



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

CONDUTIVIDADE TÉRMICA, DIFUSIVIDADE  
TÉRMICA E CALOR ESPECÍFICO EM ROCHAS  
ÍGNEAS E METAMÓRFICAS: COMPORTAMENTO  
ISOTRÓPICO E ANISOTRÓPICO

CLERISTON FERREIRA SILVA

SALVADOR – BAHIA

Julho– 2010

**Condutividade Térmica, Difusividade Térmica e Calor Específico em Rochas  
Ígneas e Metamórficas: Comportamento Isotrópico e Anisotrópico**

por

**CLERISTON FERREIRA SILVA**

**GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA**

DO

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DA

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA**

**Comissão Examinadora**

- 
- \_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_ Dr. Roberto Max de Argollo(Orientador)  
\_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_ Dr. Alexandre Barreto Costa  
\_\_\_\_\_ Dr. Moacyr Moura Marinho

Data da aprovação: 15/07/2010

Dedico este trabalho aos meus pais

# RESUMO

Condutividade térmica, capacidade calorífica volumétrica, difusividade térmica, densidade e calor específico foram determinados em 102 amostras de 15 litotipos diferentes de rochas ígneas e metamórficas do embasamento adjacente às bacias sedimentares do nordeste brasileiro. A condutividade térmica nessas rochas variou de  $0,76$  a  $6,72 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ , a difusividade térmica entre  $0,52$  e  $2,96 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  e o calor específico entre  $0,46$  e  $0,90 \text{ Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$ .

As rochas ígneas intrusivas como granitos e gabronoritos apresentaram comportamento isotrópico, apesar de seus minerais constituintes serem anisotrópicos. As rochas metámficas sem foliação como metacalcários, enderbitos, charnoquitos, charnoenderbitos, metarenitos e quartzitos mostraram comportamento isotrópico, enquanto aquelas com foliação como biotita gnaisses, metarenitos xistosos, filitos, siltitos, meta-ritmitos, xistas e ortognaisses comportaram-se anisotropicamente. Dentre essas, os xistas apresentaram os maiores fatores de anisotropia tendo uma amostra chegado a 3,2.

Nossa conclusão que o comportamento anisotrópico nas rochas deve-se, principalmente a efeitos estruturais como xistosidade, foliação e lineação.

# ABSTRACT

Thermal conductivity, volumetric calorific capacity, thermal diffusivity, specific heat and density were determined in 102 samples of 15 of igneous and metamorphic lithotypes from outcrops of the basement rocks adjacent to the sedimentary basins of the Brazilian north-eastern region. The thermal conductivity in these rocks varied from  $0,76$  to  $6,72 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ , the thermal diffusivity varied between  $0,52$  and  $2,96 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  and the specific heat between  $0,46$  and  $0,90 \text{ Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$ .

The intrusive igneous rocks (for example, granite and gabronorite) shown an isotropic behavior in spite of the anisotropic nature of their constituent minerals. Non-foliated metamorphic rocks (meta-limestone, enderbite, charnockite, charnoenderbite, meta-sandstone and quartzite) shown an isotropic behavior, while foliated ones (biotite gneiss, meta-sandstone schist, phyllite, siltite, meta-ritmito and orthogneiss) have shown anisotropic behavior. Among those, the schists have presented the biggest anisotropy factors having a sample reached near 3,2.

We concluded from this work that the anisotropic behavior shown by the studied rocks is due, mainly, to structural effects like schistosity, foliation and lineation.

# ÍNDICE

<b>RESUMO</b> . . . . .	iii
<b>ABSTRACT</b> . . . . .	iv
<b>ÍNDICE</b> . . . . .	v
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> . . . . .	vii
<b>INTRODUÇÃO</b> . . . . .	1
<b>CAPÍTULO 1 Fundamentação teórica</b> . . . . .	3
1.1 Densidade de fluxo de calor, Condutividade térmica, Difusividade térmica .	3
1.2 Propriedades térmicas de rochas comuns . . . . .	4
1.2.1 Condutividade térmica . . . . .	4
1.2.2 Medida de Condutividade térmica . . . . .	5
1.2.3 Influência da temperatura na condutividade térmica . . . . .	6
1.2.4 Influência da pressão na condutividade térmica . . . . .	8
1.2.5 Condutividade térmica de corpos anisotrópicos . . . . .	9
1.2.6 Calor específico . . . . .	11
<b>CAPÍTULO 2 Métodos e Técnicas de medidas</b> . . . . .	14
2.1 Propriedades térmicas das rochas . . . . .	14
2.2 Medida de densidade . . . . .	15
<b>CAPÍTULO 3 Resultados e discussão</b> . . . . .	18
3.1 Efeito da anisotropia na condutividade térmica e na difusividade térmica .	21
<b>CAPÍTULO 4 Conclusões</b> . . . . .	35
<b>Agradecimentos</b> . . . . .	36
<b>APÊNDICE A Litologia, localização, e coordenadas das amostras da área de estudo</b> . . . . .	37
<b>APÊNDICE B Litologia, condutividade térmica (paralela e perpendicular), difusividade térmica (paralela e perpendicular) e calor específico das amostras da área de estudo</b> . . . . .	43

APÊNDICE C	Composição mineralogica de algumas amostras . . . . .	49
Referências Bibliográficas . . . . .		53

# ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Valores médios (símbolos) e taxas de variação (barras verticais) da condutividade térmica ( $K$ ) com a temperatura $T$ , para (a) rochas magmáticas e metamórficas e (b) rochas sedimentares . . . . .	7
1.2	Valores de medidas de laboratório de condutividade térmica (barra vertical),valores médios (simbolos) e fator de anisotropia (quadrados) de 26 amostras de rochas saturadas com água a condições ambientes (25°C): plano de medida (a) paralelo e normal à lineação; (b) paralelo e normal aos planos de acamamentos foliação e xistosidades das rochas 2(1) . . . . .	12
2.1	Analizador <i>Quickline<sup>TM</sup>-30</i> da Anter Corporation utilizado na medição das propriedades térmicas de rochas. As medidas são feitas em duas faces planas polidas e perpendiculares entre si. . . . .	15
2.2	Picnômetro de água vendendo-se uma amostra no interior do cilindro transparente	16
3.1	Variação dos valores de condutividade térmica (a)paralela ( $K_{  }$ )e (b)perpendicular ( $K_{\perp}$ ) para os diversos litotipos estudados. . . . .	19
3.2	Variação dos valores de difusividade térmica (a)paralela ( $K_{  }$ )e (b)perpendicular ( $K_{\perp}$ ) para os diversos litotipos estudados. . . . .	20
3.3	Relação da condutividade térmica ( $K$ ) com a porcentagem de quartzo. . . . .	20
3.4	Variação do calor específico para os diversos litotipos estudados . . . . .	21
3.5	Condutividade térmica (a) e difusividade térmica (b), valores médios paralelos e perpendiculares entre si, e paralelas e perpendiculares aos planos de lineação para as amostras 04,05 e 06 (granitos lineados) e fatores de anisotropia (quadrados no topo), de oito amostras de granitos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 1, 2, 3 e 8. . . . .	23
3.6	Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de sete amostras de quartzitos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 3, 4 e 5. . . . .	24
3.7	Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de seis amostras de biotita gnaisse em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 3, 5, e 6. . . . .	25
3.8	Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de oito amostras de charnoquitos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 1,3,4, e 5. . . . .	26

3.9 Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de sete amostras de enderbitos e charnoenderbitos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 1, 5, 6 e 7. . . . .	27
3.10 Condutividade térmica , valores médios paralelos e perpendiculares aos planos de foliação e fatores de anisotropia (quadrados no topo), de oito amostras de metacalcários, cinco de arenito xistoso e quatro de gabronoritos em condições ambientais . . . . .	28
3.11 Difusividade térmica , valores médios paralelos e perpendiculares aos planos de foliação e fatores de anisotropia (quadrados no topo), de oito amostras de metacalcários, cinco de arenito xistoso e quatro de gabronoritos em condições ambientais . . . . .	29
3.12 Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de oito amostras de filitos em condições ambientais . . . . .	30
3.13 Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de seis amostras de siltitos e metarritmitos em condições ambientais . . . . .	31
3.14 Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares detreze amostras de metarenitos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 11, 12 e 13. . . . .	32
3.15 Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de nove amostras de xistos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 6, 8 e 9. . . . .	33
3.16 Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de onze amostras de ortognaisse e composição mineralógica das amostras de numero 3, 4, 5 e 6 . . . . .	34

# INTRODUÇÃO

As propriedades térmicas das rochas são parâmetros importantes para o entendimento dos fenômenos geodinâmicos relacionados com a história das bacias sedimentares. A condutividade térmica das rochas, por exemplo, é um dos fatores importantes que afetam os gradientes de temperaturas em bacias sedimentares e, portanto, tem de ser considerada no estudo termo-mecânico de bacias. Segundo Blackwell e Steele (1989) a estrutura térmica de uma bacia pode mudar lateralmente e verticalmente devido a condutividades térmicas diferentes em diferentes litotipos, até mesmo se o fluxo de calor no interior da bacia for regionalmente igual.

Embora exista consenso sobre a importância da condutividade térmica em estudos termo-mecânicos de bacias, poucos trabalhos têm sido feitos na medida desse parâmetro numa variedade extensa de rochas ígneas e metamórficas como também na análise do efeito da anisotropia em diferentes tipos de rochas. As propriedades térmicas são, também, de grande importância em várias áreas das ciências da Terra, tais como energia geotérmica, formação e evolução de reservatórios de hidrocarbonetos e de alguns depósitos minerais. Essas propriedades dependem de vários fatores tais como a composição mineralógica, tipo e quantidade de fluido no espaço poroso, porosidade, pressão, densidade, temperatura e anisotropia já que nem todas as rochas têm um comportamento isotrópico.

Para rochas vulcânicas e plutônicas, as propriedades térmicas, na maioria das vezes, comportam-se isotropicamente. Já para muitas rochas sedimentares e metamórficas, as propriedades térmicas são bastante anisotrópicas e inhomogêneas e isso se deve à orientação dos minerais que compõem essas rochas a qual está possivelmente relacionada aos vários efeitos estruturais (Clauser e Huenges, 1995). Aqueles autores afirmam ainda que, geralmente, a condutividade térmica é menor na direção perpendicular do que na direção paralela aos planos de foliação, xistosidade, acamamento e lineação.

Bunterbarth et al.(1984) verificaram que quando as rochas são formadas ou deformadas num campo de pressão é produzida uma orientação de seus grãos minerais e que esse fenômeno é típico no caso de regiões de metamorfismo. Agregados granoblásticos podem mostrar uma orientação de seus retículos cristalinos sem uma elongação na forma de seus grãos. Aqueles autores afirmam, ainda, que a maior parte da orientação preferencial envolve alinhamento paralelo dos grãos alongados e é facilmente detectado. Em muitas rochas, esse alinhamento é bastante forte e pode ser geralmente visto a olho nu, tanto como uma foliação (planar ou estruturas finas) quanto lineação (alinhamento paralelo de minerais prismáticos

ou agregados de minerais como linhas). Segundo aqueles autores o comportamento anisotrópico de alguns minerais está relacionado com o hábito dos monocrystalais; como exemplos têm-se o quartzo, a turmalina, a mica e outros minerais que possuem superfície de clivagem e são altamente anisotrópicos.

Num cristal anisotrópico, a condutividade térmica varia de acordo com sua orientação cristalográfica. Como exemplo, tem-se o cristal de quartzo onde a condutividade térmica é quase duas vezes maior quando medida paralela ao chamado eixo-c comparada com a condutividade perpendicular a este eixo (Ratcliffe. et al., 1959).

Segundo Seipold e Huenges (1998) a anisotropia da condutividade térmica, especialmente para gnaisse, é afetada pela estrutura da rocha como foliação e lineação. Aqueles autores afirmam, ainda, que geralmente a condutividade térmica é mais baixa na direção perpendicular do que na direção paralela ao plano de foliação em rochas metamórficas, em concordância com (Clauser e Huenges, 1995).

Wall et al. (1991) estudaram o efeito da anisotropia em rochas metamórficas altamente foliadas e em rochas com orientação preferencial nos seus grãos minerais (lineação). Eles verificaram que para rochas altamente foliadas a diferença entre os valores médios das condutividades perpendiculares e paralelas ao plano de foliação é de aproximadamente 60%, e que essa diferença para rochas com plano de lineação é de 20%. Segundo aqueles autores, a anisotropia menor observada em rochas com lineação está relacionada com o fato de que, nesse tipo de rocha, os grãos de quartzo são fracamente orientados e, apesar de o quartzo ser um mineral altamente anisotrópico, sua presença em rochas com lineação não tem muita influência para a anisotropia. A orientação das micas (biotita e moscovita) em algumas rochas metamórficas altamente foliadas (gnaisse, xisto, etc.) seria a razão para a anisotropia observada nessas rochas e isso se deve à forte anisotropia apresentada pelas micas.

Hans-Dieter e Rüdiger (2003) verificaram que a condutividade térmica em rochas magmáticas intrusivas e efusivas é quase isotrópica, enquanto que nas rochas metamórficas xistosas ela é fortemente anisotrópica. Segundo aqueles autores, os altos valores de anisotropia em rochas com foliação visível podem ser provavelmente interpretados devida à alternação de camadas, contendo diferentes tipos de minerais com condutividades térmicas altas e baixas (exemplo camadas de micas, quartzo ou feldspato respectivamente) ou uma alta quantidade de minerais orientados com alta anisotropia (micas).

Objetivamos, neste trabalho, medir as propriedades térmicas (condutividade térmica, difusividade térmica e o calor específico) numa grande variedade de litotipos presentes no embasamento adjacente às bacias litorâneas do nordeste brasileiro e estudar o efeito da anisotropia dessas propriedades nesses diferentes tipos de rochas. O presente trabalho insere-se nos objetivos do projeto GEOTERM-NE o qual visa estudar as propriedades térmicas das rochas do embasamento das bacias litorâneas do nordeste brasileiro.

# CAPÍTULO 1

## Fundamentação teórica

### 1.1 Densidade de fluxo de calor, Condutividade térmica, Difusividade térmica

O calor que penetra na base da crosta terrestre vindo do interior da terra mais o calor produzido na própria crosta constituem o fluxo de calor na superfície. Na crosta, o calor é transportado principalmente por condução que é o processo pelo qual a energia é transportada ao longo do sólido pelas vibrações dos átomos e moléculas na estrutura dos minerais. Se num dado ponto do espaço existe um gradiente de temperatura diferente de zero, então ocorrem processos de equilíbrio que contribuem para a diminuição desse gradiente, contanto que nesse ponto não existam fontes adicionais de calor ou absorção. Durante o processo de equilíbrio o fluxo de calor é transportado seguindo principalmente na direção do gradiente de temperatura. Este fluxo de energia, normalizado em relação ao tempo e área, é chamado de densidade de fluxo de calor  $\vec{Q}$  ( $\text{W m}^{-2}$ );  $\vec{Q}$  é proporcional ao gradiente de temperatura e é definido pela expressão

$$\vec{Q} = -\mathbf{K}\nabla T \quad (1.1)$$

onde  $T = T(x, y, z, t)$  é a temperatura e  $K$ , o fator de proporcionalidade, é denominado condutividade térmica do material ( $\text{W m}^{-1}\text{C}^{-1}$ ). A densidade do fluxo de calor é uma grandeza vetorial de modo que o fluxo de calor e o gradiente de temperatura podem ser considerados como campos vetoriais no espaço.

A condutividade térmica é uma propriedade petrofísica do material e pode ser definida como a habilidade de um material em conduzir calor. Para materiais anisotrópicos (por exemplo, minerais formadores de rocha como quartzo, feldspato, e mica) a condutividade térmica é um tensor e, neste caso, o fluxo de calor não se alinha obrigatoriamente com o gradiente térmico. Para cristais isotrópicos (por exemplo, minerais com simetria cristalina cúbica como granada, sal-gema e galena) a condutividade térmica pode ser reduzida a um escalar, pois apenas os componentes  $K_{11}$ ,  $K_{22}$ ,  $K_{33}$  do tensor  $\mathbf{K}$  são diferentes de zero e têm o mesmo valor. Um corpo com estas propriedades é chamado isotrópico, entretanto, muitos

minerais formadores de rochas tal como quartzo, feldspato, e mica são anisotrópicos (Clauser e Huenges, 1995).

A capacidade térmica volumétrica,  $C$ , é outra propriedade térmica importante dos materiais. Ela é uma medida quantitativa do calor necessário para elevar uma unidade de volume do material de uma unidade de temperatura; no SI,  $C$  é expressa em  $Jm^{-3}\circ C^{-1}$ . Para um material sujeito a um dado fluxo de calor, quanto menor for seu valor  $C$  maior será sua variação de temperatura.

A capacidade térmica por unidade de massa do material é denominada calor específico o qual é denotado por  $c$  ( $Jkg^{-1}\circ C^{-1}$ ) e definido pela expressão

$$c = \frac{C}{\rho}, \quad (1.2)$$

onde  $\rho(kg\ m^{-3})$  é a densidade do material.

A difusividade térmica, outra propriedade térmica dos materiais, expressa a qualidade do material em difundir calor. Ela é denotada por  $\kappa(m^2\ s^{-1})$  e definida como a razão entre a condutividade térmica  $K$  e a capacidade térmica volumétrica  $C$ , ou seja

$$\kappa = \frac{K}{C} = \frac{K}{\rho c}. \quad (1.3)$$

## 1.2 Propriedades térmicas de rochas comuns

### 1.2.1 Condutividade térmica

A condutividade térmica de uma rocha é condicionada pela condutividade térmica dos minerais que a compõe. Essa propriedade regula a quantidade de calor possível de ser transmitida por unidade de tempo através de uma superfície sob determinado diferencial de temperatura. A condutividade térmica expressa a habilidade de um material em conduzir calor, ou seja, materiais com condutividade térmica alta são bons condutores de calor e condutividade baixas caracterizam os materiais designados como isolantes.

O parâmetro  $K$  é de grande importância no estudo do transporte de calor na crosta terrestre; ele controla o fluxo de calor em camadas individuais da crosta sob condições estacionárias como também determina a escala de tempo para os processos transientes tal como o esfriamento de corpos intrusivos.

A condutividade térmica varia em algumas ordens de grandeza para diferentes materiais na natureza. Por exemplo, a  $20^\circ C$  é da ordem de  $0,03\ Wm^{-1}\circ C^{-1}$  para o ar,  $0,6\ Wm^{-1}\circ C^{-1}$  para a água, 2 a  $7,2\ Wm^{-1}\circ C^{-1}$  para rochas. O sal, com  $K = 6,1\ Wm^{-1}\circ C^{-1}$  a  $20^\circ C$ , está

entre as rochas mais condutivas das bacias sedimentares, explicado por apresentar porosidade muito baixa, portanto quase ausência de fluidos insulantes. A tabela 1.1 apresenta valores de condutividade térmica, de difusividade térmica e de calor específico para algumas rochas

Litologia	K[Wm <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> ]	$\kappa[\times 10^{-6}m^2/s]$	c[ $\times 10^3 Jkg^{-1}°C^{-1}$ ]
Calcário	2,2-2,8	1,1	0,84
Ardósia	2,4	1,2	-
Arenito	3,2	1,6	-
Carvão Betuminoso	0,26	0,15	1,38
Sal	5,5	3,1	-
Gnaisse	2,7	1,2	-
Granito	2,6	1,4	0,79
Gabro	2,1	-	0,84
Peridotito	3,8	-	-
Biotita Gnaisse	3,93	-	-
Tonalito	2,61	-	-

Tabela 1.1: Condutividade térmica (K), difusividade térmica ( $\kappa$ ) e calor específico (c) para algumas litologias sob condições normais compilados de vários autores.

### 1.2.2 Medida de Condutividade térmica

A condutividade térmica duma rocha depende não apenas de sua composição mineralógica, tipo e quantidade de fluidos no seu interior, densidade e porosidade (Clauser e Huenges, 1995), mas também da temperatura, pressão e condições de anisotropia.

A condutividade térmica pode ser avaliada por dados indiretos, como composição mineralógica. Assim, uma condutividade máxima pode ser calculada através do valor da média aritmética ponderada

$$K_{max} = \sum_i p_i K_i \quad (1.4)$$

e um valor mínimo através da média harmônica ponderada(Buntebarth, 1984)

$$\frac{1}{K_{min}} = \sum_i \frac{p_i}{K_i} \quad (1.5)$$

onde  $p_i$  é a fração da iésima fase mineral cuja condutividade é  $K_i$  e  $\sum_i p_i = 1$ .

O quartzo é um bom condutor de calor de modo que as rochas mostram uma tendência crescente de condutividade térmica com a proporção de quartzo. Assim, quanto mais ácida

for a rocha maior será sua condutividade térmica. Para os granitos, K varia de 2,5 a 4  $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$  com a fração de quartzo variando de 20 a 35% (Birch e Clark, 1940). Já um aumento da proporção de plagioclásio, especialmente de plagioclásio anortítico diminui a condutividade térmica das rochas devido à baixa condutividade desse mineral (Birch e Clark, 1940; Horai e Simmons, 1969).

### 1.2.3 Influência da temperatura na condutividade térmica

A condutividade térmica na litosfera é governada por dois mecanismos: a rede ou fônon e condutividade por radiação, sendo ambas dependentes da temperatura. Até uma temperatura de cerca de 700 °C, o transporte de energia térmica em rochas é devido principalmente às interações de redes não-harmônicas. Essa condutividade,  $K_L$ , é mostrada ser inversamente proporcional à temperatura absoluta T ou seja

$$K_L \sim \frac{1}{T} \quad (1.6)$$

A explicação para tal comportamento é que as expansões térmicas devidas ao aumento da temperatura ocorrem de forma diferencial para cada mineral causando um "craqueamento térmico" nos minerais. Essa quebra cria resistências de contato entre os grãos dos minerais contribuindo, assim, para um decréscimo na condutividade térmica com a temperatura (Clauser e Huenges, 1995). Experimentos (Schatz e Simmons, 1972) confirmam a relação 1.6 e mostram que condutividade térmica em rochas acima de aproximadamente  $T = 700$  °C pode ser expressa por

$$\frac{1}{K_L} = a + bT \quad (1.7)$$

onde a e b são constantes.

A figura 1.1, a e b, mostra a dependência da condutividade térmica com a temperatura na faixa de 0 a 500°C para rochas magmáticas, metamórficas e sedimentares medidas em amostras secas e usando um aparelho de barra dividida (Hans-Dieter e Rüdiger, 2003). Observe que a condutividade térmica diminui sensivelmente com o aumento da temperatura.

Num modelo simples, pode-se dividir a litosfera continental, por exemplo até duas centenas de quilômetros para baixo, em três camadas: uma crosta superior rica em sílica, uma crosta inferior intermediaria a básica e o manto superior rico em olivina. Para essas camadas, Schatz e Simmons (1972) obteve as expressões seguintes para a dependência da condutividade média com a temperatura, com K em  $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$  e T em °C:

$$\text{crosta superior: } K_L^{-1}[\text{m}^\circ\text{K}/\text{W}] = 0,33 + 0,33 \times 10^{-3}T[\text{°C}] \quad (1.8)$$

$$\text{crosta inferior: } K_L^{-1}[\text{m}^\circ\text{K}/\text{W}] = 0,41 + 0,29 \times 10^{-3}T[\text{°C}] \quad (1.9)$$

$$\text{manto superior: } K_L^{-1}[\text{m}^\circ\text{K}/\text{W}] = 0,21 + 0,50 \times 10^{-3}T[\text{°C}] \quad (1.10)$$

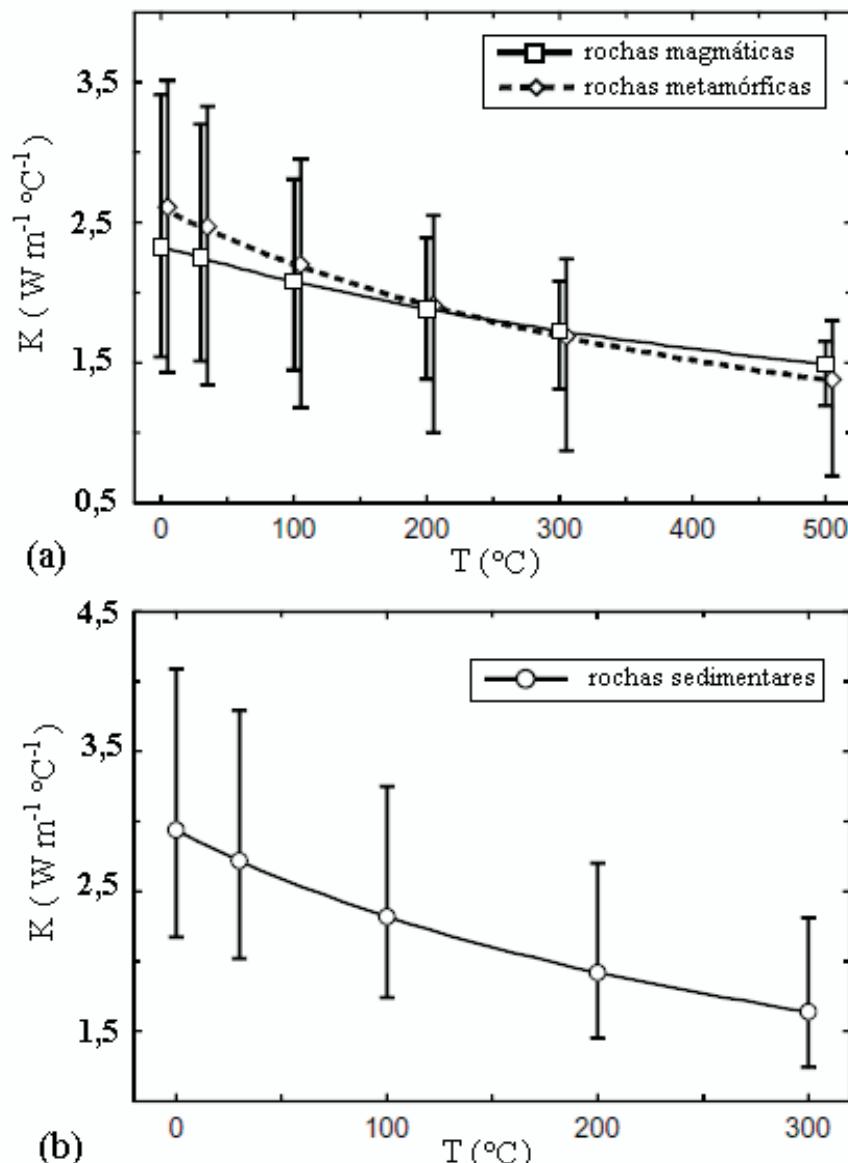


Figura 1.1: Valores médios (símbolos) e taxas de variação (barras verticais) da condutividade térmica ( $K$ ) com a temperatura  $T$ , para (a) rochas magmáticas e metamórficas e (b) rochas sedimentares (Hans-Dieter e Rüdiger, 2003).

Essas equações descrevem a contribuição por fônomos apenas, mas as temperaturas no manto superior já são suficientemente altas para que a contribuição da condutividade pela radiação seja levada em consideração. Essa contribuição da radiação,  $K_R$ , é mostrada experimentalmente crescer linearmente com a temperatura, apesar de a predição teórica ser um crescimento com  $T^3$ . Atribui-se essa discrepância, parte ao espalhamento na superfície dos grãos de minerais e parte à absorção por átomos de ferro na região infravermelha. Para um manto superior rico em olivina,  $K_R$  é dada pela equação (Schatz e Simmons, 1972)

$$K_R = -0,52 + 2,3 \times 10^{-3}T \quad (1.11)$$

para  $T > 230^\circ\text{C}$

Com K dado em  $\text{W m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  e T em  $^\circ\text{C}$ .

A condutividade total resultante é a soma das duas contribuições:

$$K = K_L + K_R \quad (1.12)$$

#### 1.2.4 Influência da pressão na condutividade térmica

Sob baixa pressão, todas as rochas possuem uma porosidade consistindo de espaços vazios entre grãos minerais e micro fraturas que ocorrem tanto entre como no interior dos grãos. Nas rochas com porosidade abaixo de 1 %, como as ígneas e as metamórficas, a condutividade térmica é pouco influenciada pelos espaços dos poros. Contudo, o grau de saturação dos poros deve ser considerado já que os espaços secos aumentam a resistência ao transporte de calor entre os grãos. Lobo (1981) evidenciou essa influencia da água nos poros da rocha como um fator de aumento da condutividade térmica em relação a amostras secas. Outros estudos apontam um crescimento da condutividade térmica com o grau de saturação e estimam uma correção de até 10 % para rochas com porosidade próxima de 1 %. Sob grandes pressões, as propriedades elásticas dos cristais individuais são alteradas pela deformação dos retículos cristalinos e influenciam a condutividade térmica. Esta aumenta com o aumento da compressão e este aumento, dentro do limite elástico, é linear e dado por (Schloessin e Dvořák, 1972)

$$K = K_0(1 + ap) \quad (1.13)$$

onde a é da ordem de  $(1 \text{ a } 5) \times 10^{-5} \text{ MPa}^{-1}$  ( $1 \text{ a } 5 \text{ Mbar}^{-1}$ )

Resultados experimentais mostram para a difusividade térmica  $\kappa$  um comportamento similar ao da equação 1.13 na faixa de pressão de 0 a 300 MPa o qual pode ser representado pela equação (Seibold e Gutzeit, 1974, de acordo Bunterbarth, 1984)

$$\kappa = \kappa_0(1 + \hat{a}) \quad (1.14)$$

onde b toma valores de  $(1 \text{ a } 5) \times 10^{-4} \text{ MPa}^{-1}$  ( $10 \text{ a } 50 \text{ Mbar}^{-1}$ ) para rochas crustais.

### 1.2.5 Condutividade térmica de corpos anisotrópicos

A condutividade térmica de um material depende não apenas de sua estrutura cristalina mas também de alterações nessa estrutura que venham causar anisotropia na condutividade térmica. A anisotropia por si causa uma dissipaçāo de calor com diferentes taxas em diferentes direções e, nessas condições, a direção do fluxo de calor não obrigatoriamente coincide com a do gradiente de temperatura num ponto. Anisotropia pode surgir não só da organização dos íons em uma estrutura cristalina, mas também, numa escala macroscópica, em rochas exibindo uma orientação preferencial de grāos minerais individuais. Rochas com uma textura distinta, tal como rochas sedimentares e muitas rochas metamórficas, exibem um comportamento anisotrópico definido.

A condutividade térmica para muitas rochas é aproximadamente isotrópica, particularmente para rochas plutônicas e vulcânicas. Nesse caso, o fluxo de calor em corpos homogêneos poderá ser predominantemente vertical e isso é suficiente para considerar só o componente vertical da equação (1.1). Já para muitas rochas sedimentares e metamórficas, a condutividade térmica é anisotrópica e o fluxo lateral de calor poderá ser significante, ainda em corpos homogêneos. Portanto, a informação da anisotropia é geralmente necessária, necessitando de medidas de laboratório em diferentes direções.

Anisotropia existe em várias escalas. Segundo Clauser e Huenges (1995)

- ✓ Na escala microscópica muitos minerais são anisotrópicos.
- ✓ Na escala de laboratório, a condutividade térmica de muitas rochas também é anisotrópica. Contudo, até mesmo se as rochas são compostas de minerais anisotrópicos, a orientação aleatória dos cristais no interior da rocha pode fazer a condutividade térmica das rochas se tornar macroscopicamente isotrópica.
- ✓ Todavia numa grande escala, se as rochas são expostas à dobramentos, orogênese ou outros processos tectônicos, a condutividade térmica da formação de rochas resultante poderá ser tanto isotrópica quanto anisotrópica.

Rochas formadas ou deformadas num campo de pressão ostentam uma orientação preferencial de seus grāos minerais e isso é típico em regiões de metamorfismo. Agregados granoblásticos podem mostrar uma orientação de seus retículos cristalinos sem uma elongação na forma de seus grāos. A maior parte da orientação preferencial envolve alinhamento paralelo dos grāos alongados e é facilmente detectado. Em muitas rochas esse alinhamento é bastante forte e pode ser geralmente visto a olho nu, tanto como uma foliação (planar ou estruturas finas) quanto lineação (alinhamento paralelo de minerais prismáticos ou agregados de minerais como linhas). Geralmente, os minerais alinhados estendem-se pelo plano de foliação - quando nossas amostras apresentaram uma estrutura visivelmente clara, elas foram sempre usadas como referência durante as medidas de propriedades direcionais.

Com minerais e rochas tendo uma condutividade térmica direcionalmente preferencial, a condutividade térmica  $K$  da Eq. 1 torna-se um tensor que possui três componentes independentes na direção das três coordenadas perpendiculares  $x$ ,  $y$  e  $z$ . Os componentes da condutividade podem ser medidos seja num monocrystal ou em rochas com estrutura distinta, um perpendicular ( $K_z$ ) e uma paralela ( $K_y$ ) ao plano de alinhamento. Neste caso, assumimos  $K_y = K_x$ . A disposição aleatória de grãos de minerais anisotrópicos para gnaisses altamente deformados etc., resulta em um valor médio que pode ser estimado produzindo, assim, um valor médio escalar para o parâmetro  $K$  (Bunterbarth, 1984).

Os vários métodos dão, respectivamente, os valores médio, máximo e mínimo de:

$$K_{max} = \frac{1}{(K_x + K_y + K_z)} \quad (1.15)$$

$$K_{min} = 3\left(\frac{1}{K_x} + \frac{1}{K_y} + \frac{1}{K_z}\right)^{-1} \quad (1.16)$$

A média geométrica comumente usada

$$K_g = \sqrt[3]{K_x K_y K_z} \quad (1.17)$$

jaz na região de

$$K_{min} \leq k_g \leq K_{max} \quad (1.18)$$

Nos minerais anisotrópicos, a anisotropia da estrutura cristalina freqüentemente se expressa no hábito de cristais sozinhos. Eles são alongados ou têm aparência laminada como no quartzo, turmalina mica e outros minerais. Em outra escala, a estratificação e mudanças compostionais em rochas sedimentares resultam em uma anisotropia grande em suas propriedades físicas. Um exemplo é o folhelho no qual a anisotropia é mantida durante o metamorfismo. Rochas de diferentes estruturas exibem diferenças grandes entre condutividade térmica perpendicular e paralela à estratificação.

Segundo Cermak e Rybach (1982), o fator de anisotropia ( $Fa$ ) é definido pela razão do componente paralelo ( $\parallel$ ) para o perpendicular ( $\perp$ ) da condutividade térmica seja á foliação, lineação, xistosidade ou acamamento. Assim,

$$Fa = \frac{K_{\parallel}}{K_{\perp}} \quad (1.19)$$

Hans-Dieter e Ruidiger (2003) mediram a condutividade térmica em vários tipos de rochas ígneas e metamórficas fazendo as medidas com um sensor de agulha em diferentes direções para estudar o efeito da anisotropia nessas rochas. Aqueles autores obtiveram os valores máximos de condutividade térmica em medidas paralelas (i) ao eixo óptico de um

mineral ou (ii) ao plano de acamamento, foliação ou xistosidade. Medidas perpendiculares ao eixo óptico de um mineral ou ao acamamento, foliação ou xistosidade apresentaram valores mínimos para a condutividade térmica.

Desse modo, eles puderam distinguir entre (i) a anisotropia mineral dependente da disposição das partículas minerais (lineação) no interior da amostra das rochas e (ii) a anisotropia estrutural ocorrendo paralela e perpendicular aos planos de acamamento, foliação ou xistosidade do volume de rocha. Anisotropia mineral é devida à igual orientação dos minerais no interior da rocha (exemplo, anfibólios alongados ou orientados), enquanto anisotropia estrutural é devida a uma mudança de composição (exemplo, alternância de camadas de quartzo e feldspato ou micas) no interior de uma rocha sedimentar ou metamórfica.

Segundo ainda aqueles autores, fatores de anisotropia menores que 0.9 ou maiores que 1.1 indicam um acamamento, foliação ou lineação com um efeito significante na condutividade térmica. O maior fator de anisotropia, aproximadamente 1.6 (Fig. 1.2b) está associado a um granada-biotita-muscovita-clorita-xisto janela ( $L_{12}$ ), enquanto rochas magmáticas, especialmente as efusivas e intrusivas ( $L_{22}, L_{23}, L_{24}, L_{26}$ ), mostram propriedades de condutividade térmica quase isotrópicas. Os mais altos valores de condutividade térmica, aproximadamente  $6 \text{ Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$ , foi determinado para dolomitos dos locais  $L_3$  e  $L_{21}$  e são concordante com dados da literatura (ver também Clauser e Huengens, 1995).

### 1.2.6 Calor específico

O aumento da energia interna ( $q^*$ ) de um elemento de volume é proporcional à sua massa ( $m$ ) e a temperatura. O fator de proporcionalidade é chamado calor específico  $c(\text{J kg}^{-1}\text{°C}^{-1})$  e é dado por:

$$c = \frac{1}{m} \frac{dq^*}{dT} \quad (1.20)$$

Para rochas que não são porosas, o calor específico médio chega a  $0.8 \text{ Jkg}^{-1}\text{°C}^{-1}$ , um valor que tem uma dependência significante da temperatura. Para rochas cristalinas, esta dependência da temperatura a pressão constante é dada pela equação:

$$c_p[\text{Ws/g}^\circ\text{K}] = 0.751 + 6.14 \times 10^{-4} T 1.928 \times 10^4 / T^2 \quad (1.21)$$

onde  $c$  é dado em  $\text{J kg}^{-1}\text{°C}^{-1}$  e  $T$  é a temperatura absoluta.

Rochas sedimentares geralmente têm alta porosidade e quando saturadas com água, o calor específico correspondente aumenta porque o calor específico da água é relativamente alto ( $c = 4.2 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1}\text{°C}^{-1}$  a  $20^\circ\text{C}$ ). Dentro da crosta superior, o calor específico da água pode chegar ao dobro do seu valor ( exemplo  $c = 8 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1}\text{°C}^{-1}$  a  $350^\circ\text{C}$  e  $p = 20 \text{ MPa}$ ).

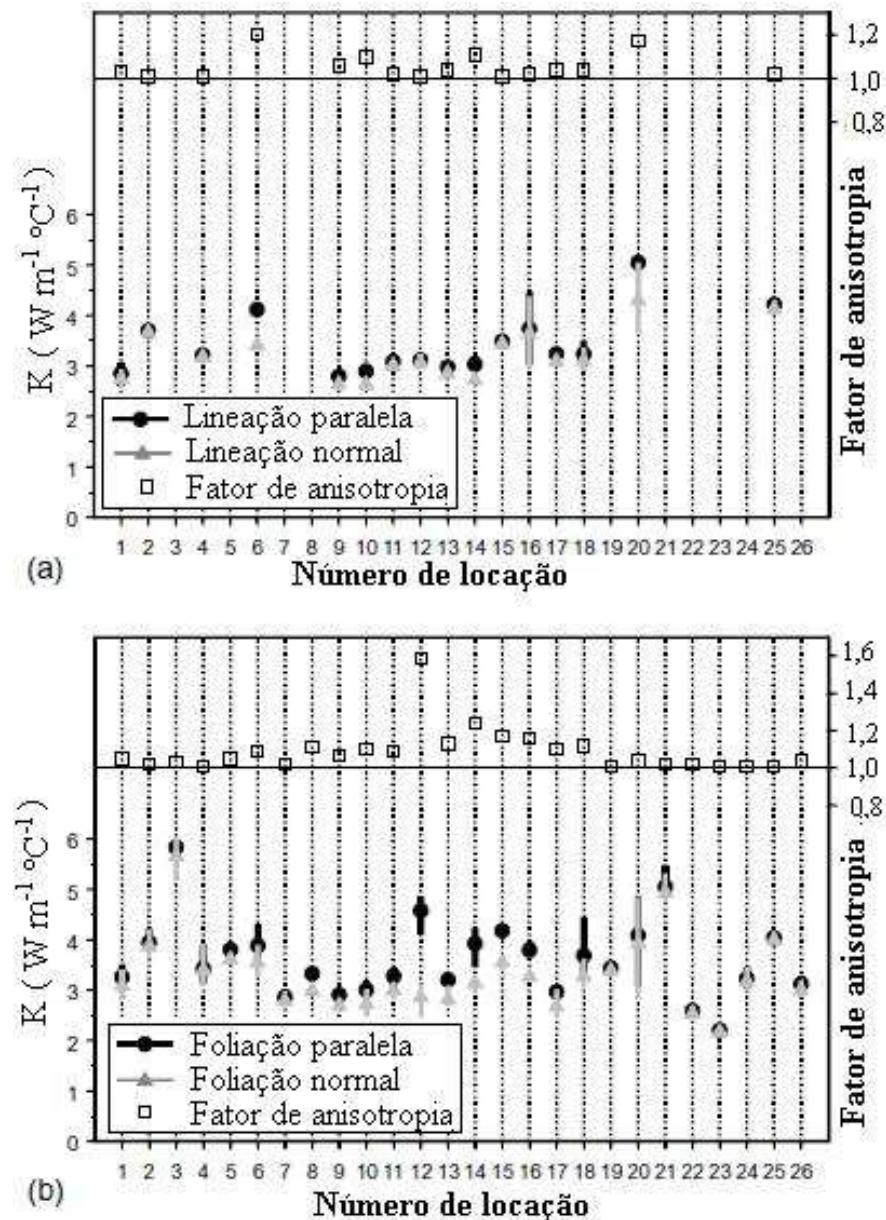


Figura 1.2: Valores de medidas de laboratório de condutividade térmica (barra vertical), valores médios (simbolos) e fator de anisotropia (quadrados) de 26 amostras de rochas saturadas com água a condições ambientes ( $25^{\circ}\text{C}$ ): plano de medida (a) paralelo e normal à lineação; (b) paralelo e normal aos planos de acamamentos foliação e xistosidades das rochas (Hans-Dieter e Rüdiger, 2003)

No caso de rochas porosas saturadas, o calor específico pode ser obtido usando-se uma média ponderada de seus valores da matriz e do fluido preenchendo seus poros. Na tabela 1.1 são dados valores do calor específico para algumas litologias.

## CAPÍTULO 2

# Métodos e Técnicas de medidas

### 2.1 Propriedades térmicas das rochas

Neste trabalho, medimos as propriedades térmicas das amostras de rocha com o analisador de propriedades térmicas *Quickline<sup>TM</sup>-30* da Anter Corporation mostrado na Figura 2.1. Esse analisador é dotado de sensores planos circulares e mede a condutividade térmica ( $K$ ) e a capacidade calorífica volumétrica ( $C$ ) da amostra, simultaneamente. Para cada medida, o analisador fornece os valores de  $K$  e  $C$ , como também o da difusividade térmica ( $\kappa$ ), este obtido usando a Eq. (1.3). O calor específico ( $c$ ) é posteriormente calculado pela Eq. (1.2) usando a densidade determinada separadamente.

Em nossas medidas, usamos sensores calibrados que cobrem a faixa de 0,6 a 6,0  $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ . Para essa faixa de medida, e em condições normais de medição, o fabricante especifica, para a medida da condutividade térmica, um erro máximo de 10% na acurácia e de até 3% para a reproduzibilidade; para a capacidade térmica volumétrica, é especificado um erro de 15% na leitura e de 3% na reproduzibilidade.

As amostras de rocha para as medidas térmicas tiveram dimensões tais que nos permitiu produzir nelas duas faces planas perpendiculares entre si para que fosse possível realizar medidas em diferentes orientações e, assim, analisar efeitos de anisotropia. Em amostras com algum tipo de foliação, produzimos uma face plana perpendicular ao plano de lineação existente (xistosidade, foliação ou lineação) e outra paralelo a estes para que fosse possível realizar duas medidas das propriedades térmicas, uma perpendicular e outra paralela aos planos de foliação e, assim, podermos analisar o efeito da anisotropia nas rochas. Também nas amostras homogêneas como rochas ígneas intrusivas e efusivas fizemos dois cortes perpendiculares entre si para verificar a existência de anisotropia.

Fatores como flutuações na temperatura, umidade local, perturbações no sensor, dimensões da amostra e superfície de contato entre o sensor e a amostra influenciam na confiabilidade e qualidade das medidas térmicas. Para reduzir a influência de variações de temperatura e umidade, tivemos o cuidado de operar o aparelho numa sala climatizada com temperatura estável e umidade baixa e mantivemos as amostras nesta sala por pelo menos um dia antes de serem medidas para que todas estivessem homogeneamente numa mesma



Figura 2.1: Analisador *Quickline<sup>TM</sup>-30* da Anter Corporation utilizado na medição das propriedades térmicas de rochas. As medidas são feitas em duas faces planas polidas e perpendiculares entre si.

temperatura.

A espessura e a superfície de contato das amostras são os fatores mais importantes que influenciam na qualidade da medida. Espessuras menores que cerca de 2 cm permitem a perda de calor pela face oposta àquela onde se põe o sensor prejudicando, assim, a medida. Também, é muito importante que a superfície de contato esteja bem polida, porque numa superfície rugosa, o ar entre o sensor e a superfície interfere na qualidade da medida. Para minimizar esses efeitos, utilizamos amostras com um mínimo de 5 cm de espessura e polimos as faces serradas das amostras para garantir um perfeito acoplamento entre o sensor e a superfície da amostra sem necessitar do uso de pastas térmicas.

## 2.2 Medida de densidade

Determinamos as densidades das amostras de rocha utilizando um picnômetro de água desenvolvido por Oliveira (2006). Este equipamento constitui-se de um tubo cilíndrico de acrílico com tampa nas duas extremidades: a tampa inferior é colada e é a base do cilindro e a tampa superior é uma placa solta de acrílico que adere perfeitamente nas bordas superior do cilindro; essa placa possui um pequeno orifício para permitir a saída do ar quando ela é posta sobre o cilindro (figura 2.2). Os passos para a determinação da densidade de cada amostra de rocha são:

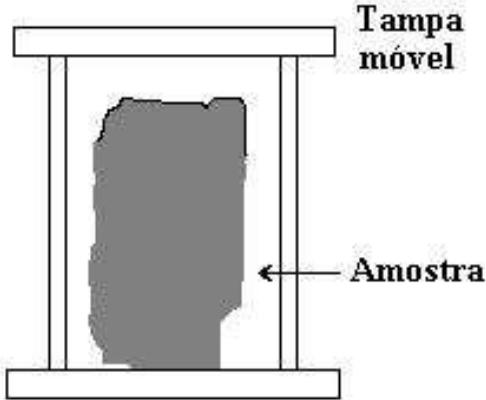


Figura 2.2: Picnômetro de água vendo-se uma amostra no interior do cilindro transparente

- a) a amostra é lavada, secada em estufa e depois pesada obtendo-se a massa  $M_{Am_{seca}}$ . Em seguida, a amostra é mergulhada num vaso com água.
- b) pesa-se o picnômetro completamente cheio d'água, tapado e sem bolhas obtendo-se a massa  $MP_{i_{cheio}}$  (esse valor será usado em todas as determinações);
- c) introduz-se a amostra saturada no cilindro, adiciona-se água no cilindro para encher-lo completamente e pesa-se o picnômetro com a amostra e completamente cheio d'água, tapado e sem bolhas obtendo-se a massa  $MP_{i_{água+amostra}}$ .

Usando-se água destilada ( $\rho = 1,000\ 103\ kg\ m^{-3}$ ), o volume da amostra (VA) é dada por

$$VA = MP_{i_{cheio}} - MP_{i_{água+amostra}} + M_{Am_{seca}} \quad (2.1)$$

e a densidade da amostra

$$\rho = \frac{M_{Am_{seca}}}{VA} \quad (2.2)$$

A densidade determinada por este método é a densidade efetiva (ou absoluta) já que seus poros estão preenchidos com água.

O erro da medida resulta dos erros das pesagens apenas. Trabalhando-se com balança de precisão 0,005 g, o erro total propagado será 0,0086 g. Ademais, a Eq. (2.1) pode ser escrita como

$$VA = MAC_{cheio} - M_{água\ adicionada}, \quad (2.3)$$

onde  $MAC_{cheio}$  é a massa de água no cilindro cheio (corresponde ao volume do cilindro) e  $M_{água\ adicionada}$  é a massa de água que se adiciona para encher o cilindro com a amostra,

ou seja, o volume restante do cilindro ao introduzir-se a amostra. Se M é o erro associado a cada medida de massa, pode-se mostrar que o erro relativo na determinação do volume efetivo da amostra  $VA / \delta VA$  é dado por

$$\frac{\delta VA}{VA} = 2 \frac{\delta M}{MAC_{cheio} - M_{água adicionada}} \quad (2.4)$$

Quanto menor  $M_{água}$  adicionada menor será o erro relativo de modo que se deve usar amostra com o volume próximo daquele do cilindro para minimizar o erro relativo da medida.

## CAPÍTULO 3

# Resultados e discussão

Neste trabalho, fizemos medidas de propriedades térmicas e densidade em 102 amostras de rochas de 15 litotipos diferentes incluindo rochas ígneas e metamórficas como também realizamos o estudo microscópico de lâminas petrográficas em 26 amostras incluindo quase todas as litologias envolvidas neste estudo. As amostras foram retiradas de afloramentos numa faixa de cerca de 50 km do embasamento adjacente às bacias litorâneas do nordeste brasileiro como parte dos trabalhos desenvolvidos no projeto Geoterm-Ne. No apêndice A, apresentamos as litologias, unidades geológicas, localização e coordenadas UTM das amostras analisadas.

No apêndice B estão os resultados das medidas de condutividade térmica  $K$  ( $Wm^{-1}C^{-1}$ ), capacidade calorífica  $C$  ( $Jm^{-3}C^{-1}$ ) e densidade  $\rho(kgm^{-3})$  realizadas nas amostras como também os valores calculados da difusividade térmica  $\kappa(m^2s^{-1})$  e do calor específico  $c$  ( $Jkg^{-1}C^{-1}$ ) usando as equações 1.3 e 1.2, respectivamente. O valor  $K_{\parallel}$  nesse apêndice refere-se à medida da condutividade térmica feita no plano paralelo à foliação e  $K_{\perp}$  no plano perpendicular à foliação.

A análise dos resultados apresentados no apêndice B mostra que a condutividade térmica para os vários litotipos estudados varia numa faixa bastante ampla, entre  $0,76 Wm^{-1}C^{-1}$  num filito e  $6,72 Wm^{-1}C^{-1}$  num quartzito. Constatata-se, ainda, que essa variação é, também, significante para um mesmo tipo de rocha como se pode observar na Tabela 3.1 e na Figura 3.1. Como consequência dessa grande variação, verifica-se não ser possível caracterizar um dado litotipo por sua condutividade térmica já que as faixas de variação de muitos litotipos se superpõem. A conclusão semelhante já chegaram autores como (Clauser e Huenges (1995), Labani e Anurup (2007)) entre outros. Vê-se, nos gráficos, que os quartzitos são as rochas com a maior faixa de variação e os gabronoritos com a menor faixa.

No apêndice C, apresentamos a composição mineralógica de 26 amostras, juntamente com a mineralogia respectiva, cobrindo quase todos os tipos de rocha analisados neste trabalho. A Figura 3.3 apresenta um gráfico que relaciona a condutividade térmica com a porcentagem de quartzo da rocha. Podemos observar nesse gráfico que quanto maior a quantidade de quartzo na rocha maior sua condutividade térmica. Isso ocorre porque a condutividade térmica de uma rocha depende fortemente de sua composição mineralógica e o

Litologia	No.	$K_{\parallel min}$	$K_{\parallel med}$	$K_{\parallel max}$	$K_{\perp min}$	$K_{\perp med}$	$K_{\perp max}$
Gabronorito	04	2,19	2,55	2,84	2,05	2,36	2,67
Granito	08	2,15	2,77	3,41	1,39	3,05	3,33
Metacalcário	09	2,71	3,59	4,90	2,60	3,45	5,24
Xisto	10	1,63	2,26	2,98	0,68	1,51	2,68
Quartizito	07	2,38	4,40	6,72	1,68	4,19	6,47
Metassiltito/Metarritimito	06	1,27	1,93	2,77	0,89	1,43	2,13
Filito	08	1,42	2,44	3,50	0,76	1,91	3,07
Charnquito	08	2,17	2,83	3,80	2,23	2,80	3,67
Enderbito/Charnoenderbito	07	2,56	2,48	3,62	1,95	2,38	3,60
Biotita gnaisse	06	2,14	2,47	3,07	1,23	1,77	2,89
Ortognaisse	12	2,04	2,52	3,40	1,19	2,09	2,89
Metarenito Xistoso	05	0,91	1,72	2,11	0,83	1,27	1,71
Metarenitos	12	2,24	3,05	3,99	2,28	3,07	4,36

Tabela 3.1: Valores de condutividades térmicas paralelas  $K_{\parallel}$ (mínimo, médio e máximo), e perpendiculares  $K_{\perp}$  (mínimo, médio e máximo) para os diversos litotipos estudados.

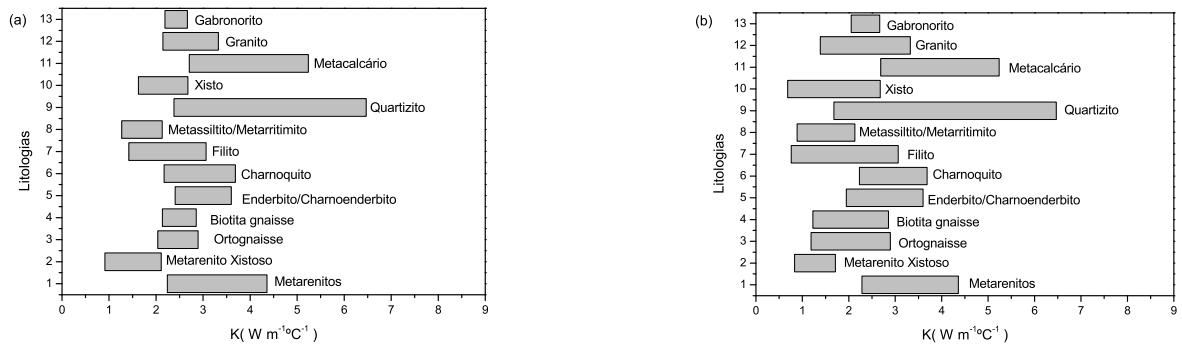


Figura 3.1: Variação dos valores de condutividade térmica (a)paralela ( $K_{\parallel}$ )e (b)perpendicular ( $K_{\perp}$ ) para os diversos litotipos estudados.

quartzo é um mineral que possui alta condutividade térmica ( $7,67 \text{ W m}^{-1}\text{C}^{-1}$ ).

Nos quartzitos, a condutividade térmica variou entre  $1,68 \text{ W m}^{-1}\text{C}^{-1}$  no  $K_{\perp}$  e  $6,72 \text{ W m}^{-1}\text{C}^{-1}$  no  $K_{\parallel}$ . Esses resultados estão em concordância com os de Cermak e Rybach (1982), Jessop (1990), entre outros para o mesmo litotipo. É importante salientar que os arenitos (rochas sedimentares) também têm alta porcentagem de quartzo, porém, podem possuir uma alta porosidade. Isso faz com que a condutividade seja menor, pois quanto maior a porosidade da rocha maior a quantidade de fluidos (ex ar, água.etc) que possuem uma baixa

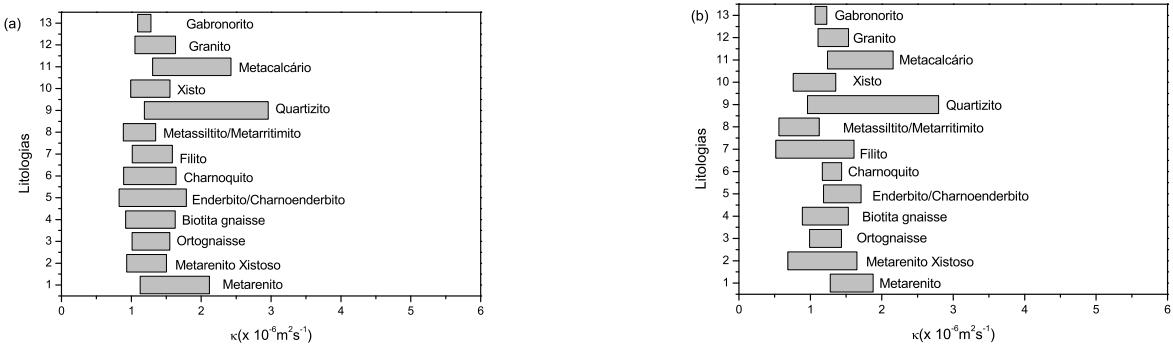


Figura 3.2: Variação dos valores de difusividade térmica (a)paralela ( $K_{\parallel}$ )e (b)perpendicular ( $K_{\perp}$ ) para os diversos litotipos estudados.

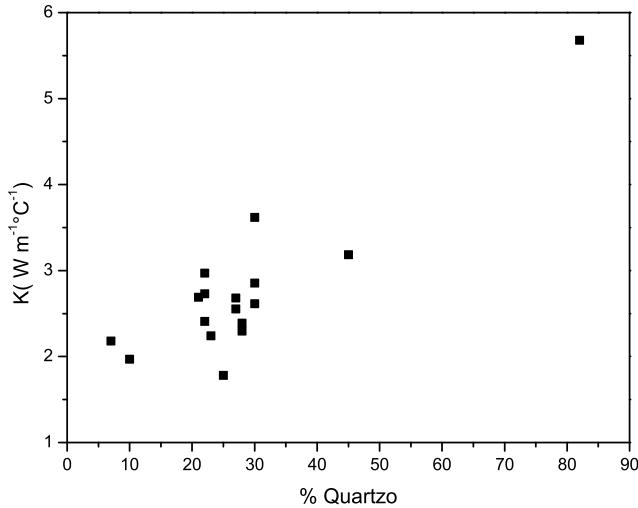


Figura 3.3: Relação da condutividade térmica (K) com a porcentagem de quartzo.

condutividade . Clauser e Huenges (1995) verificaram que quanto maior a porosidade menor a condutividade térmica, especialmente para rochas sedimentares que possuem porosidades altas. Para rochas metamórficas como os quartzitos esse efeito é bem menor, devido a sua baixa porosidade.

Os metacalcários também apresentaram altos valores de condutividade térmica os quais podemos associar à presença, nessas rochas, de calcita ou dolomita que são minerais com alta condutividade térmica.

A figura 3.4, apresenta um gráfico com a variação do calor específico para os vários litotipos estudados. O calor específico varia numa faixa bastante ampla, entre  $0,46 \text{ J kg}^{-1} \text{ °C}^{-1}$  num metarenito xistoso e  $0,90 \text{ J kg}^{-1} \text{ °C}^{-1}$  num quartzito.

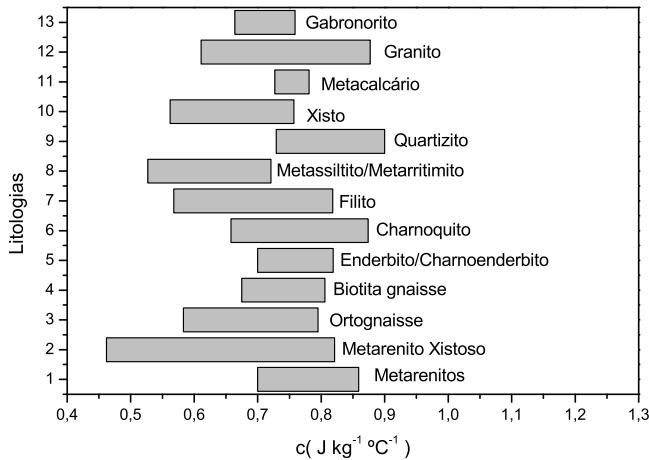


Figura 3.4: Variação do calor específico para os diversos litotipos estudados .

### 3.1 Efeito da anisotropia na condutividade térmica e na difusividade térmica

Para a caracterização e descrição das propriedades anisotrópicas, a condutividade foi medida em duas direções principais: paralela ( $K_{\parallel}$ ) e perpendicular ( $K_{\perp}$ ) ao plano de foliação (acamamento, foliação, lineação e xistosidade). O fator de anisotropia é, então, definido como  $\text{Fa} = K_{\parallel}/K_{\perp}$ .

Nas figuras 3.5 a 3.16 apresentamos os resultados das condutividades térmicas paralela ( $K_{\parallel}$ ) e perpendicular ( $K_{\perp}$ ), dos fatores de anisotropia, da composição mineralógica e das difusividades térmicas paralela ( $\kappa_{\parallel}$ ) e perpendicular ( $\kappa_{\perp}$ ) para as diversas litologias estudadas. Os valores de  $\kappa_{\parallel}$  e  $\kappa_{\perp}$  são obtidos pela razão entre os valores correspondentes de  $K_{\parallel}$  e  $K_{\perp}$  e a capacidade calorífica volumétrica C (equação 1.2) que é um escalar (propriedade de volume). Desse modo, a anisotropia na difusividade térmica segue a mesma tendência daquela da condutividade térmica com o mesmo fator de anisotropia.

Pela analise dos gráficos, podemos observar que os granitos, charnoquitos, enderbitos, charnoenderbitos, gabronoritos, metarenitos, metacalcários, e quartzitos comportam-se como praticamente isotrópicos.

Nos granitos mostrados na Figura 3.5, a amostra de numero 7 é uma granito- moscovita-biotita gnaissificado e tem fator de anisotropia de 1,78. A orientação das micas, que são minerais altamente anisotrópicos, seria a razão para a alta anisotropia observada. A amostra 6 é fracamente anisotrópica, apesar de existir uma orientação preferencial dos grãos minerais no interior dessa rocha (granito lineado). Segundo Wall et alli (1991) a anisotropia menor observada em rochas com lineação está relacionada com o fato de que, nesse tipo de rocha,

os grãos de quartzo são fracamente orientados e, apesar de o quartzo ser um mineral altamente anisotrópico, sua presença em rochas com lineação não tem muita influência para a anisotropia. Esse resultado está em concordância com os obtidos por Hans-Dieter e Rüdiger (2003) para rochas com lineação.

Para os quartzitos da Figura 3.6, as amostras 1 e 3 apresentam anisotropia com fatores de 1,42 e 1,29 respectivamente. A amostra 1 é um quartzito xistoso de modo que podemos associar sua anisotropia a efeitos estruturais como a sua xistosidade. Já a amostra 3 é um quartzito moscovita que contém 37% de mica (muscovita), mineral altamente anisotrópico. A análise mineralógica dessa rocha mostra ser ela constituída de agregado poligonal fino de quartzo, em contatos retos entre si, constituindo perfeito mosaico com palhetas fortemente orientadas de moscovita, levemente esverdeadas, de cerca de 0,2 mm formado feixes, segregados por banda (Raimundo Fróes, comunicação pessoal) de modo que podemos associar a anisotropia observada à orientação e disposição da moscovita no interior da rocha. A forte anisotropia da moscovita fôrma observada por Clauser e Huenges (1995) que obtiveram  $K_{\parallel} = 3,89 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$  e  $K_{\perp} = 0,62 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ .

As litologias que apresentaram alta anisotropia foram biotita gnaisse, metarenitos xistosos, filitos, siltitos, meta-ritmitos, xistas e ortognaisses. Todas essas litologias têm como característica comum possuírem alguma forma de foliação (acamamento, foliação, lineação e xistosidade) que é a responsável por seus comportamentos anisotrópicos.

Os biotita gnaisse Figura 3.7 apresentam fatores de anisotropia em torno de 1,8, resultados que estão em concordância com os obtidos por Cermak e Rybach (1982).

Vimos que os metarenitos comportam-se como isotrópicos (figura 3.6); já os metarenitos xistosos (Figura 3.10) apresentam fator de anisotropia variando de 1,2 a 2,0.

Os filitos (Figura 4.9), os siltitos (Figura 4.10) e os metarritmitos (Figura 4.10) são rochas metassedimentares altamente foliadas e, por isso, apresentam fatores de anisotropia alto, sendo que a amostra 3 de metarritmito apresenta um fator de anisotropia de 2,44 um dos mais altos de todas as litologias estudadas.

Os xistas (figura 3.14) apresentam os maiores fatores de anisotropia tendo a amostra 5 a um valor de 3,2, o maior encontrado neste trabalho. Associamos essa alta anisotropia à forte orientação das micas no interior da rocha.

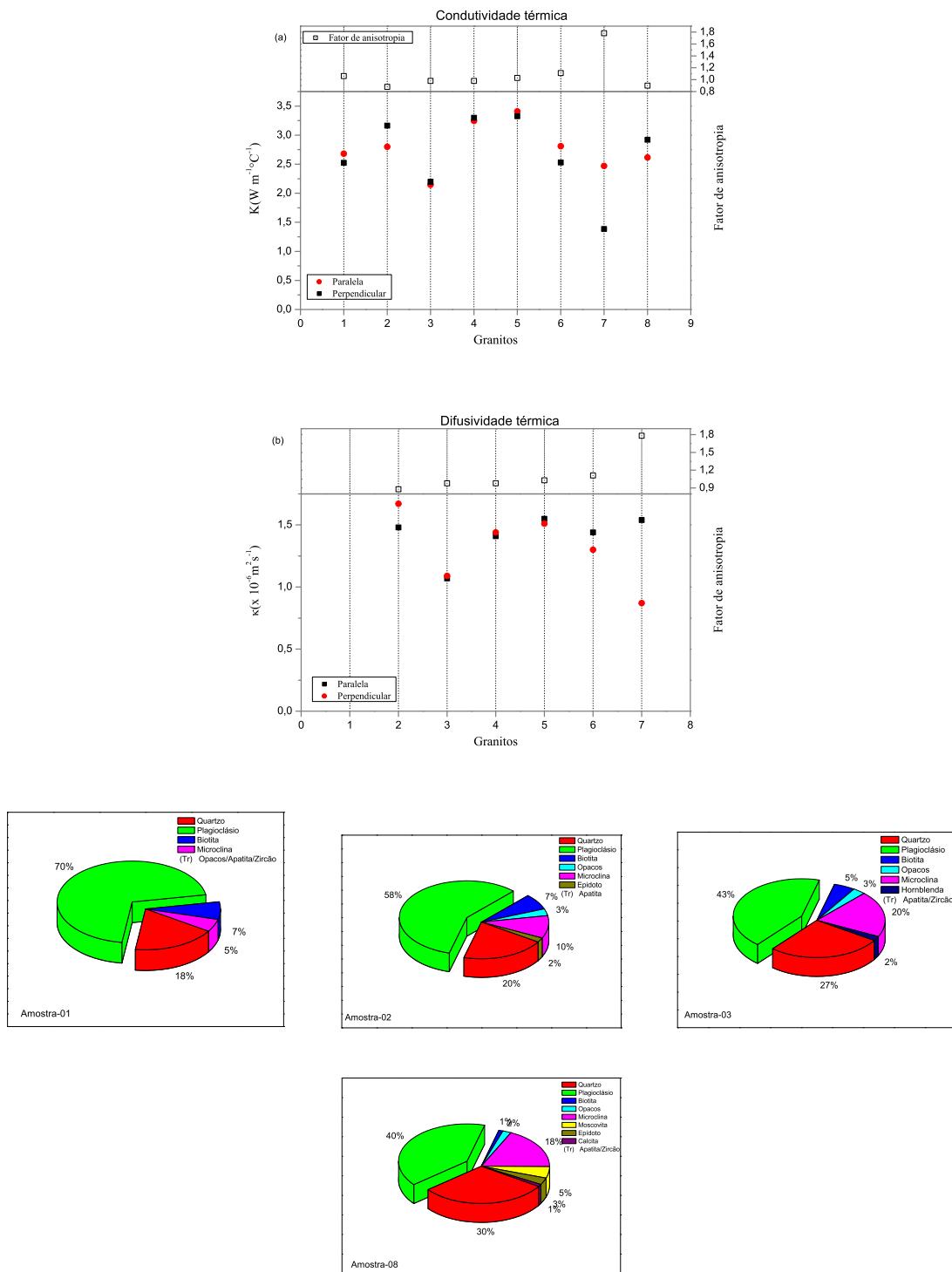


Figura 3.5: Condutividade térmica (a) e difusividade térmica (b), valores médios paralelos e perpendiculares entre si, e paralelas e perpendiculares aos planos de lineação para as amostras 04,05 e 06 (granitos lineados) e fatores de anisotropia (quadrados no topo), de oito amostras de granitos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 1, 2, 3 e 8.

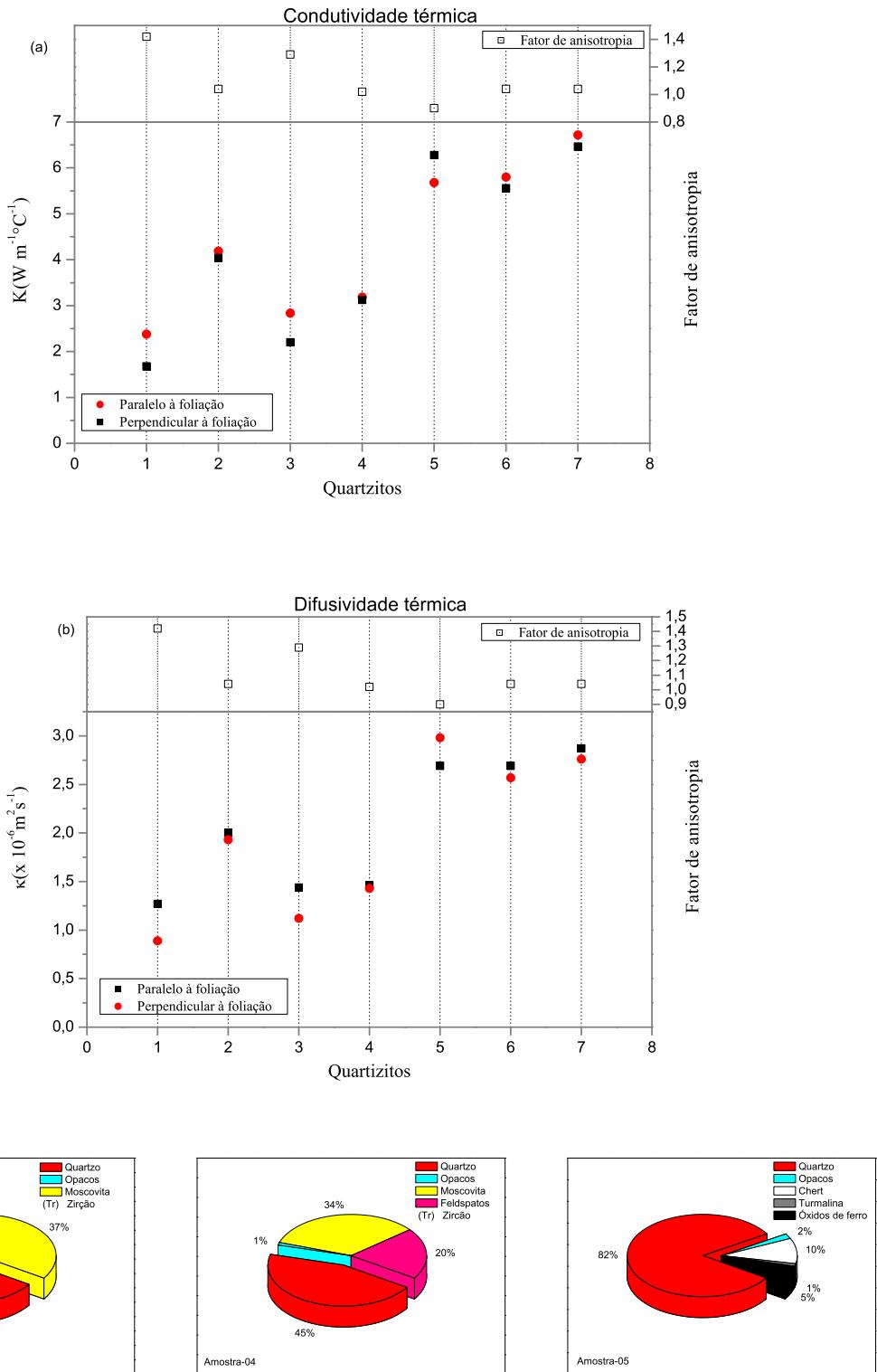


Figura 3.6: Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de sete amostras de quartzitos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 3, 4 e 5.

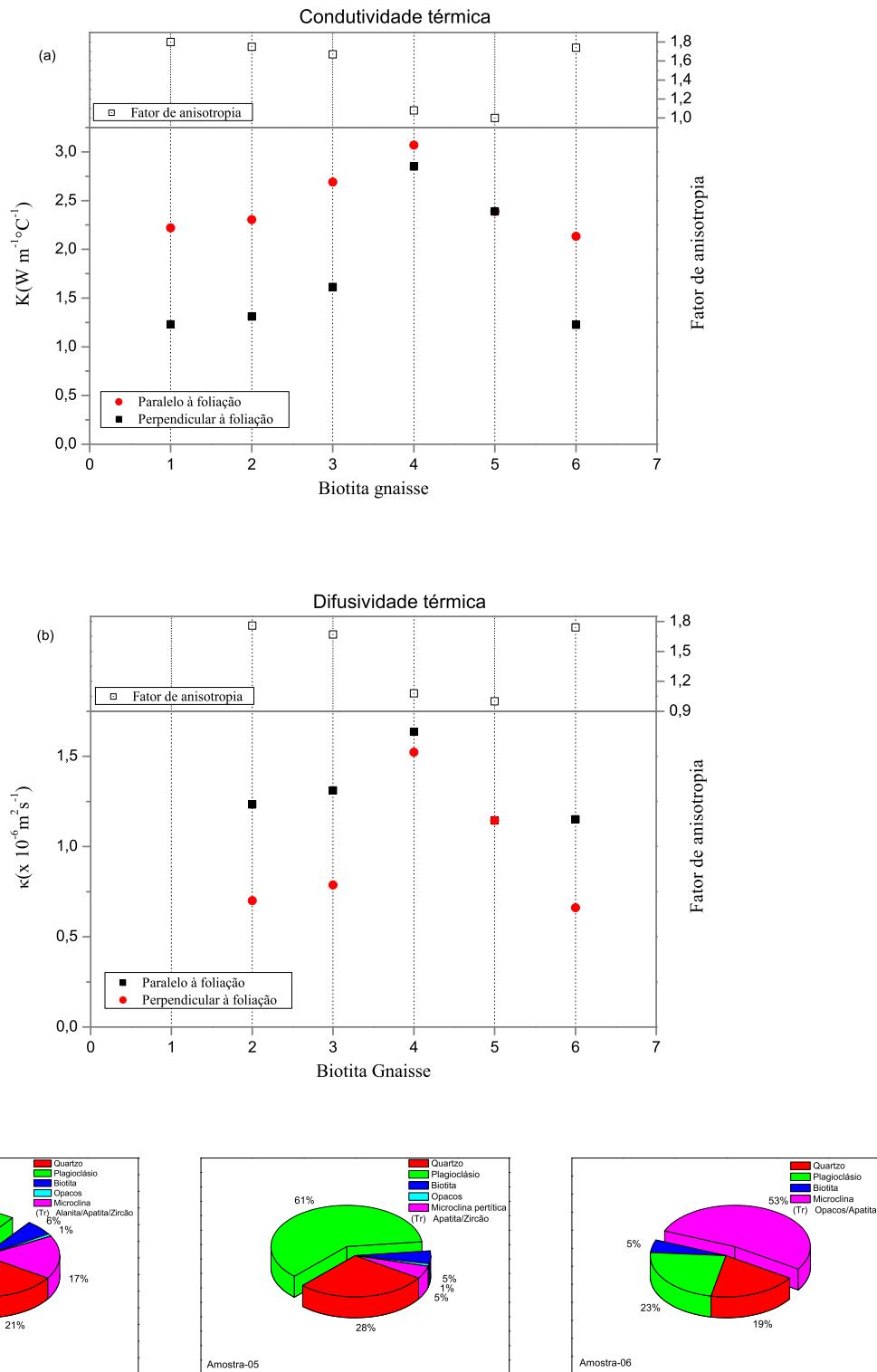


Figura 3.7: Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de seis amostras de biotita gneiss em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 3, 5, e 6.

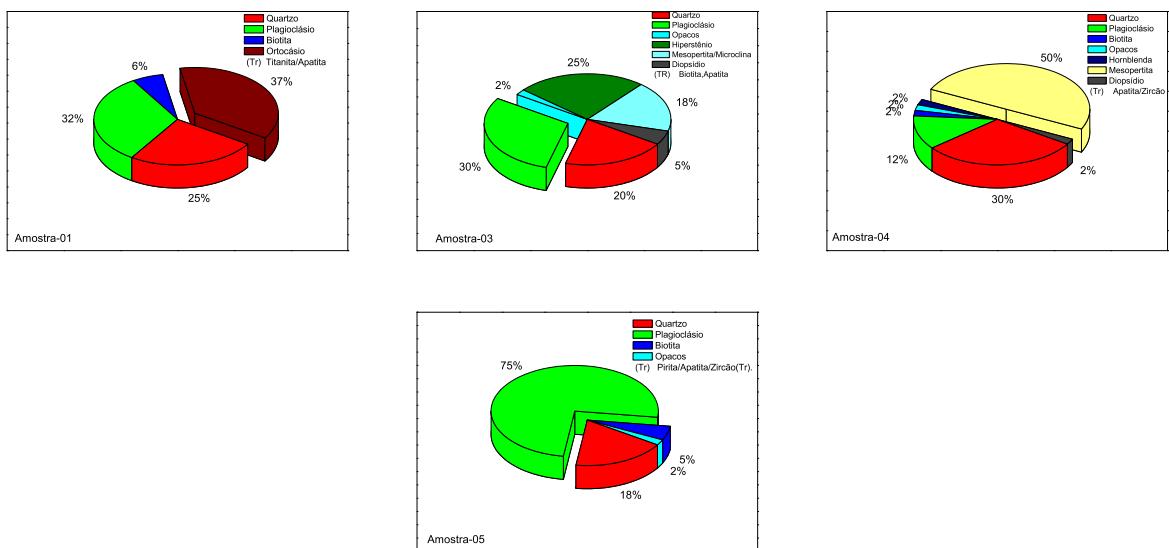
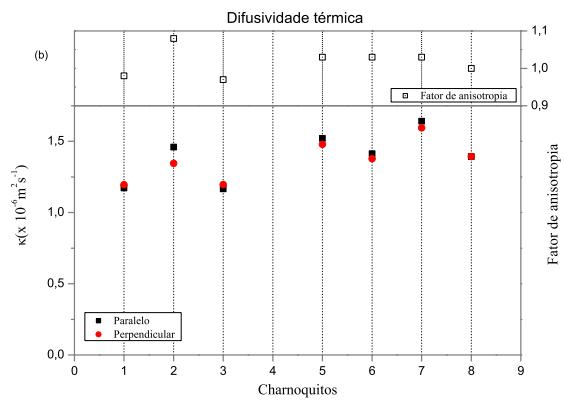
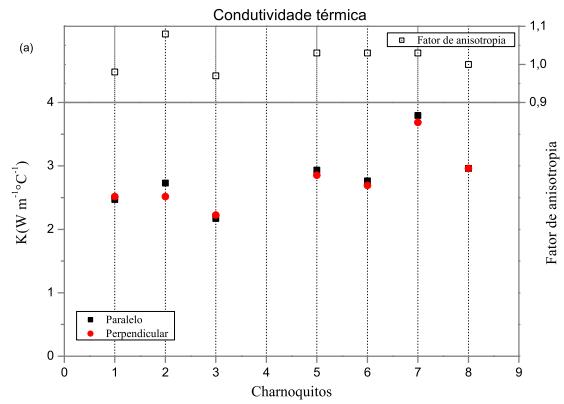


Figura 3.8: Conduvidades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de oito amostras de charnoquitos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 1,3,4, e 5.

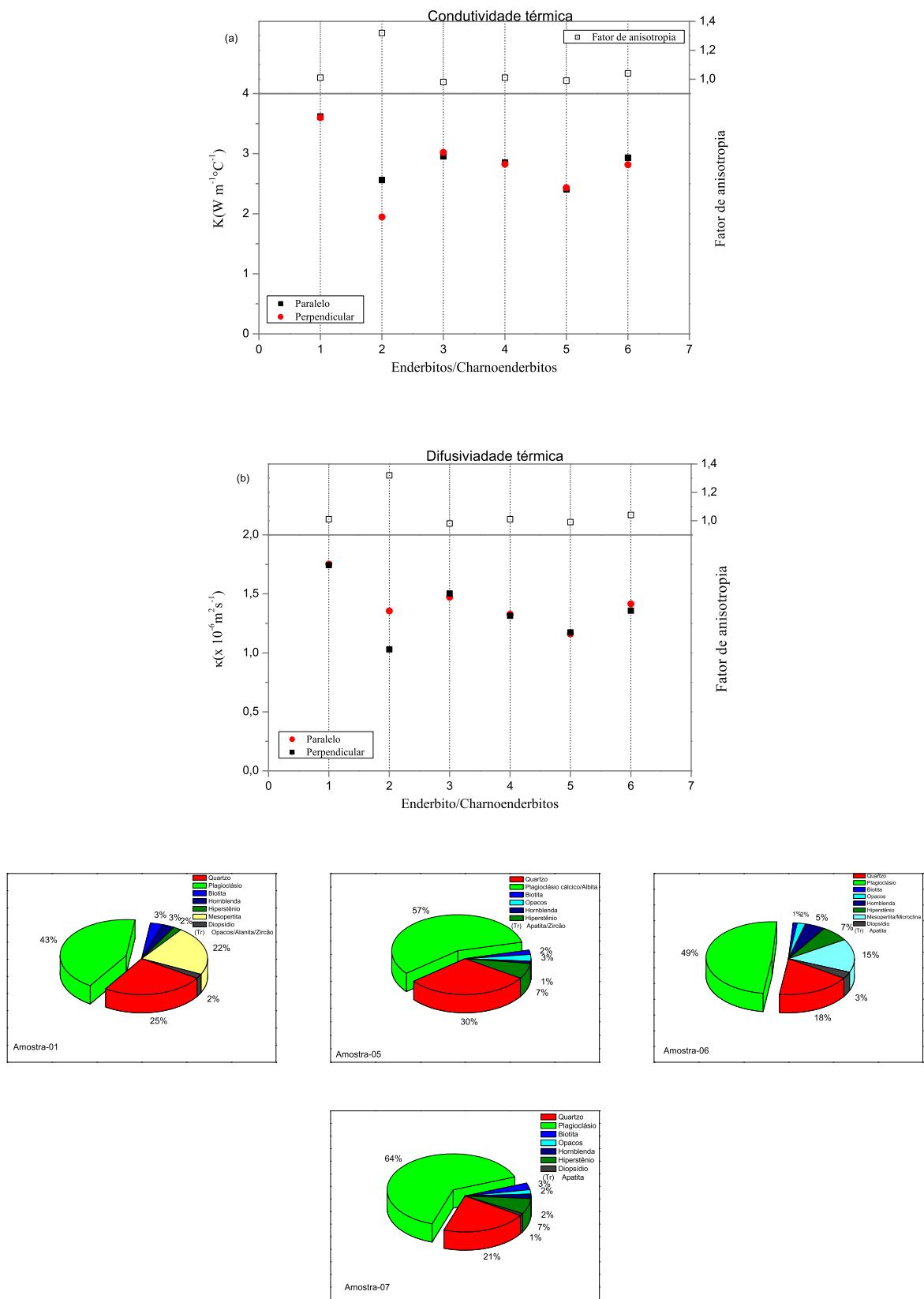


Figura 3.9: Conduvidades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de sete amostras de enderbitos e charnoenderbitos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 1, 5, 6 e 7.

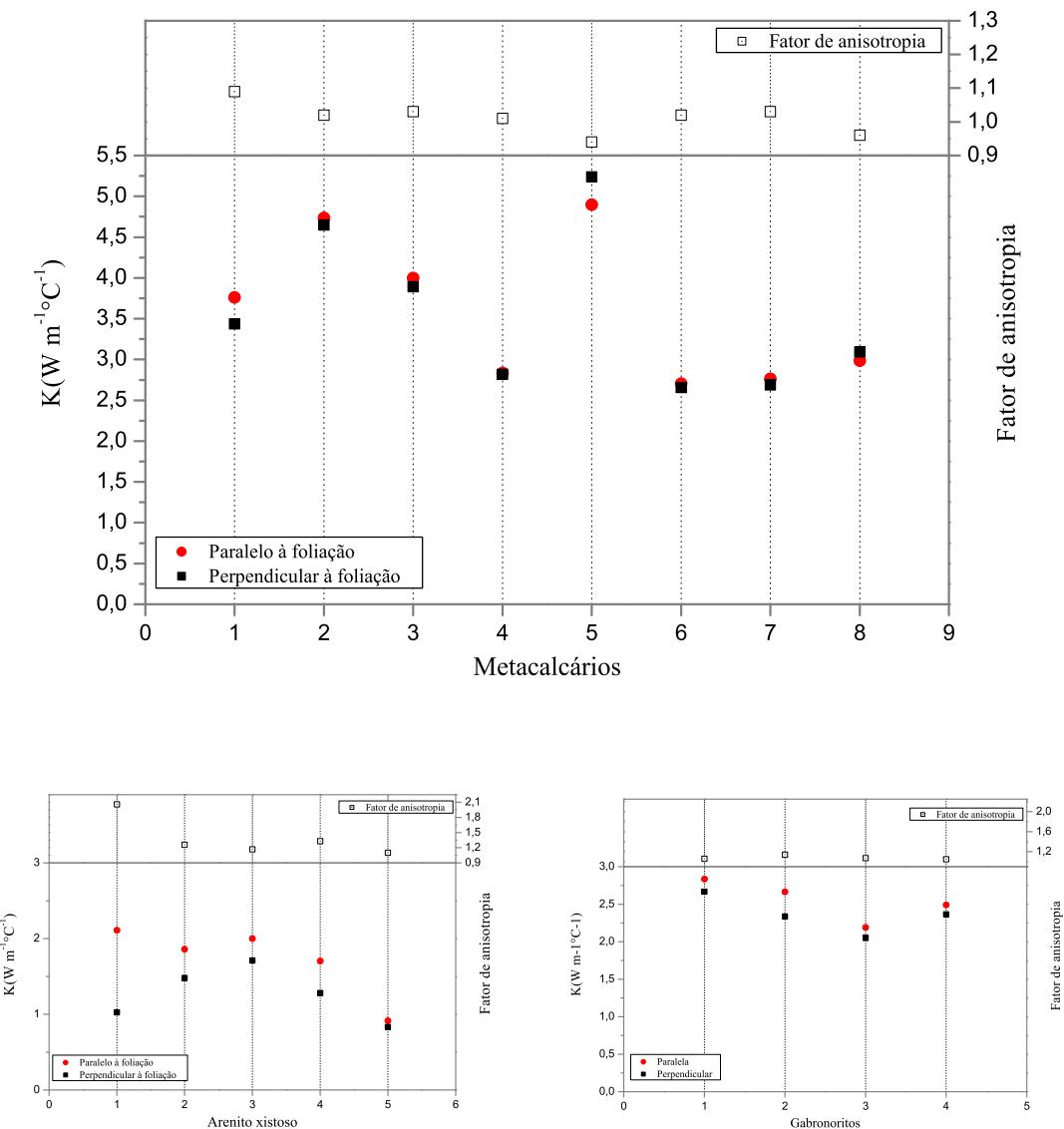


Figura 3.10: Condutividade térmica , valores médios paralelos e perpendiculares aos planos de foliação e fatores de anisotropia (quadrados no topo), de oito amostras de metacalcários, cinco de arenito xistoso e quatro de gabronoritos em condições ambientais

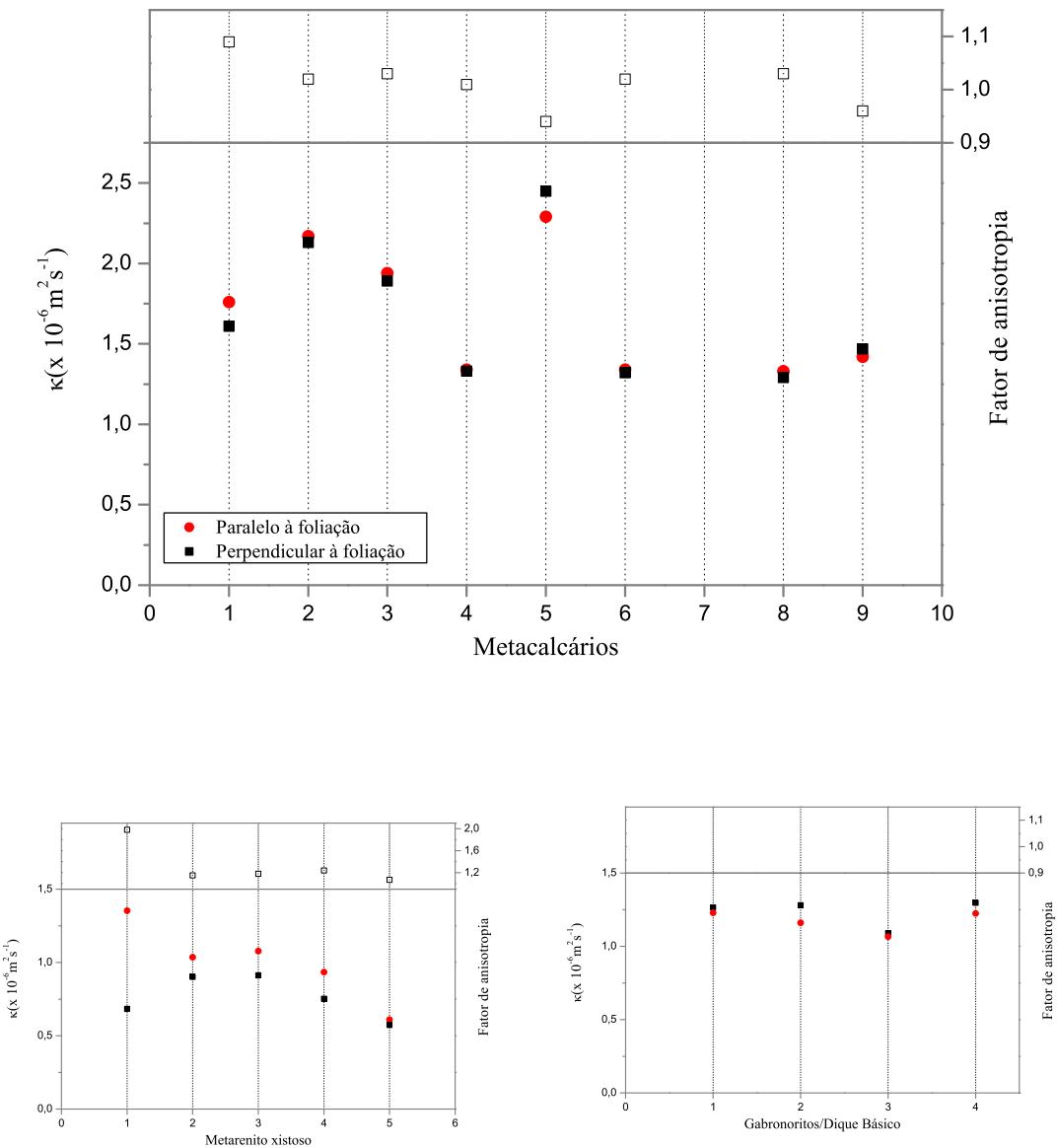


Figura 3.11: Difusividade térmica , valores médios paralelos e perpendiculares aos planos de foliação e fatores de anisotropia (quadrados no topo), de oito amostras de metacalcários, cinco de arenito xistoso e quatro de gabronoritos em condições ambientais

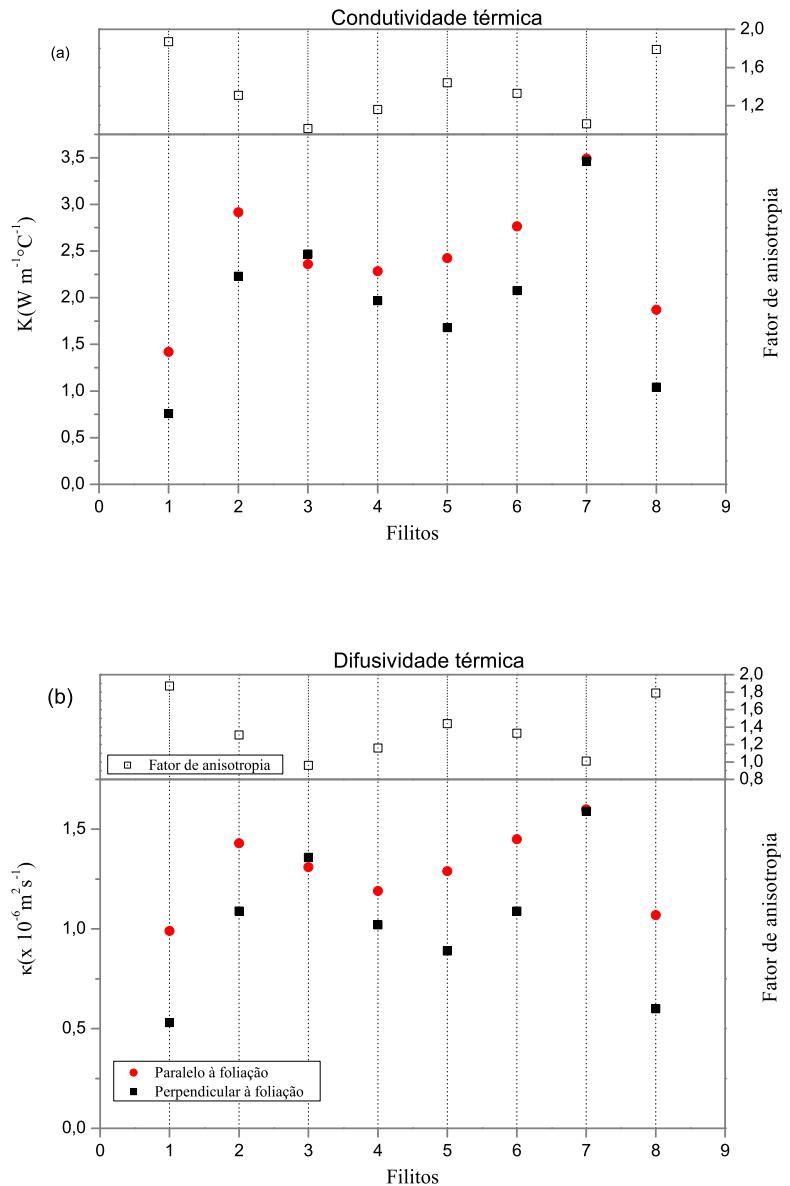


Figura 3.12: Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de oito amostras de filitos em condições ambientais

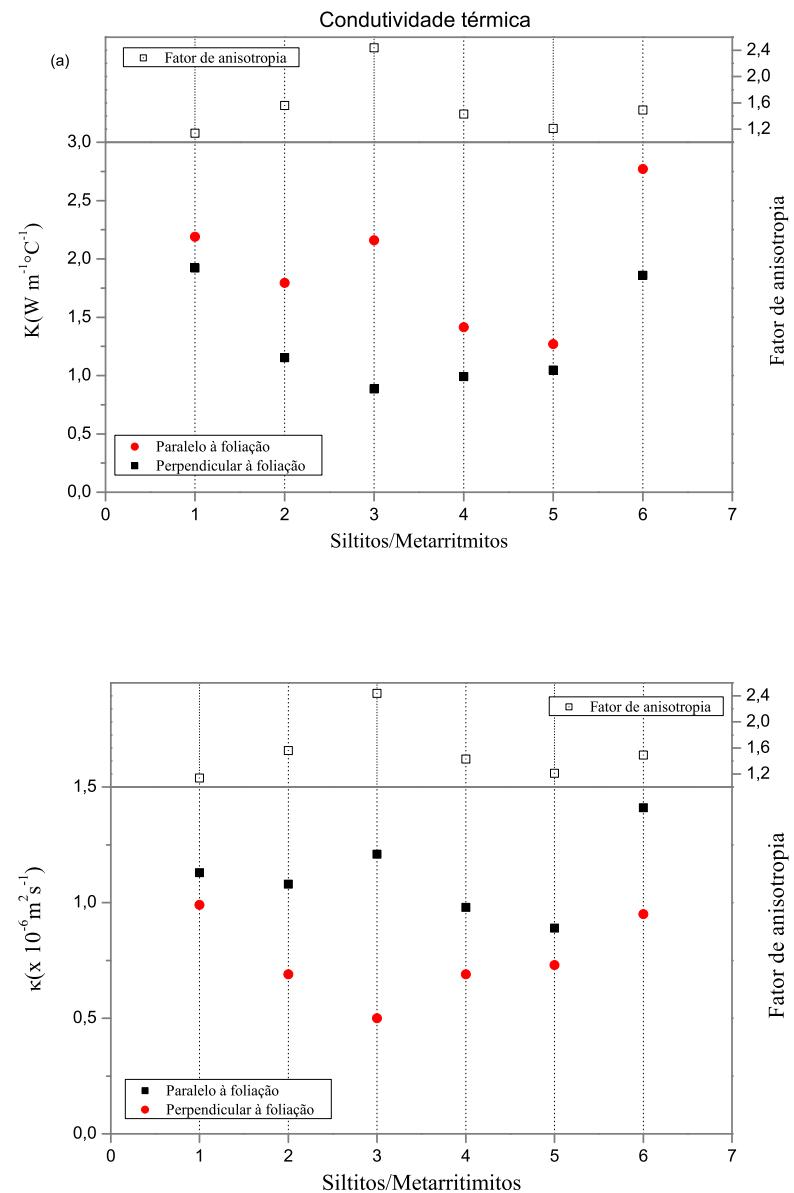


Figura 3.13: Condutovidades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de seis amostras de siltitos e metarrhythmitos em condições ambientais .

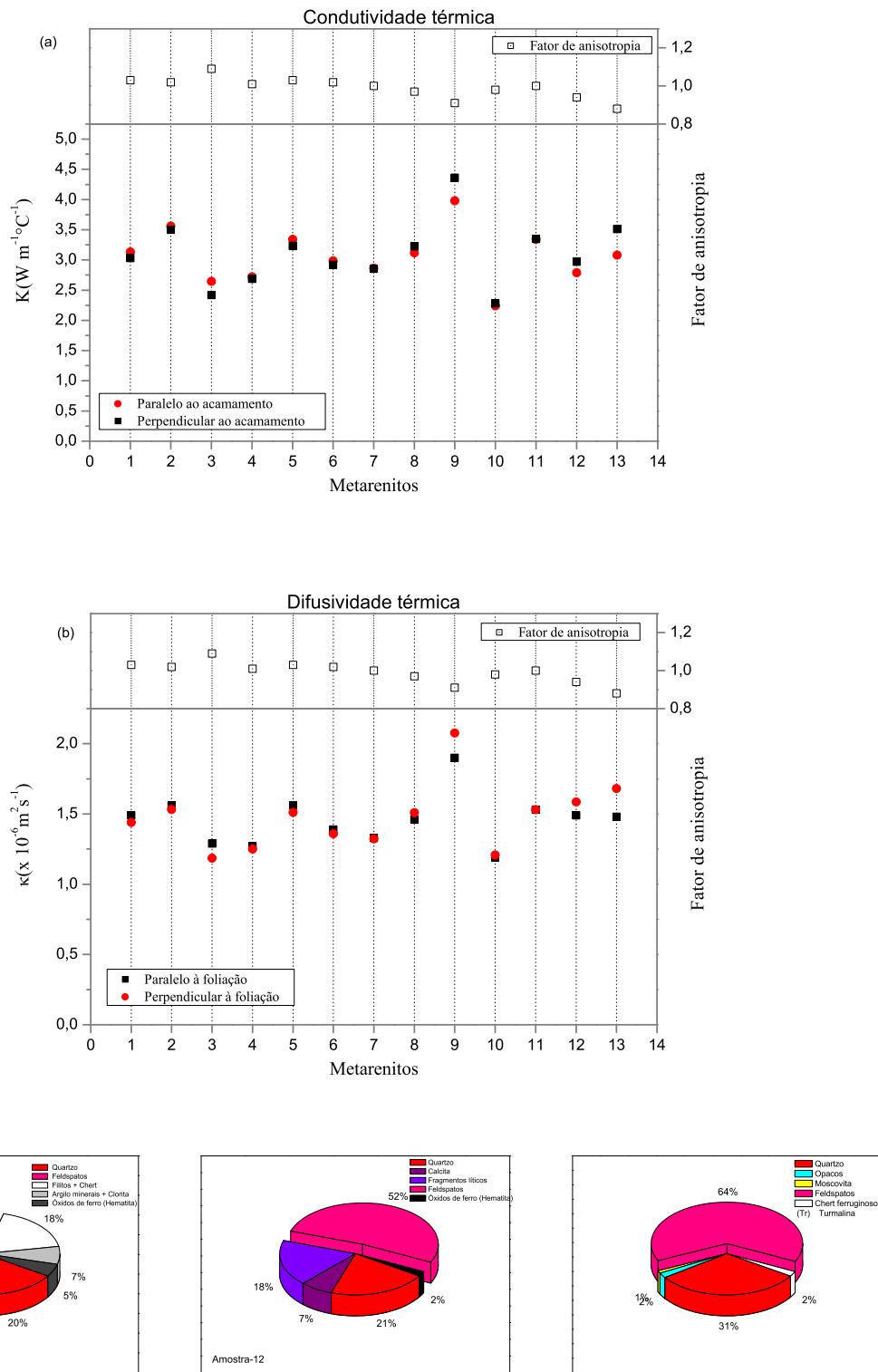


Figura 3.14: Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares detreze amostras de metarenitos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 11, 12 e 13.

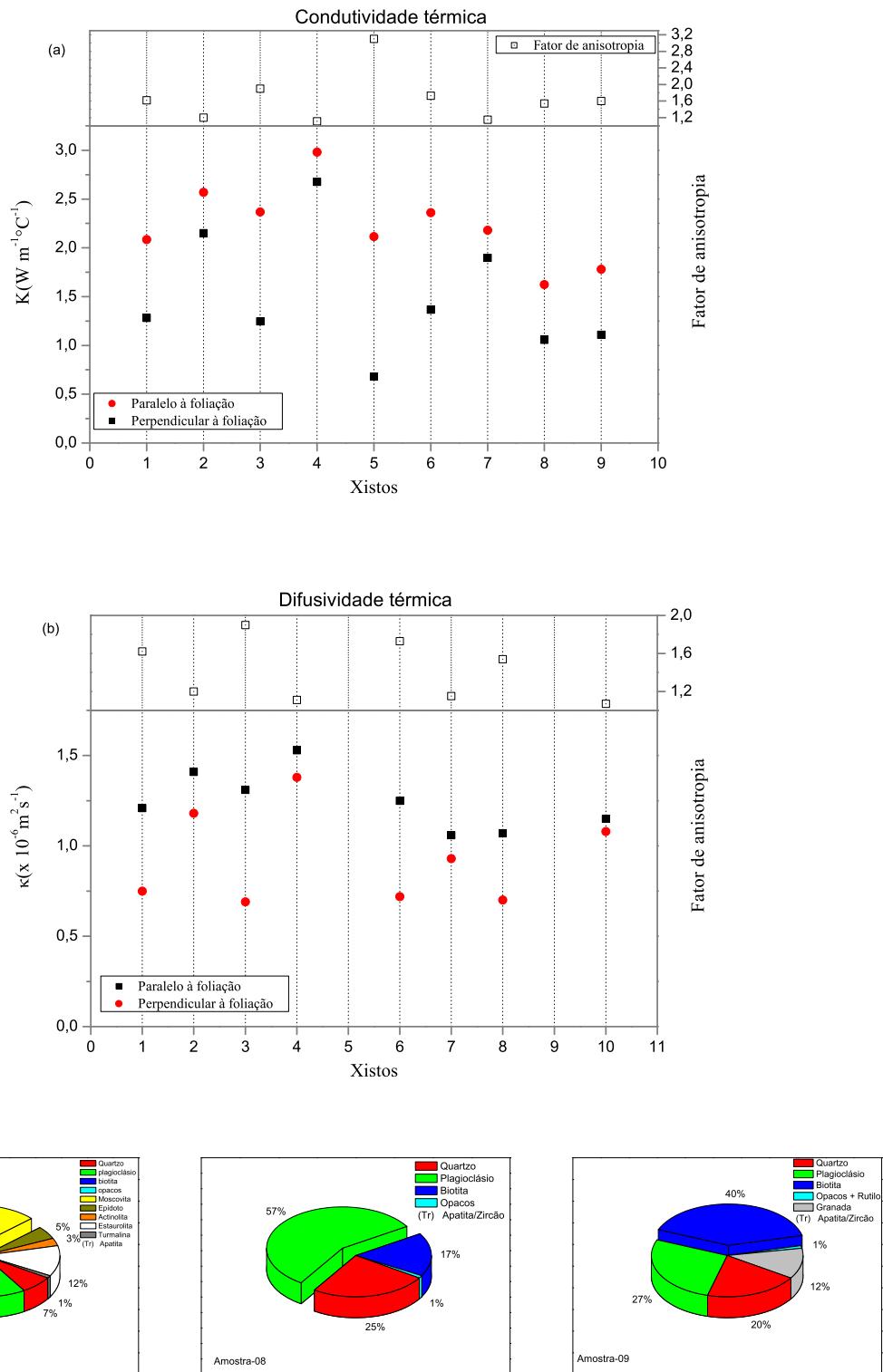


Figura 3.15: Condutividades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de nove amostras de xistos em condições ambientais e composição mineralógica das amostras de numero 6, 8 e 9.

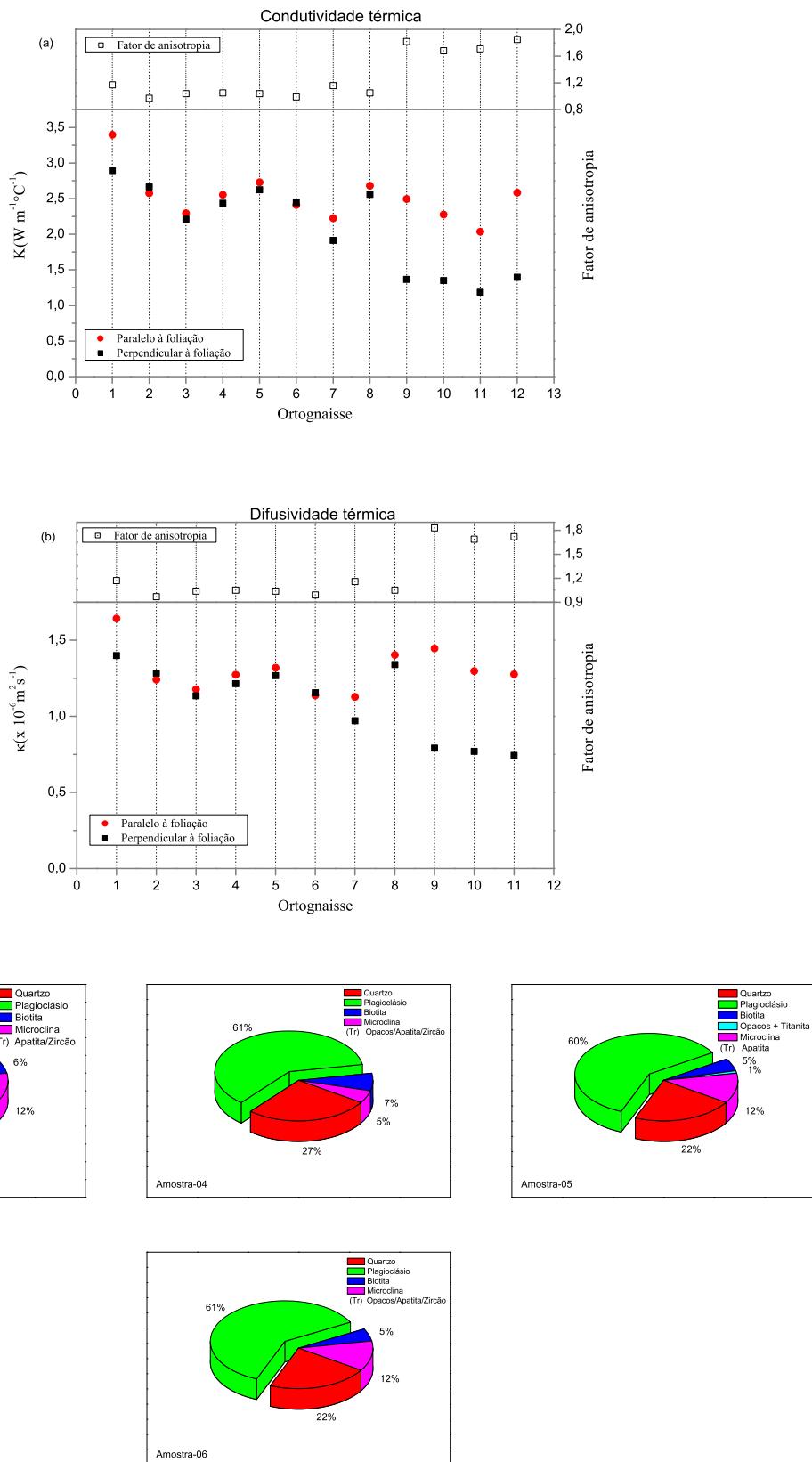


Figura 3.16: Condutovidades térmicas (a) e difusividades termicas (b), pralelas e perpendiculares de onze amostras de ortognasse e composição mineralógica das amostras de numero 3, 4, 5 e 6 .

## CAPÍTULO 4

### Conclusões

Os resultados obtidos neste trabalho contribuem para o conhecimento das propriedades térmicas de rochas, particularmente do comportamento isotrópico e anisotrópico numa grande variedade de rochas ígneas e metamórficas, dados escassos na literatura.

Os quartzitos apresentaram os valores mais elevados de condutividade térmica com variação entre  $1,68$  a  $6,72 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$  e o valor mais elevado de calor específico  $0,90 \text{ Jkg}^{-1}\text{C}^{-1}$ . Esses valores estão diretamente relacionados à grande quantidade de quartzo nos quartzitos.

As rochas ígneas intrusivas como granitos e gabronoritos apresentaram comportamento isotrópico, apesar de seus minerais constituintes serem anisotrópicos. Nossos resultados estão em concordância com dados da literatura.

As rochas metámficas como metacalcários, enderbitos, charnoquitos, charnoenderbitos, metarenitos e quartzitos que não apresentaram qualquer forma de foliação comportaram-se como isotrópicas; já os biotita gnaisses, metarenitos xistosos, filitos, siltitos, meta-ritmitos, xistos e ortognaisses que apresentaram alguma forma de foliação comportaram-se como anisotrópicas.

Os xistos apresentaram os maiores fatores de anisotropia tendo uma amostra chegado a  $3,2$ , o maior encontrado neste trabalho. Consideramos que esse comportamento deve-se à orientação e disposição das micas em seu interior, já que as micas são minerais com anisotropia alta.

Concluimos que o comportamento anisotrópico nas rochas deve-se, principalmente, a efeitos estruturais como xistosidade, foliação e lineação.

# Agradecimentos

À minha família pelo apoio e carinho.

Ao meu orientador pelo Roberto Max de Argollo pelo seu trabalho e pacência comigo.

À professora Jacira Cristina de Freitas por tudo que ele fez por mim.

À minha namorada Bruna pelo amor, compreensão e carinho.

À Alexandre Barreto Costa e Moacyr Moura Marinho pela grande ajuda.

À Raimundo Fróes pelo estudo petrográfico das amostras.

Aos meus colegas de faculdade e amigos pelo apoio.

## **APÊNDICE A**

### **Litologia, localização, e coordenadas das amostras da área de estudo**

Amostra	Unidade	Litologia	Localização	Datum UTM SAD 69	
				X	Y
GeSe 017	MNp	Metarenito	SE-222 Tobias Barreto	619266,044	8762142,528
GeSe 040	MNp	Metarenito	NW de Tomar do Geru	618819,047	8747776,558
GeSe 041	MNp	Metarenito	NW de Tomar do Geru	618149,049	8748278,557
GeSe 046	MNp	Metarenito	NW de Tomar do Geru	620286,044	8751212,551
GeSe 069	MNp	Metarenito	SW Tomar do Geru	620617,045	8738191,579
GeSe 070	MNp	Metarenito	SE-222, SW Tomar do Geru	619362,048	8739102,577
GeSe 071	MNp	Metarenito	SE-222, SW Tomar do Geru	617611,051	8739528,576
GeSe 73	MNp	Metarenito	SW Tomar do Geru	613564,059	8742599,568
GeSe 109-B	MNp	Metarenito	SE-222, SW Riachão do Dantas	662781,026	8772094,507
GeSe 150	MINI	Metarenito	SE-222, NE de Estância	678710,917	8764902,532
GeSe 067-A	MNp	Metarenito	SW Tomar do Geru	621519,043	8737126,581
GeSe 067-B	APgl	Metarenito	SE-222, Umbaúba/Itabaianinha	621519,043	8737126,581
GeBa 072	Apg1	Metarenito arcosiano rosa	SE-222, Umbaúba/Itabaianinha	635299	8749084
GeSe 487	MNm2	Metarenito xistoso	SE-222, S de Canhoba	721030,799	8871140,308
GeSe 489	MNm1	Metarenito xistoso	Ravina na margem N da SE-160	720630,801	8866325,318
GeSe 494	MNm1	Metarenito xistoso	NW de Aquidabã	714305,815	8867223,315
GeSe 503	MNm1	Metarenito xistoso	SW Aquidabã	709709,831	8845230,363
GeSe 506	MNm1	Metarenito xistoso	ENE Aquidabã	722277,798	8863020,326
GeSe 002	APg2	Ortognaisse granítico	NW de Indiaroba	659797,964	8732220,598
GeSe 003	APg2	Ortognaisse granodiorítico	NW de Indiaroba	659925,964	8732202,598
GeSe 022	APg1	Ortognaisse granodiorítico	W de Cristinápolis	630170,026	8731897,593
GeSe 032-A	APg3	Ortognaisse granodiorítico bc	Cidade de Tomar do Geru	626304,033	8741628,572

Amostra	Unidade	Litologia	Localização		Datum UTM SAD 69	
			X	Y	X	Y
GeSe 056	APgl	Ortognaisse granodiorítico	NW Cristinápolis		629700,026	8735328,586
GeSe 062	APgl	Ortognaisse granodiorítico	NW de Cristinápolis		626099,034	8735400,585
GeSe 063	APgl	Ortognaisse granodiorítico	NW de Cristinápolis		626978,032	8735644,585
GeSe 064-A	APgl	Ortognaisse granodiorítico	NW de Cristinápolis		626838,032	8737315,582
GePb 169	APy	Ortognaisse granodiorítico	Da Faz. Riacho Verde para Gurinhem		224291,240	9209357,967
GePb 170	PMy	Ortognaisse tonalítico	Da Faz. Riacho Verde para Gurinhem		224291,240	9209357,967
GePb 171	APy	Ortognaisse tonalítico	Da Faz. Riacho Verde para Gurinhem		227616,229	9207968,970
GePb 172	APy	Ortognaisse granítico a granodiorítico	Da Faz. Riacho Verde para Gurinhem		229167,224	9208702,967
GePb 199	Pst	Biotita gnaisse (bandado)	De Sapé para Guarabira		247088,173	9236015,872
GePb 200	Mct	Muscovita biotita gnaisse	De Sapé para Guarabira		249173,167	9238517,863
GePb 221	Pst	Biotita gnaisse	De Sapé para Mamanguape		241850,191	9230960,888
GePb 268	Pst	Biotita gnaisse	Mulungunzinho a Bonito		241850,191	9236506,872
GeBa 096-A	MNm1	Metarenito xistoso	NW de Aquidabá		714305,815	8867223,315
GePb 157	Mct	Biotita gnaisse	De Sapé para Mulungu		229416,227	9222564,922
GeBa 001-B	APg2	Enderbito	Linha Verde		649076,785	8694294,584
GeBa 153	APg2	Granulito charnoenderbito	Linha Verde-Pedreira de Zoraide		648769,786	8691704,589
GeSe 081	APgl	Charnoenderbito	NE de Tomar do Geru		635239,013	8744408,568
GeSe 082	APgl	Charnoenderbito	NW de Tomar do Geru		635093,014	8743411,570
GeSe 087	APgl	Enderbito	E Tomar do Geru		639725,005	8739466,579
GeSe 127-A	APgl	Charnoenderbito	NE Itabaianinha		639253,001	8764800,525
GeSe 132	APgl	Enderbito	NE Itabaianinha		639253,001	8764800,525
GeSe 050	Apgl	Charnquito	W de Cristinápolis		630139,026	8731225,595

Amostra	Unidade	Litologia	Localização	Datum UTM SAD 69	
				X	Y
GeSe 098	APgl	Charnoquito	NE Itabaianinha	644078,992	8759539,537
GeSe 144	APgl	Charnoquito	NW de Estânciia	659996,958	8762578,534
GeBa 001-A	APg2	Charnoquito	Linha Verde	649076,785	8694294,584
GeSe 091-B	APgl	Charnoquito	NE de Itabaianinha	637759,007	8753416,549
GeSe 097	APgl	Charnoquito	NE de Itabaianinha	643914,993	8759150,538
GeSe 100	APgl	Charnoquito	NE de Itabaianinha	645416,989	8759558,537
GeSe 207	MNfp1	Filito	(SE-179) NE de Simão Dias	634255,003	8818098,408
GeSe 212	MNfp1	Filito seixoso	(SE-179) NE de Simão Dias	637263,996	8825784,392
GeSe 318	MNr1	Filito/Xisto	SSW de Itabaiana	669165,930	8801572,451
GeSe 329	MNfp1	Filito/Xisto	SE de Moita Bonita	692886,873	8824678,405
GeSe 354-A	MNm1	Filito	NE de São Miguel do Aleixo	683455,886	8860626,322
GeSe 358	MNm1	Filito	Trecho Feira Nova-Graccho Cardoso	692189,865	8868101,307
GeSe 546	MNpa	Filito calcífero	NW de Itabaianinha	624998,032	8760765,531
GeSe 584	MNm1	Filito	NW de Dores	688177,878	8848449,351
GeSe 186	MNI	Siltito	NW de Lagarto	641029,992	8797354,455
GeSe 191	MNja	Metassiltito	NW de Lagarto	637110,000	8804182,439
GeSe 441	MNm2	Metarritmito	Estrada Graccho Cardoso Várzea Nova	696583,854	8872880,298
GeSe 507	MNm1	Metarritmito	ENE Aquidabá	723527,795	8863533,326
GeSe 526	MNm1	Siltito+folhelho	NW de Aparecida	666920,925	8853360,335
GeSe 601	APgl	Ritmito	NE Itabaianinha	639253,001	8764800,525
GeSe 344-A	MNi	Quartzito xistoso	SE de São Miguel do Aleixo	677549,903	8845401,355
GeSe 345-A	MNi	Quartzito	S de São Miguel do Aleixo	676750,904	8847476,351

Amostra	Unidade	Litologia	Localização	Datum UTM SAD 69	
				X	Y
GeSe 378	Qt	Quartzito	WNW de N. S. de Lourdes	710512,819	8886146,271
GeSe 392	Qt	Quartzito	SE de N. S. de Lourdes	718467,802	8880193,286
GeSe 153	MNI (?)	Quartzito	NE de Estância	680872,911	8772295,517
GeSe 163	MNI (?)	Quartzito	NW de Salgado	663099,947	8783679,489
GeSe 255	MNi	Quartzito	SE de Itabaiana	681000,903	8808833,437
GeSe 603	APgl	Xisto	xxxxxxxxxxxxxx	645416,989	8759558,537
GeSe 604	MNfp1	Xisto	xxxxxxxxxxxxxx	634255,003	8818098,408
GeSe 605	MNfp1	Xisto	xxxxxxxxxxxxxx	637263,996	8825784,392
GeSe 606	MNr1	Xisto	xxxxxxxxxxxxxx	669165,930	8801572,451
GeSe 366	MNm1	Xisto	S Tanque na SE-170	677763,901	8851509,342
GeSe 380-B	MNm1	Xisto	NE de N.S. de Lourdes	714778,809	8886273,271
GeSe 382-A	LGr	Xisto (Gnaissificado)	Estrada N. S. de Lourdes - Escorial	716426,805	8888262,267
GeSe 409	MNm1	Xisto	NE de Glória	684192,881	8874413,291
GePb 222-B	Mct	Biotia xisto	De Sapé para Mamanguape	260871,130	9241135,851
GeSe 461	MNI	Xisto gnaissoso	NW de Itabi	702069,838	8887490,266
GeSe 112-B	MNa	Calcário	NW de Riachão do Dantas	633301,012	8779971,491
GeSe 171	MNa	Calcário dolomítico	SSE de Lagarto	647550,980	8784591,484
GeSe 173	MNa	Calcário dolomítico	SSE de Lagarto	647118,981	8784460,484
GeSe 216	MNoa	Metacalcário	NE de Simão Dias	638882,991	8830908,381
GeSe 204	MNoa	Metadolomito	NE de Simão Dias	632957,007	8816060,412
GeSe 217-A	MNfp1	Metacalcário	Cidade de Pinhão	640155,988	8831556,379
GeSe 551	APg5	Metacalcário calcítico	NW de Itabaianinha	625891,030	8761722,530

Amostra	Unidade	Litologia	Localização		Datum UTM SAD 69	
			X	Y	X	Y
GeSe 552	APg5	Metacalcário calcítico	NW de Itabaianinha		624787,033	8761121,531
GeSe 574	MNfp3	Metacalcário calcítico	NNW N.S. das Dores		688356,880	8841047,368
GeBa 018-B	PPytp	Hb granito (cinza claro)	Pedreira da Faz. Sabiá de João de Indó		598429,884	8702012,561
GeBa 114-A	APg2	Granito	Conde - Rio da Pedra		640546,804	8684506,602
GeBa 123-B	Agm	Ortognaisse granítico	Itamira - BR-101		580027,921	8704792,553
GeSe 058	APg1	Granito lineado	NW Cristinápolis		628224,030	8734101,589
GeSe 059	APg1	Granito lineado	NW Cristinápolis		627782,031	8733454,590
GeSe 120	APg4	Granito lineado	N de Itabaianinha		633110,014	8767012,519
GePb 228	Mct	Biotita muscovita granito gnaissificado	Mamanguape a Guarabira		256454,146	9246600,834
GeSe 451	MNm1	Granito a duas micas	S de Graccho Cardoso		695570,859	8862170,322
GeSe 172	APg1	Gabronorito	SSE de Lagarto		647103,981	8784401,484
GeSe 176	LGr	Gabronorito	NE de Riachão do Dantas		641569,995	8776442,500
GeSe 182	APg1	Gabronorito	E de Riachão do Dantas		646183,985	8776260,502
GeSe 133	APg1	Dique básico	N de Riachão do Dantas		639442,999	8777853,497

## **APÊNDICE B**

**Litologia, condutividade térmica (paralela e perpendicular), difusividade térmica (paralela e perpendicular) e calor específico das amostras da área de estudo**

Amostra	$\rho$ (x10 <sup>-3</sup> Kgm <sup>-3</sup> )	Conduтивidade (Wm <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )		Fa (x10 <sup>6</sup> Jm <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup> )	Difusividade $\kappa_{\perp}$	Fa (J m <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup> )	C (10 <sup>3</sup> Jkg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )
		$K_{\parallel}$	$K_{\perp}$				
GeSe 017	2,614	3,14	3,04	1,03	1,49	1,44	1,03
GeSe 040	2,659	2,65	2,42	1,09	1,56	1,53	1,09
GeSe 041	2,69	2,72	2,69	1,01	1,29	1,18	1,01
GeSe 046	2,685	3,34	3,24	1,03	1,27	1,25	1,03
GeSe 069	2,690	2,99	2,92	1,02	1,56	1,51	1,02
GeSe 071	2,688	2,87	2,85	1,00	1,33	1,33	1,00
GeSe 073	2,653	3,12	3,22	0,97	1,46	1,51	0,97
GeSe 109-B	2,671	3,98	4,36	0,91	1,90	2,08	0,91
GeSe 150	2,670	2,24	2,28	0,98	1,19	1,21	0,98
GeSe 067-A	2,612	3,34	3,35	1,00	1,53	1,55	1,00
GeSe 067-B	2,700	2,79	2,97	0,94	1,52	1,56	0,94
GeBa 072	2,675	3,08	3,51	0,88	1,49	1,59	0,88
GeSe 478	2,541	2,11	1,03	2,06	1,38	0,67	2,06
GeSe 489	3,309	1,86	1,48	1,26	1,08	0,86	1,26
GeSe 494	2,638	2,00	1,71	1,17	1,07	0,92	1,17
GeSe 503	2,697	1,71	1,28	1,33	0,97	0,73	1,33
GeSe 506	2,689	0,91	0,83	1,10	0,62	0,56	1,10
GeSe 002	2,612	3,40	2,89	1,17	1,64	1,40	1,17
GeSe 003	2,658	2,58	2,67	0,97	1,24	1,28	0,97
GeSe 022	2,654	2,30	2,21	1,04	1,18	1,13	1,04
GeSe 032-A	2,644	2,56	2,44	1,05	1,27	1,21	1,05

Amostra	$\rho$ (x10 <sup>-3</sup> Kgm <sup>-3</sup> )	Condutividade (Wm <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )		Fa (x10 <sup>6</sup> Jm <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup> )	Difusividade $\kappa_{\perp}$	Fa (J m <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup> )	C (10 <sup>3</sup> Jkg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )	c
		$K_{\parallel}$	$K_{\perp}$					
GeSe 056	2,651	2,73	2,63	1,04	1,32	1,27	1,04	2,07
GeSe 062	2,66	2,41	2,45	0,99	1,14	1,15	0,99	2,12
GeSe 063	2,66	2,23	1,92	1,16	1,13	0,97	1,16	1,97
GeSe 064-A	2,676	2,68	2,56	1,05	1,40	1,34	1,05	1,91
GePb 169	2,731	2,50	1,36	1,83	1,45	0,79	1,83	1,73
GePb 170	2,676	2,28	1,35	1,69	1,30	0,77	1,69	1,75
GePb 171	2,737	2,035	1,185	1,72	1,28	0,74	1,72	1,60
GePb 172	2,587	2,59	1,40	1,85	xxx	xxx	xxx	xxx
GePb 199	xxx	2,22	1,23	1,80	xxx	xxx	xxx	xxx
GePb 200	2,639	2,31	1,31	1,76	1,23	0,70	1,76	1,87
GePb 221	2,656	2,69	1,62	1,67	1,31	0,79	1,67	2,05
GePb 268	2,776	3,07	2,86	1,08	1,64	1,52	1,08	1,88
GeBa 069-A	2,588	2,39	2,39	1,00	1,14	1,14	1,00	2,09
GePb 157	2,643	2,14	1,23	1,74	1,15	0,66	1,74	1,85
GeBa 153	2,523	3,62	3,60	1,01	1,75	1,74	1,01	2,07
GeSe 081	2,702	2,56	1,95	1,32	1,35	1,03	1,32	1,89
GeSe 082	2,717	2,96	3,02	0,98	1,47	1,50	0,98	2,01
GeSe 087	2,713	2,86	2,83	1,01	1,33	1,31	1,01	2,15
GeSe 127-A	2,745	2,41	2,43	0,99	1,16	1,17	0,99	2,07
GeSe 132	2,760	2,94	2,82	1,04	1,42	1,36	1,04	2,07
GeSe 050	2,650	2,47	2,52	0,98	1,17	1,20	0,98	2,11

Amostra	$\rho$ (x10 <sup>-3</sup> Kgm <sup>-3</sup> )	Condutividade (Wm <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )		Fa (x10 <sup>6</sup> Jm <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup> )	Difusividade $\kappa_{\parallel}$	Fa (J m <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup> )	C (10 <sup>3</sup> Jkg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )	C
		$K_{\parallel}$	$K_{\perp}$					
GeSe 098	2,707	2,73	2,92	1,08	1,46	1,35	1,08	1,87
GeSe 144	2,826	2,17	2,23	0,97	1,17	1,20	0,97	1,86
GeBa 009	2,692	2,94	2,85	1,03	1,52	1,48	1,03	1,93
GeSe 091-B	2,711	2,77	2,69	1,03	1,41	1,38	1,03	1,96
GeSe 097	2,642	3,80	3,69	1,03	1,64	1,60	1,03	2,31
GeSe 100	2,960	2,96	2,96	1,00	1,39	1,39	1,00	2,13
GeSe 207	2,522	1,42	0,76	1,87	0,99	0,53	1,87	1,43
GeSe 212	2,624	2,92	2,23	1,31	1,43	1,09	1,31	2,05
GeSe 318	2,672	2,36	2,47	0,96	1,31	1,36	0,96	1,81
GeSe 329	2,663	2,29	1,97	1,16	1,19	1,02	1,16	1,93
GeSe 354-A	2,74	2,43	1,68	1,44	1,29	0,89	1,44	1,88
GePb 358	2,705	2,77	2,08	1,33	1,49	1,09	1,33	1,91
GePb 546	2,658	3,49	3,07	1,01	1,60	1,59	1,01	2,18
GePb 584	2,852	1,87	1,04	1,79	1,07	0,60	1,79	1,75
GePb 186	2,682	2,19	1,92	1,14	1,09	1,04	1,14	1,93
GePb 191	2,58	1,71	1,15	1,56	1,01	0,74	1,56	1,67
GePb 441	2,739	2,16	0,89	2,44	1,09	0,56	2,44	1,78
GePb 507	2,679	1,42	0,99	1,43	0,94	0,72	1,43	1,44
GePb 526	2,712	1,27	1,05	1,21	0,89	0,74	1,21	1,43
GeBa 601	xxx	2,77	1,86	1,49	1,35	1,00	1,49	1,96
GePb 108-A	2,669	-	2,13	-	-	1,12	-	-
GeBa 344-A	2,576	2,38	1,68	1,42	1,19	0,96	1,42	1,88
GeBa 345-A	2,608	4,19	4,04	1,04	1,93	2,01	1,04	2,09

Amostra	$\rho$ (x10 <sup>-3</sup> Kgm <sup>-3</sup> )	Condutividade (Wm <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )		Fa (x10 <sup>6</sup> Jm <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup> )	Difusividade $\kappa_{\perp}$	Fa (J m <sup>-3</sup> °C <sup>-1</sup> )	C (10 <sup>3</sup> Jkg <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> )	c
		$K_{\parallel}$	$K_{\perp}$					
GeSe 378	2,684	2,84	2,20	1,29	1,42	1,14	1,29	1,96
GeSe 392	2,731	3,19	3,12	1,02	1,44	1,45	1,02	2,19
GeSe 153	2,626	5,68	6,28	0,90	2,96	2,73	0,90	2,11
GeSe 163	2,555	5,80	5,56	1,04	2,71	2,55	1,04	2,16
GeSe 255	2,602	6,72	6,47	1,04	2,84	2,80	1,04	2,34
GeSe 603	xxx	2,09	1,28	1,62	1,18	0,77	1,62	1,72
GeSe 604	xxx	2,57	2,15	1,20	1,40	1,19	1,20	1,82
GeSe 605	xxx	2,37	1,25	1,90	1,20	0,76	1,58	1,90
GeSe 606	xxx	2,98	2,68	1,11	1,55	1,36	1,11	1,95
GeSe 366	2,667	2,12	0,68	3,10	1,21	-	-	0,66
GeSe 380-B	2,826	2,36	1,37	1,73	1,14	0,80	1,73	1,89
GeSe 382	2,863	2,18	1,19	1,15	1,07	0,92	1,15	2,05
GeSe409	2,709	1,63	1,06	1,54	0,99	0,75	1,54	1,52
GePb 222	2,658	1,78	1,11	1,60	-	-	-	-
GeSe 461	2,908	2,53	2,37	1,07	1,13	1,09	1,07	2,20
GeSe 112-B	2,721	3,76	3,44	1,09	1,71	1,65	1,09	2,14
GeSe 171	2,818	4,74	4,65	1,02	2,13	2,16	1,02	2,19
GeSe 173	2,839	4,00	3,89	1,03	2,02	1,82	1,03	2,06
GeSe 216	2,784	2,84	2,82	1,01	1,32	1,35	1,01	2,12
GeSe 204	2,772	4,90	5,24	0,94	2,43	2,31	0,94	2,14
GeSe 217-A	2,663	2,71	2,66	1,02	1,33	1,34	1,02	2,01
GeSe 551	2,721	-	2,60	-	-	1,24	-	-

Amostra	$\rho$ ( $\times 10^{-3} \text{Kg m}^{-3}$ )	Condutividade ( $W m^{-1} \text{C}^{-1}$ )		Fa ( $\times 10^6 J m^{-3} \text{oC}^{-1}$ )	Difusividade ( $\text{x}10^6 J m^{-3} \text{oC}^{-1}$ )	Fa ( $J m^{-3} \text{oC}^{-1}$ )	C ( $10^3 J kg^{-1} \text{oC}^{-1}$ )	c
		$K_{\parallel}$	$K_{\perp}$					
GeSe 552	2,657	2,77	2,69	1,03	1,32	1,30	2,08	0,78
GeSe 574	2,750	2,99	3,09	0,96	1,45	1,44	0,96	0,77
GeBa 018-B	2,680	2,68	2,52	1,06	1,23	1,15	1,06	0,83
GeBa 114	2,669	2,80	3,17	0,88	1,64	1,54	0,88	0,72
GeBa 123-B	2,602	2,15	2,20	0,98	1,05	1,11	0,98	0,77
GeSe 058	2,615	3,25	3,30	0,98	1,40	1,45	0,98	0,88
GeSe 059	2,639	3,41	3,33	1,03	1,54	1,52	1,03	0,84
GeSe 120	2,638	2,81	2,53	1,11	1,43	1,31	1,11	0,74
GePb 228	2,62	2,47	1,39	1,78	1,24	1,15	1,78	0,61
GeSe 451	2,68	2,62	2,92	0,90	1,37	1,42	0,90	0,74
GeSe 172	2,94	2,84	2,67	1,06	1,27	1,23	1,06	0,75
GeSe 176	2,696	2,67	2,34	1,14	1,28	1,16	1,14	0,76
GeSe 182	2,964	2,19	2,05	1,07	1,09	1,07	1,07	0,66
GeSe 133	2,793	2,49	2,37	1,05	1,30	1,23	1,05	0,69

## **APÊNDICE C**

### **Composição mineralogica de algumas amostras**

Amostra	Litologia	Composição mineralogica
GeSe 067-A	Metarenito	Grãos de silte e areia 88% (Feldspatos 50%; Quartzo 20%; Filitos + Chert 18%; Matriz 12% (Argilo minerais + Clorita 7%; Óxidos de ferro (Hematita) 5%
GeSe 067-B	Metarenito	Grãos de silte e areia 90% (Feldspatos 52%; Quartzo 20%; Fragmentos líticos 18% ; Cimento 10% (Calcita 7%; Óxidos de ferro (Hematita) 2%; Quartzzo 1%)
GeBa 072	metarenito arcossiano rosa	Grãos detriticos 94% (Feldspatos 64%; Quartzo 28%; Chert ferruginoso 2%); Cimento/Matriz 6% (Quartzo 3%; Opacos 2%; Moscovita 1%; Turmalina (Tr))
GeSe 022	Ortognaisse granodiorítico	Plagioclásio 54%; Quartzo 28%; Microclina 12%; Biotita 6%; Apatita (Tr); Zircão (Tr)
GeSe 032-A	Ortognaisse granodiorítico bc	Plagioclásio 61%; Quartzo 27%; Biotita 7%; Microclina 5%; Opacos (Tr); Apatita (Tr); Zircão (Tr)
GeSe 056	Ortognaisse granodiorítico	Plagioclásio 60%; Quartzo 22%; Microclina 12%; Biotita 5%; Opacos + Titanita 1
GeSe 062	Ortognaisse granodiorítico	Plagioclásio 62%; Quartzo 22%; Microclina 12%; Biotita 5%; Opacos (Tr); Apatita (Tr); Zircão (Tr)
GeSe 064-A	Ortognaisse granodiorítico	Plagioclásio 53%; Quartzo 27%; Microclina 17%; Biotita 3%; Opacos (pirita) (Tr); Apatita (Tr); Zircão (Tr)
GePb 221	biotita ortognaisse	Plagioclásio 55%; quartzo 21%; microclina 17%; biotita 6%; opacos 1%; lanita (Tr); apatita (Tr); zircão (Tr)
GeBa 096-A	biotita tonalito gnaisse	Plagioclásio 61%; Quartzo 28%; Microclina pertítica 5%; Biotita 5%; Opacos 1%; Apatita (Tr); Zircão (Tr)
GePb 157	Biotita gnaisse	Microclina 53%; plagioclásio 23%; quartzo 19%; biotita 5%; opacos (Tr); apatita (Tr)

Amostra	Litologia	Composição mineralogica
GeBa 001-B	Enderbito	Plagioclássio 43%; Quartzo 25%; Mesopertita 22%; Hipertênio + Diopsídio + Hornblenda 7%; Biotita 3%; Opacos (Tr); Alanita (Tr); Zircão (Tr)
GeBa 153	Granulito charnoenderbito	Microclina (fenoclastos e matriz) 47%; Quartzo 30%; Plagioclássio (fenoclastos e matriz) 18%; Hornblenda 3%; Opacos 2%; Apatita (Tr)
GeSe 087	Enderbito	Plagioclássio cárlico + Albita 57%; Quartzo 30%; Hipertênio 7%; Opacos 3%; Biotita 2%; Hornblenda 1%; Apatita (Tr); Zircão (Tr)
GeSe 127-A	Charnoenderbito	Plagioclássio 49%; Quartzo 18%; Mesopertita + Microclina 15%; Hipertênio 7%; Hornblenda 5%; Diopsídio 3%; Opacos 2%; Biotita 1%; Apatita (Tr)
GeSe 132	Enderbito	Plagioclássio 64%; Quartzo 21%; Hipertênio 7%; Biotita 3%; Hornblenda 2%; Opacos 2%; Diopsídio 1%; Apatita (Tr)
GeSe 378	Quartzito	Quartzo 61%; moscovita 37%; opacos 2%; zircão (Tr)
GeSe 392	Quartzito	Grãos detriticos (areia) 65%; (quartzo 45%; feldspatos 20%; zircão (Tr)) Matriz recristalizada 35% (muscovita 34%; opacos 1%)
GeSe 153	Quartzito	Grãos detriticos (areia muito fina a grossa) 70% (quartzo 57%; chert 10%; opacos 2%; turmalina 1%); matriz 30% (quartzo 25%; óxidos de ferro 5%)
GeSe 382	Xisto (Gnaissificado)	Muscovita 41%; plagioclássio 18%; estaurolita 12%; biotita 10%; epidoto 5%; actinolita 3%; opacos 3%; turmalina 1%; apatita (Tr); quartzo (vênulas) 7%
GePb 222	biotita xisto	Plagioclássio 57%; quartzo 25%; biotita 17%; opacos 1%;
GeSe 461	Xisto gnaissoso	Bandas xistosas 70% (quartzo + plagioclássio 47%; biotita 40%; granada 12%; calciosilicática 30% (tremolita/actinolita 35%; quartzo + plagioclássio 32%;

Amostra	Litologia	Composição mineralogica
GeBa 018-B	hb granito (cinza claro)	Plagioclásio 70%; Quartzo 18%; Biotita 7%; Microclina 5%; Opacos (Tr); Apatita (Tr); Zircão(Tr).
GeBa 114	granito	Plagioclásio 58%; Quartzo 20%; Microclina 10%; Biotita 7%; Opacos 3%; Epidoto + Titanita 2%; Apatita (Tr); Zircão (Tr).
GeBa 123-B	ortognaise granítico	Plagioclásio 43%; Quartzo 27%; Microclina 20%; Biotita 5%; Opacos 3%; Hornblenda 2%; Apatita (Tr); Zircão (Tr).
GeSe 451	Granito a duas micas	Plagioclásio 40%; quartzo 30%; microclina 18%; moscovita 5%; epídoto 3%; calcita 2%; titanita + opacos 2%; biotita 1%; apatita (Tr); zircão (Tr).

## Referências Bibliográficas

- Birch, F. e Clark, H. (1940) The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition, Am. J. Sci., **238**:529–558.
- Blackwell, D. D. e Steele, J. L. (1989) Thermal conductivity of sedimentary rocks, Springer-Verlag, New York.
- Buntebarth, G. (1984) Geothermics, An Introduction, Springer-Verlag, Berlin.
- Cermak, V. e Rybach, L. (1982) Thermal conductivity and specific heat os minerals and rocks, Physical Properties of Rocks, **1**:305–343.
- Clauser, C. e Huenges, E. (1995) Thermal conductivity of rocks and minerals, American Geophysical Union, **3**:105–126.
- Hans-Dieter, V. e Rüdiger, S. (2003) Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rocks, Physics and Chemistry of the earth, **28**:499–509.
- Jessop, A. (1990) Thermal geophysics, developments, Solid Earth Geophysics, **17**:269a.
- Labani, R. e Anurup, B. (2007) Thermal conductivity of higher himalayan crystallines from garhwal himalaya, india, Tectonophysics, **434**:71–79.
- Ratcliffe.; ; gfd, f. e jpf, f. (1959) A new method for the mesurement of thermal conductivity of rocks, Appleid Geophysics, **5**:22–31.
- Schatz, J. e Simmons, G. (1972) Thermal conductivity of earth materials at high temperatures, Journal of Geophysical Reseach, **77**:6966–6983.
- Schloessin, H. e Dvořák, Z. (1972) Anisotropic lattice thermal conductivity in enstatite as a function of pressure and temperature, Journal of Geophysical Reseach, **27**:499–516.
- Seipold, U. e Huenges, E. (1998) Thermal properties of gneisses and amphibolites– high pressure and high temperature investigations of ktb-rocks samples, Tectonophysics, **291**:173–178.