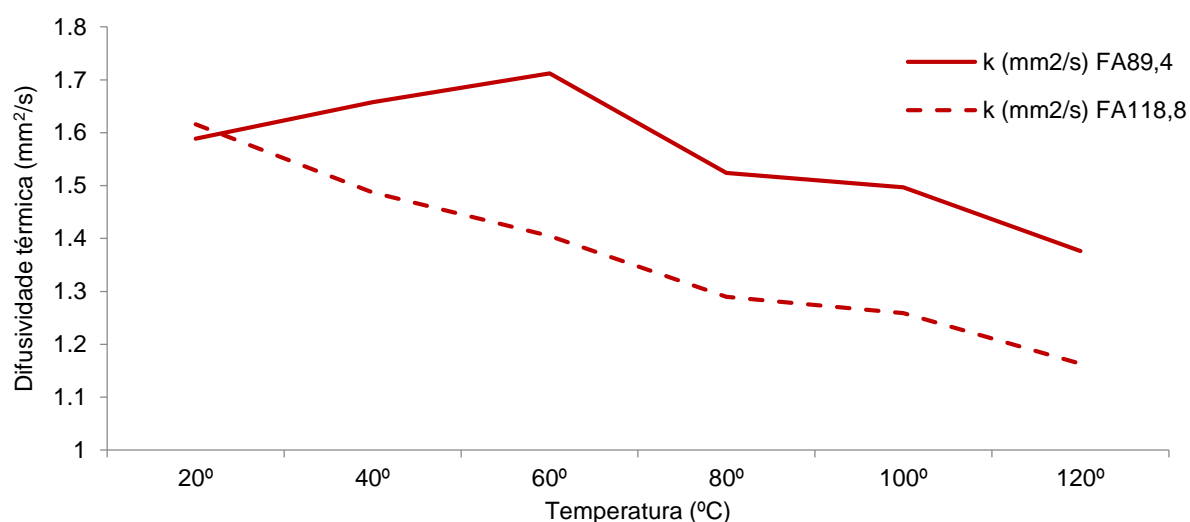


Gráfico 5.7 – Variação da difusividade térmica em função do aumento de temperatura. k – difusividade térmica

Tabela 5.13 – Valores da capacidade térmica a diferentes temperaturas. A capacidade térmica apresenta um valor desigual à temperatura ambiente devido ao sensor utilizado nestes ensaios ser diferente que nos anteriores. P – profundidade, ρc_p – capacidade térmica

Ref. amostra	Grau de alteração	P (m)	ρc_p (20°C) MJ/m ³ K	ρc_p (40°C) MJ/m ³ K	ρc_p (60°C) MJ/m ³ K	ρc_p (80°C) MJ/m ³ K	ρc_p (100°C) MJ/m ³ K	ρc_p (120°C) MJ/m ³ K
FA 89.4	1	-685	2,05	1,887	1,703	1,873	1,868	1,962
FA 118.8	1	-904,15	1,872	1,98	2,08	2,22	2,22	2,345

Capítulo 5 – Resultados

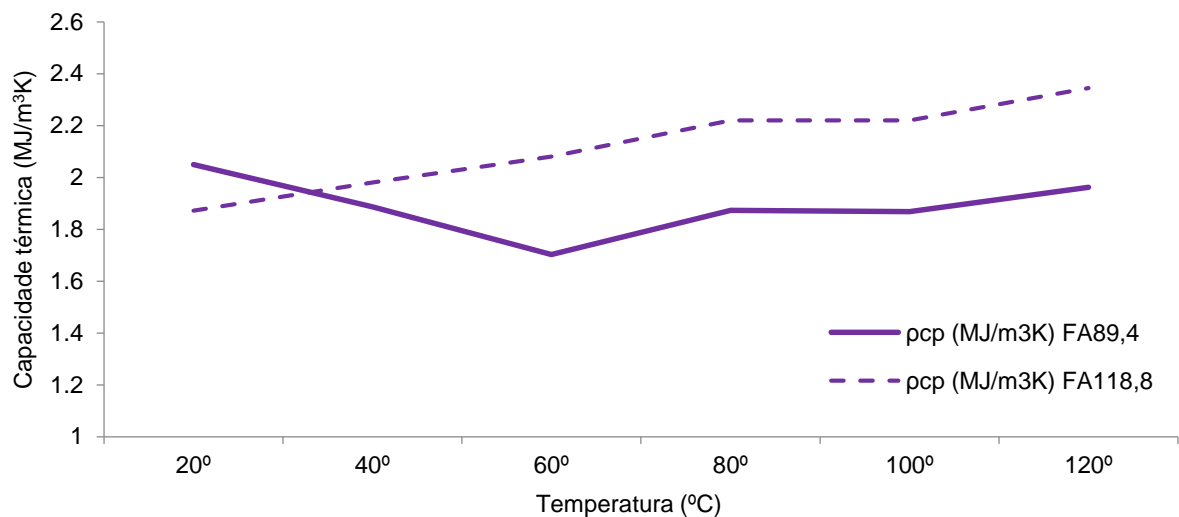


Gráfico 5.8 – Variação da capacidade térmica em função do aumento da temperatura. pc_p – capacidade térmica

Tabela 5.14 - Valores do calor específico a diferentes temperaturas. O calor específico apresenta um valor desigual à temperatura ambiente devido ao sensor utilizado nestes ensaios ser diferente que nos anteriores. P - profundidade, c_p – calor específico

Ref. amostra	Grau de alteração	P (m)	c_p (20°C) kJ/kgK	c_p (40°C) kJ/kgK	c_p (60°C) kJ/kgK	c_p (80°C) kJ/kgK	c_p (100°C) kJ/kgK	c_p (120°C) kJ/kgK
FA 89.4	1	-685	0,810	0,746	0,673	0,740	0,738	0,775
FA 118.8	1	-904,15	0,704	0,744	0,782	0,835	0,835	0,882

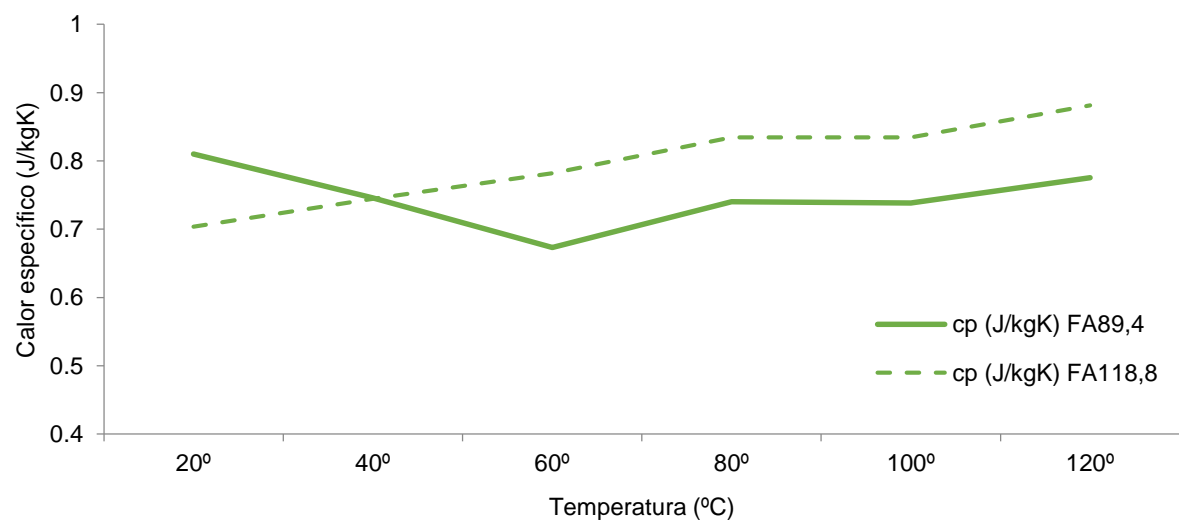


Gráfico 5.9 – Variação do calor específico em função do aumento de temperatura. c_p – calor específico

5.3.5. Ensaio com rocha seca considerando-a anisotrópica

As rochas graníticas são consideradas como isotrópicas para efeitos das propriedades térmicas pelo arranjo aleatório dos seus grãos minerais. De modo a comprovar se este facto é verdadeiro foi ensaiada uma amostra considerando-a como anisotrópica no que respeita à transmissão do calor.

Os testes da anisotropia necessitam do conhecimento prévio da capacidade térmica, utilizando-se neste ensaio o valor obtido à temperatura ambiente em condições de rocha seca.

Os resultados obtidos para a condutividade térmica axial e radial encontram-se na tabela 5.15 e os resultados da difusividade térmica axial e radial na tabela 5.16.

Tabela 5.15 - Valores da condutividade térmica axial e radial. P – profundidade, ρc_p – capacidade térmica, λ_{axial} – condutividade térmica axial e λ_{radial} – condutividade térmica radial

Ref. amostra	Grau de alteração	P (m)	ρc_p (MJ/m ³ K)	λ_{axial} (W/mK)	λ_{radial} (W/mK)
FA 27.4	2	-325,65	4,546	2,461 – 2,468	2,889 – 2,921

Tabela 5.16 - Valores da difusividade térmica axial e radial. P – profundidade, ρc_p – capacidade térmica, k_{axial} – difusividade térmica axial e k_{radial} – difusividade térmica radial

Ref. amostra	Grau de alteração	P (m)	ρc_p (MJ/m ³ K)	k_{axial} (x10 ⁻⁶ m ² /s)	k_{radial} (x10 ⁻⁶ m ² /s)
FA 27.4	2	-325,65	4,546	0,541 – 0,543	0,636 – 0,643

Capítulo 6 – Interpretação e discussão dos resultados

6.1. Correlação entre as variáveis

Um dos objetivos deste trabalho prendia-se com a pesquisa de eventuais correlações entre os valores das propriedades térmicas com parâmetros como profundidade, grau de alteração metassomática e densidade.

A correlação entre as variáveis origina um valor de coeficiente de correlação linear ($\hat{\rho}$) que permite avaliar qualitativamente as relações entre as diferentes variáveis, podendo estas variar entre correlações não satisfatórias, pouco satisfatórias, moderadas, satisfatórias e muito satisfatórias, de ordem positiva ou negativa (Tabela 6.1). Na tabela 6.2 encontram-se os valores de significância para o coeficiente de correlação utilizado.

Tabela 6.1 – Avaliação qualitativa do coeficiente de correlação linear de Pearson, com $n=33$.

Intervalo do coeficiente de correlação	Descrição
$ \hat{\rho} \geq 0,296$	Correlação linear não satisfatória
$0,296 \leq \hat{\rho} < 0,349$	Correlação linear pouco satisfatória
$0,349 \leq \hat{\rho} < 0,409$	Correlação linear moderada
$0,409 \leq \hat{\rho} < 0,449$	Correlação linear satisfatória
$ \hat{\rho} \leq 0,449$	Correlação linear muito satisfatória

Tabela 6.2 – Coeficiente de correlação linear de Pearson e nível de significância correspondente, com $n=33$.

Coeficiente de correlação	Nível de significância
$ \hat{\rho} = 0,296$	$p(0,10)$
$ \hat{\rho} = 0,349$	$p(0,05)$
$ \hat{\rho} = 0,409$	$p(0,02)$
$ \hat{\rho} = 0,449$	$p(0,01)$

Atendendo a este objetivo foi efetuada uma matriz de correlação entre os parâmetros grau de alteração metassomática, profundidade, densidade e propriedades térmicas tanto dos ensaios com rochas secas como dos ensaios com rochas saturadas (Tabela 6.3). Desta matriz é possível perceber os parâmetros que possuem afinidades entre si.

Nas figuras 6.1 e 6.2 encontram-se as curvas das propriedades térmicas e a sua relação com a profundidade, com a caracterização simplificada da sondagem e com a densidade. A figura 6.1 diz respeito aos Ensaios 1 e 2, realizados para percepção da reprodutibilidade do método, e a figura 6.2 mostra as variações existentes entre os ensaios com rocha seca e os ensaios com rocha saturada.

Propriedades termofísicas em rochas graníticas (Guarda, Portugal central)

Tabela 6.3 - Matriz de correlação das variáveis a condições *standard* de temperatura e pressão (20°C e 100 kPa). P – Profundidade, d – densidade, λ_{seco} – condutividade térmica das rochas secas, λ_{sat} – condutividade térmica das rochas saturadas, k_{seco} – difusividade térmica das rochas secas, k_{sat} – difusividade térmica das rochas saturadas, ρC_p seco – capacidade térmica das rochas secas, ρC_p sat – capacidade térmica das rochas saturadas, C_p seco – calor específico das rochas secas, C_p sat – calor específico das rochas saturadas

	Grau de alteração metassomática	P (m)	d (g/cm³)	λ_{seco} (W/mK)	λ_{sat} (W/mK)	k_{seco} (x10⁻⁶ m²/s)	k_{sat} (x10⁻⁶ m²/s)	ρC_p seco (MJ/m³K)	ρC_p sat (MJ/m³K)	C_p seco (kJ/kgK)	C_p sat (kJ/kgK)
Grau de alteração metassomática	1,00										
P (m)	-0,19	1,00									
d (g/cm³)	-0,17	-0,21	1,00								
λ_{seco} (W/mK)	0,08	0,53	-0,26	1,00							
λ_{sat} (W/mK)	-0,09	0,42	-0,45	0,70	1,00						
k_{seco} (x10⁻⁶ m²/s)	0,11	0,42	-0,03	0,39	0,24	1,00					
k_{sat} (x10⁻⁶ m²/s)	-0,02	0,01	0,12	0,21	-0,03	0,55	1,00				
ρC_p seco (MJ/m³K)	-0,08	-0,20	-0,07	-0,07	-0,04	-0,92	-0,52	1,00			
ρC_p sat (MJ/m³K)	0,06	0,18	-0,23	0,20	0,35	-0,44	-0,83	0,57	1,00		
C_p seco (kJ/kgK)	-0,07	-0,19	-0,13	-0,06	-0,01	-0,91	-0,53	1,00	0,59	1,00	
C_p sat (kJ/kgK)	0,07	0,19	-0,29	0,21	0,37	-0,43	-0,83	0,57	1,00	0,59	1,00

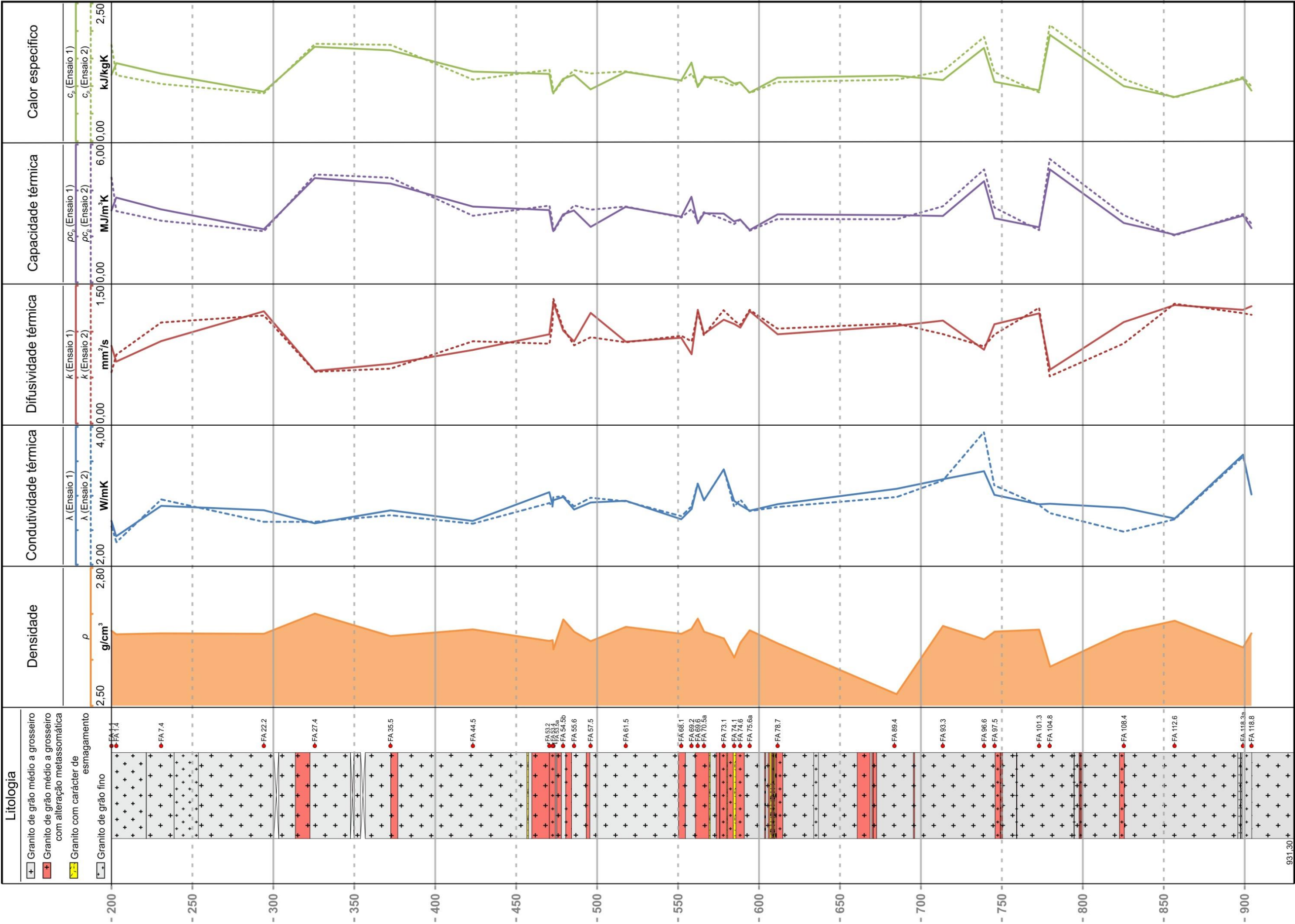


Figura 6.1 - Representação gráfica da densidade e das propriedades térmicas do Ensaio 1 e do Ensaio 2

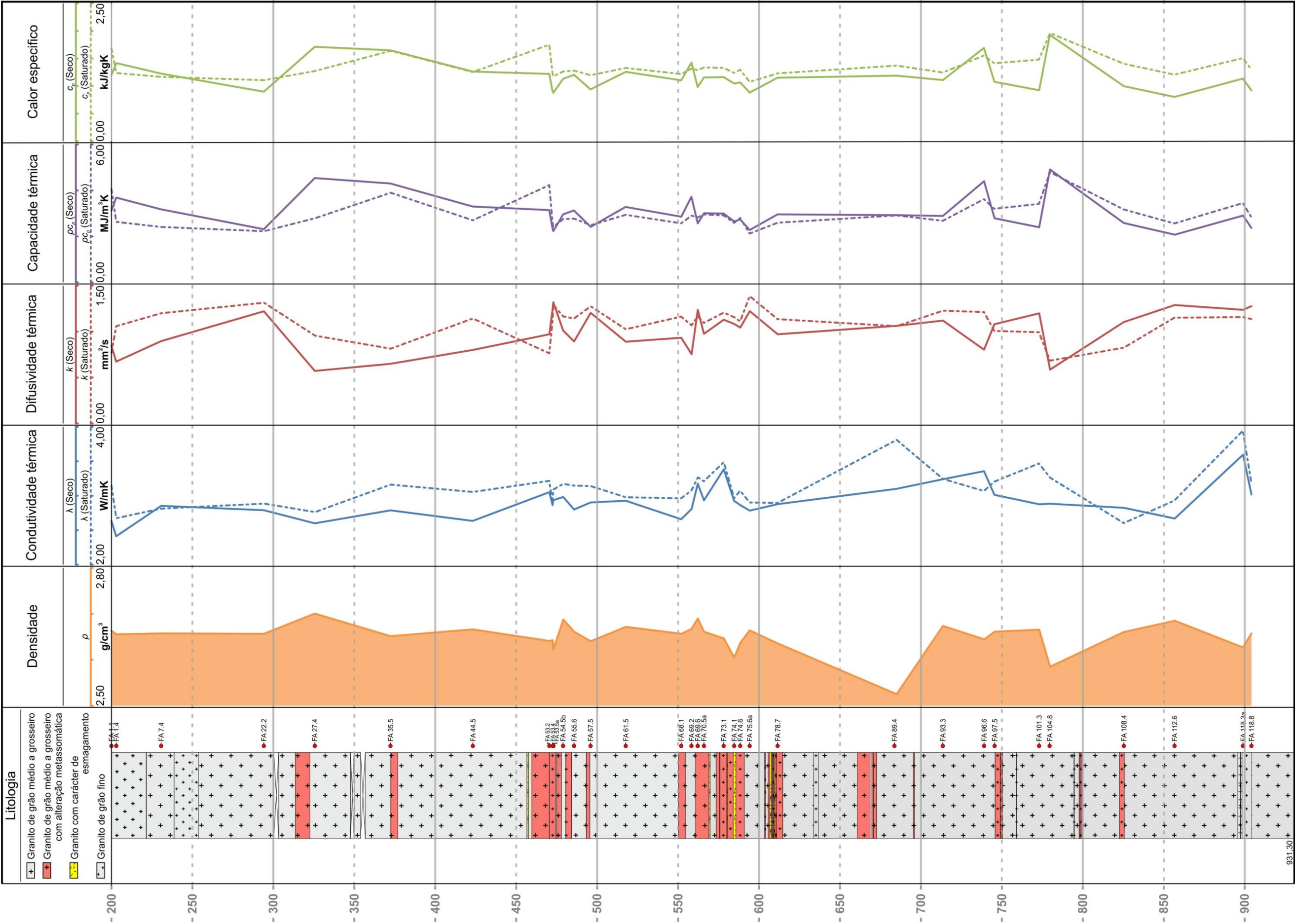


Figura 6.2 - Representação gráfica da densidade e das propriedades térmicas dos ensaios com rocha seca e com rocha saturada

6.1.1. Correlação entre o grau de alteração metassomática e os restantes parâmetros

A correlação linear existente entre o grau de alteração e os restantes parâmetros, como profundidade, densidade e propriedades térmicas mostra-se como não satisfatória, de acordo com a avaliação qualitativa da tabela 6.1. Podendo-se com isto afirmar que a hematização dos feldspatos e a cloritização da biotite não está dependente da profundidade, nem afeta a densidade e as propriedades térmicas das amostras.

Apesar da alteração metassomática estar conectada com a alteração química de uma rocha, como resultado da interação da rocha com soluções hidrotermais (Zharikov *et al.*, 2007), esta é independente de todos os parâmetros analisados, estando maioritariamente ligada a fraturas no seio da rocha que permitem a percolação de fluidos hidrotermais.

6.1.2. Correlação entre a profundidade e os restantes parâmetros

Nos ensaios com rocha seca, a profundidade apresenta uma correlação muito satisfatória com a condutividade térmica, e uma correlação satisfatória com a difusividade térmica. Relativamente aos ensaios com rochas saturadas, a profundidade apresenta uma correlação satisfatória com a condutividade térmica.

Todos os outros parâmetros da matriz de correlação (Tabela 6.3) apresentam uma correlação não satisfatória com a profundidade.

A correlação existente mostra que a eficiência da transmissão de calor e a velocidade dessa difusão térmica está dependente da profundidade a que as rochas se encontram. Pela nuvem de pontos dos gráficos de dispersão, percebe-se que as condutividades térmicas possuem uma afinidade maior com a profundidade que a difusividade térmica.

6.1.3. Correlação entre a densidade e os restantes parâmetros

A densidade apresenta uma correlação muito satisfatória com a condutividade térmica do ensaio com rocha saturada, exibindo uma correlação não satisfatória com os restantes parâmetros.

A densidade trata-se de uma propriedade intrínseca das rochas, estando relacionada com a densidade dos minerais que constituem as rochas (Maqsood *et al.*, 2004; Sundberg *et al.*, 2009), e, por sua vez, é dependente da composição química e estrutura cristalina desses minerais (Sundberg *et al.*, 2009). Em Sundberg *et al.* (2009) é apresentado uma relação empírica entre a densidade e a condutividade térmica das rochas, chamado Model Laxemar 2.1, para o granito Avrö, mostrando que a condutividade térmica varia inversamente com a densidade das rochas, justificando a afinidade que estes dois parâmetros mostram no presente trabalho.

6.1.4. Correlação entre as propriedades térmicas no ensaio com rocha seca

Apesar da existência de uma equação matemática $k = \frac{\lambda}{\rho c_p}$ ou $\lambda = k\rho c_p$ (Eq. 13 do Cap. 2.3.3 – difusividade térmica) que relaciona as propriedades térmicas, a correlação entre elas apresenta variações, a condutividade térmica, neste trabalho, exibe uma correlação moderada com a difusividade térmica e uma correlação não satisfatória tanto com a capacidade térmica como com o calor específico. Por sua vez, a difusividade térmica possui uma correlação muito satisfatória com a capacidade térmica e com o calor. Entre a capacidade térmica e o calor específico a correlação é perfeita.

A correlação muito satisfatória entre a difusividade térmica e a capacidade térmica, ou entre a difusividade térmica e o calor específico, era expectável pois entre estas propriedades existe uma relação de proporcionalidade inversa, assim como era prevista a correlação perfeita entre a capacidade térmica e o calor específico, pois a capacidade térmica é calculada a partir da equação **Capacidade térmica** = (**Calor específico**) × (**Densidade**) (Eq. 12 do Cap. 2.3.2 – calor específico, capacidade térmica e capacidade calorífica).

A relação moderada entre a condutividade térmica e a difusividade térmica deve-se ao facto de o equipamento utilizar uma capacidade térmica padrão para calcular a difusividade térmica, e basear-se na corrente injetada ao sensor para as medições da condutividade térmica, não relacionando estas duas propriedades entre si.

6.1.5. Correlação entre as propriedades térmicas no ensaio com rocha saturada

Nos ensaios com rocha saturada, a condutividade térmica apresenta-se correlacionada com a difusividade térmica de modo não satisfatório, mas com uma correlação moderada com a capacidade térmica e com o calor específico.

Assim como no ensaio com rocha seca, também neste ensaio, a correlação entre a difusividade térmica com a capacidade térmica e com o calor específico é muito satisfatória, sendo perfeita entre a capacidade térmica e o calor específico.

A justificação para estes coeficientes de correlação é a mesma que para os ensaios com rochas secas tratado no subcapítulo anterior.

6.2. Análise em componentes principais

A análise em componentes principais permite estabelecer as relações lineares entre cada um dos parâmetros analisados possibilitando detetar associações entre esses parâmetros.

Esta análise em componentes principais (ACP), realizada através do *software* ANDAD (C.V.R.M.,2000), fornece 7 eixos fatoriais, dos quais 3 explicam cerca de 80% da variância observada. O primeiro destes componentes justifica uma variância significativa de 40.9%. A variância explicada pelos componentes 2 a 7 oscila entre 25.5% e 1.6% (Tabela 6.4 e Fig. 6.3).

Tabela 6.4 – Valor próprio e variância explicada pelos 7 eixos fatoriais definidos pela ACP

	Eixos fatoriais						
	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
Valor próprio	4,4943	2,8103	1,1861	0,9844	0,7088	0,5188	0,1774
Variância explicada (%)	40,8573	25,5477	10,7830	8,9488	6,4440	4,7167	1,6128
Variância explicada acumulada (%)	40,8573	66,4050	77,1880	86,1369	92,5809	97,2976	98,9103

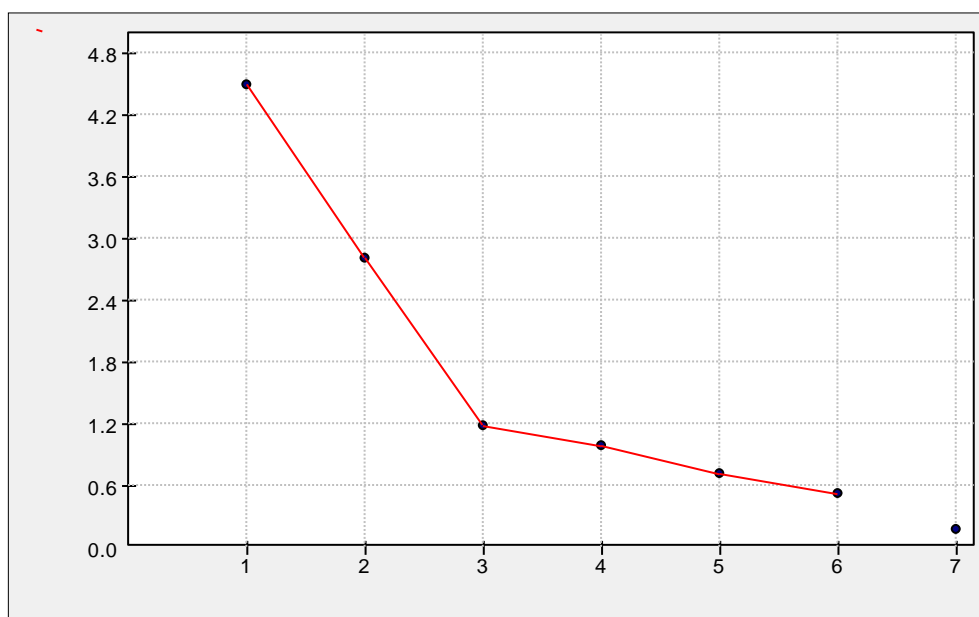


Figura 6.3 - *ScreePlot* relativo aos valores próprios dos 7 eixos fatoriais definidos pela ACP

Pelos valores da tabela 6.4 e pela mudança significativa no *scree plot* representado na figura 6.3 percebe-se que os três primeiros eixos fatoriais representam os componentes mais importantes.

As coordenadas das diferentes variáveis seleccionadas nos vários eixos fatoriais encontram-se na tabela 6.5.

Tabela 6.5— Coordenada das variáveis seleccionadas nos eixos fatoriais definidos pela ACP. A negrito estão os valores com importância estatisticamente relevante. P – Profundidade, d – densidade, λ_{seco} – condutividade térmica das rochas secas, λ_{sat} – condutividade térmica das rochas saturadas, k_{seco} – difusividade térmica das rochas secas, k_{sat} – difusividade térmica das rochas saturadas, $\rho c_p \text{ seco}$ – capacidade térmica das rochas secas, $\rho c_p \text{ sat}$ – capacidade térmica das rochas saturadas, $c_p \text{ seco}$ – calor específico das rochas secas, $c_p \text{ sat}$ – calor específico das rochas saturadas

Parâmetros	Eixos fatoriais						
	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
Grau de alteração metassomática	-0,0158	0,0419	0,9197	0,1582	0,2944	-0,1551	-0,1277
P	-0,0856	0,7350	-0,3099	-0,2321	0,0023	-0,5296	-0,1479
d	-0,2387	-0,5178	-0,3132	-0,3496	0,6601	0,1045	-0,0884
λ_{seco}	-0,0429	0,8220	-0,0994	0,3213	0,3860	-0,0033	0,2137
λ_{sat}	0,1295	0,8339	-0,1331	0,2030	-0,0142	0,4027	-0,2574
k_{seco}	-0,8140	0,5028	0,1248	-0,2024	0,0233	0,0235	0,0942
k_{sat}	-0,8175	-0,0189	-0,1577	0,4938	0,0968	-0,0452	0,0114
$\rho c_p \text{ seco}$	0,8853	-0,2344	-0,1725	0,3200	0,1083	-0,1164	-0,0182
$\rho c_p \text{ sat}$	0,8644	0,3625	0,1022	-0,2784	0,0913	0,0753	0,0704
$c_p \text{ seco}$	0,8947	-0,2004	-0,1549	0,3342	0,0699	-0,1235	-0,0148
$c_p \text{ sat}$	0,8654	0,3865	0,1177	-0,2497	0,0483	0,0640	0,0707

Relativamente à contribuição dos vários parâmetros para a formação dos eixos referidos, verifica-se que o primeiro eixo fatorial (F1) é acionado negativamente pela difusividade térmica (k_{seco} , k_{sat}), e acionado positivamente pela capacidade térmica ($\rho c_p \text{ seco}$, $\rho c_p \text{ sat}$) e pelo calor específico ($c_p \text{ seco}$, $c_p \text{ sat}$). O segundo eixo fatorial (F2) é acionado positivamente pela profundidade (P) e pela condutividade térmica (λ_{seco} , λ_{sat}), sendo acionado negativamente pela densidade (d). O terceiro eixo fatorial (F3) é apenas acionado positivamente pelo grau de alteração metassomática.

Nas figuras 6.4 a 6.6 encontram-se as projeções das variáveis nos planos fatoriais que melhor as representam. Nestas figuras, os números projetados correspondem a cada um dos parâmetros analisados (Tabela 6.6).

Tabela 6.6 – Números na projeção das figuras 6.4 a 6.6 e parâmetros a que correspondem

Número na projeção	Parâmetro	Símbolo
0	Grau de alteração metassomática	
1	Profundidade	P
2	Densidade	d
3	Condutividade térmica na rocha seca	λ_{seco}
4	Condutividade térmica na rocha saturada	λ_{sat}
5	Difusividade térmica na rocha seca	k_{seco}
6	Difusividade térmica na rocha saturada	k_{sat}
7	Capacidade térmica na rocha seca	$\rho C_p \text{ seco}$
8	Capacidade térmica na rocha saturada	$\rho C_p \text{ sat}$
9	Calor específico na rocha seca	$C_p \text{ seco}$
10	Calor específico na rocha saturada	$C_p \text{ sat}$

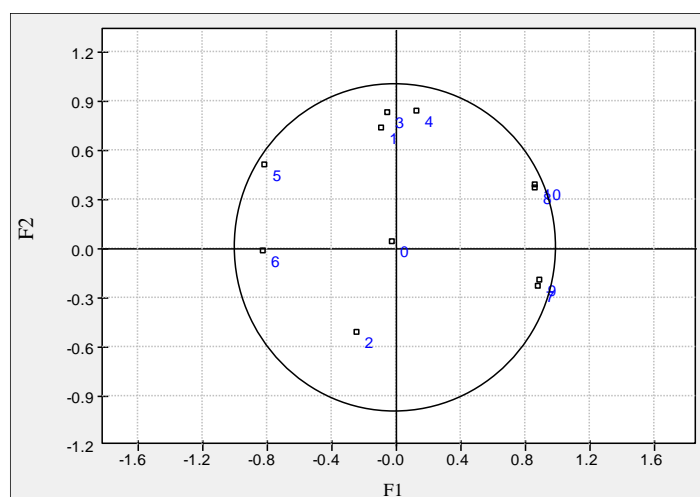


Figura 6.4 – 1º plano fatorial (F1/F2) dos parâmetros que possuem maior importância estatística neste plano

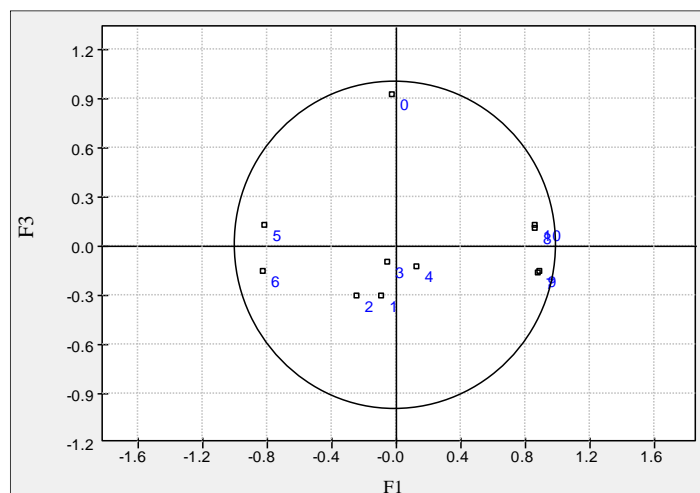


Figura 6.5 – 2º plano fatorial (F1/F3) dos parâmetros que possuem maior importância estatística neste plano

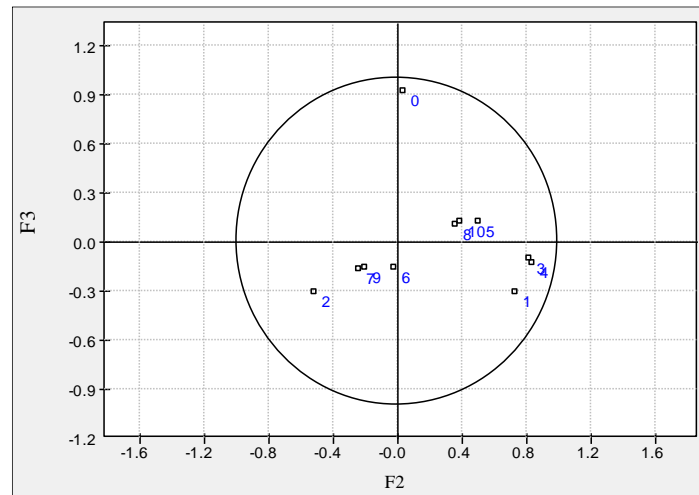


Figura 6.6 – 3º plano fatorial (F3/F2) dos parâmetros que possuem maior importância estatística neste plano

Pela matriz de correlação (Tabela 6.3) e pelas projeções nos planos fatoriais (Fig. 6.4 a 6.6) percebe-se quais os parâmetros que possuem maior afinidade entre si (Gra. 6.1 a 6.8)

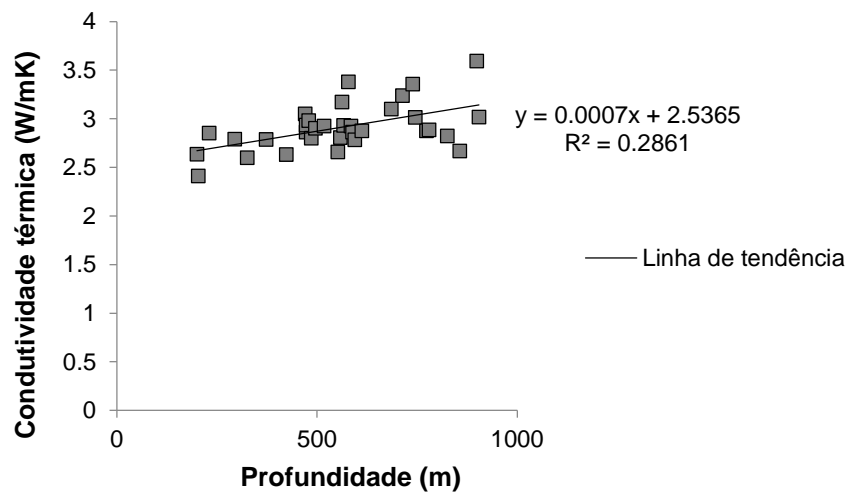


Gráfico 6.1 – Gráfico de dispersão entre a profundidade e a condutividade térmica do ensaio com rocha seca

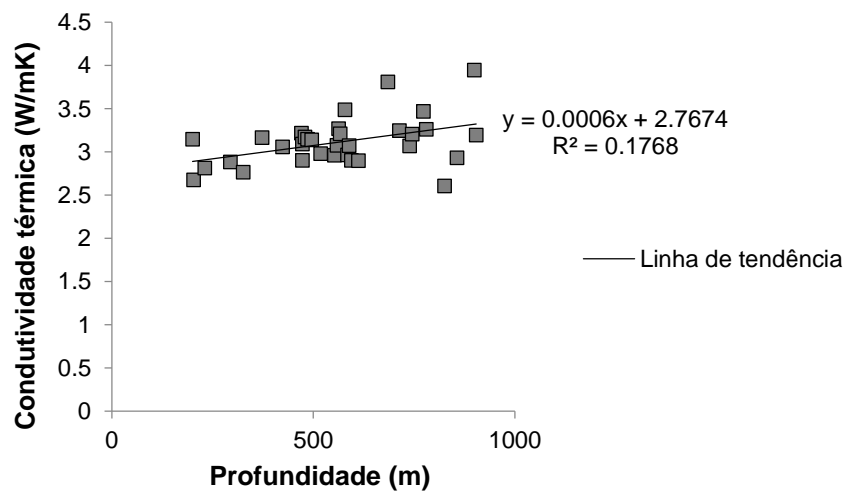


Gráfico 6.2 - Gráfico de dispersão entre a profundidade e a condutividade térmica do ensaio com rocha saturada

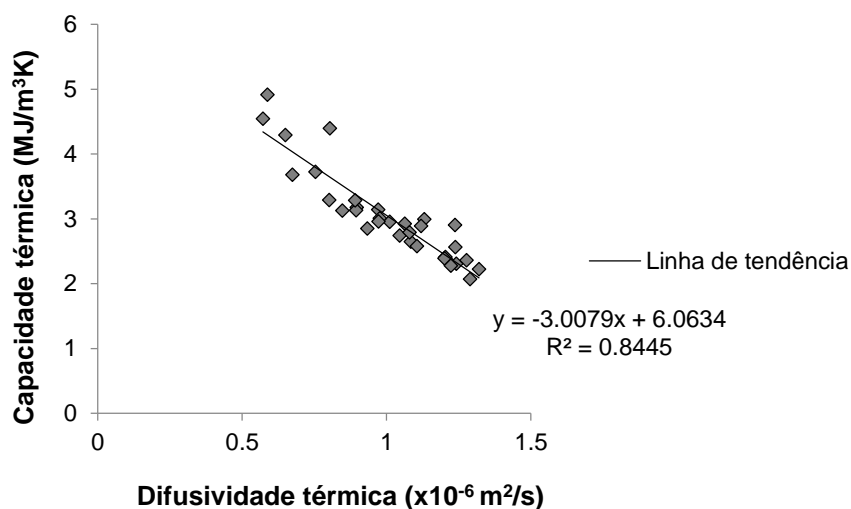


Gráfico 6.3 – Gráfico de dispersão entre a difusividade térmica e a capacidade térmica do ensaio com rocha seca

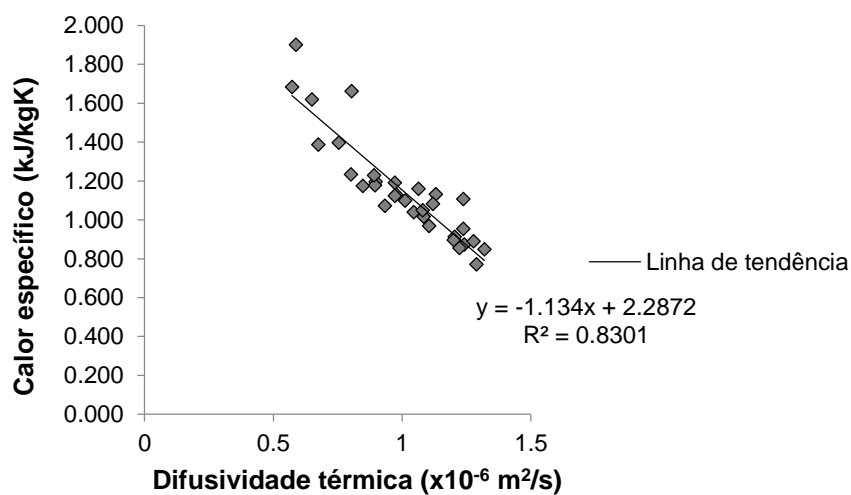


Gráfico 6.4 - Gráfico de dispersão entre a difusividade térmica e o calor específico do ensaio com rocha seca

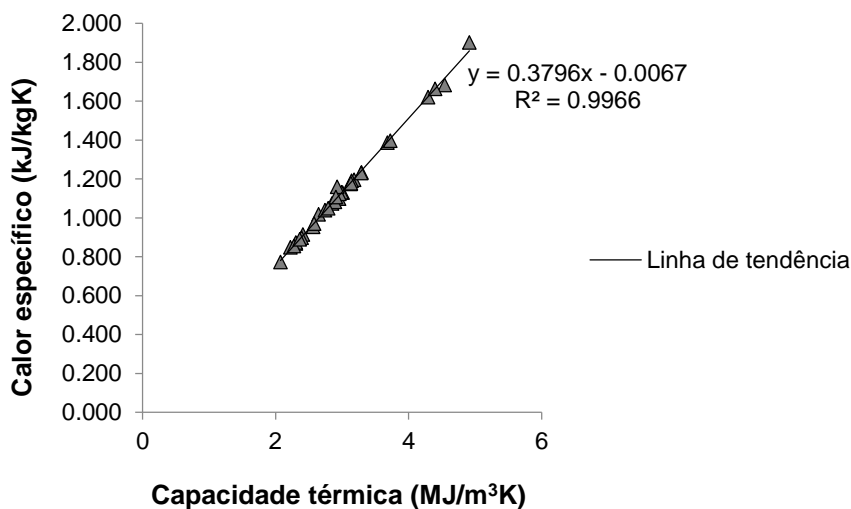


Gráfico 6.5 – Gráfico de dispersão entre a capacidade térmica e o calor específico do ensaio com rocha seca

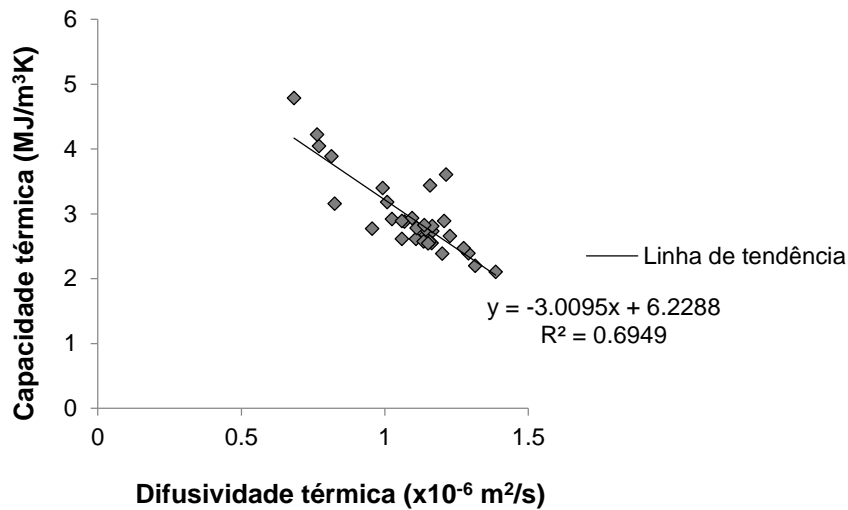


Gráfico 6.6 – Gráfico de dispersão entre a difusividade térmica e a capacidade térmica do ensaio com rocha saturada

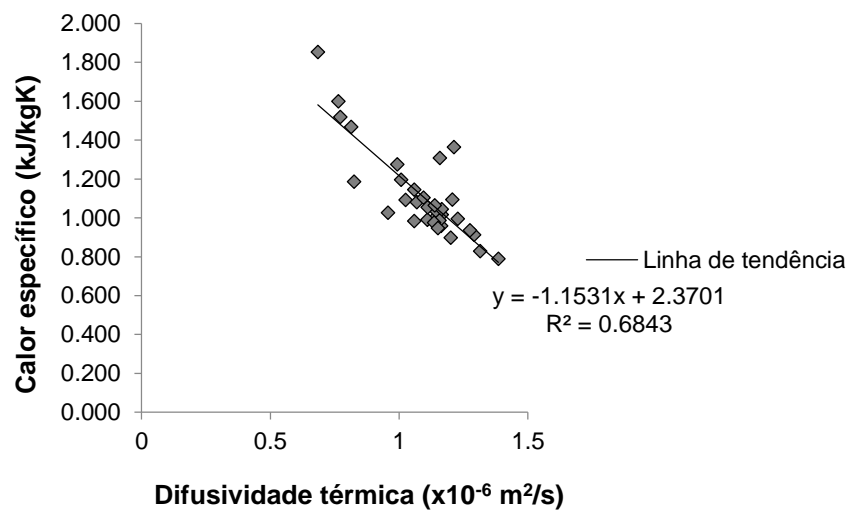


Gráfico 6.7 – Gráfico de dispersão entre a difusividade térmica e o calor específico do ensaio com rocha saturada

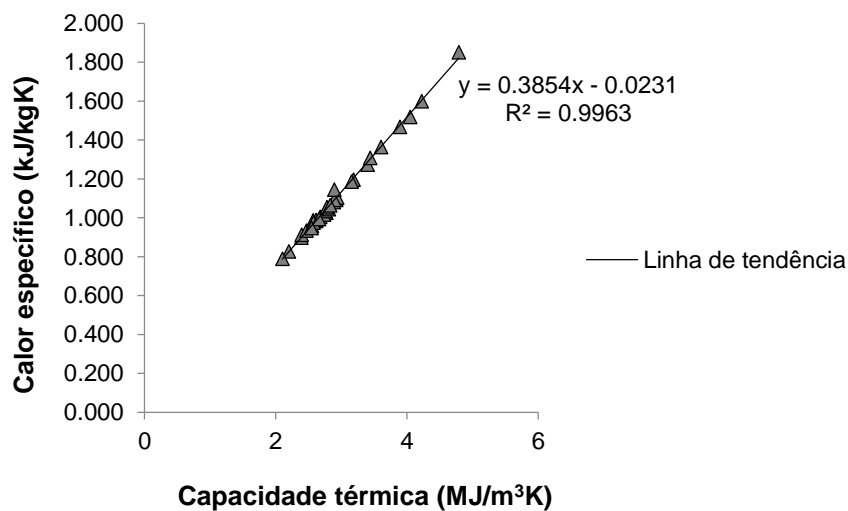


Gráfico 6.8 - Gráfico de dispersão entre a capacidade térmica e o calor específico do ensaio com rocha seca

6.3. Comparação entre os valores das propriedades térmicas obtidos com a bibliografia

A comparação com a bibliografia baseou-se apenas em ensaios com rochas graníticas a condições *standard* de temperatura e pressão (25°C e 100 kPa) no contexto de rocha seca, de modo a avaliar a variação entre os valores deste trabalho com trabalhos antecedentes (Tabela 6.7).

Em Wheildon *et al.* (1985) estão os resultados de ensaios de condutividade térmica no Batólito Granítico Cornubian no SW de Inglaterra, implantado durante uma fase tardia da orogénia Hercínica (270 – 290 Ma). Os ensaios foram realizados em 39 furos de sondagem pela técnica *Divided Bar*. O valor apresentado na tabela 6.7 corresponde ao valor médio dos 39 furos analisados.

Em Rummel (1992) encontram-se os resultados das propriedades térmicas medidas pela técnica *Divided Bar* nos testemunhos recuperados do furo GPK1, cuja litologia é o granito de Soultz (França), um monzogranito Hercínico. Surma & Geraud (2003) realizaram testes de condutividade térmica no mesmo granito, mas no furo ESP1, utilizando os métodos *Line Source* e *Optical Scanning*.

Em Sundberg (2002) encontram-se os resultados de ensaios das propriedades térmicas realizadas no Granito Ävrö, encontrado no furo de sondagem KA 2599 G01 em Äspö *Hard Rock Laboratory* na Suécia. Estes ensaios realizaram-se pela técnica TPS com sensor hot disk da empresa Hot Disk AB. Na tabela 6.7 encontram-se os valores médios das propriedades térmicas medidas pelo autor.

Em Adl-Zarrabi (2006), o autor utilizou o furo KLX12A, localizado na Suécia, constituído pelo Granito Ävrö para medições das suas propriedades térmicas com recurso ao equipamento TPS da empresa Hot Disk AB.

Em Di Sipio *et al.* (2013) foram medidas condutividades térmicas em rochas graníticas do Sila Grande Massif, no território Calabria, pelo método *Modified Transient Plane Source*.

Em Miao *et al.* (2014) analisaram-se amostras graníticas do cratão no Norte da China pela técnica *Laser-flash* para a condutividade e difusividade térmica.

Tabela 6.7 - Comparação entre os valores das propriedades térmicas obtidos neste trabalho com dados bibliográficos. Dados adquiridos a condições *standard* de pressão e temperatura, para rochas graníticas cujos poros se encontram preenchidos por ar. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, ρc_p – capacidade térmica

Autor	λ (W/mK)	k (mm ² /s)	ρc_p (MJ/m ³ K)
Valores médios obtidos neste trabalho	2,91	1,01	3,03
Wheildon <i>et al.</i>, 1985	3,28		
Rummel, 1992	2,58	0,89	
Surma & Geraud, 2003	2,3 – 3,9		
Sundberg, 2002	3,24		2,13
Adl-Zarrabi, 2006	2,57	1,13	2,29
Di Sipio <i>et al.</i>, 2013	2,47		
Miao <i>et al.</i>, 2014	2,62	1,25	

Pela tabela 6.7 é possível de perceber que os dados das propriedades térmicas medidos neste trabalho se encontram de acordo com trabalhos de diversos autores para rochas graníticas e nas mesmas condições de temperatura, pressão e saturação em ar.

6.4. Comparação entre ensaios no contexto de rocha seca à temperatura ambiente (Ensaio 1 e Ensaio 2)

O objetivo destes dois ensaios era o de perceber se o equipamento produzia resultados coerentes nas medições para o mesmo tipo de rocha, nas mesmas condições de temperatura e pressão e no mesmo contexto de rocha com poros preenchidos por ar, quando os ensaios eram realizados com espaçamento de dias entre eles.

Os resultados obtidos para cada ensaio encontram-se na tabela 5.4 – Ensaio 1, e na tabela 5.6 – Ensaio 2.

Da comparação dos valores médios das propriedades térmicas existe uma pequena variação entre os dois ensaios (Tabela 6.8), no caso da condutividade térmica, o seu valor médio no Ensaio 1 foi de 2.913 ± 0.241 W/mK, e no Ensaio 2 esta propriedade térmica toma o valor de 2.905 ± 0.310 W/mK. A difusividade térmica no Ensaio 1 obteve o valor de 1.009 ± 0.214 mm²/s, e no Ensaio 2 o valor médio de 0.987 ± 0.221 mm²/s. Relativamente à capacidade térmica, no Ensaio 1 o valor obtido foi de 3.027 ± 0.699 MJ/m³K, enquanto no Ensaio 2 subiu ligeiramente para os 3.112 ± 0.821 MJ/m³K. No Ensaio 1 o calor específico obteve o valor médio de 1.142 ± 0.266 kJ/kgK, aumentando para 1.174 ± 0.312 kJ/kgK no Ensaio 2.

Tabela 6.8 - Análise estatística básica realizada aos ensaios de rochas secas à temperatura ambiente (Ensaio 1 e Ensaio 2) de modo a perceber a variação entre os dois. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, ρc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação em percentagem

Propriedades térmicas	Ensaio 1		Ensaio 2		Ensaio 1 – Ensaio 2	
λ (W/mK)	μ	2,913	μ	2,905	$\frac{\mu_{Ensaio 1}}{\mu_{Ensaio 2}}$	1,003
	σ	0,241	σ	0,310		
k (mm ² /s)	μ	1,009	μ	0,987	$\frac{\mu_{Ensaio 1}}{\mu_{Ensaio 2}}$	1,022
	σ	0,214	σ	0,221		
ρc_p (MJ/m ³ K)	μ	3,027	μ	3,112	$\frac{\mu_{Ensaio 1}}{\mu_{Ensaio 2}}$	0,973
	σ	0,699	σ	0,821		
c_p (kJ/kgK)	μ	1,142	μ	1,174	$\frac{\mu_{Ensaio 1}}{\mu_{Ensaio 2}}$	0,973
	σ	0,266	σ	0,312		

6.5. Efeito da saturação em água nas propriedades térmicas

Estes ensaios auxiliaram na compreensão de como a saturação em água das amostras influencia as suas propriedades térmicas, e se o comportamento obtido nestas medições se ajusta ao esperado pela bibliografia.

Os resultados obtidos nos ensaios em contexto de rocha seca e rocha saturada à temperatura ambiente encontram-se na tabela 5.4, e na tabela 5.8, a primeira relativa aos ensaios no contexto de rocha seca e a última referente aos ensaios no contexto de rocha saturada.

Pela tabela 6.9, percebe-se que a condutividade térmica no ensaio com rochas secas é de 2.913 ± 0.241 W/mK, aumentando o seu valor para 3.112 ± 0.280 W/mK no ensaio com rochas saturadas. A difusividade térmica aumentou também a média dos seus valores entre ambos os ensaios, sendo de 1.009 ± 0.214 mm²/s quando as rochas possuíam os seus poros com ar, e de 1.090 ± 0.165 mm²/s quando os poros das rochas se encontravam preenchidos por água. A capacidade térmica tendeu a diminuir o seu valor de um ensaio para outro, dos 3.027 ± 0.699 MJ/m³K nas rochas secas para os 2.948 ± 0.596 MJ/m³K para rochas saturadas. O mesmo comportamento ocorreu no calor específico, cujo valor médio para as rochas secas é de 1.142 ± 0.266 kJ/kgK, e de 1.113 ± 0.230 kJ/kgK para rochas saturadas.

Tabela 6.9 - Análise estatística básica realizada aos ensaios de rochas secas e saturadas à temperatura ambiente de modo a perceber a variação entre os dois. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, ρc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação em percentagem

Propriedades térmicas	Rocha seca		Rocha saturada		Rocha seca – Rocha saturada	
λ (W/mK)	μ	2,913	μ	3,112	$\frac{\mu_{Rocha\ seca}}{\mu_{Rocha\ saturada}}$	0,936
	σ	0,241	σ	0,280		
k (mm ² /s)	μ	1,009	μ	1,090	$\frac{\mu_{Rocha\ seca}}{\mu_{Rocha\ saturada}}$	0,926
	σ	0,214	σ	0,165		
ρc_p (MJ/m ³ K)	μ	3,027	μ	2,948	$\frac{\mu_{Rocha\ seca}}{\mu_{Rocha\ saturada}}$	1,027
	σ	0,699	σ	0,596		
c_p (kJ/kgK)	μ	1,142	μ	1,113	$\frac{\mu_{Rocha\ seca}}{\mu_{Rocha\ saturada}}$	1,026
	σ	0,266	σ	0,230		

O comportamento da condutividade térmica face à saturação em água dos espaços porosos das amostras encontra-se em concordância com trabalhos de Robertson (1988), Cho *et al.* (2009), Cho & Kwon (2010) e Di Sipio *et al.* (2013). Este comportamento da condutividade térmica deve-se ao facto de a água possuir uma condutividade térmica maior que a do ar, como referido no subcapítulo 2.4.2, referente à influência da porosidade, do grau de saturação e do tipo de fluidos nos espaços porosos, o que leva a aumentar a condutividade térmica do global da amostra.

O comportamento de aumento da difusividade térmica com a saturação da rocha está concordante com trabalhos de Schilling (1997), estando relacionado com o facto de o ar agir com uma barreira para os fluxos de calor enquanto a água promove o transporte térmico.

Apesar do calor específico da água possuir valores superiores ao do ar (Tabela 2.2) e de Cho & Kwon (2010) nos seus trabalhos obterem aumentos desta propriedade térmica em rochas saturadas, no presente trabalho tanto a capacidade térmica como o calor específico decresceram entre a rocha seca e a rocha saturada.

6.6. Efeito do aumento da temperatura nas propriedades térmicas

Estes ensaios permitiram perceber qual o efeito que o aumento de temperatura traria nas propriedades térmicas das amostras, e se o comportamento destas se encontra de acordo com dados da bibliografia.

Os resultados das duas amostras sujeitas a aumentos de temperatura, durante os ensaios das suas propriedades térmicas, encontram-se na tabela 5.10 e gráfico 5.14 – condutividade térmica, na tabela 5.11 e gráfico 5.15 – difusividade térmica, na tabela 5.12 e gráfico 5.16 – capacidade térmica, e na tabela 5.13 e gráfico 5.17 – calor específico.

A variação das propriedades térmicas com a temperatura para a amostra FA 89.4 está representada na tabela 6.10 e no gráfico 6.9. Esta amostra mostra variações na condutividade

térmica de 7%, na difusividade térmica de 8%, na capacidade térmica de 6% e no calor específico de 6,2%, entre as temperaturas de 20°C a 120°C.

Tabela 6.10 - Análise estatística básica da amostra FA 89.4. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, ρc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação em percentagem

FA 89.4				
	λ (W/mK)	k (mm ² /s)	ρc_p (MJ/m ³ K)	c_p (kJ/kgK)
μ	2,937	1,559	1,891	0,747
σ	0,215	0,121	0,115	0,046
cv (%)	7,3	7,7	6,1	6,2

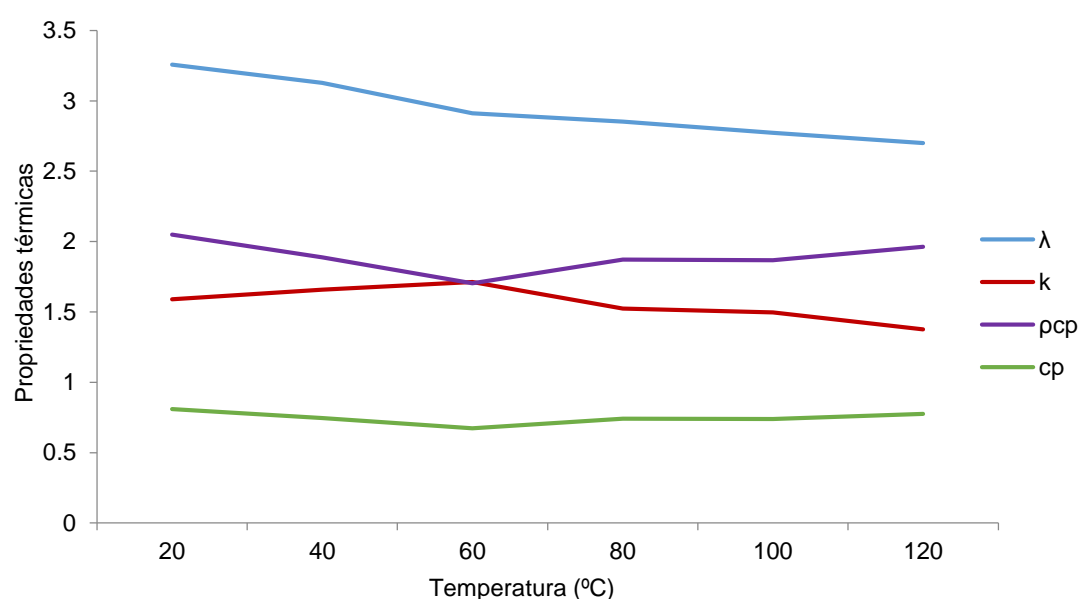


Gráfico 6.9 - Efeito do aumento da temperatura nas propriedades térmicas para a amostra FA 89.4

Esta amostra apesar de apresentar uma inflexão entre os 20°C e os 60°C na difusividade térmica e na capacidade térmica que não se adequa ao comportamento típico destas duas propriedades face ao aumento de temperatura, no global é perceptível a tendência decrescente tanto da condutividade térmica como da difusividade térmica, como a tendência crescente da capacidade térmica e do calor específico.

O efeito da temperatura nas propriedades térmicas para a amostra FA 118.8 apresentam-se na tabela 6.11 e no gráfico 6.10. A variação apresentada pelas propriedades térmicas face ao aumento da temperatura para esta amostra é de 4% na condutividade térmica, de 12% na difusividade térmica, 8% para a capacidade térmica e de 8.3% para o calor específico.

Tabela 6.11 - Análise estatística básica da amostra FA 118.8. λ – condutividade térmica, k – difusividade térmica, ρc_p – capacidade térmica, c_p – calor específico, μ – média aritmética, σ – desvio padrão, cv – coeficiente de variação em percentagem

FA 118.8				
	λ (W/mK)	k (mm ² /s)	ρc_p (MJ/m ³ K)	c_p (kJ/kgK)
μ	2,878	1,370	2,120	0,797
σ	0,108	0,166	0,175	0,066
cv (%)	3,7	12,1	8,3	8,3

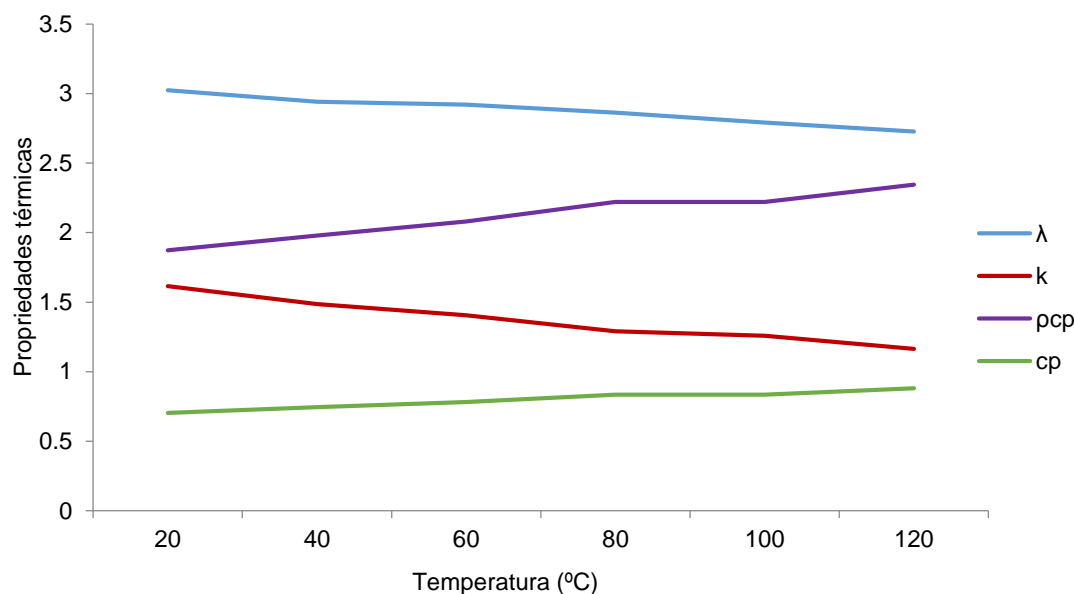


Gráfico 6.10 - Efeito do aumento da temperatura nas propriedades térmicas para a amostra FA 118.8

Contrariamente à amostra FA 89.4, as curvas das propriedades térmicas da amostra FA 118.8 apresentam-se sem qualquer distúrbio, percebendo-se claramente a sua tendência crescente e decrescente das propriedades térmicas face ao aumento de temperatura.

O comportamento apresentado pelas curvas das propriedades térmicas para ambas as amostras revela-se concordante com o descrito na bibliografia para rochas ígneas félsicas e graníticas, pelos trabalhos de diversos autores, como Birch & Clark (1940), Sibbitt *et al.* (1979), Heuze (1983), Robertson (1988), Clauser & Huenges (1995), Seipold (1995), Seipold (1998), Sundberg (2002), Vosteen & Schellschmidt (2003), Maqsood *et al.* (2004), Mottaghy *et al.* (2007), Whittington *et al.* (2009), Miao *et al.* (2014).

A explicação para este comportamento encontra-se apresentada no subcapítulo 2.4.4 sobre a influência da temperatura. Em traços gerais, segundo Clauser & Huenges (1995), Glassley (2010), Clauser (2011) e Miao *et al.* (2014) a diminuição da condutividade térmica está dependente do conteúdo mineralógico e da fase mineral dominante. Sendo estas rochas

ricas em quartzo, mineral que decresce o seu valor de condutividade térmica com a temperatura, então ele transmitirá esse decréscimo para a rocha.

O aumento da capacidade térmica e do calor específico com a temperatura, segundo Waples & Waples (2004) e Bailey (s.d.) deve-se ao maior movimento oscilatório entre os átomos na estrutura cristalina, e ao consequente aumento da sua energia cinética e interna.

O decréscimo da difusividade térmica está relacionado com o facto de esta propriedade térmica ser o quociente entre a condutividade térmica e a capacidade térmica, e o seu comportamento face ao aumento da temperatura está dependente tanto do numerador como do denominador.

6.7. Efeito da anisotropia nas propriedades térmicas

A amostra FA 27.4 foi ensaiada para perceber se a anisotropia traria alguma influência às propriedades térmicas, ou se é seguro considerar as rochas plutónicas como isotrópicas para medições laboratoriais das suas propriedades térmicas.

Nas tabelas 5.14 e 5.15 encontram-se os resultados obtidos para a condutividade térmica e difusividade térmica, respetivamente, medidas nos eixos axiais e radiais da amostra.

Comparando os resultados da condutividade térmica para a amostra considerando-a isotrópica, com os seus resultados quando esta é estudada como anisotrópica, percebe-se que as diferenças entre a condutividade térmica axial e radial são mínimas comparando com a condutividade térmica obtida pelo ensaio isotrópico, e que o mesmo se sucede com a difusividade térmica. Esta comparação encontra-se na tabela 6.12.

Tabela 6.12 - Comparação da condutividade térmica e da difusividade térmica considerando a amostra FA 27.4 como isotrópica com a condutividade térmica axial e radial e com a difusividade térmica axial e radial, dos ensaios considerando a mesma amostra como anisotrópica. λ – condutividade térmica, λ_{axial} – condutividade térmica axial e λ_{radial} – condutividade térmica radial, k – difusividade térmica, k_{axial} – difusividade térmica axial e k_{radial} – difusividade térmica radial

FA 27.4					
λ (W/mK)	λ_{axial} (W/mK)	λ_{radial} (W/mK)	k ($\times 10^{-6}$ m ² /s)	k_{axial} ($\times 10^{-6}$ m ² /s)	k_{radial} ($\times 10^{-6}$ m ² /s)
2,599	2,461 – 2,468	2,889 – 2,921	0,572	0,541 – 0,543	0,636 – 0,643

Deste modo, salvo a existência de microfraturas que possam levar a rocha a tomar um comportamento anisotrópico, as rochas ígneas plutónicas granitoides podem-se assumir como isotrópicas.

Capítulo 7 – Conclusão

Devido à importância das propriedades térmicas para conhecimento de campos de temperatura e regimes térmicos, realizaram-se medições de condutividade térmica, difusividade térmica, capacidade térmica e calor específico em 33 amostras graníticas, utilizando o equipamento TPS 2500 S da empresa Hot Disk AB, que se baseia na técnica de regime dinâmico *transient plane source* com sensor *hot disk*.

Litologicamente, numa avaliação macroscópica, a sondagem AQ1 apresenta-se bastante homogénea, com predominância de minerais de quartzo, feldspato e micas, com dominância da biotite, granulometria de grão médio a grosseiro, surgindo fácies de grão fino perto do fim da sondagem.

Recorrendo à Classificação Geotécnica Básica de Maciços Rochosos, dividiu-se a sondagem em 5 famílias de acordo com o grau de alteração metassomática, e com o grau de fracturação apresentado.

De forma a conhecer as diferentes propriedades térmicas e o efeito da anisotropia, foram realizados ensaios em amostras secas. A repetibilidade do método utilizado foi comprovada pela dupla medição das propriedades térmicas em condições padrão de temperatura e pressão (20°C e 100 kPa). Com o propósito de perceber a influência que a saturação dos poros das rochas tem nas propriedades térmicas foi ensaiado o mesmo número de amostras num estado de saturação. De forma a perceber o efeito da temperatura nas propriedades térmicas foram realizados ensaios em rocha seca a temperaturas até 120°C.

Com suporte nos resultados obtidos pode-se concluir que:

- A repetição dos ensaios em amostra seca não mostra variações significativas, evidenciando a boa repetibilidade do equipamento e método utilizado;
- A análise das amostras saturadas revela um incremento nos valores medidos das propriedades térmicas, mostrando o efeito da água nos poros das amostras atuando assim como uma boa difusora de calor;
- Na análise da influência da temperatura em amostra seca, o sensor *hot disk* utilizado era de menor diâmetro que nos ensaios anteriores, traduzindo-se numa menor potência de aquecimento injetada. De uma forma geral, verificou-se um decréscimo na condutividade térmica e difusividade térmica e um aumento dos valores medidos para a capacidade térmica assim como para o calor específico;
- As amostras de rocha granítica estudadas podem ser consideradas como isotrópicas pelos valores obtidos na medição da condutividade térmica e difusividade térmica no eixo axial e radial, assumindo a extensão dos resultados obtidos na amostra teste a todo o conjunto estudado;

Da pesquisa por eventuais correlações entre os valores das propriedades térmicas e parâmetros como grau de alteração metassomática, profundidade, densidade e grau de saturação, conclui-se que:

- O grau de alteração metassomática apresenta uma correlação linear não satisfatória com as restantes variáveis;
- A profundidade apresenta uma correlação satisfatória e muito satisfatória com a difusividade térmica e a condutividade térmica;
- A densidade apresenta uma correlação linear muito satisfatória com a condutividade térmica;
- A difusividade térmica, a capacidade térmica e o calor específico mostram-se correlacionados de modo muito satisfatório tanto no ensaio com rocha seca, como com rocha saturada;

Pela ACP as variáveis utilizadas na correlação possuem importância estatística no primeiro eixo factorial (k_{seco} , k_{sat} , $\rho C_p \text{ seco}$, $\rho C_p \text{ sat}$, $C_p \text{ seco}$, $C_p \text{ sat}$), no segundo eixo factorial (P , d , λ_{seco} , λ_{sat}) e no terceiro eixo factorial (grau de alteração metassomática).

Capítulo 8 – Trabalhos complementares

De modo a completar a avaliação dos parâmetros que influenciam as propriedades térmicas, e dado que ocorrem alterações destas propriedades ao longo da sondagem, estudos sobre a composição modal de amostras dos testemunhos de sondagem AQ1 estão a ser realizados através de análise petrográfica de lâminas delgadas.

Ensaio a temperaturas superiores à temperatura ambiente foram realizados, no entanto, só puderam ser concretizados até 120°C, o que não é significativo para as temperaturas simuladas em profundidade. Estes ensaios deveriam ser realizados a temperaturas superiores, como por exemplo, acima de 200°C, utilizando o “forno” da Hot Disk e os sensores de mica adequados a essas temperaturas.

A simulação de condições de temperatura e pressão para as amostras dos testemunhos de sondagem encontrados aos 900 m de profundidade deveriam ser testadas, numa tentativa de perceber se o comportamento térmico das amostras varia com a profundidade.

Medições das propriedades térmicas das amostras rochosas de superfície na área de estudo contribuirão para completar a investigação iniciada com os testemunhos de sondagem.

Medições de temperatura ao longo do furo permitirão estimar o gradiente de temperatura naquele local.

Estudos das concentrações dos elementos radiogénicos U, Th e K das amostras dos testemunhos da sondagem, possibilitam o cálculo da produção de calor radiogénico destas rochas, que em conjunto com as propriedades térmicas das rochas, proporcionam estimativas de campos de temperatura e a criação de um modelo térmico para o local estudado.

Referências bibliográficas

- ADL-ZARRABI, B. (2006) – *Oskarshamn site investigation – Borehole KLZ12A: Thermal properties of rocks using calorimeter and TPS method*. SKB P-06-72, 30 pp, Svensk Kärnbränslehantering AB;
- AL-AJLAN, S. (2006) – Measurements of thermal properties of insulation materials by using transient plane source technique. *Applied Thermal Engineering*, 26, pp 2184 – 2191, Elsevier Ltd;
- ALRTIMI, A.; ROUAINIA, M. & MANNING, D. A. C. (2014) – An improved steady-state apparatus for measuring thermal conductivity of soils. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 72, pp 630 – 636, Elsevier Ltd;
- ANDOLFSSON, T. (2013) – *Analyses of thermal conductivity from mineral composition and analyses by use of Thermal Conductivity Scanner: A study of thermal properties in Scanian rock types*, Lund University, Dissertação de Mestrado;
- BAILEY, D. G. (s.d.) – Heat Capacity of minerals: a hands-on introduction to chemical thermodynamics, pp 131 – 141;
- BANKS, D. (2012) – *An Introduction to Thermogeology: Ground Source Heating and Cooling*, 2nd edition, 536 pp, ISBN 978-0-470-67034-7, Wiley-Blackwell;
- BARBIER, E. (1997) – Nature and technology of geothermal energy: a review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, Vol. 1, Nos. 1/2, pp 1 – 69, Elsevier Science Ltd;
- BARBIER, E. (2002) – Geothermal energy technology and current status: an overview. *Renewable and Sustainable Reviews*, 6, pp 3 – 65, Elsevier Science Ltd;
- BIRCH, F. & CLARK, H. (1940) – The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition, Part II. *American Journal of Science*, 238, pp 613 – 635, Harvard University;
- BOULANOUAR, A.; RAHMOUNI, A.; BOUKALOUCHE, M.; SAMAOUALI, A.; GÉRAUD, Y.; HARNAFI, M. & SEBBANI, J. (2013) – Determination of Thermal Conductivity and Porosity of Building Stone from Ultrasonic Velocity Measurements. *Geomaterials*, 3, pp 138 – 144, Scientific Research;
- C3 PROZESS – UND ANALYSENTECHNIK GmbH (2012) - HotDisk - Zubehör und Optionen. Consultado a: 21 Jun. 2014. Disponível em: <http://www.c3-analysentechnik.de/hot-disk-optionen-software.php>
- CALADO, C. (2001). *A ocorrência de água sulfúrea alcalina no maciço hespérico: quadro hidrogeológico e quimiogénese*. Universidade de Lisboa, Dissertação de Doutoramento;
- CÂNDIDO DE MEDEIROS, A.; PILAR, L. & LOPES, J. V. T. (1959) – Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50 000, Folha 18-B (Almeida). Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- CARSLAW, H. S. & JAEGER, J. C. (1959) – *Conduction of Heat in Solids*. 2nd edition, 516 pp, Oxford University Press;
- CARVALHOSA, A. (1959) – Notícia Explicativa da Folha 15-D Figueira de Castelo Rodrigo. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa;
- CARVALHOSA, A. (1960) – Carta Geológica de Portugal, na escala 1:50 000, Folha 15-D (Figueira de Castelo Rodrigo). Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- CATALÁN, J. R. M.; ALLER, J.; ALONSO, J. L. & BASTIDA, F. (s.d.) – Chapter 1: the Iberian Variscan Orogen. *Instituto Geológico y Minero*;
- CAMARGO, I. M. C. (1994) – *Determinação da concentração dos isótopos naturais de urânio e tório em amostras de água*, São Paulo, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado;
- CHO, W. -J.; KWON, S. & CHOI, J. W. (2009) – The thermal conductivity for granite with various water contents. *Engineering Geology*, 107, pp 167 – 171, Elsevier B. V.;
- CHO, W. -J. & KWON, S. (2010) – Estimation of the thermal properties for partially saturated granite. *Engineering Geology*, 115, pp 132 – 138, Elsevier B. V.;
- CLAUSER, C. & HUENGES, E. (1995) – Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. In *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants* (Ed. J. Ahrens), AGU Reference Shelf 3, pp 105 – 126, American Geophysical Union;
- CLAUSER, C. (2006) – Geothermal Energy. In *Landolt-Börnstein, Group VIII: Advanced Materials and Technologies, Vol. 3: Energy Technologies, Subvol. C: Renewable Energies* (Ed. K. Heinloth), pp 1 – 115 (pre-print), Springer-Verlag, Heidelberg-Berlin;
- CLAUSER, C. (2011) – Thermal Storage and Transport Properties of Rocks, I: Heat Capacity and Latent Heat. In *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (Ed. H. Gupta), 2nd edition, pp 1423 – 1431 (pre-print), Springer Netherlands;
- CLAUSER, C. (2011) – Thermal Storage and Transport Properties of Rocks, II: Thermal Conductivity and Diffusivity. In *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (Ed. H. Gupta), 2nd edition, pp 1431 - 1448 (pre-print), Springer Netherlands;
- COHEN, K. M.; FINNEY, S. C. & GIBBARD, P. D. (2013) – Chronostratigraphic Chart v2013/01. *International Commission on Stratigraphy (IUGS)*;

- CORTEZ, J. A. S. (não publicado) – Fonte Santa de Almeida: Aquífero Hidromineral HM-3. *Plano de Exploração – 1ª Revisão*, 22 pp, 2013;
- C.V.R.M. (2000) – *ANDAD, versão 7.2*, Centro de Valorização de recursos Minerais, Instituto Superior Técnico, Lisboa;
- DEBELMAS, J. & MASCLE, G. (2000) – *As Grandes Estruturas Geológicas* (trad. Luís Carlos Gama Pereira), Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 2002;
- DI SIPIO, E.; CHIESA, S.; DESTRO, E.; GALGARO, A.; GIARETTA, A.; GOLA, G. & MANZELLA, A. (2013) – Rock Thermal Conductivity as Key Parameter for Geothermal Numerical Models. *Energy Procedia*, 40, pp 87 – 94, Elsevier Ltd.;
- DRURY, M. J. (1987) – Thermal diffusivity of some crystalline rocks. *Geothermics*, Vol. 16, No. 2, pp 105 – 115, Pergamon Journals Ltd;
- EPPELBAUM, L.; KUTASOV, I. & PILCHIN, A. (2014) – Thermal Properties of Rocks and Density of Fluids. In *Applied Geothermics*, Lecture Notes in Earth System Sciences, pp 99 – 149, Springer Berlin Heidelberg;
- FIGUEIREDO, E. R. H. (2006) – *Condutividade Térmica de Rochas: Uma aplicação para Granitos Ornamentais*, Natal, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Dissertação de Mestrado;
- FIGUEIREDO, E. R. H.; GALINDO, A. C.; MOREIRA, J. A. M. & LINS, F. A. P. L. (2008) – Condutividade térmica em rochas siliciclásticas cristalinas, com ênfase a rochas graníticas da província Borborema, NE do Brasil, e sua correlação com parâmetros petrográficos e texturais. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(3), pp 293 – 307, Sociedade Brasileira de Geofísica;
- GANGULY, J. (2008) – *Thermodynamics in Earth and Planetary Sciences*, 526 pp, ISBN 978-3-540-77305-4, Springer-Verlag, Heidelberg-Berlin;
- GIBERT, B.; SEIPOLD, U.; TOMMASI, A. & MAINPRICE, D. (2003) – Thermal diffusivity of upper mantle rocks: Influence of temperature, pressure, and the deformation fabric. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108, No. B8, 2359, pp ECV 1-1 – ECV 1-15, American Geophysical Union;
- GLASSLEY, W. E. (2010) – Geothermal Energy: Renewable Energy and the Environment. In *Energy and the Environment* (Ed. A. Ghassemi) 276 pp, ISBN 978-1-4200-7570-0, CRC Press;
- GODINHO, M. M.; PEREIRA, A. J. S. C. & NEVES, L. J. P. F. (1991) – Potencial térmico das rochas graníticas num segmento do Maciço Hespérico (Portugal Central). *Memórias e Notícias*, nº112, pp 469 – 483, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Universidade de Coimbra;
- GUPTA, H. & ROY, S. (2007) – *Geothermal Energy: An Alternative Resource for the 21st Century*, 1st edition, 292 pp, ISBN 978-0-444-52875-9, Elsevier B. V.;
- GUSTAVSSON, M.; KARAWACKI, E. & GUSTAFSSON, S. E. (1994) – Thermal conductivity, thermal diffusivity, and specific heat of thin samples from transient measurements with hot disk sensors. *Review of Scientific Instruments*, 65 (12), pp 3856 – 3859, American Institute of Physics;
- HE, Y. (2005) – Rapid thermal conductivity measurement with a hot disk sensor: Part 1. Theoretical considerations. *Thermochimica Acta*, 436, pp 122 – 129, Elsevier B. V.;
- HEUZE, F. E. (1983) – High-temperature Mechanical, Physical and Thermal Properties of Granitic Rocks – A Review. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, Vol. 20, No. 1, pp 3 – 10, Pergamon Press Ltd;
- HORAI, K. –I. & SIMMONS, G. (1969) – Thermal conductivity of rock-forming minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, 6, pp 359 – 368, North-Holland Publishing Company;
- HORAI, K. –I. (1971) – Thermal Conductivity of Rock-Forming Minerals. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 76, No. 5, pp 1278 – 1308; American Geophysical Union;
- HOT DISK AB (2013) – *Hot Disk Thermal Constants Analyser: Instruction Manual*, 135 pp, Hot Disk AB;
- INSTITUTO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO. Carta Militar de Portugal - Série M888 - 1/25 000: Folha 172 – Malpartida (Almeida). Lisboa: IGE, 1994;
- INSTITUTO GEOGRÁFICO DO EXÉRCITO. Carta Militar de Portugal - Série M888 - 1/25 000: Folha 183 – Almeida. Lisboa: IGE, 1998;
- INTERNATIONAL ENERGY AGENCY (2011) – Geothermal Heat and Power. *Technology Roadmap*. 52 pp. International Energy Agency's Renewable Energy Division;
- JAUPART, C. & MARESCHAL, J. –C. (2007) – Heat Flow and Thermal Structure of the Lithosphere. In *Crustal and lithosphere dynamics* (Ed. A. D. Watts), Vol. 6, *Treatise on geophysics* (Ed. G. Schubert), pp 217 – 251, Elsevier B. V.;
- JAUPART, C. & MARESCHAL, J. –C. (2011) – *Heat Generation and Transport in the Earth*, 476 pp, ISBN 978-0-521-89488-3, Cambridge University Press;
- JOB, G. (2006) – *A New Concept of Thermodynamics: Entropy as Heat*, 38 pp, Eduard-Job-Foundation for Thermo- and Matterdynamics;

Referências bibliográficas

- KANAMORI, H.; FUJII, N. & MIZUTANI, H. (1968) – The Thermal Diffusivity Measurement of Rock-Forming Minerals from 300° to 1100° K. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 73, No. 2, pp 595 – 605, American Geophysical Union;
- KLEIN, S. & NELLIS, G. (2012) – *Thermodynamics*, 1072 pp, ISBN 978-0-521-19570-6, Cambridge University Press;
- KROOS, K. A. & POTTER, M. C. (2014) – *Thermodynamics for Engineers*, 624 pp, ISBN 978-1-133-11286-0, Cengage Learning;
- KUDO, Y.; HASHIMOTO, K. –I.; SANO, O. & NAKAGAWA, K. (1987) – Relation Between Physical Anisotropy and Microstructures of Granitic Rock in Japan. In *6th ISRM Congress*, 4 pp, International Society of Rock Mechanics;
- KUKKONEN, I. & LINDBERG, A. (1998) – Thermal properties of rocks at the investigation sites: measured and calculated thermal conductivity, specific heat capacity and thermal diffusivity. *Working Report 98-09e*, 29 pp, Geological Survey of Finland;
- LNEG - Laboratório Nacional de Energia e Geologia, I.P. (1992) - Carta Geológica de Portugal, na escala 1:500 000, em formato vetorial. Consultado a: 13 Mai. 2014. Disponível em: <http://geoportal.lneg.pt/arcgis/rest/services/CGP500K/MapServer>
- MAQSOOD, A.; GUL, I. H. & ANIS-UR-REHMAN, M. (2004) – Thermal transport properties of granites in the temperature range 253 – 333 K. *Journal of Physics D: Applied Physics*, 37, pp 1405 – 1409, Institute of Physics;
- MATEUS, A. & NORONHA, F. (2010) – Sistemas mineralizantes epigénicos na Zona Centro-Ibérica; expressão da estruturação orogénica Meso- a Tardi-Varisca. In *Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História*, Volume II, Geologia Aplicada, Capítulo I – Geologia e Recursos Geológicos, Associação Portuguesa de Geólogos, Sociedade Geológica de Portugal;
- MIAO, S. Q.; LI, H. P. & CHEN, G. (2014) – Temperature dependence of thermal diffusivity, specific heat capacity, and thermal conductivity for several types of rocks. *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*, 115, pp 1057 – 1063, Springer;
- MORAIS, M. J. F. (2012) – *Sistemas hidrominerais nos terrenos graníticos da Zona Centro-Ibérica em Portugal Central: perspectivas químicas, isotópicas e genéticas sobre as águas sulfúreas*, Universidade de Coimbra, Dissertação de Doutoramento;
- MOREIRA, N.; BÚRCIO, M.; DIAS, R. & COKE, C. (2010) – Partição da deformação Varisca nos sectores de Peso da Régua e Vila Nova de Foz Côa (Autóctone da Zona Centro-Ibérica). *Comunicações Geológicas*, nº97, pp 147 – 162;
- MOTTAGHY, D.; VOSTEEN, H. –D. & SCHELLSCHMIDT, R. (2007) – Temperature dependence of the relationship of thermal diffusivity versus thermal conductivity for crystalline rocks. *International Journal of Earth Sciences*, Vol. 97, Issue 2, pp 435 – 444, Springer-Verlag;
- NASSERI, M. H. B. & MOHANTY, B. (2008) – Fracture toughness anisotropy in granitic rocks. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 45, pp 167 – 193, Elsevier Ltd;
- NEIVA, A. M. R.; SILVA, P. B.; CORFU, F. & RAMOS, J. M. F. (2011) – Sequential melting and fractional crystallization: Granites from Guarda – Sabugal área, central Portugal. *Chemie der Erde*, 7, pp 227 – 245, Elsevier GmbH;
- NUNES, A. (2007) – Recursos Hídricos na Bacia do Rio Côa: relações com a variabilidade climática e mudanças no uso do solo. In *Territórios e Culturas Ibéricas II*, pp 71 – 86, Campo das Letras;
- PASQUALE, V.; VERDOYA, M. & CHIOZZI, P. (2014) – *Geothermics: Heat Flow in the Lithosphere*, 119 pp, ISBN 978-3-319-02510-0, Springer Briefs in Earth Sciences;
- PEREIRA, A. J. S. C. (1992) – *Transferências de calor e ascensão crustal no segmento Tondela – Oliveira do Hospital (Portugal Central) após a implantação dos granitos hercínicos sin a tardi – orogénicos*. Universidade de Coimbra, Dissertação de Doutoramento;
- PRIBNOW, D.; WILLIAMS, C. F.; SASS, J. H. & KEATING, R. (1996) – Thermal conductivity of water-saturated rocks from the KTB pilot hole at temperatures of 25 to 300°C. *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, No. 4, pp 391 – 394, American Geophysical Union;
- REATH, K. A. & RAMSEY, M. S. (2013) – Exploration of geothermal systems using hyperspectral thermal infrared remote sensing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 265, pp 27 – 38, Elsevier B. V.;
- RIBEIRO, A.; ANTUNES, M. T.; FERREIRA M. P.; ROCHA, R. B. SOARES, A. F.; ZBYSZEWSKI, G.; MOUTINHO de ALMEIDA, F.; de CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1980) – Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, pp 1 – 50, 26^{ème} Congrès Géologique International, Paris;
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. & DALLMEYER, R. D. (1990) – Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Ed. Dr. R. David Dallmeyer & Prof. Dr. Enrique Martinez Garcia), Part VIII, pp 399 – 409, Springer Berlin Heidelberg;

- RIBEIRO, M. L. (1993) – Granitos do ocidente ibérico: contribuição para a sua interpretação geodinâmica. In *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, Vol 18, pp 7 – 25, Coruña;
- ROBERTSON, E. C. (1988) – *Thermal Properties of Rocks*, 110 pp, Open-File Report 88-441, USGS;
- RUMMEL, F. (1992) – Physical properties of the rock in granitic section of borehole GPK1, Soultz-Sous-Forêts. In *Geothermal Energy in Europe: the Soultz Hot Dry Rock Project* (Ed. J. C. Bresee), pp 199 – 216, CRC Press;
- RYBACH, L. (1976) – Radioactive Heat Production in Rocks and its Relation to other Petrophysical Parameters. *Pageoph*, Vol. 114, pp 309 – 317, Birkhäuser Verlag, Basel;
- SCHILLING, F. R. (1997) – The Effect of Fluids on Thermal Diffusivity of Some Magmatic Rocks. *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 22, No. 1 – 2, pp 87 – 91, Elsevier Science Ltd;
- SCHÖN, J. H. (2011) – Physical Properties of Rocks: a workbook. In *Handbook of Petroleum Exploration and Production* (Ed. J. Cubitt), Vol. 8, 494 pp, ISBN 978-0-444-53796-6, Elsevier B. V.;
- SCHLUMBERGER (1989) – The Earth's Heat. In *Oilfield Review, Currents in Research and Technology*, Vol. 1, No. 1, pp 54 – 61;
- SEIPOLD, U. (1995) – The variation of thermal transport properties in the Earth's crust. *J. Geodynamics*, Vol. 20, No. 2, pp 145 – 154, Elsevier Science Ltd;
- SEIPOLD, U. (1998) – Temperature dependence of thermal transport properties of crystalline rocks – a general law. *Tectonophysics*, 291, pp 161 – 171, Elsevier Science B. V.;
- SIBBITT, W. L.; DODSON, J. G. & TESTER, J. W. (1979) – Thermal Conductivity of Crystalline Rocks Associated With Energy Extraction From Hot Dry Rock Geothermal System. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, No. B3, pp 1117 – 1124, American Geophysical Union;
- SINGH, T. N.; SINHA, S. & SINGH, V. K. (2007) – Prediction of thermal conductivity of rock through physic-mechanical properties. *Building and Environment*, 42, pp 146 – 155, Elsevier Ltd;
- SOARES de ANDRADE, A. A. (não publicado) – O quadro geotectónico: da geologia da Europa à geologia da Península. In *Lições de Geologia de Portugal* Cap 1, 2005;
- SOMERTON, W. H. (1992) – Thermal properties and temperature-related behavior of rock/ fluid systems. In *Developments in Petroleum Science* (Ed. G. V. Chilingarian), 37, 256 pp, ISBN 0-444-89001-7, Elsevier Science Publishers B. V.;
- STEPHENS, H. P. & SINNOCK, S. (1980) – Thermophysical Properties of Rocks: A Perspective in Data Needs, Sources and Accuracy. In *The Technological Importance of Accurate Thermophysical Property Information* (Ed. J. V. Sangers & M. Klein), National Bureau of Standards Special Publication 590, pp 27 – 32, U. S. Dept. of Commerce, National Bureau of Standards;
- STOBER, I. & BUCHER, K. (2013) – *Geothermal Energy: From Theoretical Models to Exploration and Development*, 291 pp, ISBN 978-3-642-13351-0, Springer-Verlag, Heidelberg-Berlin;
- STURGES, H. A. (1926) – The Choice of a Class Interval. In *Journal of the American Statistical Association*, Vol. 21, No. 153, pp 65 – 66, Taylor & Francis;
- STÜWE, K. (2008) – Heat Flow: Definitions, Units, Equations and Implementation in Geomodeler. *Principles of Heat Flow Modelling*, 15 pp, Intrepid Geophysics;
- SUNDBERG, J. (2002) – *Determination of thermal properties at Äspö HRL: Comparison and evaluation of methods and methodologies for borehole KA 2599 G01*. SKB Rapport R-02-27, 66 pp, Svensk Kärnbränslehantering AB;
- SUNDBERG, J.; BACK, P. –E.; ERICSSON, L. O. & WRAFTER, J. (2009) – Estimation of thermal conductivity and its spatial variability in igneous rocks from *in situ* density logging. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 46, pp 1023 – 1028, Elsevier Ltd;
- SURMA, F. & GERAUD, Y. (2003) – Porosity and Thermal Conductivity of the Soultz-sous-Forêts Granite. *Pure and Applied Geophysics*, 160, pp 1125 – 1136, Birkhäuser Verlag, Basel;
- TEIXEIRA, C.; MEDEIROS, A. C.; PILAR, L.; LOPES, J. T. & ROCHA, A. T. (1959) – Notícia Explicativa da Folha 18-B Almeida. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa;
- TIPLER, P. A. & MOSCA, G. (2009) – Mecânica, Oscilações e Ondas, Termodinâmica. In *Física para Cientistas e Engenheiros* (trad. P. M. Mors), 6ª edição, Vol. 1, Parte III, pp 571 – 594, LTC;
- VILÀ, M.; FERNÁNDEZ, M. & JIMÉNEZ-MUNT, I. (2010) – Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics*, 490, pp 152 – 164, Elsevier B. V.;
- VOSTEEN, H. –D. & SCHELLSCHMIDT, R. (2003) – Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, pp 499 – 509, Elsevier Science Ltd;
- WAND, M. P. (1997) – Data-Based Choice of Histogram Bin Width. In *The American Statistician*, Vol. 51, No. 1, pp 59 – 64, American Statistical Association;

Referências bibliográficas

- WAPLES, D. W. & WAPLES, J. S. (2004) – A Review and Evaluation of Specific Heat Capacities of Rocks, Minerals and Nonporous Rocks. Part 1: Minerals and Nonporous Rocks. *Natural Resources Research*, Vol. 13, No. 2, pp 97 – 122, International Association for Mathematical Geology;
- WARZOHA, R. J. & FLEISCHER, A. M. (2014) – Determining the thermal conductivity of liquids using the transient hot disk method. Part II: Establishing an accurate and repeatable experimental methodology. *International Journal of Heat and Mass Transfer* (article in press), Elsevier Ltd;
- WATSON, K. (1975) – Geologic Applications of Thermal Infrared Images. In *Proceedings of the IEEE*, Vol. 63, No. 1, pp 128 – 137;
- WHEILDON, J.; FRANCIS, M. F.; ELLIS, J. R. L. & THOMAS-BETTS, A. (1985) – Investigation of the S.W. England thermal anomaly zone. *Commission of the European Communities*, 410 pp, Geophysics Department, Imperial College of Science and Technology, London;
- WHITTINGTON, A. G.; HOFMEISTER, A. M. & NABELEK, P. I. (2009) – Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism. *Nature*, Vol. 458, pp 319 – 321, Macmillan Publishers Limited;
- ZHANG, H.; LI, M. –J.; FANG, W. –Z.; DAN, D.; LI, Z. –Y. & TAO, W. –Q. (2014) – A numerical study on the theoretical accuracy of film thermal conductivity using transient plane source method. *Applied Thermal Engineering* (accepted manuscript);
- ZHARIKOV, V. A.; PERTSEV, N. N.; RUSINOV, V. L.; CALLEGARI, E. & FETTES, D. J. (2007) – Metasomatism and metasomatic rocks. *Study Group on Metasomatic Rocks*, 17 pp;

ANEXO I – Enquadramento da área de estudo na Carta Geológica de Portugal à escala 1:500000 (LNEG, 1992)

