

DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DA
TAXA VOLUMÉTRICA DE
PRODUÇÃO DE CALOR
RADIOGÊNICO NO
CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

LUIS MANUEL GARCÍA REYES

SALVADOR – BAHIA
JULHO – 2008

Distribuição vertical da taxa volumétrica de produção de calor radiogênico no Cráton do São Francisco

por

LUIS MANUEL GARCÍA REYES

Engenheiro Nuclear - Instituto Nuclear de Cuba (1998)

Mestre em Ciências, na área de Física Aplicada - Universidade de São Paulo (2000)

TESE DE DOUTORADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

DOUTOR EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

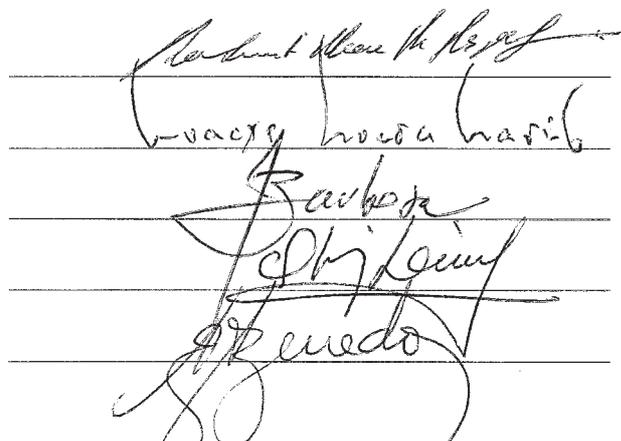
à

Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora



Dr. Roberto Max de Argollo - Orientador

Dr. Moacyr Moura Marinho - Co-orientador

Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa

Dr. Olivar Antônio Lima de Lima

Dr. Antônio Expedito Gomes de Azevedo

Aprovada em 30 de julho de 2008

A presente pesquisa foi desenvolvida no Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia da UFBA, com recursos próprios, do CNPq, da FAPESB e da CAPES

R457 Reyes, Luis Manuel García ,

Distribuição vertical da taxa volumétrica de produção de calor radiogênico no Cráton do São Francisco / Luis Manuel García Reyes. — Salvador, 2008.

xvii, 156 f.: il.

Tese (Doutorado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2008.

1. Geofísica Aplicada 2. Calor radiogênico, Fluxo térmico – Cráton do São Francisco I.Argollo,Roberto Max de, II. Título.

550.362(813.8)

Dedico esta tese a nosso
querido Brasil

Resumo

Neste trabalho, construímos um modelo de distribuição vertical de produção de calor radiogênico numa região do Cráton do São Francisco utilizando uma seção vertical da crosta exposta na superfície por tectonismo. Para isso, identificamos o alinhamento, na superfície, correspondente à seção vertical da crosta exposta na borda oeste do Bloco Jequié e coletamos 151 amostras de rochas em 136 afloramentos referentes às diferentes profundidades.

Nos afloramentos, identificamos as litologias presentes, coletamos amostras e realizamos a localização por GPS. No laboratório, efetuamos análises químicas e petrográficas, identificamos as *facies* metamórficas em que se formaram as rochas, determinamos os teores dos elementos K, U e Th por espectrometria gama, a densidade, a condutividade térmica, a difusividade térmica, o calor específico e a taxa volumétrica de produção de calor radiogênico.

Com base em evidências geológicas, construímos um modelo geológico por camadas no qual sugerimos ter existido uma crosta de 51 km de espessura nessa região, onde os primeiros 16 km, de sedimentos e xistos-verdes, já foram erodidos, restando 7,2 km de crosta na *facies* anfibolito superposta a 27,8 km na *facies* granulito. Nesse modelo, as unidades geológicas charnoquitos (“A”), enderbítos (“B”), granitos (“C”) e tonalitos (“D”) estão presentes no alinhamento, as duas primeiras na *facies* granulito e as duas últimas na *facies* anfibolito, constituindo duas seções verticais expostas da crosta “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”. Mostramos, ainda, que as rochas nessas seções foram afetadas por um segundo episódio de deformação isoclinal com planos axiais mergulhando 30° E e que as regiões centrais das unidades enderbíticas e tonalíticas correspondem a antiformes desse segundo episódio. Assim, à medida que percorremos as seções “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”, estamos caminhando na vertical da crosta.

Elaboramos um modelo de decrescimento exponencial da taxa de produção de calor radiogênico com o aumento da profundidade que considera um comportamento diferente em cada *facies* metamórfica. Nesse modelo, constatamos que essa grandeza é influenciada tanto pela litologia quanto pela profundidade crustal, sendo aquele o mais determinante. Para cada *facies*, em cada seção, definimos uma função exponencial de decaimento da taxa de

produção de calor o que nos permitiu calcular a contribuição do calor gerado na crosta para o fluxo de calor na superfície. Na região “C”-“A”-“B” essa contribuição é de $51,9 \text{ mWm}^{-2}$, enquanto na região “C”-“D”-“B” de $49,4 \text{ mWm}^{-2}$.

Aplicamos as equações obtidas para avaliar a contribuição do calor radiogênico para o fluxo de calor total na crosta das bacias de Camamu e Almada. Essas bacias também pertencem ao Cráton do São Francisco e possuem uma crosta na *facies* granulito com espessura estimada em 30 km. A contribuição encontrada foi de $30,6 \text{ mWm}^{-2}$ e o fluxo térmico na base da crosta de $19,9 \text{ mWm}^{-2}$.

Abstract

In this work we propose a model for the vertical distribution of radiogenic heat production in the region of São Francisco Craton. A vertical cross-section of the crust exposed at the surface by tectonism was used. For that a detailed geologic profile was performed at the west border of Jequié Block. Along this profile we collected 151 samples of rocks in 136 outcrops related to the different crustal depths.

At the outcrops we identified the lithologies, collected samples and indicated in the location using GPS. At the laboratory we performed chemical and petrographic analysis, identified the metamorphic facies under which the rocks were formed, and established the content of the elements K, U and Th by gamma ray spectrometry. In addition we measured the density, the thermal conductivity and diffusivity, the isobaric specific heat and then computed the volumetric ratio of radiogenic heat production.

Based on geologic evidences we built a geologic layered model for that crustal block. From this model we suggest a crust 51 km thick in this region, where the first 16 km of sediments and greenschist facies were already eroded, remaining 7,2 km of amphibolitic facies superposed to 27,8 km of granulitic facies. In this model the geologic units charnockite (“A”), enderbite (“B”), granite (“C”) and tonalite (“D”) are present at the profile. The first two were metamorphized at the granulite facies whereas the others at the amphibolite facies, forming two exposed vertical cross-section of the crust “C”-“A”-“B” and “C”-“D”-“B”. We infer that the rocks in these sections were affected also by a second episode of isoclinal deformation with axial planes dipping 30° E and that the central regions of enderbitics and tonalitics units correspond to antiforms of this second episode. Thus, as we go through the sections “C”-“A”-“B” and “C”-“D”-“B”, we are walking at the vertical along the crust.

We propose a model of exponentially decreasing radiogenic heat production with increasing depth that has a different behaviour in each metamorphic facies. In this model we evidenced that this magnitude is influenced by lithology and by the crustal depth, the first being the most determinant. For each facies along the two sections we defined a exponential function of decreasing of heat production rates. This allowed us to compute the contribu-

tion of heat generated at the crust for the surface heat flow. In the region “C”-“A”-“B” this contribution is of 51,9 mWm^{-2} , while in the region “C”-“D”-“B” it is of 49,4 mWm^{-2} .

The obtained equations were employed to evaluate the contribution of radiogenic heat to the total heat flow at the crust under the Camamu and Almada basins. Those basins are also part of the São Francisco Craton and have a crust at the granulite facies with an estimated thickness of 30 km. The identified contribution was of 30,6 mWm^{-2} and the heat flow from the upper mantle of 19,9 mWm^{-2} .

Índice

Resumo	iv
Abstract	vi
Índice	viii
Índice de Tabelas	xii
Índice de Figuras	xiv
Introdução	1
1 Aspectos teóricos	5
1.1 Rochas e <i>facies</i> metamórficas	5
1.2 Características do metamorfismo	6
1.2.1 Agentes do metamorfismo	6
1.2.2 <i>Facies</i> metamórficas	7
1.3 Desintegração radioativa	7
1.3.1 Transformações sucessivas	8
1.3.2 Equilíbrio radioativo secular	9
1.4 Urânio, tório e potássio na natureza	10
1.5 Transporte de calor	12
1.5.1 Fluxo de calor	13
1.5.2 Equação de condução de calor	15
1.5.3 Geoterma de equilíbrio	16
1.5.4 Distribuição vertical de calor	18
1.5.5 Propriedades térmicas das rochas	21
1.5.5.1 Condutividade térmica	21
1.5.5.2 Porosidade	24
1.5.5.3 Difusividade térmica	24
1.5.5.4 Calor específico e capacidade calorífica volumétrica	25

2	Região de estudo: o Cráton do São Francisco	26
2.1	Principais rochas arqueanas e paleoproterozóicas no Cráton	27
2.1.1	Área de amostragem: borda oeste do Bloco Jequié	28
3	Métodos analíticos e metodologia	32
3.1	Amostragem e nomenclatura das rochas	32
3.2	Medida de densidade	34
3.3	Determinação dos teores de K, U e Th	36
3.3.1	Análise dos espectros	37
3.3.2	Definição das janelas	39
3.3.3	Geometria de contagem	40
3.3.4	Padrões	40
3.3.5	Obtenção das equações das concentrações	40
3.3.6	Nível crítico, limite de detecção e limite de determinação quantitativa	41
3.4	Taxa de produção de calor radiogênico	42
3.5	Propriedades térmicas das rochas	43
3.6	Relação entre os perfis verticais de geração de calor radiogênico da borda oeste do Bloco Jequié e das Bacias de Camamu e Almada	45
4	Resultados e discussões	46
4.1	Caracterização petrográfica	48
4.2	Profundidades crustais	49
4.3	Densidades das amostras	56
4.4	Concentrações de K, U e Th	58
4.5	Taxas volumétricas de produção de calor radiogênico	68
4.6	Perfis verticais das densidades, dos teores de U, Th e K e das taxas de produção de calor radiogênico na crosta	71
4.7	Parâmetros térmicos	76
4.8	Produção de calor radiogênico na crosta das bacias de Camamu e Almada	81
5	Conclusões	84
	Agradecimentos	86
	Referências Bibliográficas	87
	Anexos	95
I	Localização dos pontos de amostragem	95

II	Mapa magnético da primeira derivada vertical na borda oeste do Bloco Jequié	100
III	Mapa do campo magnético na borda oeste do Bloco Jequié	102
IV	Mapa magnético do sinal analítico na borda oeste do Bloco Jequié . .	104
V	Amostras das unidades “A”, “B”, “C” e “D”	106
VI	Composições químicas de rochas nas <i>facies</i> anfibolito e granulito . . .	108
VII	Charnoquito no microscópio petrográfico	112
VIII	Granito no microscópio petrográfico	114
IX	Enderbita no microscópio petrográfico	116
X	Tonalito no microscópio petrográfico	118
XI	Litologias, <i>facies</i> e densidades das amostras	120
XII	Mapa de curvas de nível na borda oeste do Bloco Jequié	124
XIII	Concentrações, taxas de produção de calor radiogênico e razões U/Th, U/K e Th/K	126
XIV	Mapa aerogeofísico da distribuição de potássio na borda oeste do Bloco Jequié	130
XV	Mapa aerogeofísico da distribuição de urânio na borda oeste do Bloco Jequié	132
XVI	Mapa aerogeofísico da distribuição de tório na borda oeste do Bloco Jequié	134
XVII	Mapa aerogeofísico da distribuição da contagem gama total no Bloco Jequié	136
XVIII	Perfis verticais para a região “C”-“A”-“B”	138
XIX	Perfis verticais para a região “C”-“D”-“B”	141

XX	Condutividade e difusividade térmicas médias em amostras secas e saturadas	144
XXI	Capacidade calorífica e calor específico médios em amostras secas e saturadas	147
XXII	Porosidade de amostras nas unidades “A”, “B” e “C”	150
XXIII	Efeito da anisotropia nos parâmetros térmicos	152
XXIV	Enderbitos das Bacias de Camamu e Almada estudados por Sapucaia (2004)	154

Índice de Tabelas

1.1	Alguns minerais que contêm os elementos K, U e Th.	12
1.2	Teores de urânio, tório e potássio e produção de calor radiogênico das principais rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.	13
1.3	Condutividade térmica, em $Wm^{-1}C^{-1}$, de alguns materiais naturais e minerais à temperatura ambiente.	22
3.1	Resolução dos detectores 3 e 4 para o Cs^{137} , K^{40} e Pb^{208}	37
3.2	Janelas dos espectros gama para a determinação dos teores de K, U e Th com os detectores 3 e 4.	39
3.3	Dados da massa e dos teores de K, U e Th nos padrões combinados.	40
3.4	Ruído de fundo, nível crítico e limites de detecção e de determinação para o detector 3, expressos em contagem por hora.	42
3.5	Ruído de fundo, nível crítico e limites de detecção e de determinação para o detector 4, expressos em contagem por hora.	42
3.6	Taxa de geração de calor dos principais radioisótopos naturais.	43
4.1	Densidades mínimas, máximas e médias para as amostras típicas das unidades “A”, “B”, “C” e “D”. Valores para as <i>facies</i> granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.	57
4.2	Concentrações de potássio mínimas, máximas e médias para as amostras típicas das unidades “A”, “B”, “C” e “D”. Valores para as <i>facies</i> granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.	58
4.3	Concentrações de urânio mínimas, máximas e médias para as amostras típicas das unidades “A”, “B”, “C” e “D”. Valores para as <i>facies</i> granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.	62
4.4	Concentrações de tório mínimas, máximas e médias para as amostras típicas das unidades “A”, “B”, “C” e “D”. Valores para as <i>facies</i> granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.	63

4.5	Taxas de produção de calor radiogênico, mínimas, máximas e médias, em μWm^{-3} , para as amostras típicas das unidades “A”, “B”, “C” e “D”. Valores para as <i>facies</i> granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.	69
4.6	Condutividade térmica mínima, máxima e média, a 28°C, para as rochas secas das litologias “A”, “B”, “C” e máficas. Valores para as <i>facies</i> granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.	78
4.7	Difusividade térmica mínima, máxima e média, a 28°C, para as rochas secas das litologias “A”, “B”, “C” e máficas. Valores para as <i>facies</i> granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.	78
4.8	Calor específico, a pressão constante, mínimo, máximo e médio, a 28°C, para as rochas secas das litologias “A”, “B”, “C” e máficas. Valores para as <i>facies</i> granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.	79

Índice de Figuras

1.1	Séries radioativas naturais com seus principais radionuclídeos, meias-vidas e formas de decaimento.	10
1.2	Fluxo de calor através de uma placa de espessura d	14
1.3	Calor que flui na direção do eixo z de um elemento de volume de área da seção transversal a , e espessura δz	15
1.4	Modelo crustal Arqueano de duas camadas e geoterma de equilíbrio. Geração de calor, A , em μWm^{-3} e fluxo de calor do manto, Q , em mWm^{-2} (Nisbet e Fowler, 1982).	18
2.1	Limites do Cráton do São Francisco, tomando por base a delimitação de Almeida (1977, 1981). 1. Embasamento do Cráton, incluindo supracrustais mais velhas que 1,8 Ga e rochas ígneas. 2. Embasamento envolvido nos processos de deformação e metamorfismo do Evento Brasileiro. 3. Unidades mesoproterozóicas. 4. Unidades neoproterozóicas. 5. Coberturas fanerozóicas. 6. Limite do cráton. Dentes em negrito e vazados indicam, respectivamente, falha de empurrão de alto e de baixo ângulo. 7. Cidades: C (Curaçá); L (Lençóis); S (Salvador); BD (Brumado); IT (Itapetinga); BR (Brasília); B (Belmonte); IB (Itapebi) e BH (Belo Horizonte). 8. Províncias fisiográficas e geológicas: CD (Chapada Diamantina); ET (Espinhaço Setentrional); BP (Bacia do Rio Pardo); EM (Espinhaço Meridional); QF (Quadrilátero Ferrífero). 9. Faixas brasileiras de dobramentos marginais: FA (Faixa Araçuaí); FRG (Faixa Alto Rio Grande); FB (Faixa Brasília); FRP (Faixa Rio Preto); FRPT (Faixa Riacho do Pontal); FS (Faixa Sergipana). (Adaptação a partir de Almeida, 1977; Almeida, 1981 e Alkmim e outros, 1993).	30
2.2	Mapa geológico simplificado do Bloco Gavião, da seqüência Contendas-Mirante e da borda oeste do Bloco Jequié (Software Oasis Montaj, 2006). Área de amostragem. Principais rochas da região com suas respectivas idades.	31

3.1	Localização das unidades litológicas charnoquítica (“A”), enderbítica (“B”), granítica (“C”) e tonalítica (“D”); dos pontos de amostragem; dos enderbitos e tonalitos mais profundos, representados pelas retas d_1 e d_2 , respectivamente; dos perfis verticais da crosta nas trajetórias r_1 e r_2 ; e das falhas geológicas f_1 e f_2	33
3.2	Diagrama QAP, de Streckeisen, onde Q, A e P são as proporções relativas de quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio, respectivamente. As rochas nos diferentes setores do gráfico são classificadas na <i>facies</i> anfibolito como: 1 - sillexito; 2 - granitóide rico em quartzo; 3 - álcali-feldspato granito; 4 - granito; 5 - granodiorito; 6 - tonalito; 7 - quartzo álcali-feldspato sienito; 8 - quartzo sienito; 9 - quartzo monzonito; 10 - quartzo monzodiorito; 11 - quartzo diorito, quartzo gabro ou quartzo anortosito; 12 - álcali-feldspato sienito; 13 - sienito; 14 - monzonito; 15 - monzodiorito ou monzogabro e 16 - diorito, gabro ou anortosito. Na <i>facies</i> granulito, os setores representam: 3 - hiperstênio-álcali-feldspato granito ou álcali-feldspato charnoquito; 4 - hiperstênio granito ou charnoquito; 5 - hiperstênio granodiorito, opdalito ou charno-enderbito; 6 - hiperstênio tonalito ou enderbito; 7 - hiperstênio quartzo álcali-feldspato sienito; 8 - hiperstênio quartzo sienito; 9 - hiperstênio quartzo monzonito; 10 - hiperstênio quartzo monzodiorito; 11 - hiperstênio quartzo diorito, quartzo norito ou hiperstênio quartzo anortosito; 12 - hiperstênio álcali-feldspato sienito; 13 - hiperstênio sienito; 14 - hiperstênio monzonito; 15 - hiperstênio monzodiorito ou jotunito e 16 - hiperstênio diorito, norito ou hiperstênio anortosito.	35
3.3	Medidas em campo usando o espectrômetro gama portátil GS-512.	36
3.4	Espectrômetros gama localizados no LFNA da UFBA. Castelos, fontes de alimentação dos detectores, sistema conversor analógico digital e computador de controle.	38
3.5	Analizador QuicklineTM-30 na medida de propriedades térmicas.	44
4.1	Séries metamórficas, condições de equilíbrio e profundidades crustais das rochas nas <i>facies</i> granulito, anfibolito e ecoglito, segundo Winter (2001).	50
4.2	Mapa de espessura da crosta com base em dados gravimétricos (modificado de Gomes e Motta, 1980).	51
4.3	Seção geológica para o percurso granito-charnoquito-enderbito (“C”-“A”-“B”) (r_1), no sentido leste-oeste, com dobras exibindo charneiras dos episódios de deformação F_1 e F_2	52

4.4	Seção geológica para o percurso granito-tonalito-enderbito “C”-“D”-“B”(r ₂), no sentido leste-oeste, com dobras exibindo charneiras dos episódios de deformação F ₁ e F ₂	53
4.5	Modelo de espessuras crustais na borda oeste do Bloco Jequié nas seções verticais da crosta granito-charnoquito-enderbito (“C”-“A”-“B”) e granito-tonalito-enderbito (“C”-“D”-“B”).	55
4.6	Densidades, em kg m ⁻³ , de todas as amostras coletadas na região estudada.	56
4.7	Densidades, em kg m ⁻³ , das amostras típicas nas diferentes litologias estudadas.	57
4.8	Teores de K, em %: (a) para todas as amostras medidas (típicas e atípicas); (b) nas amostras típicas da <i>facies</i> granulito (charnoquitos - “A” e enderbitos - “B”); (c) nas amostras típicas da <i>facies</i> anfíbolito (granitos - “C” e tonalitos - “D”); e (d) e (e) nas amostras típicas com composições químicas similares.	59
4.9	Teores de U, em ppm: (a) para todas as amostras medidas (típicas e atípicas); (b) nas amostras típicas da <i>facies</i> granulito (charnoquitos - “A” e enderbitos - “B”); (c) nas amostras típicas da <i>facies</i> anfíbolito (granitos - “C” e tonalitos - “D”); e (d) e (e) nas amostras típicas com composições químicas similares.	61
4.10	Teores de Th, em ppm: (a) para todas as amostras medidas (típicas e atípicas); (b) nas amostras típicas da <i>facies</i> granulito (charnoquitos - “A” e enderbitos - “B”); (c) nas amostras típicas da <i>facies</i> anfíbolito (granitos - “C” e tonalitos - “D”); e (d) e (e) nas amostras típicas com composições químicas similares.	64
4.11	Correlações entre os teores de U-K em todas as amostras medidas (típicas e atípicas).	65
4.12	Discriminação, por unidades litológicas, das correlações U-K das amostras típicas.	66
4.13	Correlações entre os teores de U-Th em todas as amostras medidas (típicas e atípicas).	66
4.14	Discriminação, por unidades litológicas, das correlações U-Th das amostras típicas.	67
4.15	Correlações entre os teores de Th-K em todas as amostras medidas (típicas e atípicas).	67
4.16	Discriminação, por unidades litológicas, das correlações Th-K das amostras típicas.	68
4.17	Taxas de produção de calor radiogênico, em μW m ⁻³ : (a) para amostras típicas e atípicas; (b) nas amostras típicas da <i>facies</i> granulito; (c) nas amostras típicas da <i>facies</i> anfíbolito; e (d) e (e) nas amostras típicas com composições químicas similares.	70

4.18	Perfis verticais das densidades nas seções expostas da crosta “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”.	72
4.19	Perfis verticais dos teores de K, U e Th nas seções expostas da crosta “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”.	73
4.20	Variações verticais das taxas volumétricas de produção de calor radiogênico na crosta nas seções: (a) “C”-“A”-“B” e (b) “C”-“D”-“B”. A cor vermelha representa a <i>facies</i> anfibolito e a magenta, a <i>facies</i> granulito.	75
4.21	Condutividade e difusividade térmicas e calor específico a pressão constante para rochas secas das várias litologias.	77
4.22	Enderbitos de Camamu e Almada inseridos na curva do comportamento da <i>facies</i> granulito no bloco Jequié.	82

Introdução

Desde a descoberta da radioatividade em 1896 e a identificação de radioisótopos em rochas, no início do século passado, tem-se reconhecido a significativa contribuição do calor produzido pelo decaimento dos radioisótopos para o fluxo de calor que flui do interior da Terra. Essa energia, denominada calor radiogênico, é o resultado final da transformação das energias cinéticas das partículas emitidas e dos núcleos em recuo nos processos de decaimento radioativo.

Em escala geológica de tempo, apenas os radioisótopos dos elementos potássio, urânio e tório ocorrem em abundância suficiente para contribuir com o orçamento térmico da litosfera, sendo conhecidos como elementos produtores de calor (Sandiford, 2001). A energia gerada pelo decaimento radioativo dos radioisótopos das famílias do U^{238} , U^{235} e Th^{232} e pelo K^{40} é responsável por mais de 98 % do calor gerado no interior da Terra. As concentrações desses três elementos são bem menores no manto do que na crosta, o que faz com que a taxa de geração de calor do material da crosta seja cerca de duas ordens de grandeza maior que a do manto. Contudo, a taxa com que a Terra, como um todo, produz calor é influenciada pelo manto, porque este possui volume muito maior do que a crosta, gerando cerca de quatro quintos do calor radiogênico total.

Na crosta continental, o cálculo da quantidade de calor radiogênico gerado requer o conhecimento da distribuição vertical de K, U e Th ao longo dela. A formação e a origem da crosta terrestre são consideradas os principais fatores atuantes no transporte de materiais enriquecidos em urânio, tório e potássio. Esta mobilização ocorre mediante a atuação de processos metamórficos, fusão crustal, metassomatismo e migração de fluidos. A distribuição de K, U e Th, nas várias litologias, está diretamente relacionada a esses processos que normalmente ocorrem em diferentes profundidades na crosta terrestre e com variação na escala do tempo. A diferenciação magmática é responsável pela distribuição inicial de K, U e Th, sendo os dois últimos elementos mais sensíveis aos vários processos desta diferenciação (Adams e Gasparini, 1970). Posteriormente, a atuação dos processos metamórficos altera a distribuição de potássio, urânio e tório, enriquecendo alguns de seus níveis e empobrecendo outros. Do mesmo modo, a circulação de fluidos, em grandes profundidades, tende a

redistribuir estes elementos litófilos trazendo-os para as regiões mais externas da crosta.

A presença de U, Th e K, nas rochas, fundamenta-se na existência de certos minerais, podendo fornecer dados adicionais das diversas litologias. Rochas que possuem composição mineralógica caracterizada essencialmente por quartzo e plagioclásio apresentam baixas concentrações de U, Th e K, enquanto que rochas compostas por micas, feldspatos potássicos e minerais acessórios como zircão, apatita e monazita, contêm teores maiores desses elementos. Há, assim, um crescimento nos teores de U, Th e K com o aumento de sílica na rocha, favorecendo a maior concentração de potássio, urânio e tório em rochas ígneas ácidas do que nas intermediárias, básicas e ultrabásicas. Não apenas a distribuição dos elementos U, Th e K, mas também as razões U/Th, U/K e Th/K, constituem importantes ferramentas para diferenciar alguns tipos litológicos e realizar estudos mineralógicos. Por exemplo, a razão U/Th tem sido aplicada na diferenciação de granitos, uma vez que os granitos tipo S (não magnéticos) possuem altas razões U/Th, enquanto que os granitos tipo I (magnéticos) têm baixas razões U/Th (Gunn e outros, 1998).

Aproximadamente, metade do fluxo de calor oriundo dos continentes vem da produção de calor radiogênico crustal, isto é, gerado pelo decaimento radioativo dos radioisótopos das famílias do U^{238} , U^{235} e Th^{232} e pelo K^{40} na crosta superior. Essa contribuição produz em torno de 40 % do fluxo de calor observado em terrenos de todas as idades tectônicas (Vitorello, 1978; Vitorello e Pollack, 1980). O calor radioativo crustal é, todavia, lateralmente inhomogêneo contribuindo com uns poucos por cento para o fluxo de calor superficial em áreas de rochas básicas e até 70 % em terrenos graníticos (Morgan, 1985). A produção de calor precisa, também, ser inhomogênea verticalmente. De fato, se a média da produção de calor superficial de $2 \mu Wm^{-3}$ for suposta uniforme, em uma crosta continental de 30 km, ela produziria $60 mWm^{-2}$ de fluxo de calor superficial, aproximadamente o fluxo médio de calor continental. Isto significa não haver qualquer contribuição do manto para o fluxo de calor superficial, o que é improvável (Morgan e Sass, 1984). Ademais, para muitos terrenos graníticos, onde a produção média de calor excede $2 \mu Wm^{-3}$, o fluxo de calor superficial não é significativamente maior do que $60 mWm^{-2}$, o que conduz ao resultado improvável de um fluxo de calor negativo vindo do manto, se a produção crustal de calor for uniforme. Portanto, a produção de calor crustal precisa decrescer com a profundidade. Esta conclusão é geralmente consistente com dados indicando que a maioria das rochas crustais profundas tem baixas concentrações de elementos litófilos, com grandes raios iônicos, incluindo o K, U e Th.

A forma de decrescimento da produção de calor com a profundidade na crosta não é bem conhecida. Em algumas áreas específicas, conhecidas como províncias de fluxo de

calor, observa-se existir uma aparente relação linear entre o fluxo de calor na superfície e a geração de calor superficial. Essa relação tem sido sugerida para uma grande variedade de terrenos tectônicos com idades variando do Arqueano ao Cenozóico (Birch e outros, 1968; Vitorello, 1980; Ashwal e outros, 1987). Ela é expressa como $Q_o = Q_r + DA_o$, sendo: Q_o e A_o o fluxo de calor e a taxa de produção de calor medidos na superfície, respectivamente; Q_r e D constantes, interpretadas, a primeira, como o fluxo de calor reduzido do manto e da crosta inferior e, a segunda, como uma escala de profundidade para a distribuição de elementos radiogênicos. Essa distribuição, porém, não é bem definida. Lachenbruch, em 1970, mostrou que diferentes distribuições verticais da produção de calor podem conduzir a tal relação linear, desde uma homogênea num bloco de espessura determinada até uma variação exponencial decrescente (Lachenbruch, 1968; Lachenbruch, 1970; Morgan, 1987). Apesar de úteis para casos gerais, tais variações sistemáticas raramente são válidas para casos reais. Vários estudos têm mostrado que a taxa de produção de calor está relacionada, fundamentalmente, com o tipo litológico das rochas e não com a profundidade (Ashwal e outros, 1987; Kremensky e Ovchinnikov, 1986; Kremensky e outros, 1989). Mas, de um modo geral, rochas crustais mais profundas, tais como os granulitos, possuem taxas mais baixas de produção de calor.

Numa bacia sedimentar, o calor radiogênico gerado pelas rochas do embasamento e pelas camadas sedimentares (este menos significativo), somado ao calor proveniente da astenosfera, resulta no fluxo de calor superficial total. Esse fluxo desempenha um papel relevante na história térmica da bacia, sendo seu conhecimento importante para se avaliar a geração de hidrocarbonetos. Essa avaliação, realizada por meio do modelamento termomecânico da bacia, requer o conhecimento de parâmetros térmicos como: a taxa volumétrica de produção de calor radiogênico, a condutividade térmica, a difusividade térmica e o calor específico das rochas do embasamento e dos sedimentos (Mottaghy e outros, 2005).

O conhecimento das variações da temperatura com a profundidade é, entretanto, precário quando comparado, por exemplo, com variações de densidade e de parâmetros elásticos, obtidos da sismologia. A razão é que as temperaturas somente são conhecidas próximas à superfície da Terra, medidas em furos de sondagens ou no interior de minas e extrapoladas mediante a aplicação de modelos para as regiões profundas. A condutividade térmica, também, é medida experimentalmente em rochas próximas à superfície e os valores, para maiores profundidades, acabam sendo inferidos a partir de outras propriedades físicas obtidas principalmente da sismologia.

As bacias de Camamu e de Almada, no Cráton do São Francisco, foram estudadas pelo grupo de geotermia do CPGG/UFBA, entre os anos 2002 e 2005, no âmbito do projeto

GEOTERM, financiado pela FINEP e Petrobrás. Nesse trabalho, realizou-se a diferenciação litológica da área, determinaram-se os teores de K, U e Th, e as taxas volumétricas de calor radiogênico nas rochas superficiais dos embasamentos adjacentes a essas duas bacias e calculou-se o fluxo térmico em 25 poços nas bacias de Camamu e Almada (Cavalcante, 2004; Alves, 2004; Jesus, 2004; Sapucaia, 2004; Argollo e Penteado, 2005; Cavalcante e outros, 2005; Sapucaia e outros, 2005; Jesus, 2005). Para determinar-se a contribuição da crosta para o fluxo de calor, nessas áreas, é necessário o conhecimento da distribuição vertical da produção de calor.

No presente trabalho, buscamos obter um modelo de distribuição vertical da taxa de produção de calor radiogênico no Cráton do São Francisco utilizando seções verticais da crosta expostas por tectonismo na borda oeste do Bloco Jequié, na região dos municípios de Maracás e Manoel Vitorino (Marinho e outros, 1994). Objetivamos, também, medir parâmetros térmicos como condutividade térmica, difusividade térmica e calor específico nas principais litologias da seção vertical do Cráton. A distribuição obtida será usada para determinar a contribuição do calor produzido na crosta para o fluxo de calor no interior das bacias de Camamu e Almada e a repartição do fluxo do calor radiogênico para o fluxo geotérmico total nessas bacias. Esses resultados são de grande interesse no conhecimento do comportamento geotérmico de regiões cratônicas no mundo, uma vez que existem poucos trabalhos abordando o assunto e, muitas vezes, apresentam conclusões conflitantes.

Esse trabalho insere-se na linha de pesquisa “Geotermia aplicada à exploração de recursos naturais” do Programa de Exploração de Petróleo do CPGG e é custeado pelo CNPq, com um projeto intitulado “Variação vertical de parâmetros geotérmicos no Cráton São Francisco”, e pela FAPESB, com uma bolsa de doutorado. Os resultados constituem uma contribuição original ao conhecimento da distribuição vertical da produção de calor no Cráton do São Francisco, o que permite determinar a produção de calor pela crosta desse Cráton. Esse estudo contribui, também, com informações geológicas e geofísicas importantes do embasamento do Cráton.

O trabalho foi dividido em quatro capítulos. No Capítulo 1, comentamos os conceitos físicos, geológicos e geofísicos necessários para o entendimento da pesquisa proposta. No Capítulo 2, é descrita a área de estudo, incluindo-se sua geologia regional, os limites do Cráton do São Francisco e suas principais rochas arqueanas e paleoproterozóicas. No Capítulo 3, apresentamos os métodos analíticos, a metodologia e os equipamentos utilizados nesta pesquisa. Os resultados e as discussões pertinentes são os assuntos do Capítulo 4. Por último, apresentamos as conclusões e os possíveis estudos que desta tese poderiam desprender-se.

1

Aspectos teóricos

1.1 Rochas e *facies* metamórficas

As rochas metamórficas surgem como resultado de transformações decorrentes de condições físicas (pressão e temperatura) muito distintas daquelas onde elas se formaram. Nesses ambientes, os minerais podem tornar-se instáveis e reagir, no estado sólido, formando outros minerais, estáveis nas novas condições vigentes. Tanto as rochas sedimentares, as ígneas como as metamórficas podem sofrer metamorfismo, gerando uma nova rocha com composição química ou física diferente daquela inicial.

Como os minerais são estáveis em campos definidos de pressão e temperatura, a identificação deles nas rochas metamórficas permite reconhecer as condições físicas em que ocorreu o metamorfismo. O estudo das rochas metamórficas possibilita, então, estabelecer os grandes eventos geotectônicos ocorridos no passado, fundamentais para o entendimento da atual configuração dos continentes.

As cadeias de montanhas são grandes enrugamentos da crosta terrestre causados por colisões de placas tectônicas. As elevadas pressões e temperaturas existentes no interior delas são o principal mecanismo formador de rochas metamórficas. O metamorfismo pode ocorrer, também, ao longo de planos de deslocamentos de grandes blocos de rocha (alta pressão) ou nas imediações de grandes volumes de magmas, devido à dissipação de calor (alta temperatura).

1.2 Características do metamorfismo

Embora não seja possível presenciar a gênese de rochas metamórficas, visto que o fenômeno ocorre a grandes profundidades, variados estudos permitem identificar a temperatura e a pressão como as principais causas do metamorfismo. Entretanto, esses fatores encontram-se intimamente ligados a outras condicionantes como é o caso dos fluidos de circulação, da intensidade de aquecimento e do tempo durante o qual a rocha encontra-se submetida a essas condições. Dessa forma, ocorre o metamorfismo, no qual as rochas, apesar de se manterem no estado sólido, sofrem alterações importantes que incluem modificações químicas, estruturais e de textura. Todos esses agentes atuam em conjunto, apesar de existirem diferentes ambientes metamórficos. O metamorfismo pode ser de baixo, médio e alto grau.

1.2.1 Agentes do metamorfismo

As rochas ficam submetidas a temperaturas que provocam diversas alterações, embora nem sempre sejam suficientes para fundi-las. Assim, a temperatura favorecerá reações químicas entre minerais, aumentando a vulnerabilidade das rochas submetidas a altas pressões. A maior parte dessas pressões, conhecidas como pressões litostáticas, é devida ao peso das camadas superiores. Existem ainda outras pressões orientadas, que se relacionam diretamente com compressões provenientes dos movimentos laterais das placas litosféricas. A orientação e deformação de muitos minerais existentes nas rochas metamórficas evidenciam a influência deste tipo de pressão.

Nos poros das rochas predominam diversos fluidos, no estado gasoso ou no líquido, a depender das diferentes condições de pressão e temperatura. Um dos fluidos mais importantes é a água, que transporta várias substâncias em solução e que, além de ser um excelente solvente, provoca diversas reações químicas. Pode ocorrer, ainda, a migração de materiais por meio da água, que contribuirá para alterações químicas nos minerais. Com o aumento da temperatura ou da pressão, os poros das rochas vão diminuindo e, conseqüentemente, os fluidos serão lentamente expulsos. Assim, os minerais hidratados, como é o caso dos minerais de argila, tornam-se mais instáveis e, com a perda de água, transformam-se normalmente em minerais anidros, como é o caso de feldspatos e piroxênios. Devido a esta condicionante, as rochas de alto grau de metamorfismo incluem muito poucos minerais hidratados, sendo estes muito mais freqüentes nas rochas de baixo grau de metamorfismo. A água influencia, ainda, o ponto de fusão dos materiais, podendo ocorrer fusão a temperaturas muito mais baixas do que as existentes em ambientes mais secos.

O tempo é um fator bastante importante para a formação das rochas metamórficas.

Não se pode dizer exatamente quanto demora este tipo de rocha para formar-se em diversas condições de temperatura e pressão. Contudo, diversas experiências laboratoriais mostram que a altas pressões e temperaturas, durante um período de tempo de alguns milhares ou mesmo milhões de anos, produzem-se cristais de dimensões grandes.

Em muitos estudos, foi verificado que as rochas metamórficas têm a mesma composição química do que as ígneas ou sedimentares originais, exceto pela remoção ou adição de fases voláteis como H_2O e CO_2 . Os componentes principais das rochas metamórficas são: SiO_2 ; Al_2O_3 ; K_2O ; CaO ; Na_2O ; FeO ; MgO ; MnO e H_2O .

1.2.2 *Facies* metamórficas

As condições termodinâmicas em que um conjunto mineral atingiu o equilíbrio foram denominadas de *facies* metamórficas por Pentti Eskola (Teixeira e outros, 2001). Uma *facies* indica intervalos de pressão e temperatura que permitem a recristalização da rocha.

Algumas características das *facies* metamórficas anfibolito, granulito e eclogito, referidas no presente trabalho, são descritas a seguir:

- *facies* anfibolito: ocorre em terrenos metamórficos de médio a alto grau. Seus constituintes minerais, entre muitos outros, incluem: hornblenda, plagioclásio, K-feldspato e almandina;
- *facies* granulito: reflete as condições de máximas temperaturas de metamorfismo regional, típicas de terrenos arqueanos, possuindo o plagioclásio, a mesoperitita, o ortopiroxênio, a granada e o diopsídio como constituintes minerais característicos;
- *facies* eclogito: é caracterizada por assembléias minerais desenvolvidas sob condições de pressões muito elevadas (> 12 kbar) e altas a médias temperaturas, a exemplo de pirope e onfacita.

1.3 Desintegração radioativa

A desintegração radioativa é a transformação espontânea de um núcleo instável em estável mediante a emissão de partículas ou radiação. A probabilidade, por unidade de tempo, de um nuclídeo radioativo desintegrar-se é conhecida como constante de desintegração radioativa, λ , a qual é característica de cada espécie nuclear e independe das condições químicas ou físicas do meio.

O decaimento radioativo é um processo aleatório que segue uma lei probabilística e exponencial de desintegração. Se, inicialmente, tem-se um número N_0 de núcleos radioativos, após um tempo t , o número remanescente desses núcleos é dado por

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1.1)$$

Define-se a meia-vida T do radioisótopo como o tempo necessário para que, num material, o número de átomos, de determinado tipo, reduza-se à metade. Assim, da Equação 1.1, obtém-se

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (1.2)$$

O número de desintegrações radioativas de uma dada amostra, por unidade de tempo, denomina-se atividade. Essa grandeza é expressa, no sistema MKS, em becquerel (Bq), que representa uma desintegração por segundo. Pela expressão matemática da lei do decaimento a atividade $A(t)$, no instante t , pode ser escrita como

$$A(t) = -\frac{dN}{dt} = \lambda N_0 e^{-\lambda t} = \lambda N \quad (1.3)$$

Essa expressão mostra que a atividade é proporcional ao número de núcleos de um mesmo tipo presentes na amostra.

1.3.1 Transformações sucessivas

Pode ocorrer que um radionuclídeo decaia para outro nuclídeo instável e, assim sucessivamente, até chegar à estabilidade. Seja, por exemplo, o caso de um nuclídeo radioativo denotado por “1”, que decai para outro radioativo “2”, que por sua vez decai para um núcleo estável “3”, sendo o número de átomos das três espécies, em qualquer instante de tempo, denotados por N_1 , N_2 e N_3 , respectivamente e as constantes de desintegração por λ_1 e λ_2 (Kaplan, 1964).

$$\frac{dN_1}{dt} = -\lambda_1 N_1 \quad (1.4)$$

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 \quad (1.5)$$

$$\frac{dN_3}{dt} = \lambda_2 N_2 \quad (1.6)$$

O número de átomos N_1 , em função do tempo, pode ser imediatamente escrito

$$N_1(t) = N_1^0 e^{-\lambda_1 t} \quad (1.7)$$

onde N_1^0 é o número de átomos do elemento “1” no instante $t = 0$.

O número de átomos N_2 , em função do tempo, obtém-se substituindo a expressão para N_1 na equação diferencial para N_2 e a constante de integração é determinada pela condição de que para $t = 0$ o número de átomos do segundo elemento é N_2^0 . Desta maneira,

$$N_2(t) = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} N_1^0 (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}) + N_2^0 e^{-\lambda_2 t} \quad (1.8)$$

Para obter-se o número de átomos N_3 , num tempo t , substitui-se a expressão de N_2 na equação diferencial para N_3 que é, então, integrada com a condição $N_3(0) = N_3^0$.

$$N_3(t) = N_3^0 + N_2^0 (1 - e^{-\lambda_2 t}) + N_1^0 \left(1 + \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} e^{-\lambda_2 t} - \frac{\lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1} e^{-\lambda_1 t} \right) \quad (1.9)$$

O mesmo raciocínio é utilizado para realizar o cálculo do número de átomos de todos os elementos que formam uma série radioativa.

Existem três séries radioativas naturais: a do urânio, que inicia no U^{238} e termina no isótopo estável Pb^{206} ; a do actínio, que inicia no U^{235} e termina no isótopo estável Pb^{207} ; e a série do tório que inicia no Th^{232} e termina no isótopo estável Pb^{208} . A Figura 1.1 apresenta essas séries, indicando seus principais radionuclídeos com suas meias-vidas e formas de decaimento.

1.3.2 Equilíbrio radioativo secular

A situação de equilíbrio atinge-se quando o primeiro membro de uma série tem a meia vida muito longa comparada com a dos descendentes e pode considerar-se como decaindo a uma taxa constante. Desta maneira, das Equações 1.4 e 1.5 obtém-se para n elementos radioativos de uma série

$$\frac{dN_1}{dt} = \text{constante} \quad (1.10)$$

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \lambda_3 N_3 = \dots = \lambda_{n-1} N_{n-1} = \lambda_n N_n \quad (1.11)$$

ou

$$\frac{N_1}{T_1} = \frac{N_2}{T_2} = \frac{N_3}{T_3} = \dots = \frac{N_{n-1}}{T_{n-1}} = \frac{N_n}{T_n} \quad (1.12)$$

onde T representa a meia-vida.

Fisicamente, o equilíbrio secular significa que a partir de certo tempo as atividades de todos os membros da série são iguais

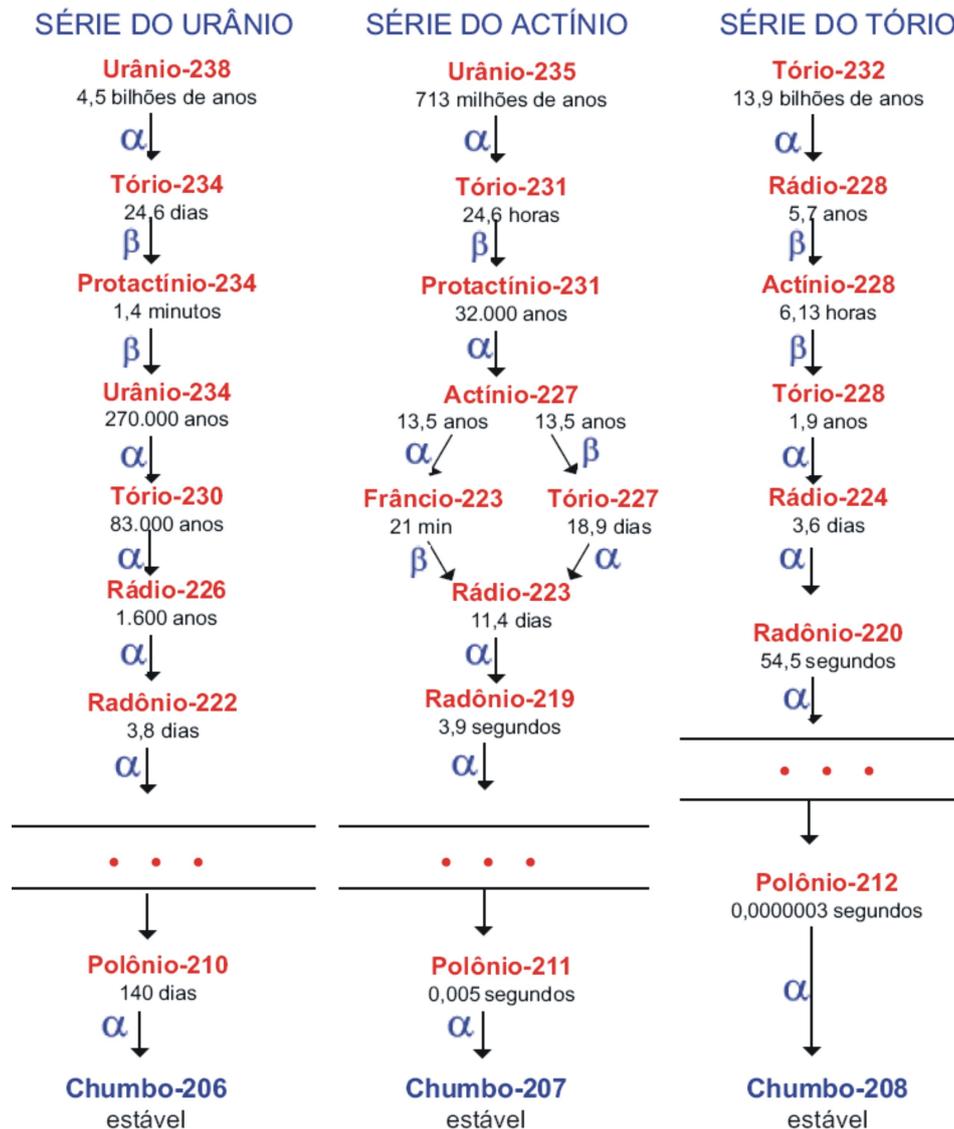


Figura 1.1: Séries radioativas naturais com seus principais radionuclídeos, meias-vidas e formas de decaimento.

1.4 Urânio, tório e potássio na natureza

Na natureza, os radioisótopos dos elementos potássio, urânio e tório são atualmente os responsáveis por quase a totalidade do calor produzido na terra, por serem eles suficientemente abundantes nas rochas e terem meias-vidas da ordem da idade do planeta Terra: 1,45 Ga para o K^{40} ; 4,45 Ga para o U^{238} ; 0,75 Ga para o U^{235} e 13,9 Ga para o Th^{232} . O potássio possui um único radioisótopo natural, o K^{40} , enquanto o U^{238} , U^{235} e Th^{232} constituem séries radioativas que terminam nos isótopos estáveis do chumbo Pb^{206} , Pb^{207} e Pb^{208} , respectivamente (Figura 1.1).

O urânio é um metal radioativo, com número atômico 92, branco-prateado, denso, dúctil, maleável, mal condutor de eletricidade, com um ponto de fusão de 1.132°C e de ebulição de 3.818°C . Apresenta-se de forma natural no subsolo como uma mistura de três isótopos, U^{234} , U^{235} e U^{238} , cujas percentagens são 0,0055 %, 0,7100 % e 99,2845 %, respectivamente. Localizado principalmente na crosta continental com concentração na ordem de 3 ppm, é cerca de 500 vezes mais abundante que o ouro e tão comum como o estanho. De um modo geral, o urânio é mais abundante em rochas de composição ácida, como os granitos e riolitos, com teores de 2 a 8 ppm. Os basaltos contêm cerca de 0,1 ppm e as rochas ultrabásicas, salvo em raras exceções, alguns centésimos de ppm.

O urânio participa, nas rochas da crosta terrestre, como elemento traço com uma química definida por dois estados de valência: a forma oxidada U^{+6} , que em associação com íons do tipo CO_3^{-2} , SO_4^{-2} e PO_4^{-3} formam diversos complexos solúveis; e a forma reduzida U^{+4} , geralmente contida nos minerais insolúveis. O urânio pode ser encontrado nas rochas em diversas mineralogias: (i) em minerais a base de óxido, a uraninita; (ii) como silicatos, a uranotorita; (iii) na forma primária, em minerais como a monazita, o xenotímio e o zircão; e, (iv) na forma de traços em outros minerais ou ao longo dos limites dos grãos.

Na análise por espectrometria gama, o urânio é detectado pelas emissões gama do decaimento do Bi^{214} , membro da série U^{238} , particularmente pelo fotopico da radiação de 1.760 keV. Essa determinação do urânio pressupõe existir equilíbrio radioativo na referida série. Por sua baixa abundância isotópica, o U^{235} e sua série não contribuem significativamente para a radiação gama de urânio, exceto nos minerais desse elemento.

O tório é um elemento metálico radioativo, com número atômico 90, tonalidade escura, densidade de $11,8 \text{ g cm}^{-3}$, ponto de fusão de 1.750°C e de ebulição de 4.850°C , que ocupa o trigésimo nono lugar em abundância dentre os elementos da crosta terrestre. É encontrado em quantidades pequenas na maioria das rochas e solos, onde é aproximadamente três vezes mais abundante do que o urânio e tão comum quanto o chumbo.

Nas rochas, o tório pode estar presente na alanita, na monazita, no xenotímio e no zircão com teores maiores que 1.000 ppm. Devido a sua semelhança geoquímica com elementos como o zircônio, háfnio, cério e também o urânio, pode haver uma substituição desses elementos pelo tório na estrutura dos minerais, com ocorrências do tipo: Th substituindo Zr em zircão, Th substituindo Hf ou Ce na maioria dos minerais de terras-raras e Th substituindo U em minerais com esse elemento.

O tório nas rochas é detectado na espectrometria gama pelas emissões gama do decaimento do Tl^{208} , principalmente pela radiação de 2.614 keV. A determinação do tório por este método pressupõe, portanto, o equilíbrio radioativo dos membros da série.

O potássio é um metal alcalino, branco-prateado, com densidade de $0,86 \text{ g cm}^{-3}$, ponto de fusão de 63°C e de ebulição de 760°C . Ocupa o oitavo lugar em abundância dentre os elementos da crosta terrestre, sendo encontrado na natureza em três formas isotópicas: K^{39} , K^{40} e K^{41} , com abundância de 93,3 %, $\approx 0,01$ % e 6,7 %, respectivamente (Schuricht, 1975).

Os principais minerais à base de potássio são: os feldspatos potássicos, principalmente o ortoclásio e a microclina, com aproximadamente 13 % de K; e as micas, biotita e moscovita, com aproximadamente 8 % de K. Conseqüentemente, as rochas ácidas, como os granitos, sienitos, sienogranitos e leucogranitos, apresentam altos teores de potássio, contrariamente às rochas básicas (gabros, peridotitos etc). Ao contrário do urânio e do tório, o potássio é um elemento muito freqüente nos minerais, principalmente nos alumino-silicatos como os feldspatos potássicos e as micas. Pela espectrometria gama, o potássio é detectado pelo fotopico de 1.460 keV emitido no decaimento K^{40} (CE) Ar^{40} , assumindo que o K^{40} constitui uma proporção constante de 0,0117 % do potássio natural.

Na Tabela 1.1, apresentamos alguns minerais que possuem os elementos potássio, urânio e tório em sua composição (Klein, 1993; Sapucaia, 2004).

Elementos	Minerais
Urânio	Uraninita [óxido de U, Pb, Ra + Th, terras raras] Carnotita [$\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$] Gummita (uraninita alterada)
Tório	Monazita [(Ce, La, Y, Th) PO_4] Thorianita [(Th, U) O_2] Thorita, uranothorita [$\text{ThSiO}_4 + \text{U}$]
Potássio	Ortoclásio e microclina [KAlSi_3O_8] Moscovita [$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$] Alunita [$\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$] Silvita, carnalita [$\text{KCl}, \text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$]

Tabela 1.1: Alguns minerais que contêm os elementos K, U e Th.

Na Tabela 1.2, são apresentados os teores médios dos elementos potássio, urânio e tório, assim como as taxas volumétricas médias de produção de calor radiogênico (A) dos principais tipos de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares (Rybach, 1986).

1.5 Transporte de calor

O calor pode ser definido como a energia em trânsito de um corpo para outro devido à diferença de temperatura entre eles. A transferência de calor de um ponto a outro de um meio dá-se mediante três processos distintos: condução, convecção e radiação. A condu-

Tipo de Rocha	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	A (μWm^{-3})
Rochas ígneas				
Granito / Riolito	3,90	16,00	3,60	2,45
Granodiorito / Dacito	2,30	9,00	2,60	1,48
Diorito / Quartzo-diorito	1,70	7,00	1,10	1,06
Gabro / Basalto	0,50	1,60	0,40	0,30
Peridotito	0,02	0,006	0,006	0,017
Rochas metamórficas				
Migmatito	2,70	18,50	4,00	2,40
Granito gnáissico	4,95	13,10	3,11	2,44
Granulito	1,00	4,40	1,76	0,90
Filito	1,96	5,85	1,80	1,18
Rochas sedimentares				
Arenito	0,60	1,80	0,90	0,32
Grauvaca	2,00	7,00	1,30	0,99
Calcário	2,00	1,50	0,30	0,62
Folhelho	1,50	5,00	2,30	0,84

Tabela 1.2: Teores de urânio, tório e potássio e produção de calor radiogênico das principais rochas ígneas, metamórficas e sedimentares.

ção, mecanismo mais importante nas situações geológicas da crosta, ocorre tanto em fluidos quanto em meios sólidos, sob o efeito de diferenças de temperatura. A convecção ocorre tipicamente num fluido e caracteriza-se pelo fato de que o calor é transferido pelo movimento do próprio fluido, o qual constitui uma corrente de convecção. Um fluido aquecido localmente, em geral, diminui de densidade e, por conseguinte, tende a subir sob o efeito gravitacional, sendo substituído por um fluido mais frio, o que gera naturalmente correntes de convecção. O processo de transmissão de calor por radiação ocorre por meio de ondas eletromagnéticas (ondas de calor). A energia emitida por um corpo (energia radiante) propaga-se até o outro através do espaço que os separa.

1.5.1 Fluxo de calor

A origem do calor da Terra tem sido motivo de indagação há muito tempo. Quando as primeiras minas profundas foram cavadas, tornou-se aparente que existia uma variação da temperatura com a profundidade. Medidas demonstram que o gradiente de aumento de temperatura com a profundidade é de 20 a 40°C km⁻¹. Sabe-se, da experiência diária, que o calor tende a fluir, de forma gradual, de uma região mais quente para uma mais fria. Quanto maior for a diferença de temperatura, maior será a quantidade de calor fluindo. Mas essa quantidade de calor depende também da condutividade térmica do material, a qual expressa a capacidade de dada substância de conduzir calor. Esta propriedade varia para cada tipo

de rocha, minerais constituintes e estrutura ou forma do cristal.

Nas camadas superiores da crosta terrestre, o calor emitido do interior da Terra move-se por condução, ou seja, a troca de calor ocorre por meio das vibrações das moléculas do meio rochoso. A perda desse calor através da superfície global é chamada de fluxo geotérmico. Para determinar esse fluxo é necessário conhecer o gradiente térmico local e a condutividade térmica do meio.

A distribuição da temperatura nas camadas superiores da crosta é determinada principalmente por dois fatores: a proximidade de fontes de calor e a condutividade térmica das rochas. Um fluxo de calor anômalo na crosta da Terra pode estar ligado a uma fonte de calor local como, por exemplo: câmaras de magma, circulação de águas quentes, concentração de elementos radioativos ou reações químicas que liberam calor (exotérmicas).

O fluxo de calor Q , através de uma placa de espessura $d = z_2 - z_1$ com seus extremos nas temperaturas T_1 e T_2 , sendo $T_2 > T_1$ (Figura 1.2), é dado por

$$Q = -K \left(\frac{T_2 - T_1}{z_2 - z_1} \right) = -K \frac{\Delta T}{\Delta z}, \quad T_2 > T_1, \quad (1.13)$$

onde:

Q é o fluxo térmico unidimensional, significando o calor (energia) transmitido por unidades de tempo e área (Wm^{-2});

K é a condutividade térmica do meio, propriedade física que expressa a capacidade do material para conduzir calor ($\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$) e

$\Delta T/\Delta z$ é o gradiente térmico na placa produzido pela diferença de temperatura ($^{\circ}\text{Cm}^{-1}$).

O sinal negativo na Equação 1.13 indica que o fluxo de calor orienta-se em sentido contrário ao do gradiente de temperatura.

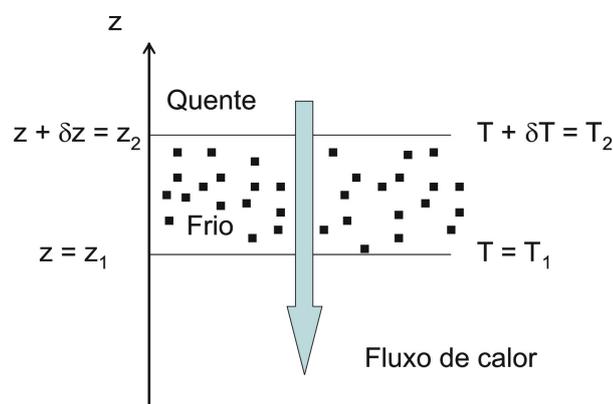


Figura 1.2: Fluxo de calor através de uma placa de espessura d .

No limite, quando $\delta z \rightarrow 0$, o fluxo de calor unidimensional pode ser escrito como

$$Q(z) = -K \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.14)$$

A expressão geral para fluxos tridimensionais é

$$\vec{Q} = -K \vec{\nabla} T \quad (1.15)$$

1.5.2 Equação de condução de calor

Supomos um pequeno elemento de volume com área da seção transversal a , e espessura δz , como mostrado na Figura 1.3.

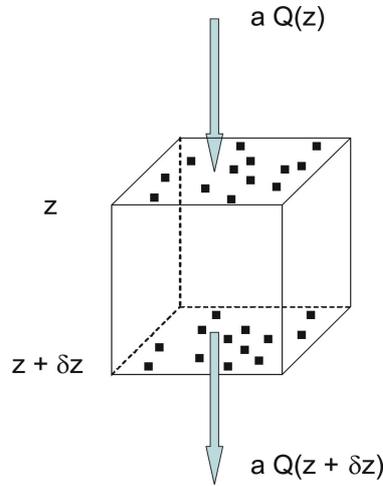


Figura 1.3: Calor que flui na direção do eixo z de um elemento de volume de área da seção transversal a , e espessura δz .

A taxa de calor que flui através desse elemento de volume na direção z é

$$aQ(z) - aQ(z + \delta z) \quad (1.16)$$

A expansão de Taylor para o fluxo de calor, desprezando-se os termos além de $(\delta z)^2$, é

$$Q(z) - Q(z + \delta z) = -\frac{\partial Q}{\partial z} \delta z \quad (1.17)$$

de modo que o fluxo líquido de calor através do elemento de volume resulta em

$$aQ(z) - aQ(z + \delta z) = -a \frac{\partial Q}{\partial z} \delta z \quad (1.18)$$

Supondo que o calor produzido no elemento de volume seja radiogênico e que A seja a taxa de calor gerado por unidade de volume, o calor total produzido nesse elemento é dado por

$$A a \delta z \quad (1.19)$$

Combinando as Equações 1.18 e 1.19 chega-se ao calor retido pelo material do elemento de volume

$$A a \delta z - a \frac{\partial Q}{\partial z} \delta z \quad (1.20)$$

Essa energia retida causará uma variação de temperatura no elemento de volume que dependerá das características térmicas do material que o compõe. Se ρ é a densidade do material (kgm^{-3}) e c_p seu calor específico a pressão constante – quantidade de calor necessária para elevar a temperatura de 1 kg de determinado material em 1 °C ($\text{Jkg}^{-1}\text{°C}^{-1}$)–, a variação de temperatura causada é

$$C_P a \rho \delta z \frac{\delta T}{\delta t} \quad (1.21)$$

onde $a\rho\delta z$ é a massa do material no elemento de volume e $\delta T/\delta t$ a taxa de variação da temperatura. Igualando as duas equações anteriores, tomando-se os limites δz e $\delta t \rightarrow 0$ e considerando a Equação 1.14, pode-se escrever

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{K}{\rho C_P} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{A}{\rho C_P} \quad (1.22)$$

que é a equação de condução unidimensional de calor (Fowler, 1990).

O termo $K/(\rho C_p)$ é denominado difusividade térmica do material. Essa grandeza (m^2s^{-1}) é representada por κ e expressa a capacidade de um dado material em difundir calor.

Para o caso tridimensional, com a temperatura variando com x , y , z e t , a equação de condução de calor pode ser escrita fazendo uso do operador Laplaciano

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{K}{\rho C_P} \nabla^2 T + \frac{A}{\rho C_P} \quad (1.23)$$

Numa situação de estado estacionário, $\partial T/\partial t = 0$, a Equação 1.23 reduz-se a

$$\nabla^2 T = -\frac{A}{K} \quad (1.24)$$

Se não há geração de calor, a Equação 1.23 torna-se

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{K}{\rho C_P} \nabla^2 T = \kappa \nabla^2 T \quad (1.25)$$

conhecida como equação de difusão.

1.5.3 Geoterma de equilíbrio

A temperatura numa coluna de rocha é controlada por parâmetros internos como condutividade, calor específico, densidade e geração de calor, e por fatores externos como fluxo de calor dentro da coluna e taxa de erosão ou deposição no topo da coluna. Perfis de temperatura com a profundidade são denominados geotermas. Numa coluna estável (sem erosão ou

deposição) com fluxo de calor constante e unidimensional, pode-se, eventualmente, atingir um estado de equilíbrio térmico no qual a temperatura, em cada ponto, permanece constante no tempo. Neste caso, a geoterma é nomeada geoterma de equilíbrio. Nesta situação, aplica-se a Equação 1.22, obtendo-se

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -\frac{A}{K} \quad (1.26)$$

Essa equação diferencial de segunda ordem pode ser resolvida conhecendo duas condições de contorno. Sejam, por exemplo, $T = T_o$ em $z = 0$ e $Q = -Q_d$ em $z = d$, com a superfície em $z = 0$ e z crescendo para baixo. Para essas condições, com A e K constantes, integrações da Equação 1.26 fornecem a temperatura e o fluxo de calor, segundo as expressões

$$T(z) = -\frac{A}{2K}z^2 + \frac{Q_d + Ad}{K}z + T_o \quad (1.27)$$

$$Q(z) = -K\frac{\partial T}{\partial z} = Az - (Q_d + Ad) \quad (1.28)$$

Vê-se, pois, numa crosta de espessura d e considerando Q_d o fluxo de calor vindo do manto, que o fluxo de calor na superfície ($Q = -Q_o$) é dado por

$$Q_o = Q_d + Ad \quad (1.29)$$

igual à soma do fluxo de calor vindo do manto (Q_d) e o produzido na crosta pelos elementos radioativos (Ad).

Um modelo que representa de forma mais realística um sistema arqueano, como os crátons, soluciona a Equação 1.26 supondo a existência de duas camadas na crosta com taxas distintas de produção de calor radiogênico. Neste caso, para as condições de contorno

$$A = A_1 \text{ para } 0 \leq z < z_1$$

$$A = A_2 \text{ para } z_1 \leq z < z_2$$

e as condições iniciais

$$T = 0 \text{ em } z = 0$$

$$Q = -Q_2 \text{ em } z = z_2$$

a integral da Equação 1.26 deve ser ajustada para cada camada obtendo-se como soluções

$$T = -\frac{A_1}{2K}z^2 + \left[\frac{Q_2}{K} + \frac{A_2}{K}(z_2 - z_1) + \frac{A_1 z_1}{K} \right] z \quad \text{para} \quad 0 \leq z \leq z_1 \quad (1.30)$$

$$T = -\frac{A_2}{2K}z^2 + \left[\frac{Q_2}{K} + \frac{A_2z_2}{K}\right]z + \left[\frac{A_1 - A_2}{2K}\right]z_1^2 \quad \text{para} \quad z_1 \leq z \leq z_2 \quad (1.31)$$

O fluxo de calor na superfície é obtido usando-se a Equação 1.30 e é dado pela expressão

$$Q(z) = -K\frac{\partial T}{\partial z} = A_1z - [Q_2 + A_2(z_2 - z_1) + A_1z_1] \quad (1.32)$$

que representa a soma do fluxo de calor na base da crosta (Q_2) e o produzido na crosta pelas duas camadas. Nesse modelo, a condutividade térmica é considerada constante nas duas camadas, o que não é muito realista. Um exemplo da representação gráfica da geoterma de equilíbrio, aplicando este modelo de duas camadas para uma crosta Arqueana, é mostrado na Figura 1.4, segundo Nisbet e Fowler (1982).

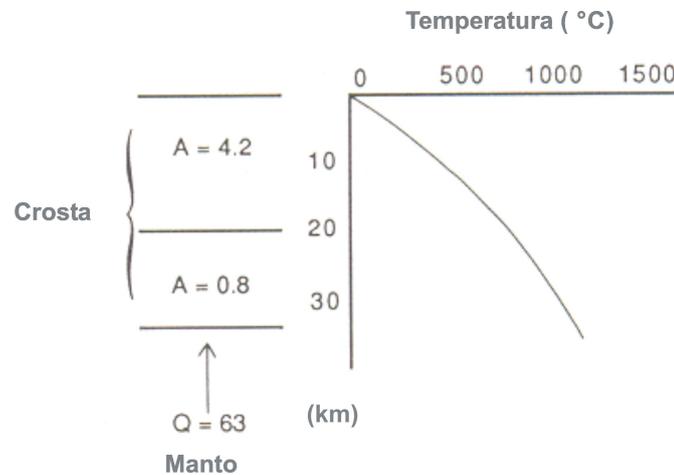


Figura 1.4: Modelo crustal Arqueano de duas camadas e geoterma de equilíbrio. Geração de calor, A , em μWm^{-3} e fluxo de calor do manto, Q , em mWm^{-2} (Nisbet e Fowler, 1982).

1.5.4 Distribuição vertical de calor

A distribuição vertical de calor na crosta é afetada por diversos fatores como erosão, deposição, glaciação, idade desde o último evento tectônico, presença ou ausência de aquífero, concentração de elementos radioativos na crosta e perfuração do furo no qual a medida é feita. Contudo, uma evidência clara é que os fluxos de calor medidos decrescem quando cresce a idade da formação (Fowler, 1990).

Em algumas áreas específicas, conhecidas como províncias de fluxo de calor, observa-se existir uma aparente relação linear entre o fluxo de calor na superfície e a geração de calor superficial. Essa relação tem sido sugerida para uma grande variedade de terrenos tectônicos

com idades variando do Arqueano ao Cenozóico (Birch e outros, 1968; Vitorello e Pollack, 1980; Ashwal e outros, 1987). Ela é expressa pela equação

$$Q_0 = Q_r + d A_0 \quad (1.33)$$

onde Q_0 e A_0 são o fluxo de calor e a geração de calor, respectivamente, ambos medidos na superfície e Q_r e d são constantes para cada província de fluxo de calor.

A relação expressa pela Equação 1.33 requer que o perfil vertical de produção de calor siga alguma distribuição sistemática a partir da superfície, mas essa distribuição não é bem conhecida. Ademais, ela cria uma possível restrição sobre a repartição do fluxo de calor oriundo do manto e o fluxo proveniente do calor gerado na crosta. Para explicar a relação, Roy e outros (1968) propuseram um modelo simples, com províncias térmicas representadas por vários blocos discretos de igual espessura, com produção de calor diferente em cada um deles, onde a inclinação da reta que relaciona a produção de calor e o fluxo de calor, d , representa a espessura uniforme dos blocos, sendo o parâmetro independente Q_r conhecido como fluxo de calor reduzido, que é um calor constante vindo da crosta inferior e do manto. Neste modelo, d pode diminuir com o tempo devido à erosão que reduz uniformemente os radioelementos na superfície da província. Entretanto, a erosão diferencial conduzirá à formação de diferentes províncias com o mesmo Q_r , porém com diferentes valores de d .

Lachenbruch (1970) mostrou que diferentes distribuições verticais da produção de calor podem conduzir à relação linear da Equação 1.33, desde uma distribuição uniformemente concentrada num bloco de espessura d até uma função exponencial decrescente com a profundidade numa fatia de espessura z^* . Para esta distribuição, aquele autor sugeriu a função exponencial

$$A(z) = A_0 e^{-\frac{z}{D}} \quad \text{para} \quad 0 \leq z \leq z^* \quad (1.34)$$

onde D é uma constante. Desta maneira, a Equação 1.26 torna-se

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -\frac{A(z)}{K} \quad (1.35)$$

a qual integrada para $A(z)$, dada pela Equação 1.34, resulta em

$$Q_0 = Q(z^*) + A_0 D - A_0 D e^{-\frac{z^*}{D}} \quad (1.36)$$

A Equação 1.36 torna-se similar à 1.33 fazendo

$$Q_r = Q(z^*) - A_0 D e^{-\frac{z^*}{D}} = Q(z^*) - A(z^*) D \quad (1.37)$$

A relação linear expressa pela Equação 1.33 é válida para este modelo se a geração de calor $A(z^*)$ na profundidade z^* for constante em toda a província do fluxo de calor.

Caso contrário, a menos que $A(z^*)D$ seja pequeno, o valor observado de Q_r pode ser muito diferente do fluxo de calor real $Q(z^*)$ na base da camada de espessura z^* . Entretanto, pode-se mostrar que para algumas províncias o fluxo de calor $A(z^*)D$ é pequeno e, assim, Q_r é uma estimativa razoável de $Q(z^*)$. Desta maneira, elimina-se a restrição de que $A(z^*)$ deva ter o mesmo valor em toda a província do fluxo de calor. Adicionalmente, para aquelas províncias em que $A(z^*)D$ é pequeno, pode-se mostrar que z^* deve ser substancialmente maior do que D . Assim, a distribuição exponencial da produção de calor satisfaz à relação linear observada entre o fluxo de calor e a geração de calor na superfície e é corrigida no caso de erosão diferencial. Neste modelo, D é uma medida da migração ascendente dos isótopos radioativos produtores de calor e Q_r é, aproximadamente, o fluxo de calor na base da crosta (porque z^* é provável ser, aproximadamente, a espessura da crosta).

Nenhum destes modelos de distribuição da geração do calor dentro da crosta atenta para distribuições verticais diferentes entre os vários isótopos radioativos, embora haja evidência de tal variação. Não obstante, está claro que grande parte da variação no fluxo de calor superficial medido é causada pela geração radioativa do calor na crosta e que o fluxo de calor reduzido Q_r é uma estimativa razoável do fluxo de calor na base da crosta.

Drury (1987) considera que há uma substancial incerteza associada com os dados experimentais e mostrou que quando esses dados são reanalisados com uma estimativa razoável de incerteza, os valores de Q_r e D são, na maioria dos casos, significativamente diferentes daqueles calculados sem considerar as incertezas nos dados. Somente num batólito de um complexo plutônico de Serra Nevada, os dados parecem satisfazer à relação linear, ainda quando as incertezas são levadas em conta. Com a reanálise, D cai geralmente numa faixa aproximada de 10 a 20 km, segundo aquele autor. Ele conclui que o conceito de província de fluxo de calor como exposto originalmente é inválido. Isto ficou demonstrado em estudos de poços superprofundos, na Alemanha e na Rússia, nos quais a taxa de produção de calor encontrada foi relacionada, fundamentalmente, com o tipo litológico e não com a profundidade (Kremensky e Ovchinnikov, 1986; Kremensky e outros, 1989). No mesmo sentido, na região de Michipicoten, Canadá, em 1987, estudou-se uma seção oblíqua de 25 km de crosta exposta e concluiu-se que a produção de calor na crosta arqueana desta região não mostra nenhuma tendência sistemática com a profundidade (Ashwal e outros, 1987). Mas, de um modo geral, rochas crustais mais profundas, tais como os granulitos, possuem taxas mais baixas de produção de calor.

Tem sido uma prática comum, nos últimos anos, estender a aplicação e implicações da relação linear entre produção e fluxo de calor para áreas de alto grau de metamorfismo. Em geral, o espalhamento dos dados que define a relação linear é muito maior em províncias com

rochas plutônicas e metamórficas, ou apenas com rochas metamórficas, do que em províncias definidas exclusivamente por rochas plutônicas (Ashwal e outros, 1987). Este maior espalhamento nos dados pode ser associado a erros experimentais ou de amostragem relacionados ao tipo de terreno. Em terrenos de alto grau de metamorfismo pode-se, alternativamente, apenas aproximar a relação com uma correlação intuitiva de alto fluxo de calor e alta produção crustal de calor e impor pouca ou nenhuma condição para a produção de calor como uma função da profundidade (Nielsen, 1987; Furlong e Chapman, 1987). Esta última possibilidade tem implicações significantes para a extrapolação de geotermas a partir de medidas de fluxo de calor superficial. Uma alternativa para determinar a distribuição de produção de calor com a profundidade é medir diretamente em amostras de seções de cortes verticais da crosta expostas na superfície por tectonismo (Hawkesworth, 1974; Fountain e Salisbury, 1981; Nicolaysen e outros, 1981; Ashwal e outros, 1987; Schneider e outros, 1987).

1.5.5 Propriedades térmicas das rochas

O conhecimento das propriedades térmicas de uma rocha é de grande importância para diversas aplicações geofísicas, assim como para a quantificação da distribuição da temperatura na Terra.

As dificuldades encontradas nas pesquisas geotérmicas nos continentes estão relacionadas com os métodos utilizados para a medição destes parâmetros, uma vez que amostras representativas das diferentes litologias são necessárias. Neste sentido, poços profundos apresentam grande utilidade, porém, os custos elevados associados à perfuração e ao revestimento limitam o desenvolvimento dessa prática. De qualquer maneira, mesmo nas regiões onde existem furos para sondagens, os dados da crosta inferior precisam ser obtidos mediante a elaboração de modelos. Processos geológicos como dobramentos, erosão e falhas favorecem algumas regiões possibilitando a medição de parâmetros em rochas formadas em grandes profundidades e que afloram na superfície.

Neste trabalho, são estudados a condutividade e a difusividade térmicas e o calor específico das rochas amostradas em uma seção vertical exposta, localizada na borda oeste do Bloco Jequié.

1.5.5.1 Condutividade térmica

A condutividade térmica equivale ao fluxo de calor transmitido através de uma espessura, numa direção normal à superfície, devido ao gradiente de temperatura e sob condições de estado fixas. Esta grandeza física é expressa em $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$.

No processo de condução de calor, a energia é transportada pelas vibrações das moléculas ou íons na estrutura dos minerais e dos fluidos intersticiais. A Tabela 1.3 mostra o valor da condutividade térmica para alguns materiais naturais e minerais (Clauser e Huengues, 1995; Fowler, 1990).

Materiais	K ($\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$)	Minerais	K ($\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$)
Prata	418	Faialita	3,85
Magnésio	159	Zircão	3,90
Vidro	1,2	Almandina	3,66
Rochas	1,7-3,3	Diopsídio	4,23
Madeira	0,1	Hornblenda	2,91
Água	0,628	Moscovita	3,89
Óleo	0,128	Clorita	3,06
Gás	0,026	Serpentina	2,41
		Albita	2,34
		Magnetita	4,61

Tabela 1.3: Condutividade térmica, em $\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$, de alguns materiais naturais e minerais à temperatura ambiente.

Para um grande número de rochas, valores de condutividade térmica estão disponíveis na literatura (Birch, 1942; Cermák e Rybach, 1982; Clark, 1966; Clauser e Huengues, 1995; Desai e outros, 1974; Kappelmeyer e Hänel, 1974; Robertson, 1988; Roy e outros, 1981), possuindo grande importância para estudos gerais de transferência de calor. Entretanto, a aplicação desses dados, em regiões diferentes às que foram medidos, requer a consideração da variação de aspectos petrofísicos e experimentais que podem influenciar consideravelmente os resultados obtidos. Assim, devem ser estudados os minerais constituintes da rocha, a natureza e quantidade de seus fluidos intersticiais, a porosidade, a pressão, a temperatura e a anisotropia na direção de propagação do calor.

Nas rochas com porosidades abaixo de 1%, como as metamórficas e ígneas, o comportamento da condutividade térmica é pouco influenciado pelos espaços gerados pelos poros. Não obstante, o grau de saturação dos poros deve ser considerado, tendo em vista que os espaços secos aumentam a resistência térmica nos contatos entre os grãos. As medidas de condutividade térmica, em rochas, sob condições secas, conduzem a erros graves se o resultado for tomado como sendo representativo da condutividade térmica *in situ*. Isto foi evidenciado por Lobo (1981) utilizando dezenove amostras de três grupos de rochas características das regiões de Toscana e Lazio, onde mostrou a influência da água nos poros da rocha como fator importante no aumento da condutividade térmica em relação às amostras secas, para a mesma temperatura. Outros estudos apontam um aumento linear entre a condutividade térmica e a saturação dos poros para rochas com porosidade próximas de 1% (Clauser e

Huenges, 1995).

No caso da influência da temperatura no comportamento da condutividade térmica, deve ser considerado que a expansão térmica aumenta com a temperatura de forma diferente para cada mineral, gerando uma resistência térmica nos contatos entre os grãos. Este mecanismo propicia a diminuição da condutividade térmica com o aumento de temperatura até 1.000 a 1.200°C, sendo menos acentuada na presença de água. Para temperaturas maiores, é observada uma inversão neste comportamento, atribuída à influência da componente de calor transmitido por radiação que começa ser significativa. Geralmente, os dados de condutividade térmica estão disponíveis somente à temperatura ambiente sendo necessária a aplicação de correções empíricas para obterem-se valores a temperaturas elevadas (Zoth e Hänel, 1988).

Além da porosidade, dos fluidos intersticiais e da temperatura, a condutividade térmica varia também com a pressão, a composição mineral da rocha e a anisotropia na direção de propagação de calor.

No caso das rochas metamórficas, é importante destacar o aumento da condutividade térmica com o teor de quartzo.

No que se refere à influência da pressão na condutividade térmica, devem ser avaliados os efeitos da sobrecarga gerada pelas camadas superiores nas porosidades primárias e secundárias das rochas. As camadas mais próximas da superfície apresentam maior quantidade de fraturas e micro-fissuras, permitindo que os espaços gerados sejam preenchidos por fluidos. Nesta situação, a pressão contribui com a diminuição da porosidade secundária e da resistência térmica entre os contatos dos grãos. Com o aumento da pressão acima de 15 MPa, este efeito deixa de ser significativo e mudanças na porosidade primária passam a ser consideradas.

A anisotropia na condução calor tem sido estudada em minerais e rochas. Aqueles, em sua maioria, têm-se mostrado anisotrópicos. No caso das rochas, verificou-se que a anisotropia é desprezível. Esse fato pode ser explicado pela orientação aleatória dos minerais nas rochas. Nesse sentido, Clauser e Huenges (1995) mostraram a independência da anisotropia nas medidas realizadas em anfibolitos pouco condutores. Entretanto, para esses autores é significativo considerar o fator anisotrópico em rochas com altas condutividades térmicas e ricas em quartzo.

No intuito de calcular a condutividade térmica média de uma unidade estratigráfica, sendo K_1 , K_2 , K_3 , ..., as condutividades dos tipos individuais de rochas com espessuras,

respectivamente, z_1, z_2, z_3, \dots , foi utilizada a Equação 1.38,

$$\bar{K} = \frac{\sum_{i=1}^n z_i}{\sum_{i=1}^n \frac{z_i}{K_i}} \quad (1.38)$$

Esta expressão é válida supondo que as camadas sejam paralelas entre si.

1.5.5.2 Porosidade

Por definição, porosidade total é a razão entre o volume de vazios e o volume total da rocha, expressa em porcentagem. Pode-se dizer que essa propriedade é uma das que possui maior relevância nas rochas, pois mede a capacidade de elas armazenarem fluidos. Destacam-se dois tipos ou grupos de porosidades:

1. a primária, que é aquela que a rocha herda do processo de formação e
2. a secundária, resultante de algum processo físico-químico que a rocha sofreu após sua formação, como por exemplo, as fraturas (Jesus, 2004; Teixeira e outros, 2001).

O calor e a pressão nos processos metamórficos diminuem a porosidade da rocha, aumentando a sua densidade. Entretanto, se houver fluidos nos poros é provável o fraturamento. A ocorrência de metamorfismo induz na rocha original uma série de transformações, onde se destacam reajustamentos estruturais e mineralógicos. As diversas estruturas que as rochas metamórficas podem apresentar resultam da intensidade das pressões a que elas foram submetidas; das características próprias de cada mineral e de cada rocha, relativamente à resistência à deformação; e da conjugação de fatores de metamorfismo, como por exemplo, pressões e temperaturas elevadas.

1.5.5.3 Difusividade térmica

A difusividade térmica indica como o calor se difunde através de um material. Esse processo depende diretamente da condutividade térmica e inversamente do calor específico a pressão constante vezes a densidade do material, conforme a Equação 1.39.

$$\kappa = \frac{K}{\rho C_P} \quad (1.39)$$

Os valores de difusividade são expressos em unidade de área por unidade de tempo (m^2/s).

1.5.5.4 Calor específico e capacidade calorífica volumétrica

As substâncias diferem umas das outras na quantidade de calor ΔQ necessária para elevar a temperatura de uma massa num valor ΔT . A relação entre estas grandezas, conforme Equação 1.40, denomina-se capacidade calorífica de um corpo (C), para um intervalo de temperaturas entre T_1 e T_2 .

$$C = \frac{\Delta Q}{\Delta T} \quad (1.40)$$

A capacidade calorífica de um corpo é numericamente igual à quantidade de calor necessária para elevar sua temperatura em um grau. Quando expressa por unidade de volume, tem-se a capacidade calorífica volumétrica (C_v). No caso de ser por unidade de massa, é conhecida como calor específico (c), em $\text{J}/\text{kg}^\circ\text{C}$, conforme a Equação 1.41.

$$c = \frac{C}{\rho} \quad (1.41)$$

O calor específico de um material pode variar segundo as condições em que ocorra a entrega de calor, ou seja, para m e ΔT conhecidos, ΔQ pode ter vários valores. Por exemplo, quando um material é aquecido a volume constante requer-se menos calor para elevar sua temperatura em um grau do que quando aquecido a pressão constante. Conseqüentemente, obtém-se um valor único do calor específico somente quando especificadas as condições, por exemplo, pressão constante (c_p) ou volume constante (c_v). No processo a volume constante o calor é utilizado unicamente no aumento da energia interna do corpo, entretanto, no processo a pressão constante também ocorre trabalho, devido ao aumento do volume do sistema. No caso de sólidos e líquidos, este trabalho é pequeno, fazendo com que os valores de c_v e c_p se diferenciem não mais do que em alguns pontos percentuais (Halliday e Resnick, 1991).

Nos estudos de rochas, normalmente supõe-se o processo de transferência de calor a pressão constante, admitindo-se a ocorrência de uma expansão térmica. Este efeito de aumento de volume é mais relevante nas rochas com maior porosidade.

2

Região de estudo: o Cráton do São Francisco

A idéia sobre a existência de porções continentais estáveis surgiu no século XIX (Brito Neves e Alkmin, 1993; Dana, 1866; Suess, 1883). A identificação destas áreas, poupadas pelos processos tectônicos durante longos períodos de tempo (>100 Ma) e passíveis de delimitação, tem-se tornado alvo de intensas pesquisas em diversas partes do mundo. O Brasil, acompanhando este movimento, tem mostrado especial interesse nos seus terrenos pré-cambrianos, especialmente no Cráton do São Francisco.

O Cráton do São Francisco, mostrado na Figura 2.1, foi definido por Almeida em 1967 com o nome de plataforma do São Francisco. Este cráton abrange principalmente os estados da Bahia e de Minas Gerais e é a mais bem exposta e estudada unidade geotectônica do embasamento da plataforma sul-americana (Almeida 1967; Almeida, 1969).

A questão dos limites dos crátons está longe de consenso. Apesar de existirem fundamentações geológicas apropriadas e dados geofísicos consistentes, muitos problemas persistem e o tema é considerado em aberto. De uma forma ou de outra, adotando-se a definição e limites propostos por Almeida em 1977, o Cráton do São Francisco deve ser compreendido como a área estabilizada no final do Paleoproterozóico (1,8 Ga), que foi pouco ou não afetada pela Orogênese Brasileira (0,85 a 0,47 Ga). Este período foi o responsável pelo desenvolvimento das faixas de dobramentos nas bordas do cráton, estabelecendo suas dimensões (Ussami, 1993). Desta maneira, o cráton foi delimitado, conforme ilustrado na Figura 2.1, ao norte, pelos Cinturões Riacho do Pontal e Rio Preto (Brito Neves e outros, 2000; Inda e Barbosa, 1978); ao nordeste, pelo Cinturão Sergipano (Brito Neves e outros, 2000); ao sul, pelo Cinturão Araçuaí (Almeida, 1977) e, na margem oeste, pelo Cinturão Brasília (Almeida, 1969).

2.1 Principais rochas arqueanas e paleoproterozóicas no Cráton

De uma maneira simplificada, o Cráton do São Francisco é constituído pelas seguintes unidades estratigráficas e tectônicas pré-cambrianas: uma cobertura plataformal levemente dobrada do Neoproterozóico e relacionada ao ciclo Brasileiro (grupos Bambuí, Salitre-Jacaré e Rio Pardo); uma cobertura plataformal levemente dobrada do Mesoproterozóico (Chapada Diamantina) com o correlato cinturão dobrado Espinhaço; além do embasamento do Arqueano e Paleoproterozóico.

Os terrenos arqueanos e paleoproterozóicos que constituem o Cráton do São Francisco afloram em duas partes distintas. A mais larga ocorre no norte e nordeste da Bahia e a menor, no sul, em Minas Gerais, na região do Quadrilátero Ferrífero (Barbosa e outros, 2003).

A área de amostragem, no presente trabalho, está incluída na borda oeste do Bloco Jequié, parte integrante do embasamento do Cráton do São Francisco. Esse embasamento engloba, além do Bloco Jequié, o Bloco Gavião e a Seqüência Vulcano-sedimentar Contendas-Mirante.

O Bloco do Gavião é um amplo segmento da parte oeste do embasamento do cráton, constituído predominantemente de terrenos de alto grau metamórfico (*facies* anfibolito alto) e de terrenos de baixo a médio graus (*facies* xisto-verde e anfibolito médio). Os terrenos de alto grau comportam uma associação de ortognaisses com intercalações de anfibolitos, por vezes com evidências de migmatização atribuída ao Arqueano, 2,8 a 2,9 Ga (Marinho, 1991; Santos-Pinto e outros, 1993; Barbosa e outros, 2003). Os terrenos de baixo a médio graus englobam as seqüências vulcanossedimentares Umburanas, Ibitira-Brumado e Guajeru (Cunha e outros, 1996; Leal, 1998).

O Bloco Jequié ou Complexo Jequié (Cordani, 1973) ou Domínio Jequié-Mutuípe (Barbosa, 1986) ou ainda Domínio Jequié-Mutuípe-Maracás (Barbosa e outros, 1992) situa-se mais a leste, sendo constituído de dois conjuntos principais de rochas:

- o primeiro, é representado por hornblenda granulitos de composição charnoquítica a charnoenderbítica, na região de Laje e Mutuípe, e predominantemente charnoquítica na região sudoeste de Maracás. Esses hornblenda granulitos são compostos de mesoperitita, quartzo, plagioclásio antipertítico, ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina (restrita à região sudoeste de Maracás), hornblenda e biotita; opacos, zircão e apatita são minerais acessórios. As rochas da região de Laje e Mutuípe são de afinidade calcio-alcalina,

enquanto que as de Maracás são de caráter alcalino, com elevados teores de zircônio. As idades U-Pb em zircões (SHRIMP) dessas rochas variam de 2,7 a 2,8 Ga (Alibert e Barbosa, 1992). Elas são mais jovens que o conjunto heterogêneo descrito a seguir;

- o segundo conjunto, mais heterogêneo, é constituído de granulitos charnoquíticos a enderbíticos, com intercalações centimétricas a métricas de rochas supracrustais máficas e félsicas de composição variadas, representadas por quartzitos, formações ferríferas bandadas, rochas quartzo-feldspáticas, calcicossilicáticas, granulitos aluminosos e granulitos máficos (originalmente basaltos e andesitos). Todas essas rochas mostram feições de fusão parcial, tais como veios migmatíticos e granitos anatéticos portadores de granada. Os granulitos charnoquíticos a enderbíticos são compostos de plagioclásio antipertítico, mesopertita, quartzo, biotita, ortopiroxênio e granada almandina; apatita, zircão e alanita são os acessórios mais freqüentes.

A Seqüência Vulcano-sedimentar Contendas-Mirante ocorre ao longo da junção entre o Bloco do Gavião, a oeste, e o Bloco Jequié, a leste, numa faixa orientada norte-sul, de comprimento aproximado de 190 km, com uma largura média de 65 km. É constituída por rochas supracrustais metamorizadas, com zoneografia metamórfica progressiva no sentido oeste-leste, desde a *facies* xisto-verde até a *facies* anfíbolito alto. Está compartimentada em três unidades (Marinho e outros, 1994): uma inferior, essencialmente vulcanogênica, com sedimentos imaturos; uma média, epiclástica, pelito-psamítica, associada a vulcanismo calci-alcalino; e uma superior, psamítica (metarcóseos) com níveis psefíticos.

2.1.1 Área de amostragem: borda oeste do Bloco Jequié

Como já mencionado anteriormente, a área objeto do presente trabalho pertence à borda oeste do Bloco Jequié, parte integrante do embasamento do Cráton do São Francisco.

A região foi investigada por Marinho (1991) que estabeleceu a sua estratigrafia, zoneografia metamórfica e evolução estrutural. De acordo com aqueles estudos, foram identificados dois conjuntos: 1) um conjunto homogêneo de hornblenda granulitos de composição charnoquítica a charnoenderbítica e 2) um conjunto heterogêneo de granulitos charnoquíticos a enderbíticos, com intercalações máficas e de supracrustais. Esses dois conjuntos, descritos anteriormente, são correlacionáveis respectivamente às unidades CH2 e HG de Barbosa e outros (2006). Segundo Marinho, ambos os conjuntos exibem uma zoneografia metamórfica característica, restrita a essa borda oeste do Bloco Jequié, e representada por uma faixa ocidental na *facies* anfíbolito e outra, mais oriental, na *facies* granulito. Essa zoneografia reflete uma seção vertical da crosta, exposta por tectonismo. Neste trabalho, a região de

amostragem é, fundamentalmente, essa seção vertical da crosta na borda oeste do Bloco Jequié.

Na Figura 2.2, são apresentadas as geologias simplificadas do Bloco Gavião, da seqüência vulcano-sedimentar Contendas-Mirante e da borda oeste do Bloco Jequié. Os contornos das principais litologias do Bloco Jequié foram re-definidos a partir do trabalho de campo realizado neste trabalho. Na mesma figura, são encontradas as idades dos principais conjuntos rochosos, devendo destacar que os enderbitos são as rochas mais antigas da borda oeste do Bloco Jequié.

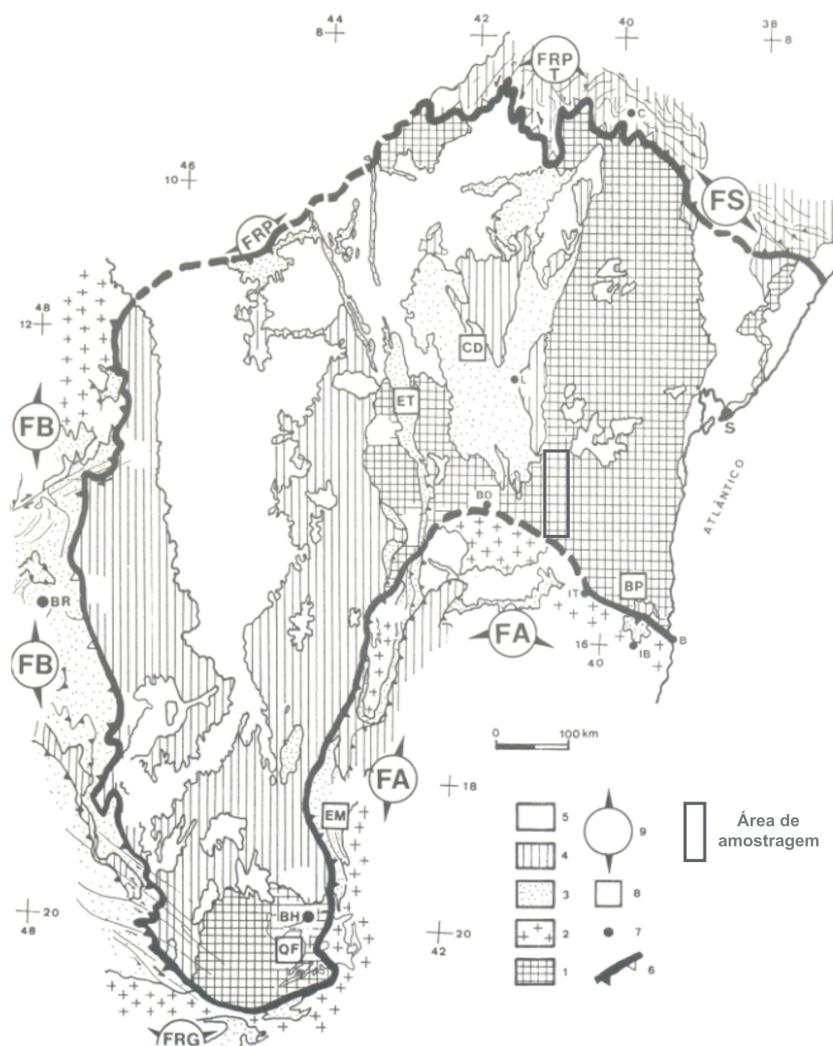


Figura 2.1: Limites do Cráton do São Francisco, tomando por base a delimitação de Almeida (1977, 1981). 1. Embasamento do Cráton, incluindo supracrustais mais velhas que 1,8 Ga e rochas ígneas. 2. Embasamento envolvido nos processos de deformação e metamorfismo do Evento Brasileiro. 3. Unidades mesoproterozóicas. 4. Unidades neoproterozóicas. 5. Coberturas fanerozóicas. 6. Limite do cráton. Dentes em negrito e vazados indicam, respectivamente, falha de empurrão de alto e de baixo ângulo. 7. Cidades: C (Curaçá); L (Lençóis); S (Salvador); BD (Brumado); IT (Itapetinga); BR (Brasília); B (Belmonte); IB (Itapebi) e BH (Belo Horizonte). 8. Províncias fisiográficas e geológicas: CD (Chapada Diamantina); ET (Espinhaço Setentrional); BP (Bacia do Rio Pardo); EM (Espinhaço Meridional); QF (Quadrilátero Ferrífero). 9. Faixas brasileiras de dobramentos marginais: FA (Faixa Araçuaí); FRG (Faixa Alto Rio Grande); FB (Faixa Brasília); FRP (Faixa Rio Preto); FRPT (Faixa Riacho do Pontal); FS (Faixa Sergipana). (Adaptação a partir de Almeida, 1977; Almeida, 1981 e Alkmim e outros, 1993).

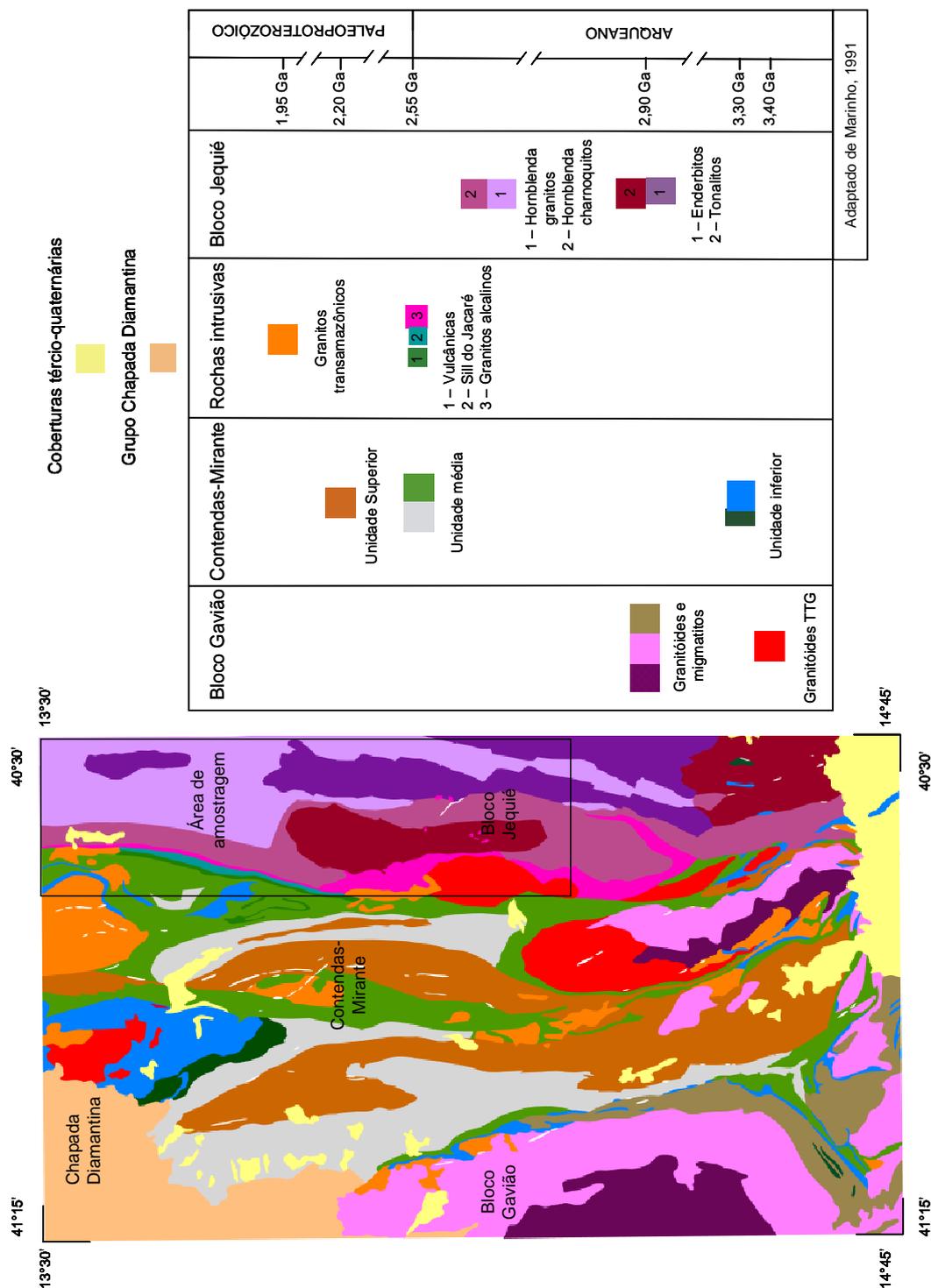


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado do Bloco Gavião, da seqüência Contendas-Mirante e da borda oeste do Bloco Jequié (Software Oasis Montaj, 2006). Área de amostragem. Principais rochas da região com suas respectivas idades.

3

Métodos analíticos e metodologia

Neste capítulo, descrevemos os métodos analíticos utilizados para a caracterização litológica e definição das profundidades crustais do embasamento da região de interesse, como também para a determinação da densidade, dos teores dos elementos K, U e Th e da taxa de produção volumétrica de calor radiogênico.

3.1 Amostragem e nomenclatura das rochas

A amostragem de campo, neste trabalho, foi realizada em todos os afloramentos possíveis das seções transversais estudadas, buscando-se obter a melhor cobertura das principais litologias presentes no embasamento exposto. Coletamos 151 amostras em 136 pontos nas proximidades da borda oeste do Bloco Jequié. Os pontos onde foram coletadas as rochas são representados na Figura 3.1 e suas coordenadas geográficas e UTM apresentadas no Anexo I. As amostras EmMa 007 a EmMa 030, EmMa 046 e EmMa 104 a EmMa 130 foram estudadas num reconhecimento preliminar da área e descartadas por não pertencerem às unidades investigadas da seção da crosta exposta por tectonismo, “A”, “B”, “C” e “D”. Desta maneira, foram estudadas 101 amostras coletadas em 85 pontos.

A distância aproximada entre os pontos amostrados foi de 500 m ou em intervalos menores quando se apresentava uma mudança de litologia. Nestes afloramentos fizemos: (i) a localização por GPS; (ii) a identificação das litologias presentes; (iii) a medida dos teores de K, U e Th *in situ* usando um espectrômetro gama portátil; e (iv) a coleta de amostras de rocha para análises químicas e petrográficas, e para a determinação das grandezas térmicas, das densidades e dos teores de K, U e Th em laboratório.

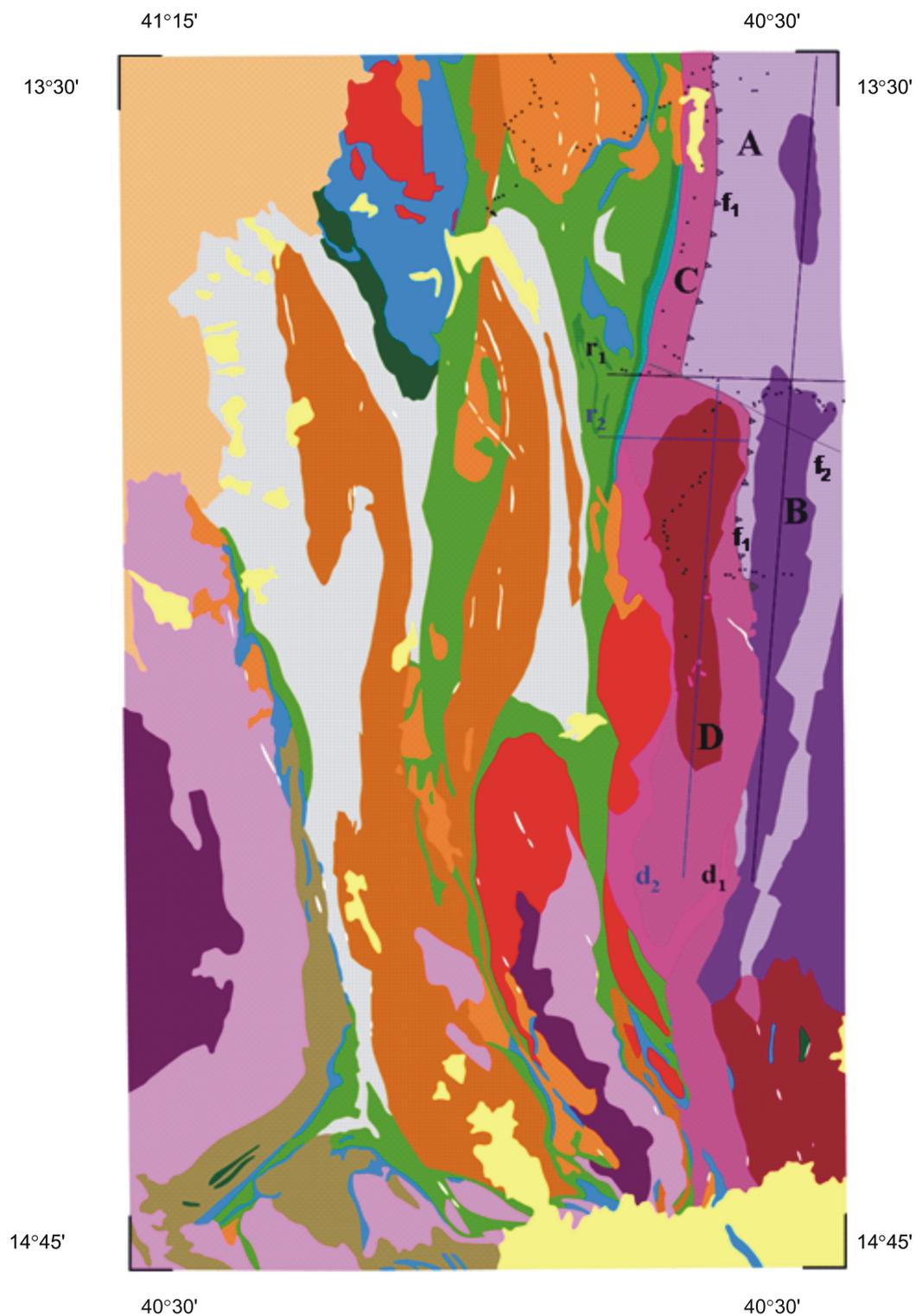


Figura 3.1: Localização das unidades litológicas charnoquítica (“A”), enderbítica (“B”), granítica (“C”) e tonalítica (“D”); dos pontos de amostragem; dos enderbitos e tonalitos mais profundos, representados pelas retas d_1 e d_2 , respectivamente; dos perfis verticais da crosta nas trajetórias r_1 e r_2 ; e das falhas geológicas f_1 e f_2 .

Os estudos petrográficos visaram à identificação das várias paragêneses e sua correlação com as estabelecidas por Marinho (1991), considerando, também, as condições de pressão e temperatura de suas formações. As rochas foram classificadas segundo os critérios de Streckeisen (1975), que considera a proporção relativa dos minerais essenciais: quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio, conforme diagrama da Figura 3.2. Desta maneira, estabelecemos as paragêneses das *facies* anfibolito e granulito, características dos diferentes níveis crustais tectonicamente expostos na região. Por sua vez, a aplicação dessas informações de pressão e temperatura nas seções estudadas (Marinho, 1991) permitiram estimar as profundidades crustais em que se estabeleceram os equilíbrios entre os minerais. Neste sentido, utilizamos, também, o gráfico apresentado por Winter (2001) para estimar as profundidades crustais para as *facies* metamórficas granulito e anfibolito.

3.2 Medida de densidade

Medimos as densidades das amostras utilizando um picnômetro com água e o procedimento desenvolvido por Oliveira (2006). Este dispositivo constitui-se de um tubo cilíndrico de acrílico com tampa nas duas extremidades, cujo volume é um pouco maior que o das amostras a serem mensuradas, para minimizar o erro relativo nas medidas, como será visto posteriormente. A tampa inferior é colada e serve de base do cilindro; a superior possui um pequeno orifício de 2 mm de diâmetro aproximadamente próximo à borda, o qual permitirá a saída do ar quando a tampa é colocada no cilindro.

O volume do dispositivo é determinado pela massa de água destilada necessária para preenchê-lo tampado e sem a presença de bolhas de ar no interior (m_1) – as bolhas podem ser visualizadas facilmente nas paredes transparentes do cilindro. As últimas gotas de água são introduzidas através do pequeno orifício com uma seringa, garantindo um erro mínimo na variação do volume do líquido, pelo fato de ter-se evitado o efeito do menisco.

O processo para obter a densidade consiste em, inicialmente, medir-se a massa da amostra seca (m_{amos}). Num segundo passo, introduz-se a amostra, previamente saturada no cilindro vazio, visando a determinação da massa de água que será adicionada para preencher o restante do volume tampado, sem deixar bolhas de ar (m_2). O volume externo da amostra é obtido por

$$V_{ext} = m_1 - m_2 \quad (3.1)$$

onde a densidade da água é considerada 10^3 kg m^{-3} . Conhecidos m_{amos} e V_{ext} , a densidade da amostra ρ é

$$\rho = \frac{m_{amos}}{V_{ext}} \quad (3.2)$$

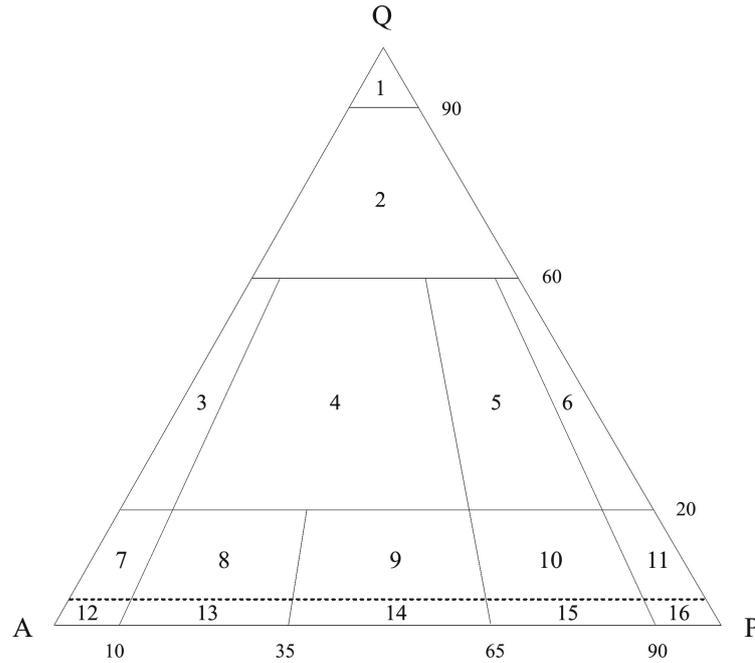


Figura 3.2: Diagrama QAP, de Streckeisen, onde Q, A e P são as proporções relativas de quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio, respectivamente. As rochas nos diferentes setores do gráfico são classificadas na *facies* anfibolito como: 1 - silexito; 2 - granitóide rico em quartzo; 3 - álcali-feldspato granito; 4 - granito; 5 - granodiorito; 6 - tonalito; 7 - quartzo álcali-feldspato sienito; 8 - quartzo sienito; 9 - quartzo monzonito; 10 - quartzo monzodiorito; 11 - quartzo diorito, quartzo gabro ou quartzo anortosito; 12 - álcali-feldspato sienito; 13 - sienito; 14 - monzonito; 15 - monzodiorito ou monzogabro e 16 - diorito, gabro ou anortosito. Na *facies* granulito, os setores representam: 3 - hiperstênio-álcali-feldspato granito ou álcali-feldspato charnoquito; 4 - hiperstênio granito ou charnoquito; 5 - hiperstênio granodiorito, opdalito ou charno-enderbitto; 6 - hiperstênio tonalito ou enderbitto; 7 - hiperstênio quartzo álcali-feldspato sienito; 8 - hiperstênio quartzo sienito; 9 - hiperstênio quartzo monzonito; 10 - hiperstênio quartzo monzodiorito; 11 - hiperstênio quartzo diorito, quartzo norito ou hiperstênio quartzo anortosito; 12 - hiperstênio álcali-feldspato sienito; 13 - hiperstênio sienito; 14 - hiperstênio monzonito; 15 - hiperstênio monzodiorito ou jotunito e 16 - hiperstênio diorito, norito ou hiperstênio anortosito.

Apenas o erro na determinação do volume contribui significativamente para o erro da densidade. Mostra-se que o erro relativo na determinação do volume externo é dado por (Oliveira, 2006)

$$\frac{\Delta V_{ext}}{V_{ext}} = 2 \frac{\Delta V}{V_1 - V_2} \quad (3.3)$$

onde ΔV é o erro cometido na determinação de cada volume, V_1 é o volume do recipiente vazio e V_2 é o volume restante ao introduzir-se a amostra. Quanto menor for V_2 , menor será o erro relativo na determinação do volume externo. Sendo assim, o volume do cilindro deve

ser próximo daquele da amostra.

3.3 Determinação dos teores de K, U e Th

Para a determinação das concentrações de potássio, urânio e tório, coletamos de 2 a 3 kg de rocha sã e moemos cerca de 1,4 kg reduzindo-o para uma granulometria de areia fina. Depois de homogeneizada, cada amostra foi acondicionada em potes idênticos de 125 mm de diâmetro e 40 mm de altura, enchendo-os totalmente – nas amostras analisadas, a massa nos potes ficou entre 800 e 900 g, próxima daquelas dos padrões utilizados na calibração absoluta dos detectores.

Os teores de K, U e Th nas rochas foram determinados por espectrometria gama, que é uma técnica bem estabelecida e descrita por vários autores (Adams e Gasparini, 1970; Ribeiro e Roque, 2001; Alves Jr., 2004; Sapucaia, 2004).

Para a medida dos teores de K, U e Th, no campo, utilizamos um espectrômetro gama portátil modelo GS-512 da Geofisika com um detector de cintilação de INa(Tl) de 76,2 mm x 76,2 mm. Este sistema possui 512 canais e memória de 520 Kb a qual permite armazenar até cerca de 4.000 espectros. A Figura 3.3 mostra o espectrômetro operando numa medida *in situ*.



Figura 3.3: Medidas em campo usando o espectrômetro gama portátil GS-512.

Nas medidas por espectrometria gama *in situ* utilizamos um tempo de contagem de 3 min com o detector apoiado em faces planas das rochas, garantindo, desta maneira, condições geométricas similares às utilizadas na calibração do espectrômetro. Essas medidas serviram

para orientar-nos sobre os tipos de rocha presentes num dado afloramento e para diferenciar as várias litologias a serem amostradas. Isto porque, ainda que a medida gama de um determinado ponto de rocha de um afloramento seja influenciada pela emissão gama de todas as rochas circunvizinhas, ela permite distinguir corpos de rochas com níveis de radioatividades diferentes. Do mesmo modo, com medidas dos teores de K, U e Th realizadas em rochas de afloramentos próximos, foi possível decidir sobre a necessidade de amostrar-se determinada rocha.

No laboratório, medimos os teores de K, U e Th utilizando dois espectrômetros gama, identificados como detectores 3 e 4, ambos com detectores de cintilação de INa(Tl) de 101,6 mm x 76,2 mm. Para reduzir a radiação de fundo do sistema, os detectores operam no interior de castelos de chumbo independentes, ambos com dimensões externas de 73 cm x 86 cm x 73 cm e paredes de 12 cm de chumbo e 0,5 cm de cobre (internamente), instalados em uma sala subterrânea climatizada, localizada no Laboratório de Física Nuclear Aplicada (LFNA) da UFBA. As resoluções (FWHM), para os detectores 3 e 4, são apresentadas na Tabela 3.1. O programa para obtenção dos espectros e tratamento de dados foi o MAESTRO B32, versão 5.34. Os dois espectrômetros gama com os dois castelos são mostrados na Figura 3.4.

Isótopos	Energias (γ) (keV)	Resolução (FWHM) (%)	
		Detector 3	Detector 4
Cs ¹³⁷	662	10,5	10,0
K ⁴⁰	1.461	7,7	8,6
Tl ²⁰⁸	2.614	4,8	4,6

Tabela 3.1: Resolução dos detectores 3 e 4 para o Cs¹³⁷, K⁴⁰ e Tl²⁰⁸.

Na geometria de contagem utilizada, os potes foram assentados diretamente no detector. O tempo de contagem foi, em geral, de 30.000 s e o ruído de fundo integrado em 25 h. O controle da deriva dos espectros foi feito, a cada início de contagem de uma nova amostra, ajustando a posição do fotopico de 662 keV do Cs¹³⁷ no canal 182 em ambos os detectores. Nas condições de laboratório, as derivas observadas ficaram em torno de 2 canais.

3.3.1 Análise dos espectros

O espectro gama obtido na contagem da amostra, subtraído o ruído de fundo, constitui o espectro da amostra, o qual consiste nas contribuições dos emissores gama presentes na



Figura 3.4: Espectrômetros gama localizados no LFNA da UFBA. Castelos, fontes de alimentação dos detectores, sistema conversor analógico digital e computador de controle.

rocha. Esses emissores são, principalmente, o K^{40} , os membros da série do U^{238} , destacando-se o Bi^{214} , e os membros da série do Th^{232} , principalmente o Tl^{208} . A determinação dos teores de K, U e Th com o auxílio desses radioisótopos pressupõe que: (i) a razão K^{40}/K_{total} seja constante nas rochas (isto se tem observado amplamente); (ii) a série do U^{238} esteja em equilíbrio secular – para que a atividade medida do Bi^{214} seja igual àquela do U^{238} ; e (iii) a série do Th^{232} esteja, também, em equilíbrio secular.

Aceitos estes pressupostos, definimos três faixas distintas de energia no espectro, denominadas janelas: a janela “1” inclui o fotopico 1.460 keV do K^{40} ; a “2” o fotopico de 1.760 keV do Bi^{214} ; e a “3” o fotopico de 2.614 keV do Tl^{208} . Como no espectro da amostra existem apenas as contribuições dos elementos K, U e Th, a massa S_N do elemento S, na amostra N, pode ser obtida pela expressão:

$$S_N = \sum m_{ij} A_{j,N} \quad (3.4)$$

onde i representa o elemento químico (K=1, U=2 e Th=3), j indica as janelas (“1”, “2” e “3”), $A_{j,N}$ as taxas de contagem da amostra N na janela j (subtraído o ruído de fundo) e m_{ij} os coeficientes a determinar. A letra S é o símbolo do elemento químico (K, U e Th) e representa sua massa.

As massas dos três elementos na amostra podem ser escritas como

$$K_N = \sum_{j=1}^3 m_{1j} A_{j,N} \quad U_N = \sum_{j=1}^3 m_{2j} A_{j,N} \quad Th_N = \sum_{j=1}^3 m_{3j} A_{j,N} \quad (3.5)$$

Em cada uma dessas equações existem três incógnitas, totalizando nove coeficientes m_{ij} . Esses coeficientes são determinados medindo-se as atividades $A_{j,N}$, nas três janelas (subtraído o ruído de fundo), de três padrões ($N=1$, $N=2$ e $N=3$), onde as massas de K, U e Th são conhecidas.

Determinados os coeficientes m_{ij} , os teores de potássio C_K (em %), de urânio C_U (em ppm) e de tório C_{Th} (em ppm) na amostra são obtidos pelas equações

$$C_K = \frac{10^2}{Mt} (m_{11}J_1 + m_{12}J_2 + m_{13}J_3) \quad (3.6)$$

$$C_U = \frac{10^6}{Mt} (m_{21}J_1 + m_{22}J_2 + m_{23}J_3) \quad (3.7)$$

$$C_{Th} = \frac{10^6}{Mt} (m_{31}J_1 + m_{32}J_2 + m_{33}J_3) \quad (3.8)$$

onde M é a massa da amostra, t é o tempo de contagem e J_1 , J_2 e J_3 são as contagens no tempo t (subtraído o ruído de fundo) nas janelas “1”, “2” e “3”, respectivamente. É importante enfatizar que estas equações só são válidas se as amostras e os padrões forem contados na mesma geometria.

3.3.2 Definição das janelas

Na Tabela 3.2, indicamos as faixas de energia das janelas utilizadas no laboratório e o fotopico principal incluído em cada janela.

Janelas	Fotopico principal (keV)	Faixas de energias (keV)	
		Detector 3	Detector 4
“1”	1.461	887,3 a 1.614	878,2 a 1.614
“2”	1.764	1.636 a 2.039	1.636 a 2.039
“3”	2.614	2.061 a 2.814	2.062 a 2.814

Tabela 3.2: Janelas dos espectros gama para a determinação dos teores de K, U e Th com os detectores 3 e 4.

3.3.3 Geometria de contagem

Um fator importante na calibração absoluta é a geometria de contagem. Como apenas parte da radiação emitida pela amostra é registrada pelo detector, faz-se necessário que amostras e padrões sejam posicionados num mesmo modo no detector. Para isso, acondicionamos as amostras e os padrões em potes de iguais dimensões, os quais foram dispostos de modo idêntico sobre o detector.

3.3.4 Padrões

A calibração absoluta no laboratório foi realizada utilizando três padrões com massas dos elementos K, U e Th conhecidas e escolhidas de modo que as concentrações destes elementos ficassem nas faixas observadas nas rochas. Esses padrões combinados foram preparados diluindo-se alíquotas dos padrões RGK-1, RGU-1 e RGTh-1, fornecidos pela Agência Internacional de Energia Atômica, numa matriz de quartzito, onde os teores K, U e Th são desprezíveis. Na Tabela 3.3, apresentamos as composições dos padrões “1”, “2” e “3” utilizados neste trabalho, com a indicação da massa e a concentração dos elementos K, U e Th. O ruído de fundo foi obtido contando-se uma amostra do quartzito na mesma geometria de contagem e integrado em 25 h.

Padrões	Massa da amostra (g)	Massa dos elementos			Teores dos elementos		
		K (g)	U (10^{-3} g)	Th (10^{-3} g)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
“1”	838,20	41,910	1,6760	4,1910	5,00	2,00	5,00
“2”	836,53	4,183	0,1255	4,1830	0,50	15,00	5,00
“3”	834,17	4,171	1,6680	0,3336	0,50	2,00	40,00

Tabela 3.3: Dados da massa e dos teores de K, U e Th nos padrões combinados.

3.3.5 Obtenção das equações das concentrações

Utilizando as Equações 3.5 e os valores da Tabela 3.3, calculamos os coeficientes m_{ij} , os quais, substituídos nas Equações 3.6 a 3.8, definem as equações que determinam as concentrações de potássio (em %), urânio (em ppm) e tório (em ppm) para o detector 3

$$C_K = \frac{1}{Mt}(897,48J_1 - 2.892,3J_2 - 1.225,9J_3) \quad (3.9)$$

$$C_U = \frac{1}{Mt}(-872,31J_1 + 16.154J_2 - 5.225,6J_3) \quad (3.10)$$

$$C_{Th} = \frac{1}{Mt}(578,16J_1 - 10.730J_2 + 28.980J_3) \quad (3.11)$$

e para o detector 4

$$C_K = \frac{1}{Mt}(697,08J_1 - 2.341,7J_2 - 924,84J_3) \quad (3.12)$$

$$C_U = \frac{1}{Mt}(6,1211J_1 + 12.998J_2 - 5.791,5J_3) \quad (3.13)$$

$$C_{Th} = \frac{1}{Mt}(-2,0273J_1 - 7.295,6J_2 + 27.720J_3) \quad (3.14)$$

Nessas equações, M é a massa da amostra em gramas, J_1 , J_2 e J_3 são as contagens, no tempo t, nas janelas “1”, “2” e “3”, respectivamente e t é o tempo de contagem.

3.3.6 Nível crítico, limite de detecção e limite de determinação quantitativa

Neste trabalho, o nível crítico N_c , o limite de detecção L_D e o limite de determinação quantitativa L_Q , para os valores medidos, foram obtidos segundo Currie (1968) pelas equações

$$N_c = k\sigma_0 \quad (3.15)$$

$$L_D = k^2 + 2N_c \quad (3.16)$$

$$L_Q = \frac{k_Q^2}{2} \left[1 + \left(1 + \frac{4\sigma_0^2}{k_Q^2} \right)^{\frac{1}{2}} \right] \quad (3.17)$$

com

$$\sigma_0^2 = \mu_R + \frac{\mu_R}{n} \quad (3.18)$$

onde se assume que o valor médio μ_R é derivado de n observações do ruído de fundo.

Para o cálculo de σ o ruído de fundo foi integrado em 25 h, tomamos $k = 1,645$ e um desvio padrão relativo máximo permitido desejável de 10 % ($k_Q=10$) nas atividades líquidas de todas as janelas.

Nas Tabelas 3.4 e 3.5, mostramos os valores do ruído de fundo, do nível crítico e dos limites de detecção e de determinação, em contagem por hora (cph), nas três janelas dos detectores 3 e 4.

Detector 3	Ruído de Fundo (cph)	N _C (cph)	L _D (cph)	L _Q (cph)
Janelas				
“1”	2711 ± 73	17,30 ± 0,46	34,37 ± 0,92	106,2 ± 2,9
“2”	697 ± 26	8,68 ± 0,32	17,48 ± 0,65	54,8 ± 2,0
“3”	549 ± 23	8,43 ± 0,35	15,53 ± 0,65	48,9 ± 2,0

Tabela 3.4: Ruído de fundo, nível crítico e limites de detecção e de determinação para o detector 3, expressos em contagem por hora.

Detector 4	Fundo (cph)	N _C (cph)	L _D (cph)	L _Q (cph)
Janelas				
“1”	2743 ± 52	17,23 ± 0,32	34,57 ± 0,66	106,8 ± 2,9
“2”	512 ± 25	7,44 ± 0,36	15,00 ± 0,73	54,8 ± 2,0
“3”	488 ± 18	7,27 ± 0,35	14,64 ± 0,54	48,9 ± 2,0

Tabela 3.5: Ruído de fundo, nível crítico e limites de detecção e de determinação para o detector 4, expressos em contagem por hora.

Os limites médios de determinação quantitativa do laboratório, expressos em concentrações, foram obtidos comparando-se as contagens líquidas médias dos limites de determinações com as contagens líquidas dos padrões nas respectivas janelas. No detector 3, estes limites são: (0,0220 ± 0,0007) % para o K; (0,1891 ± 0,0071) ppm para U; e (0,402 ± 0,017) ppm para o Th. No que concerne ao detector 4, foram identificados: (0,0211 ± 0,0004) % para o K; (0,1688 ± 0,0082) ppm para U e (0,366 ± 0,017) ppm para o Th.

3.4 Taxa de produção de calor radiogênico

A taxa de produção do calor radiogênico nas rochas é uma propriedade petrofísica que não sofre influência da pressão e temperatura locais, dependendo exclusivamente dos teores dos radioelementos K, U e Th e das constantes de produção de calor radiogênico (Q_i) de cada elemento, as quais são funções da meia-vida dos radionuclídeos e da fração da energia do decaimento absorvida pela rocha. A constante Q_i é dada por

$$Q_i = \frac{N_A \ln 2}{M_i T_i} E_i \quad (3.19)$$

onde, N_A é o número de Avogadro, M_i e T_i são a massa atômica e a meia-vida do radioisótopo i , respectivamente e E_i é a energia absorvida. Na Tabela 3.6, apresentamos os valores de Q para os principais radioisótopos geradores de calor.

Radioisótopos	Q (W kg ⁻¹)
K (natural)	3,48 x 10 ⁻⁹
U ²³⁸	9,17 x 10 ⁻⁵
U ²³⁵	5,75 x 10 ⁻⁴
U (natural)	9,52 x 10 ⁻⁵
Th (natural)	2,56 x 10 ⁻⁵

Tabela 3.6: Taxa de geração de calor dos principais radioisótopos naturais.

A potência de calor radiogênico gerado por quilo de rocha, A , é dada por

$$A = Q_i C_i \quad (3.20)$$

onde C_i é a concentração do radioelemento em peso. Considerando os valores Q dos radioelementos, dados na Tabela 3.6, a taxa de produção de calor radiogênico, em μWkg^{-1} , é expressa por

$$A = 10^{-5}(3,48C_K + 9,52C_U + 2,56C_{Th}) \quad (3.21)$$

onde, C_K é dado em % e C_U e C_{Th} em ppm.

Por metro cúbico de rocha, a taxa de produção de calor em μWm^{-3} é:

$$A = 10^{-5}\rho(3,48C_K + 9,52C_U + 2,56C_{Th}) \quad (3.22)$$

onde ρ é a densidade da rocha (kg m^{-3}). Na Tabela 1.2, apresentamos a produção volumétrica de calor radiogênico de algumas rochas ígneas, metamórficas e sedimentares (Rybarch, 1986).

3.5 Propriedades térmicas das rochas

Métodos que se fundamentam nas conduções estacionária e transitória de calor são usados em laboratórios para a determinação da condutividade térmica em rochas. No primeiro caso, uma técnica utilizada é a da barra dividida, entretanto, sua aplicação é limitada por exigir amostras em formato cilíndrico e com faces paralelas e polidas. Embora a reprodutibilidade das medidas com os equipamentos que usam este princípio seja muito boa (menor do que 2%), o tempo para o sistema alcançar o estado estacionário de condução de calor pode ser de 20 minutos a várias horas, dependendo da concepção do projeto do equipamento (Carvalho, 1981). No caso dos métodos fundamentados na condução transitória de calor, como o do modelo do fio quente, diferem entre si pelo tipo de sensor de temperatura utilizado, pela geometria da rocha para a realização da medida de condutividade térmica e pelo tipo de fonte

de calor. Nestes casos, o preparo da amostra é simples e o tempo de medida da condutividade térmica é menor do que 10 minutos. Atualmente, até em apenas alguns segundos podem ser obtidos os parâmetros térmicos aplicando-se a técnica do regime transitório conhecida como *flash*. Nestas medidas é garantida uma alta precisão, porém, com custos muito elevados.

No presente trabalho, foi usado o analisador de propriedades térmicas Quickline™ - 30, da Anter Corporation, mostrado na Figura 3.5, que aplica a técnica da medição de transientes de temperatura. Este medidor está equipado com sondas planas apropriadas para amostras rochosas, calibradas para medir condutividade térmica na faixa de $0,70$ a $6,0 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ com erro de 10%. A reprodutibilidade das medidas é de 3% para ambas as sondas.



Figura 3.5: Analisador Quickline™-30 na medida de propriedades térmicas.

Os valores de condutividade térmica, difusividade térmica e capacidade calorífica volumétrica são fornecidos pelo instrumento, obtidos indiretamente mediante medidas de temperatura e tempo e com a aplicação das relações entre estas grandezas.

As amostras medidas possuem diâmetros acima de 6 cm e espessuras acima de 1,5 cm, contornando, desta maneira, o problema da perda de calor no corpo da sonda. Além do mais, a superfície medida foi polida, garantindo um contato total entre a rocha e a sonda, evitando-se, assim, a necessidade de utilizar pastas térmicas.

3.6 Relação entre os perfis verticais de geração de calor radiogênico da borda oeste do Bloco Jequié e das Bacias de Camamu e Almada

O embasamento cristalino das bacias de Camamu e Almada é caracterizado, sobretudo, por rochas do Cinturão Itabuna. Em menor proporção, também formam este embasamento rochas do Bloco Jequié, como charnoquitos e enderbitos, granito de Teolândia e granodiorito de Moenda associados a anfibolitos pertencentes à banda de Ipiau, e sienitos e diques máficos neoproterozóicos (Sapucaia, 2004).

Sapucaia (2004), descreve as principais litologias do embasamento de Camamu e Almada, destacando que metatonalitos, deformados e metamorfizados na *facies* granulito, são as rochas mais abundantes naquela região. Aponta que, no campo, estas rochas apresentam-se geralmente bandadas, com níveis de 1 a 3 cm e exibem foliação com atitudes em torno de N15° E e mergulhos subverticais, coloração verde-acinzentada e granulação de média a grossa. Estas rochas serão consideradas, neste trabalho, como enderbitos de Camamu e Almada. A idade Pb-Pb (zircão) dessas rochas é aproximadamente 2,63 Ga, segundo aquela autora. Nessa litologia, a autora reporta uma taxa média de produção de calor radiogênico de $(0,29 \pm 0,19) \mu\text{Wm}^{-3}$. Ela conclui que, provavelmente, a produção de calor radiogênico do embasamento da bacia de Camamu é devida, principalmente, aos enderbitos. Fundamenta seu posicionamento no fato de que uma vez que estas rochas ocorrem, em maior área, na borda da bacia, possivelmente são predominantes em sua base. Conclui, também, que na bacia de Almada além dos enderbitos, os sienitos contribuem com o calor radiogênico.

A pesquisa supracitada infere que como o embasamento cristalino das bacias de Camamu e Almada é, na maioria, representado por rochas arqueanas e paleoproterozóicas na *facies* granulito, possivelmente, a taxa de produção de calor radiogênico não sofre variação em profundidade, já que esse tipo de ambiente metamórfico caracteriza a base da crosta continental.

Considerando que, no Cráton do São Francisco, os enderbitos do embasamento das Bacias de Camamu e Almada são os mais próximos do Bloco Jequié, supomos que os enderbitos que afloram na superfície de Camamu e Almada são iguais aos que se encontram na crosta inferior do Bloco Jequié. Dessa maneira, conhecendo uma distribuição vertical da produção de calor radiogênico na crosta da borda oeste do bloco Jequié e na posse dos dados de produção de calor radiogênico nas bacias de Camamu e Almada, podemos avaliar a contribuição do calor produzido na crosta para o fluxo de calor local.

4

Resultados e discussões

As seções realizadas na área de estudo, borda ocidental do Bloco Jequié, permitiram o reconhecimento de dois grupos de rochas com características petrográficas bem distintas, um de composição granítica e outro de composição predominantemente tonalítica. Ambos os grupos apresentam uma zoneografia metamórfica variando de oeste para leste, da *facies* anfíbolito para a granulito. Assim, para cada um desses grupos, foram definidas duas unidades, uma na *facies* anfíbolito e sua equivalente na *facies* granulito. Essa correspondência é estabelecida considerando que a composição química da rocha metamórfica é igual à da ígnea original, exceto pela adição ou remoção de fases voláteis como H₂O e CO₂. Dessa forma, os dois grupos são caracterizados:

Grupo de composição granítica

- unidade “A”, na *facies* granulito (hornblenda charnoquitos) e
- unidade “C”, na *facies* anfíbolito (hornblenda ortognaisses graníticos).

Grupo de composição tonalítica

- unidade “B”, na *facies* granulito (enderbitos) e
- unidade “D”, na *facies* anfíbolito (biotita ortognaisse tonalítico).

Com base em evidências geológicas e geofísicas, consideramos que as unidades litológicas denominadas de charnoquitos (“A”), enderbitos (“B”), granitos (“C”) e tonalitos (“D”) formam duas seções verticais expostas da crosta: “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”. Admitindo que

essas rochas foram afetadas por um segundo episódio de deformação isoclinal, com planos axiais mergulhando 30° E (que afetou uma foliação pré-existente), e que as regiões centrais das unidades enderbíticas e tonalíticas correspondem a zonas de charneiras de antiformes desse segundo episódio, representamos as retas d_1 e d_2 , na Figura 3.1, que correspondem à localização dos enderbitos e tonalitos mais profundos, respectivamente. Assim, à medida que nos distanciamos dessas retas, pelas trajetórias r_1 (“C”-“A”-“B”) e r_2 (“C”-“D”-“B”), estamos caminhando na vertical da crosta. Os charnoquitos dispõem-se em sinformes do referido episódio de deformação. A falha de empurrão na interface entre os granitos e charnoquitos, representada, na Figura 3.1, por f_1 , pertence a um sistema responsável pela exumação do bloco na *facies* granulito, possibilitando o afloramento de enderbitos e charnoquitos. A falha f_2 , transversal, foi evidenciada no campo e confirmada no mapa magnético da primeira derivada vertical mostrado no Anexo II – os mapas magnéticos e cintilométricos de levantamentos aerogeofísicos realizados em 2007 foram fornecidos pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. Nos Anexos III e IV são apresentados os mapas do campo magnético e sinal analítico, respectivamente.

De um total de 101 amostras selecionamos 85 como representativas das unidades “A”, “B”, “C” e “D”. Essas amostras são citadas como “litologias típicas” sendo usado o símbolo “o” para referir-nos a elas nos gráficos apresentados neste capítulo. Às restantes, por serem pouco frequentes na região, referimo-nos como “litologias atípicas” e as representamos pelo símbolo “ Δ ”. No Anexo V, apresentamos as localizações das amostras coletadas em cada unidade, onde as células sombreadas de cinza correspondem às amostras atípicas. As 85 amostras das “litologias típicas” foram coletadas em 79 pontos distintos, conforme o Anexo V, e incluem rochas nas *facies* anfíbolito e granulito, sendo que 20 pontos pertencem à unidade “A”, 14 à “B”, 25 à “C” e 20 à “D”.

Nas amostras coletadas, identificamos as *facies* metamórficas em que foram formadas as rochas e determinamos as densidades; os teores de potássio, urânio e tório; as taxas volumétricas de produção de calor radiogênico; as razões U/Th, U/K e Th/K e parâmetros térmicos como a condutividade, a difusividade e o calor específico. Nas amostras mais representativas das diferentes litologias determinamos as composições químicas das rochas.

A análise da influência das *facies* metamórficas na produção de calor radiogênico tem sido recentemente objeto de várias pesquisas obtendo-se resultados variados. Neste sentido, é importante comparar os resultados obtidos para as diferentes *facies* fixando a composição química das rochas, ou seja, os cálculos realizados devem envolver, apenas, as amostras típicas de cada litologia. Assim, comparamos amostras na *facies* granulito com suas correspondentes na *facies* anfíbolito, ou seja, “A” com “C” e “B” com “D”. As composições químicas

de algumas rochas representativas dessas litologias são apresentadas no Anexo VI.

Na crosta, foram construídos os perfis verticais dos teores de U, Th e K, da densidade, da produção de calor radiogênico e da condutividade térmica para as seções “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”. Nos cálculos realizados, incluímos todas as amostras coletadas nos Blocos “A”, “B”, “C” e “D” projetadas nas linhas r_1 e r_2 , uma vez que estamos interessados em caracterizar todos os constituintes de uma profundidade crustal. No caso de existirem, num mesmo ponto, rochas típicas e atípicas, a estas foi atribuído um peso de 10% e àquelas de 90%.

4.1 Caracterização petrográfica

A visualização de lâminas delgadas no microscópio petrográfico permitiu a classificação das amostras. As rochas do grupo de composição granítica apresentam coloração cinza-esverdeada, quando na *facies* granulito, e creme-acizentadas, quando na *facies* anfibolito. Essas rochas são homogêneas, com granulação média e estrutura foliada caracterizada pela orientação dos minerais máficos. Suas composições mineralógicas são formadas por: quartzo (10 a 45 %); mesopertita ou feldspato pertítico (30 a 65 %); plagioclásio (15 a 35 %), raramente antipertítico, com teores em anortita de 11 a 24 %; hornblenda castanho-esverdeada (1 a 15 %); clinopiroxênio (0 a 7 %); ortopiroxênio (0 a 3 %); olivina férrica (0 a 3 %), a qual é ausente em amostras com ortopiroxênio; biotita, com cores variando de castanho a vermelha; e pelos acessórios, zircão, apatita, alanita, magnetita e ilmenita. Nos Anexos VII e VIII, mostramos imagens, obtidas no microscópio petrográfico binocular Carl Zeiss, de charnoquitos (unidade “A”) e de granitos (unidade “C”), respectivamente (Marinho, 1991).

As principais características microscópicas da *facies* granulito nas rochas da unidade charnoquítica (“A”) são:

- presença de mesopertitas e microclinas pertíticas;
- plagioclásios com teores de anortita entre 18 e 24%;
- hornblendas castanho-esverdeadas ricas em titânio e
- presença de ortopiroxênio ou de olivina + quartzo.

As feições microscópicas da *facies* anfibolito na unidade granítica (“C”) são:

- presença de microclinas não pertíticas;
- plagioclásios com teores de anortita entre 11 e 17 %;
- hornblendas verdes e

- ausência de ortopiroxênio ou olivina.

As rochas do grupo de composição predominantemente tonalítica geralmente ocorrem associadas com bandas máficas centimétricas a métricas, apresentando intercalações mais espessas de litologias cálcico-silicáticas, serpentinitos, formações ferríferas bandadas e rochas aluminosas. Exibem coloração cinza-esverdeada, quando na *facies* granulito, e cinza, quando em ambiência da *facies* anfibolito. Essas rochas são de granulação média e com estrutura foliada. Suas composições mineralógicas, predominantemente tonalíticas, são formadas por: quartzo (20 a 40 %); plagioclásio antipertítico (20 a 75 %); mesopertita e microclina pertítica (5 a 70 %); biotita vermelha (0 a 8 %); ortopiroxênio (0 a 8 %); rara granada almandina; e por acessórios como zircão, apatita, magnetita e ilmenita. Nos Anexos IX e X, mostramos imagens, obtidas no microscópio petrográfico binocular Carl Zeiss, das amostras EmMa 099 e EmMa 082, típicas das unidades “B” e “D”, respectivamente.

As características distintivas entre as *facies* granulito e anfibolito das rochas do grupo com composição tonalítica são, para a unidade enderbítica (“B”):

- presença de mesopertitas e microclinas pertíticas;
- biotitas avermelhadas ricas em titânio e
- presença de ortopiroxênio;

e, para a unidade tonalítica (“D”):

- presença microclinas não pertíticas;
- biotita castanha e
- ausência de ortopiroxênio.

4.2 Profundidades crustais

Marinho (1991), para estabelecer as condições de pressão e temperatura na formação das várias paragêneses, aplicou geobarômetros em rochas na *facies* granulito localizadas na região de estudo. Esse autor concluiu que suas amostras atingiram o equilíbrio a pressões entre 0,65 e 0,8 GPa. Utilizando o diagrama de classificação de Winter (2001), Figura 4.1, vemos que essa faixa de pressão corresponde a temperaturas entre 700 e 930°C para os granulitos. Estes dados indicam que as profundidades crustais das amostras coletadas por Marinho (1991) encontram-se na faixa de 22 a 27 km. Esses valores são característicos de um metamorfismo da série de média P/T como se observa na Figura 4.1.

Para as rochas na *facies* anfibolito, as condições de equilíbrio foram obtidas no diagrama

da Figura 4.1, sendo a pressão máxima dessa *facies* a mínima na *facies* granulito. A pressão mínima dos anfibolitos é o menor valor correspondente à série de média P/T dessa *facies*. Desta maneira concluímos que os anfibolitos formaram-se a pressões entre 0,5 e 0,65 GPa e a temperaturas entre 530 e 700°C, em profundidades na faixa de 16 a 22 km.

As *facies* metamórficas das amostras coletadas são apresentadas no Anexo XI. As células sombreadas de cinza correspondem às litologias atípicas amostradas na região.

Na Figura 4.1, também pode ser constatado que, na série de média P/T, a *facies* anfibolito estende-se de 16 km a 22 km e a granulito de 22 km a 36,5 km. A maiores pressões, a *facies* granulito estende-se até 51 km, sendo os 2 últimos quilômetros, aproximadamente, uma faixa de transição para a *facies* ecogilito.

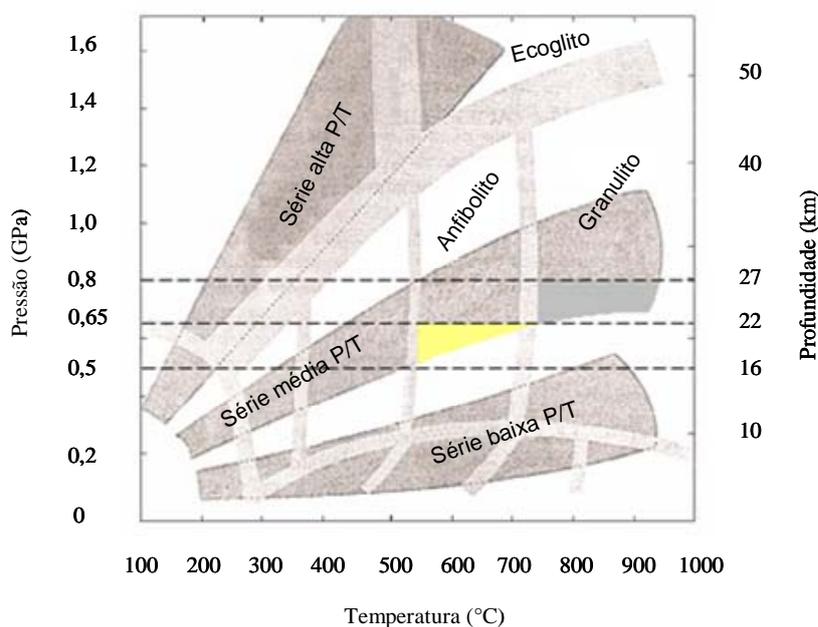


Figura 4.1: Séries metamórficas, condições de equilíbrio e profundidades crustais das rochas nas *facies* granulito, anfibolito e ecogilito, segundo Winter (2001).

Podemos inferir da análise realizada, a partir da Figura 4.1, que os primeiros 16 km de crosta foram erodidos e, por essa razão, encontramos a *facies* anfibolito na superfície. É conhecido, também, com base em dados gravimétricos, que a crosta, na área estudada, possui uma espessura atual aproximadamente de 35 km (Gomes e Motta, 1980), como pode ser interpretado a partir da Figura 4.2. Sendo assim, podemos concluir que a crosta possuía, aproximadamente, 51 km de espessura na época da sua formação.

Com o objetivo de auxiliar na proposta de um modelo crustal por camadas, elaboramos duas seções geológicas, granito-charnoquito-enderbitito (“C”-“A”-“B”) (Figura 4.3) e granito-

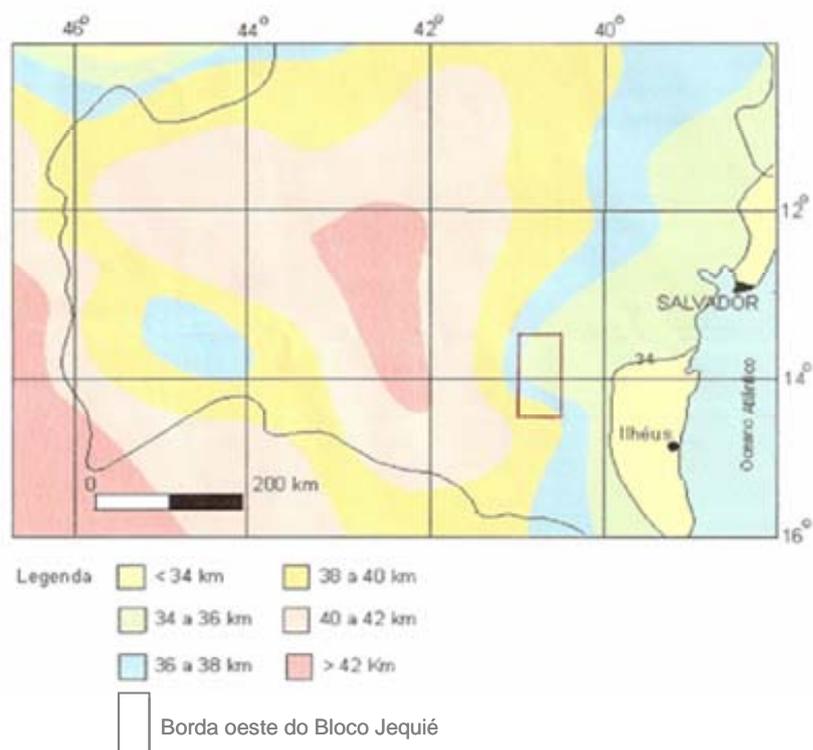


Figura 4.2: Mapa de espessura da crosta com base em dados gravimétricos (modificado de Gomes e Motta, 1980).

tonalito-enderbita (“C”-“D”-“B”) (Figura 4.4), correspondentes às retas r_1 e r_2 da Figura 3.1, respectivamente. A topografia utilizada foi obtida do mapa topográfico da região (SUDENE, 1976), conforme Anexo XII.

As rochas do Bloco Jequié apresentam duas fases de deformação dúctil de idade paleoproterozóica: (i) a primeira, F_1 , onde ocorreram dobras com plano axial sub-horizontal; e (ii) F_2 , que evidencia a progressão da deformação, formando dobras com plano axial sub-vertical, em geral, transpondo os planos da foliação F_1 . Com efeito, podem ser observadas, nas Figuras 4.3 e 4.4, que as unidades geológicas estão separadas por zonas de cisalhamento, evidenciando, em todos os casos, a subida do bloco oriental.

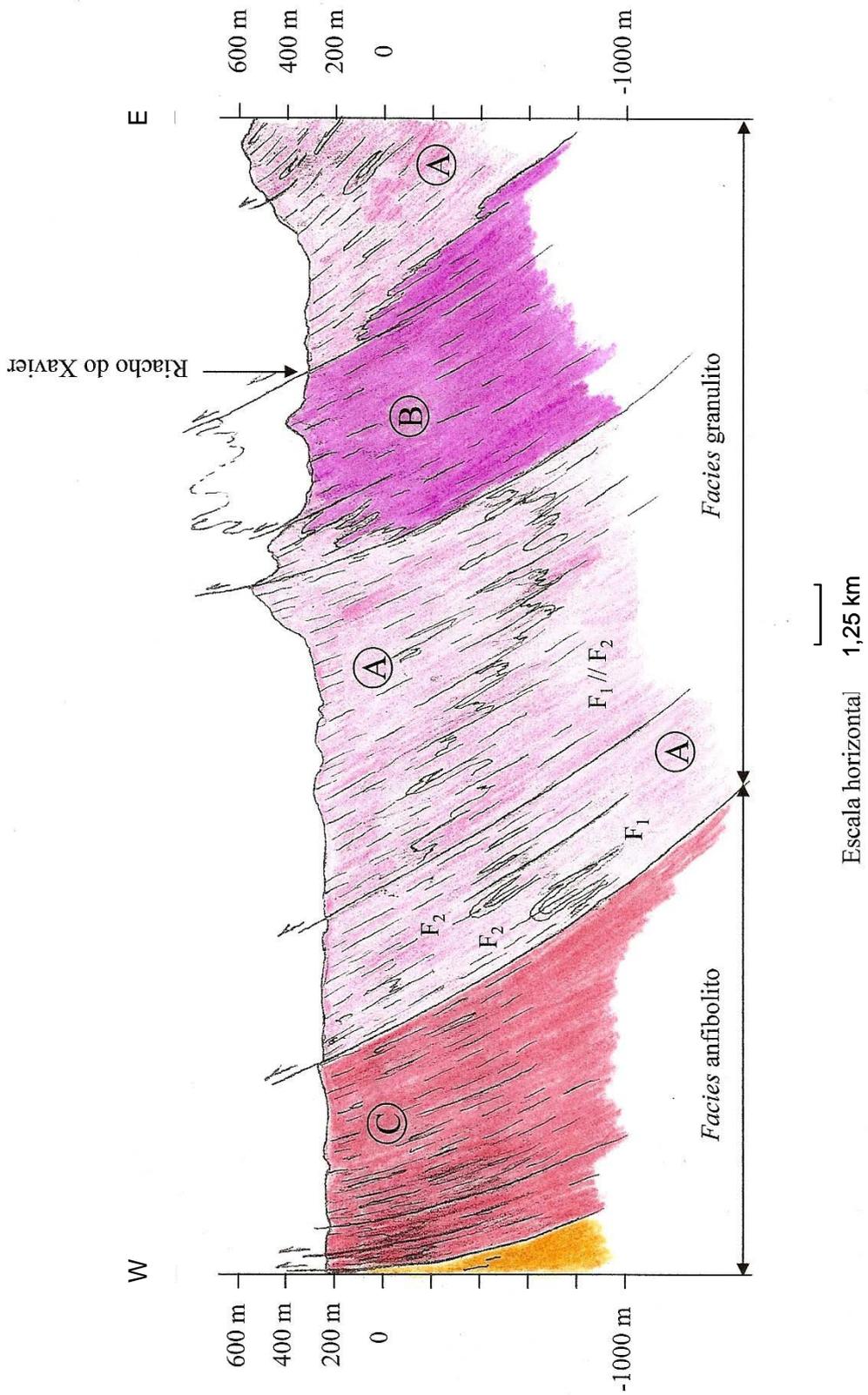


Figura 4-3: Seção geológica para o percurso granito-charnoquito-enderbito ("C"- "A"- "B") (r₁), no sentido leste-oeste, com dobras exibindo charneiras dos episódios de deformação F₁ e F₂.

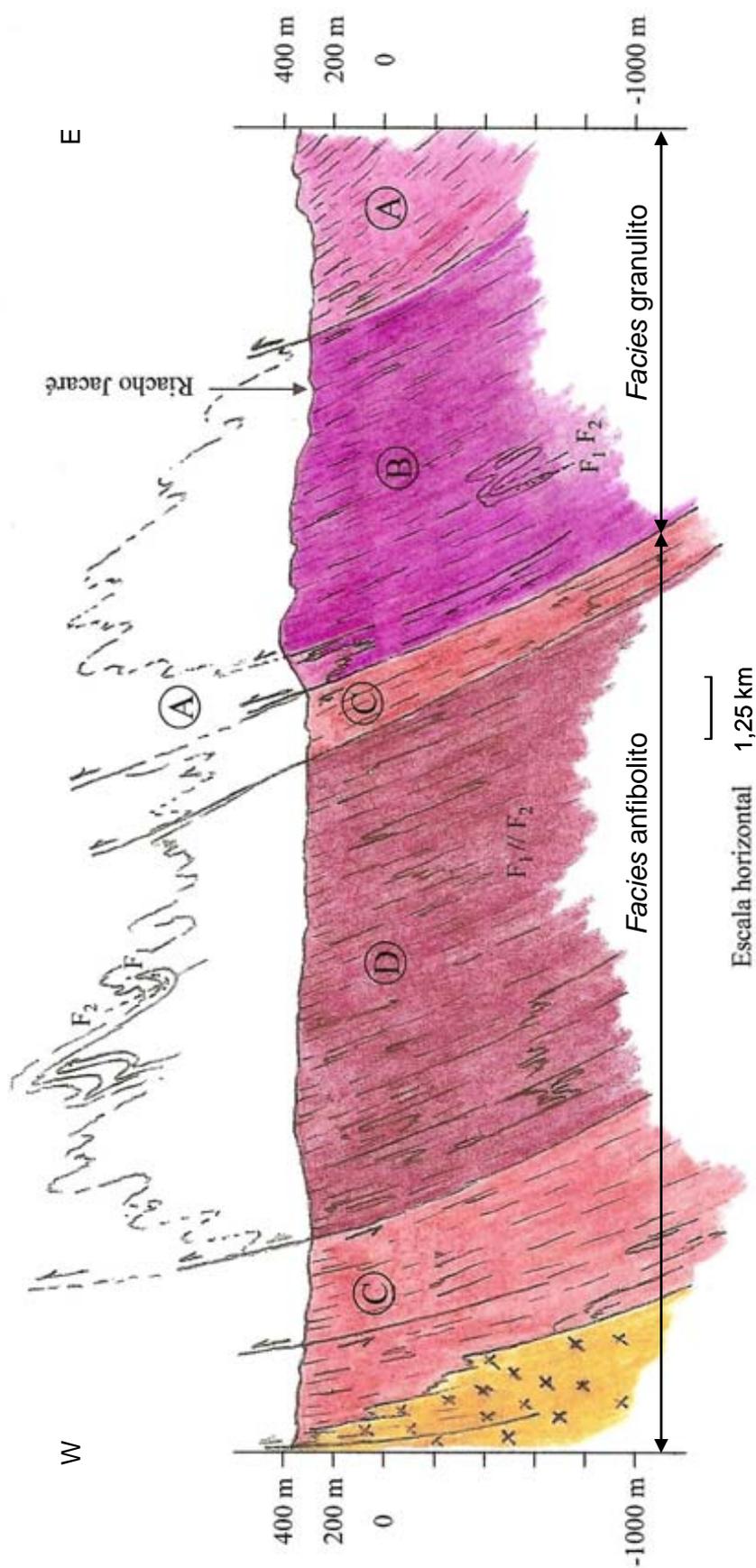


Figura 4.4: Seção geológica para o percurso granito-tonalito-enderbito "C"-D-"B"(r₂), no sentido leste-oeste, com dobras exibindo charneiras dos episódios de deformação F_1 e F_2 .

Na Figura 4.5, representamos as seções verticais da crosta “C”-“A”-“B” (r_1) e “C”-“D”-“B” (r_2) separadas por uma falha que provocou a subida do bloco oriental. As espessuras das camadas foram estimadas a partir das distâncias medidas no campo ao longo dessas seções considerando-se um mergulho de 30 graus. Assim, temos 7,2 km na *facies* anfíbolito e 27,8 km na granulito.

A seção vertical granitos-charnoquitos-enderbitos (“C”-“A”-“B”) compõe-se de um pacote de 16 km de sedimentos e xistos verdes; 7,2 km de granitos, na *facies* anfíbolito; e 4,6 km de charnoquitos e 23,2 km de enderbitos, ambos na *facies* granulito. O pacote de 16 km de sedimentos e xistos verdes foi totalmente erodido, não mais existindo amostras de suas rochas na seção. Foram erodidos, também, os 7,2 km de granitos, apresentando hoje uma superfície composta por charnoquitos.

A seção vertical granitos-tonalitos-enderbitos (“C”-“D”-“B”) está formada por 16 km de sedimentos e xistos verdes; 3,6 km de granitos e 3,6 km de tonalitos, ambos na *facies* anfíbolito; e 27,8 km de enderbitos, na *facies* granulito. Os 16 km de sedimentos e xistos verdes foram totalmente erodidos, expondo uma superfície de granitos. Essa seção encontra-se a uma menor altitude do que a “C”-“A”-“B”, estando mais protegida de agentes naturais e, conseqüentemente, apresentando menor erosão.

O modelo supracitado mostrou-se compatível com o mapeamento geológico realizado por Marinho (1991) na região e com as espessuras crustais reportadas por Gomes e Motta (1980).

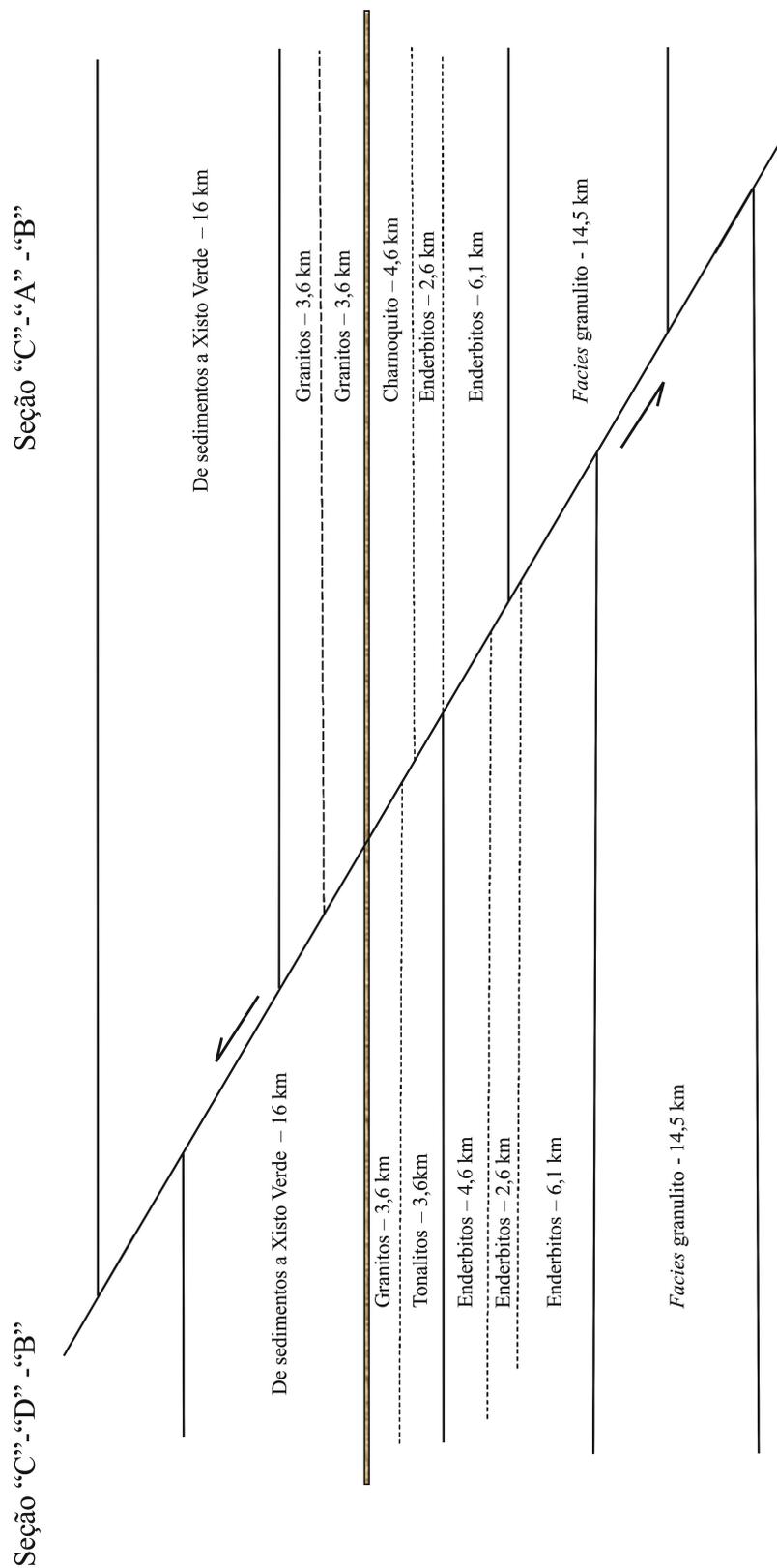


Figura 4.5: Modelo de espessuras crustais na borda oeste do Bloco Jequié nas seções verticais da crosta granito-charnoquito-enderbitito ("C"- "A" - "B") e granito-tonalito-enderbitito ("C"- "D" - "B").

4.3 Densidades das amostras

As densidades medidas são apresentadas no Anexo XI e na Figura 4.6, onde incluímos tanto as amostras típicas quanto as atípicas, ou seja, as que representam a litologia mais comum e aquelas que, embora coletadas nas unidades “A”, “B”, “C” e “D”, não são representativas da região.

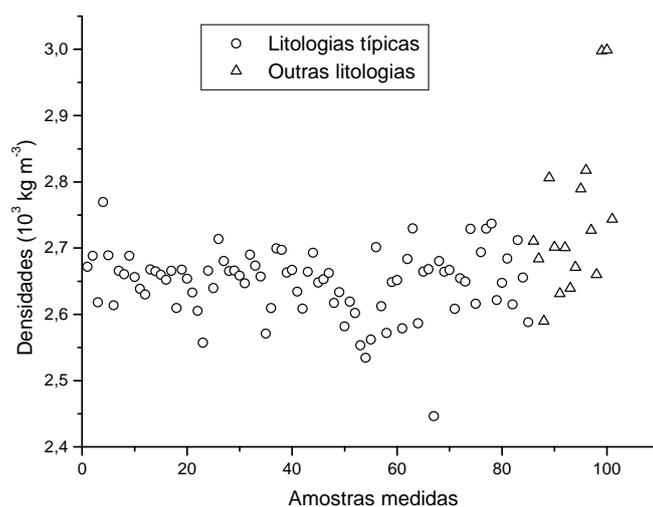


Figura 4.6: Densidades, em kg m^{-3} , de todas as amostras coletadas na região estudada.

Na Figura 4.6, constata-se que os valores de densidade apresentam pouca dispersão em torno da média. Os valores mais altos são os das litologias atípicas, sendo próximos de $3,00 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. A menor densidade, de $2,45 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, é da amostra EmMa 091, que corresponde a um ortognaisse tonalítico localizado na unidade “D”.

Na Figura 4.7, apresentamos as densidades das amostras típicas de cada litologia, com valores aproximadamente constantes, mesmo nas rochas quimicamente diferentes.

Os valores médios de densidade para cada litologia: “A”, “B”, “C” e “D”, com a precisão de um desvio padrão, variam de $(2,620 \pm 0,062) \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, na unidade “D”, a $(2,667 \pm 0,051) \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, na unidade “B”, conforme a Tabela 4.1.

Na *facies* granulito foram medidas 34 amostras típicas: 20 charnoquitos e 14 enderbitos. Naqueles, as densidades variam de $2,6182 \times 10^3$ a $2,7696 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, com média de $(2,664 \pm 0,031) \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. No caso dos enderbitos, os valores medidos encontram-se entre $2,5709 \times 10^3$ e $2,7368 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, com média de $(2,667 \pm 0,051) \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Assim, concluímos que, nesta *facies*, as densidades variam de $2,5709 \times 10^3$ a $2,7696 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, com média de $(2,665 \pm 0,040) \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

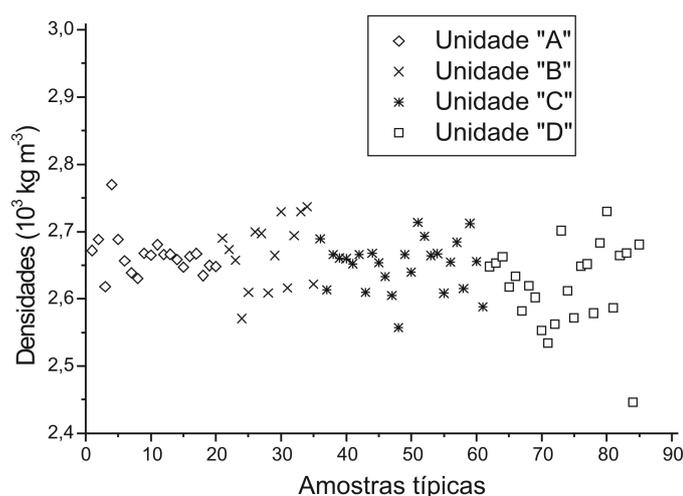


Figura 4.7: Densidades, em kg m^{-3} , das amostras típicas nas diferentes litologias estudadas.

Na *facies* anfibolito foram medidas 45 amostras típicas: 25 granitos e 20 tonalitos. Naqueles, as densidades variam de $2,5572 \times 10^3$ a $2,7137 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, com média de $(2,650 \pm 0,037) \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. No caso dos tonalitos, os valores medidos encontram-se entre $2,4463 \times 10^3$ e $2,7298 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, com média de $(2,620 \pm 0,062) \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Assim, concluímos que, nesta *facies*, as densidades variam de $2,4463 \times 10^3$ a $2,7298 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, com média de $(2,636 \pm 0,052) \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

Considerando as 79 amostras típicas medidas, as densidades variam entre $2,4463 \times 10^3$ e $2,7696 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, com média de $(2,648 \pm 0,050) \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$.

Pontos com amostras típicas	Densidades (10^3 kg m^{-3})		
	Mínimas	Máximas	Médias
Unidade "A" (20)	2,6182	2,7696	$2,664 \pm 0,031$
Unidade "B" (14)	2,5709	2,7368	$2,667 \pm 0,051$
Total na <i>facies</i> granulito (34)	2,5709	2,7696	$2,665 \pm 0,040$
Unidade "C" (25)	2,5572	2,7137	$2,650 \pm 0,037$
Unidade "D" (20)	2,4463	2,7298	$2,620 \pm 0,062$
Total na <i>facies</i> anfibolito (45)	2,4463	2,7298	$2,636 \pm 0,052$
Total de pontos (79)	2,4463	2,7696	$2,648 \pm 0,050$

Tabela 4.1: Densidades mínimas, máximas e médias para as amostras típicas das unidades "A", "B", "C" e "D". Valores para as *facies* granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.

4.4 Concentrações de K, U e Th

As concentrações de K, U e Th, nas rochas, foram calculadas utilizando as Equações 3.9 a 3.14 e os resultados são apresentados no Anexo XIII, junto com as razões U/Th, U/K e Th/K.

Os teores de potássio, em %, de todas as amostras, tanto típicas quanto atípicas, são apresentados na Figura 4.8(a). Verifica-se que nas litologias típicas existe uma grande variação na concentração de potássio, enquanto que nas atípicas abundam os baixos teores desse radioisótopo. Na Figura 4.8, os gráficos (b) e (c) mostram os teores de potássio para as *facies* metamórficas granulito e anfibolito, respectivamente. Nos granulitos, as medidas realizadas nos charnoquitos apresentaram maior média e menor dispersão do que os valores medidos nos enderbitos. No caso dos anfibolitos, a unidade “C”, típica de granitos, teve maiores teores de potássio e pouca dispersão dos dados quando comparada com a unidade “D”, tonalítica. Desta maneira, constata-se a dependência entre a concentração de potássio e a composição química das rochas. Na Figura 4.8, os gráficos (d) e (e) mostram, respectivamente, rochas na *facies* granulito com suas correspondentes quimicamente na *facies* anfibolito, ou seja, “A” com “C” e “B” com “D”. Nota-se que os pares possuem concentrações médias de potássio muito próximas, mesmo estando localizadas as unidades a diferentes profundidades crustais.

Os valores médios das concentrações de potássio para cada litologia: “A”, “B”, “C” e “D”, com a precisão de um desvio padrão, variam de $(2,5 \pm 1,4)$ %, na unidade “B”, a $(4,27 \pm 0,44)$ %, na unidade “A”, conforme a Tabela 4.2.

Pontos com amostras típicas	Concentrações de Potássio (%)		
	Mínimas	Máximas	Médias
Unidade “A” (20)	3,76	5,89	$4,27 \pm 0,44$
Unidade “B” (14)	0,05	4,31	$2,5 \pm 1,4$
Total na <i>facies</i> granulito (34)	0,05	5,89	$3,5 \pm 1,3$
Unidade “C” (25)	2,18	5,59	$4,20 \pm 0,54$
Unidade “D” (20)	1,26	5,58	$2,9 \pm 1,3$
Total na <i>facies</i> anfibolito (45)	1,26	5,59	$3,6 \pm 1,2$
Total de pontos (79)	0,05	5,89	$3,6 \pm 1,2$

Tabela 4.2: Concentrações de potássio mínimas, máximas e médias para as amostras típicas das unidades “A”, “B”, “C” e “D”. Valores para as *facies* granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.

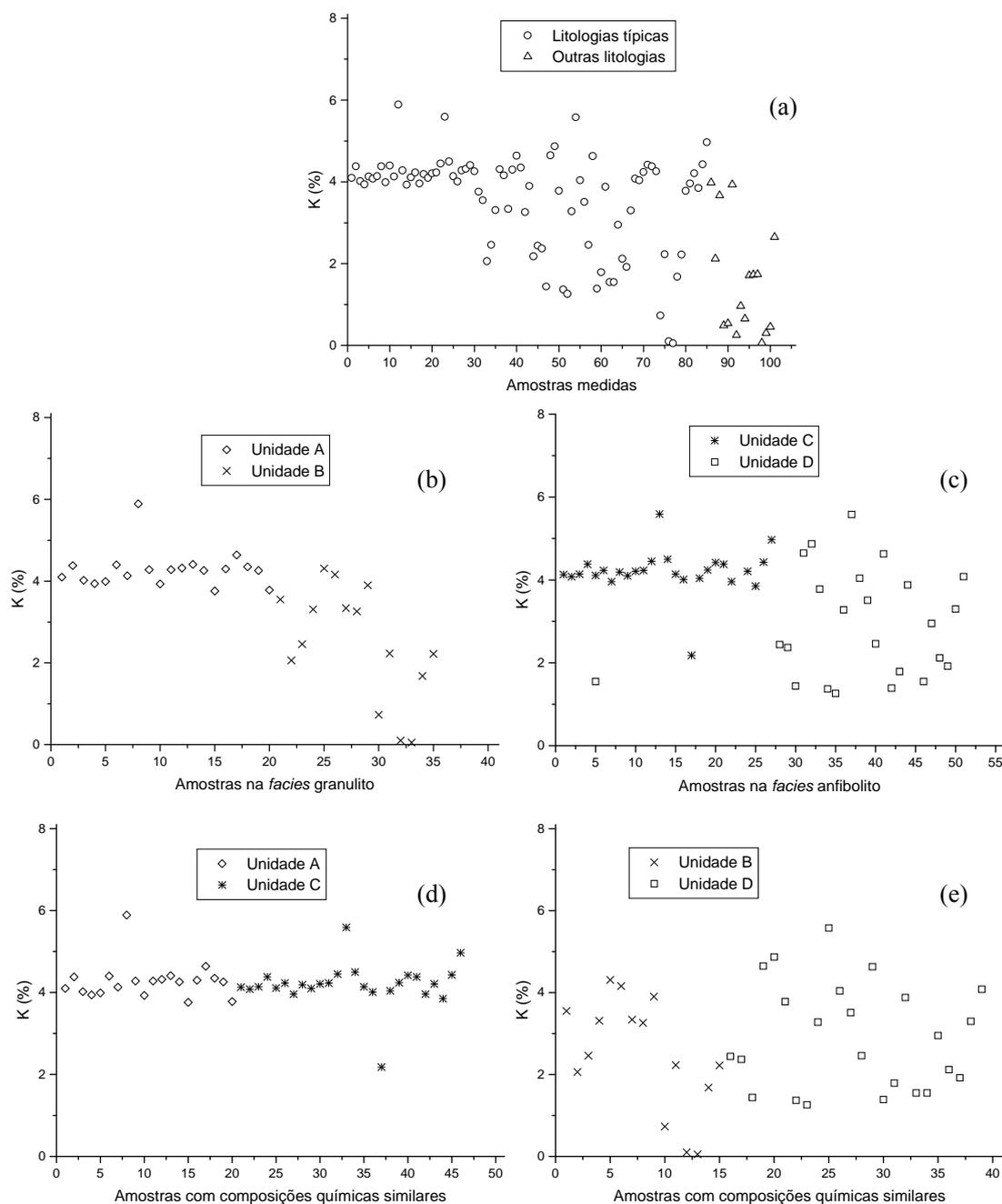


Figura 4.8: Teores de K, em %: (a) para todas as amostras medidas (típicas e atípicas); (b) nas amostras típicas da *facies* granulito (charnoquitos - “A” e enderbitos - “B”); (c) nas amostras típicas da *facies* anfibolito (granitos - “C” e tonalitos - “D”); e (d) e (e) nas amostras típicas com composições químicas similares.

Na Tabela 4.2, são apresentadas as concentrações de K para 34 amostras típicas na *facies* granulito: 20 charnoquitos e 14 enderbitos. Naqueles, os teores de potássio variam de 3,76 a 5,89 %, com média de $(4,27 \pm 0,44)$ %. No caso dos enderbitos, os valores medidos

encontram-se entre 0,05 e 4,31 %, com média de $(2,5 \pm 1,4)$ %. Assim, concluímos que, nesta *facies*, as concentrações de potássio variam de 0,05 a 5,89 %, com média de $(3,5 \pm 1,3)$ %.

Na *facies* anfibolito foram medidas 45 amostras típicas: 25 granitos e 20 tonalitos. Naqueles, as concentrações de potássio variam de 2,18 a 5,59 %, com média de $(4,20 \pm 0,54)$ %. No caso dos tonalitos, os valores medidos encontram-se entre 1,26 e 5,58 %, com média de $(2,9 \pm 1,3)$ %. Assim, concluímos que, nesta *facies*, os teores de potássio variam de 1,26 a 5,59 %, com média de $(3,6 \pm 1,2)$ %.

Considerando as 79 amostras típicas medidas, as concentrações de potássio variam entre 0,05 e 5,89 %, com média de $(3,6 \pm 1,2)$ %.

O mapa da distribuição de potássio na borda oeste do Bloco Jequié, elaborado a partir do levantamento aerogeofísico realizado pela Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) na área entre os municípios Ruy Barbosa e Vitória da Conquista, é apresentado no Anexo XIV. A unidade enderbítica (“B”) é a que possui menores teores de potássio, seguida da tonalítica (“D”). As concentrações mais elevadas correspondem aos granitos (“C”), ligeiramente maiores do que a dos charnoquitos (“A”). A distribuição de potássio obtida nesse mapeamento aéreo destaca a presença das litologias representadas na Figura 3.1.

Os teores de urânio, em ppm, de todas as amostras, tanto típicas quanto atípicas, são apresentados na Figura 4.9(a). Verifica-se que nas litologias típicas existe uma grande variação na concentração de urânio, enquanto que nas atípicas abundam teores mais baixos desse radioisótopo. Na Figura 4.9, os gráficos (b) e (c) mostram as concentrações de urânio para as *facies* metamórficas granulito e anfibolito, respectivamente. Nos granulitos, as medidas realizadas nos charnoquitos apresentaram maior média do que os valores medidos nos enderbitos. No caso da *facies* anfibolito, a unidade “C”, típica de granitos, teve teores de urânio superiores aos da unidade “D”, tonalítica. Desta maneira, constata-se a dependência entre a concentração de urânio e a composição química das rochas. Na Figura 4.9, os gráficos (d) e (e) mostram, respectivamente, rochas na *facies* granulito com suas correspondentes quimicamente na *facies* anfibolito, ou seja, “A” com “C” e “B” com “D”. Nota-se que, no primeiro par, as concentrações médias de urânio são maiores nos granitos do que nos charnoquitos, sugerindo que existe influência da profundidade na distribuição de urânio na crosta. No segundo par, não foram detectadas diferenças estatísticas entre os teores de urânio dos enderbitos e tonalitos, mesmo essas unidades estando localizadas a diferentes profundidades crustais.

O mapa da distribuição de urânio na borda oeste do Bloco Jequié é apresentado no Anexo XV. A unidade enderbítica (“B”) é a que possui menores teores de urânio, seguida da tonalítica (“D”). As concentrações mais elevadas correspondem aos granitos (“C”), ligei-

ramente maiores do que a dos charnoquitos (“A”). A distribuição de urânio obtida nesse mapeamento aéreo destaca a presença das litologias representadas na Figura 3.1.

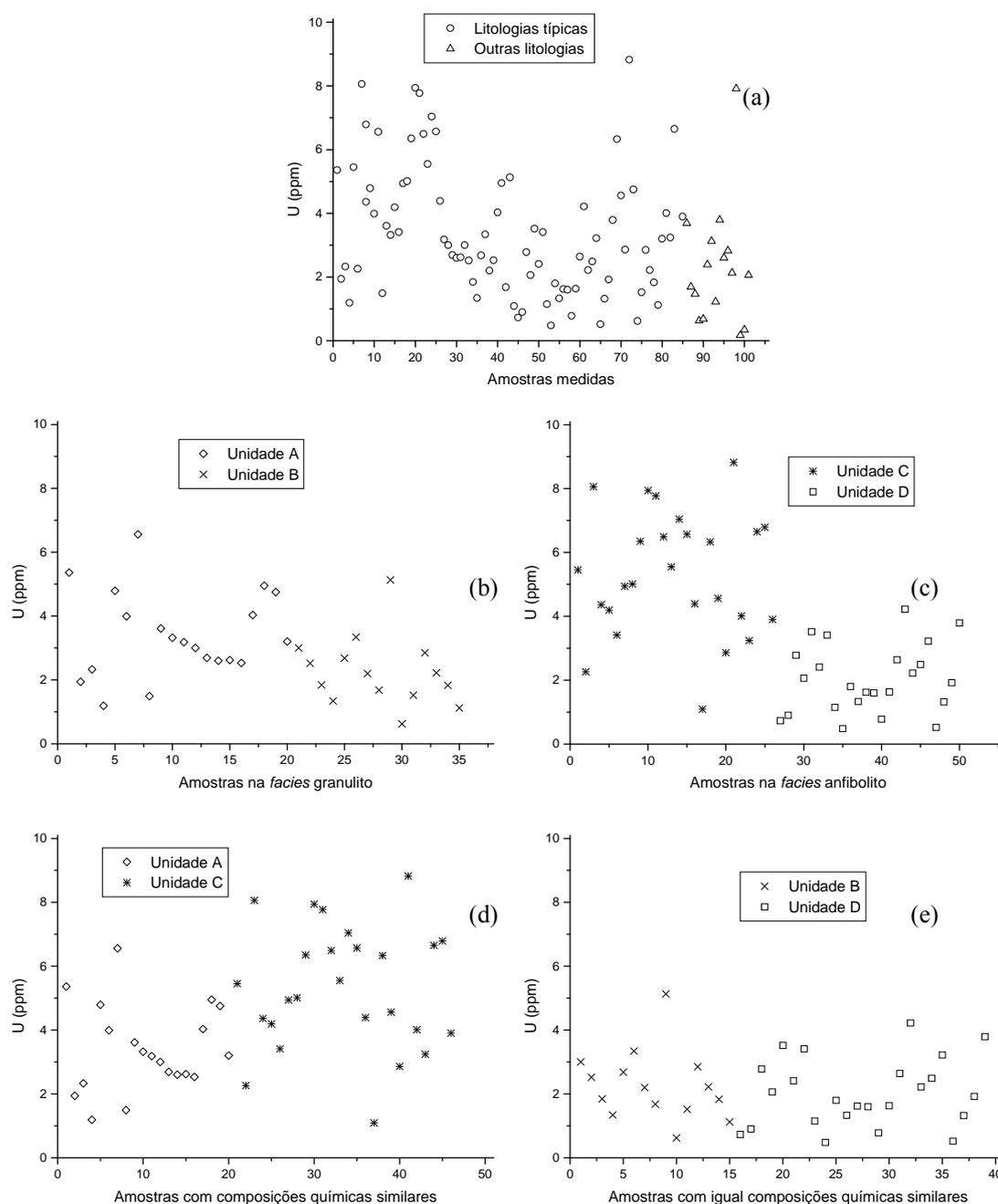


Figura 4.9: Teores de U, em ppm: (a) para todas as amostras medidas (típicas e atípicas); (b) nas amostras típicas da *facies* granulito (charnoquitos - “A” e enderbitos - “B”); (c) nas amostras típicas da *facies* anfibolito (granitos - “C” e tonalitos - “D”); e (d) e (e) nas amostras típicas com composições químicas similares.

Calculamos os valores médios das concentrações de urânio para cada litologia (“A”, “B”, “C” e “D”) com a precisão de um desvio padrão, obtendo valores entre $(2,0 \pm 1,1)$ ppm, na

unidade “D”, e $(5,3 \pm 1,9)$ ppm, na unidade “C”, conforme a Tabela 4.3.

Pontos com amostras típicas	Concentrações de Urânio (ppm)		
	Mínimas	Máximas	Médias
Unidade “A” (20)	1,19	6,56	$3,4 \pm 1,4$
Unidade “B” (14)	0,62	5,13	$2,3 \pm 1,1$
Total na <i>facies</i> granulito (34)	0,62	6,56	$2,9 \pm 1,4$
Unidade “C” (25)	1,09	8,82	$5,3 \pm 1,9$
Unidade “D” (20)	0,48	4,22	$2,0 \pm 1,1$
Total na <i>facies</i> anfibolito (45)	0,48	8,82	$3,7 \pm 2,3$
Total de pontos (79)	0,48	8,82	$3,4 \pm 2,0$

Tabela 4.3: Concentrações de urânio mínimas, máximas e médias para as amostras típicas das unidades “A”, “B”, “C” e “D”. Valores para as *facies* granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.

Na *facies* granulito foram medidas 34 amostras típicas: 20 charnoquitos e 14 enderbitos. Naqueles, os teores de urânio variam de 1,19 a 6,56 ppm, com média de $(3,4 \pm 1,4)$ ppm. No caso dos enderbitos, os valores medidos encontram-se entre 0,62 e 5,13 ppm, com média de $(2,3 \pm 1,1)$ ppm. Assim, concluímos que, nesta *facies*, as concentrações de urânio variam de 0,62 a 6,56 ppm, com média de $(2,9 \pm 1,4)$ ppm.

Na *facies* anfibolito foram medidas 45 amostras típicas: 25 granitos e 20 tonalitos. Naqueles, as concentrações de urânio variam de 1,09 a 8,82 ppm, com média de $(5,3 \pm 1,9)$ ppm. No caso dos tonalitos, os valores medidos encontram-se entre 0,48 e 4,22 ppm, com média de $(2,0 \pm 1,1)$ ppm. Assim, concluímos que, nesta *facies*, os teores de urânio variam de 0,48 a 8,82 ppm, com média de $(3,7 \pm 2,3)$ ppm.

Considerando as 79 amostras típicas medidas, as concentrações de urânio variam entre 0,48 e 8,82 ppm, com média de $(3,4 \pm 2,0)$ ppm.

Os teores de tório, em ppm, de todas as amostras, tanto típicas quanto atípicas, são apresentados na Figura 4.10(a). Verifica-se que nas litologias típicas existe uma grande variação na concentração de tório, enquanto que nas atípicas abundam teores mais baixos desse radioisótopo. Na Figura 4.10, os gráficos (b) e (c) mostram as concentrações de tório para as *facies* metamórficas granulito e anfibolito, respectivamente. Nos granulitos, as medidas realizadas nos charnoquitos apresentaram maior média do que os valores medidos nos enderbitos. No caso dos anfibolitos, a unidade “C”, típica de granitos, teve teores de tório superiores aos da unidade “D”, tonalítica. Desta maneira, constata-se a dependência entre a

concentração de tório e a composição química das rochas. Na Figura 4.10, os gráficos (d) e (e) mostram, respectivamente, rochas na *facies* granulito com suas correspondentes quimicamente na *facies* anfibolito, ou seja, “A” com “C” e “B” com “D”. Nota-se que, no primeiro par, as concentrações médias de tório são maiores nos granitos do que nos charnoquitos. No segundo par, os tonalitos possuem maiores teores de tório do que os enderbitos. Os dois casos anteriores sugerem que existe influência da profundidade na distribuição de tório na crosta.

Os valores médios das concentrações de tório para cada litologia: “A”, “B”, “C” e “D”, com a precisão de um desvio padrão, variam de $(13,2 \pm 9,2)$ ppm, na unidade “B”, a $(33,0 \pm 9,0)$ ppm, na unidade “C”, conforme a Tabela 4.4.

Pontos com amostras típicas	Concentrações de Tório (ppm)		
	Mínimas	Máximas	Médias
Unidade “A” (20)	6,91	39,31	25 ± 11
Unidade “B” (14)	0,48	27,50	$13,2 \pm 9,2$
Total na <i>facies</i> granulito (34)	0,48	39,31	20 ± 12
Unidade “C” (25)	11,58	51,15	$33,0 \pm 9,0$
Unidade “D” (20)	1,78	85,76	21 ± 19
Total na <i>facies</i> anfibolito (45)	1,78	85,76	27 ± 16
Total de pontos (79)	0,48	85,76	24 ± 15

Tabela 4.4: Concentrações de tório mínimas, máximas e médias para as amostras típicas das unidades “A”, “B”, “C” e “D”. Valores para as *facies* granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.

Na *facies* granulito foram medidas 34 amostras típicas: 20 charnoquitos e 14 enderbitos. Naqueles, os teores de tório variam de 6,91 a 39,31 ppm, com média de (25 ± 11) ppm. No caso dos enderbitos, os valores medidos encontram-se entre 0,48 e 27,50 ppm, com média de $(13,2 \pm 9,2)$ ppm. Assim, concluímos que, nesta *facies*, as concentrações de tório variam de 0,48 a 39,31 ppm, com média de (20 ± 12) ppm.

Na *facies* anfibolito foram medidas 45 amostras típicas: 25 granitos e 20 tonalitos. Naqueles, as concentrações de tório variam de 11,58 a 51,15 ppm, com média de $(33,0 \pm 9,0)$ ppm. No caso dos tonalitos, os valores medidos encontram-se entre 1,78 e 85,76 ppm, com média de (21 ± 19) ppm. Assim, concluímos que, nesta *facies*, os teores de tório variam de 1,78 a 85,76 ppm, com média de (27 ± 16) ppm.

Considerando as 79 amostras típicas medidas, as concentrações de tório variam entre

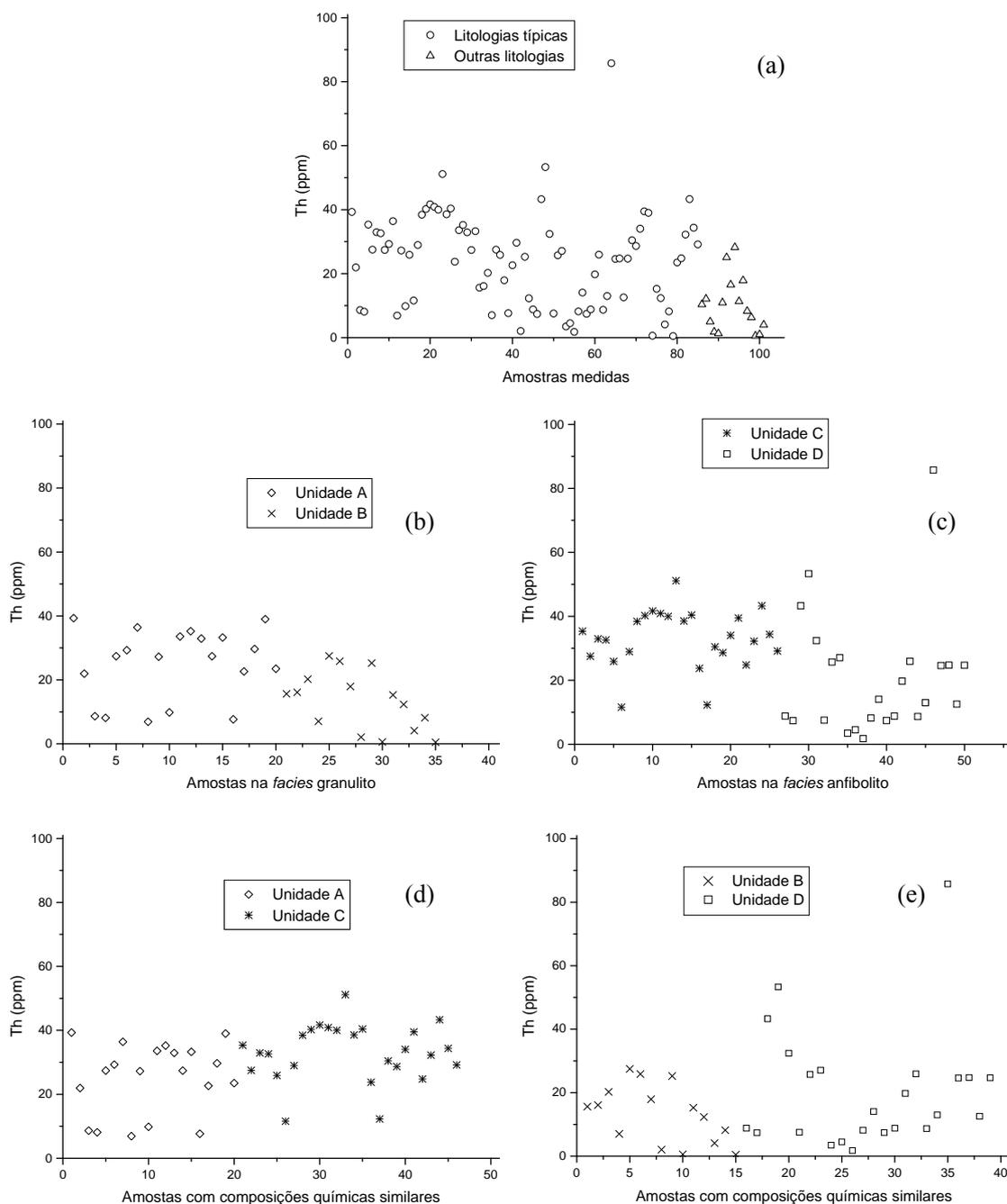


Figura 4.10: Teores de Th, em ppm: (a) para todas as amostras medidas (típicas e atípicas); (b) nas amostras típicas da *facies* granulito (charnoquitos - “A” e enderbítos - “B”); (c) nas amostras típicas da *facies* anfibolito (granitos - “C” e tonalitos - “D”); e (d) e (e) nas amostras típicas com composições químicas similares.

0,48 e 85,76 ppm, com média de (24 ± 15) ppm.

O mapa da distribuição de tório na região de estudo é apresentado no Anexo XVI. A unidade enderbítica (“B”) é a que possui menores teores de tório, seguida da tonalítica (“D”).

As concentrações mais elevadas correspondem aos granitos (“C”) e logo aos charnoquitos (“A”). A distribuição de tório obtida nesse mapeamento aéreo destaca a presença das litologias representadas na Figura 3.1.

Em sentido geral, nas unidades “A” e “C”, típicas de rochas ácidas como charnoquitos e granitos, registram-se maiores concentrações médias dos elementos K, U e Th do que nas unidades “B” e “D”, típicas de rochas intermediárias como enderbitos e tonalitos. Assim evidencia-se a influência da litologia na distribuição vertical dos radioelementos. Quando comparados os teores dos elementos radioativos por *facies* metamórficas, constatam-se maiores concentrações nas camadas mais superficiais para rochas com composições químicas similares.

As correlações entre os teores de U e K, de todas as amostras, tanto típicas quanto atípicas, são apresentados na Figura 4.11. Verifica-se, nas litologias típicas, que o aumento de K leva ao aumento do U em parte das amostras. Um outro grupo de pontos apresenta concentração de K próxima de 4 % para qualquer valor de U. No caso das litologias atípicas, não se evidencia nenhuma correlação.

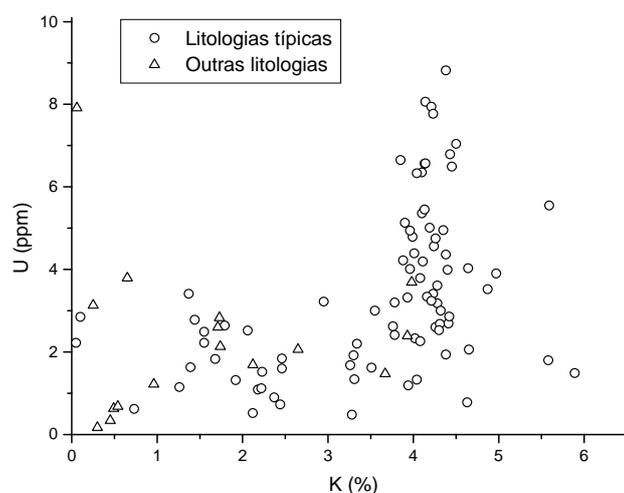


Figura 4.11: Correlações entre os teores de U-K em todas as amostras medidas (típicas e atípicas).

Na Figura 4.12, discriminamos as correlações U-K das amostras típicas para cada litologia. O gráfico (a) mostra que, nas unidades “A” e “C”, o K tem valores de aproximadamente 4 % para qualquer teor de U. As correlações U-K em enderbitos “B” e tonalitos “D” são apresentadas no gráfico (b), onde com o aumento do teor de K, a concentração de U aumenta lentamente em “B” e mantém-se aproximadamente constante em “D”. O comportamento parecido entre as unidades “A” e “C”, assim como entre “B” e “D”, atribui-se à similaridade na composição química dessas rochas.

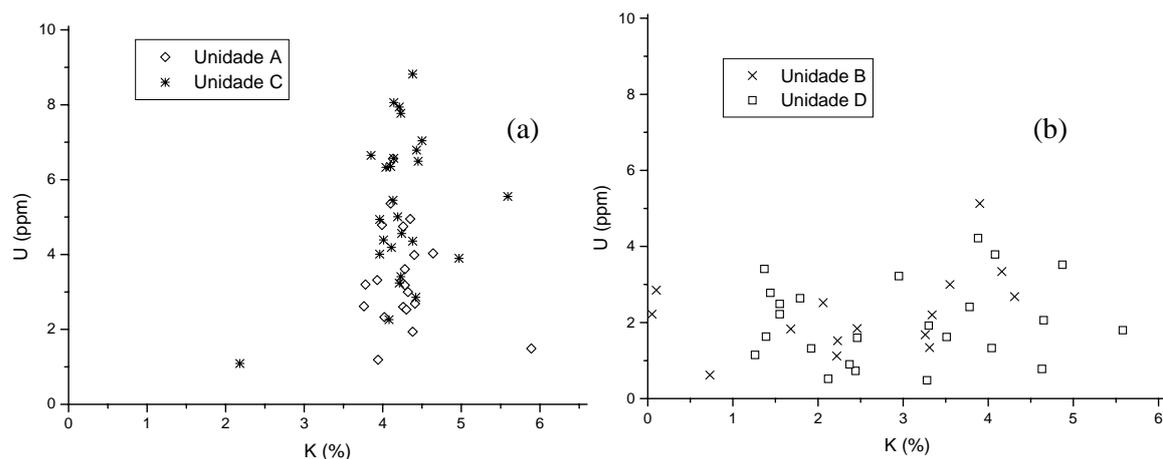


Figura 4.12: Discriminação, por unidades litológicas, das correlações U-K das amostras típicas.

As correlações entre os teores de U e Th, de todas as amostras, tanto típicas quanto atípicas, são apresentados na Figura 4.13, mostrando que o aumento de Th leva ao aumento do U.

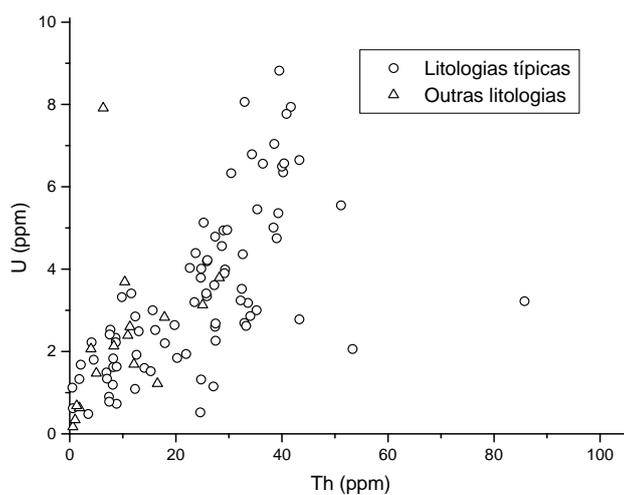


Figura 4.13: Correlações entre os teores de U-Th em todas as amostras medidas (típicas e atípicas).

Na Figura 4.14, discriminamos as correlações U-Th das amostras típicas para cada litologia. Os gráficos (a) e (b) mostram que, em todas as unidades estudadas, com o aumento do teor de U aumenta também o Th.

As correlações entre os teores de Th e K, de todas as amostras, tanto típicas quanto atípicas, são apresentados na Figura 4.15. Verifica-se que, nas litologias típicas, um grande número de amostras apresenta concentrações de K próximas de 4 % para qualquer valor de

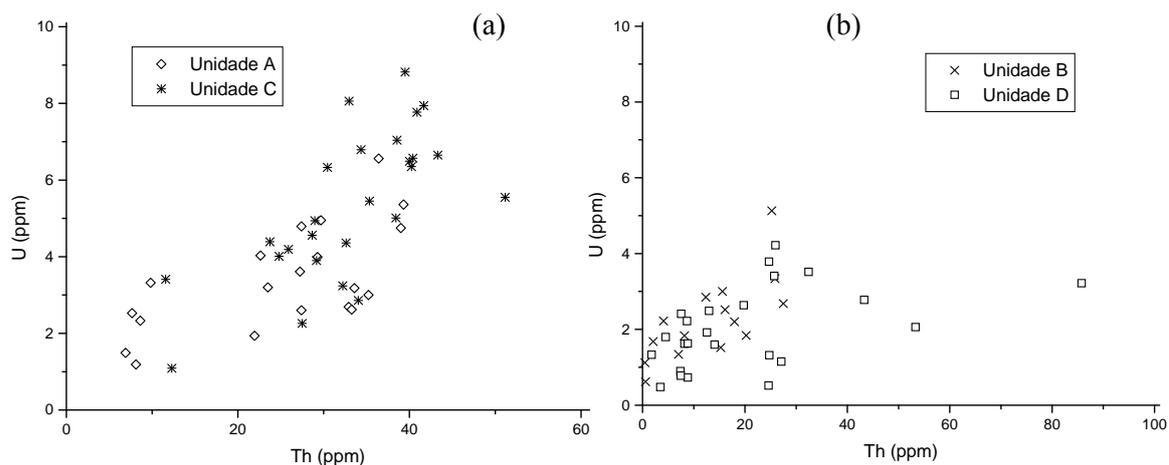


Figura 4.14: Discriminação, por unidades litológicas, das correlações U-Th das amostras típicas.

Th. No caso das litologias atípicas, também não se evidencia nenhuma correlação.

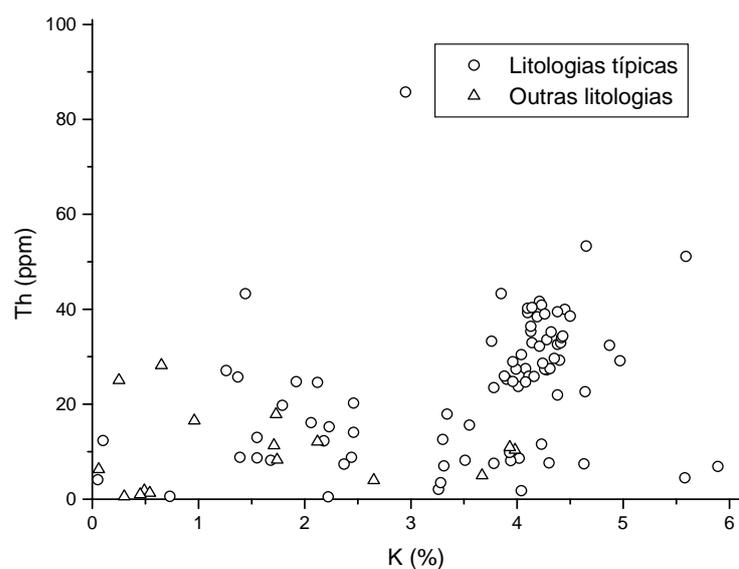


Figura 4.15: Correlações entre os teores de Th-K em todas as amostras medidas (típicas e atípicas).

Na Figura 4.16, discriminamos as correlações Th-K das amostras típicas para cada litologia. O gráfico (a) mostra que, nas unidades “A” e “C”, o K tem valores de aproximadamente 4 % para qualquer teor de Th. As correlações Th-K em enderbitos “B” e tonalitos “D” são apresentadas no gráfico (b), onde com o aumento do teor de K, a concentração de U aumenta lentamente em “B”. No caso da unidade “D”, não é observada nenhuma correlação. O comportamento parecido entre as unidades “A” e “C”, assim como entre “B” e “D”, atribui-se

à similaridade na composição química dessas rochas.

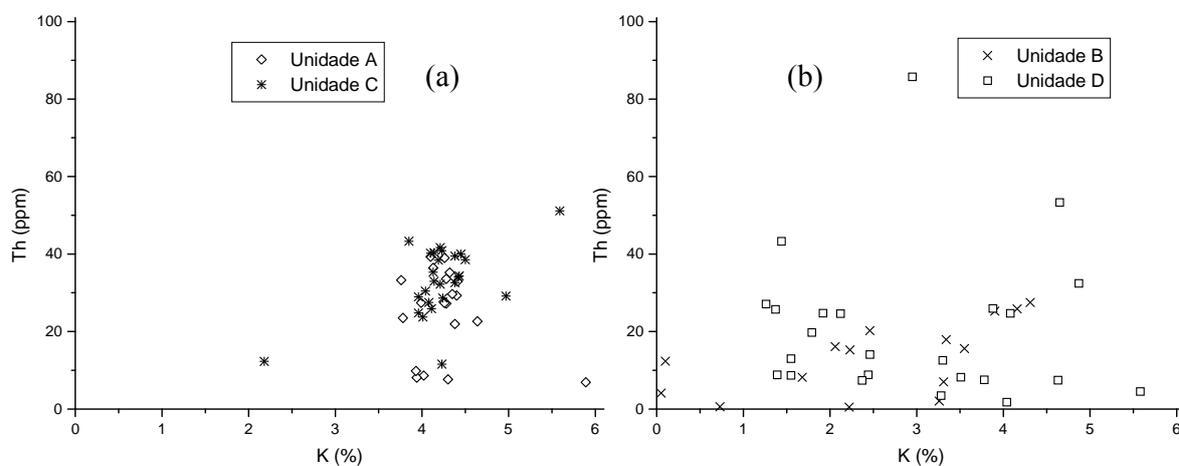


Figura 4.16: Discriminação, por unidades litológicas, das correlações Th-K das amostras típicas.

4.5 Taxas volumétricas de produção de calor radiogênico

As taxas volumétricas de produção de calor radiogênico, nas diferentes litologias estudadas, foram calculadas utilizando a Equação 3.22 e os resultados encontram-se no Anexo XIII. As distribuições dessas taxas, em todas as amostras, tanto típicas quanto atípicas, são apresentadas Na Figura 4.17(a). Verifica-se que, nas litologias típicas, existe uma grande variação das taxas volumétricas de produção de calor radiogênico, enquanto que, nas atípicas, são encontrados valores mais baixos. Na Figura 4.17, os gráficos (b) e (c) mostram as taxas para as *facies* metamórficas granulito e anfibolito, respectivamente. Nos granulitos, as medidas realizadas nos charnoquitos apresentaram maior média do que os valores medidos nos enderbitos. No caso dos anfibolitos, a unidade “C”, típica de granitos, teve taxas de produção de calor superiores às da unidade “D”, tonalítica. Desta maneira, constata-se a dependência entre a taxa volumétrica de produção de calor radiogênico e a composição química das rochas. Na Figura 4.17, os gráficos (d) e (e) mostram, respectivamente, rochas na *facies* granulito com suas correspondentes quimicamente na *facies* anfibolito, ou seja, “A” com “C” e “B” com “D”. Nota-se que, no primeiro par, as taxas médias de produção de calor são maiores nos granitos do que nos charnoquitos, sugerindo que existe influência da profundidade na distribuição dos elementos produtores de calor na crosta. No segundo par (“B”-“D”), constatam-se taxas médias ligeiramente superiores nos tonalitos. Essas médias foram influenciadas por valores extremos altos na produção de calor nessa litologia. Entretanto, estatisticamente não foram

distinguidas diferenças entre essas duas unidades litológicas.

As concentrações de U, Th e K são as principais responsáveis pela geração de calor na crosta, assim, um levantamento aerogeofísico de contagem gama total reflete, de modo geral, a distribuição de calor radiogênico gerado na parte superficial. No Anexo XVII, apresentamos o mapa de contagem total para a região de estudo, o qual evidencia que a unidade enderbítica (“B”) é a que possui menores teores de elementos radioativos, seguida da tonalítica (“D”). As concentrações mais elevadas correspondem aos granitos (“C”) e logo aos charnoquitos (“A”). Essa distribuição dos teores dos elementos radioativos destaca a presença das litologias representadas na Figura 3.1.

Na Tabela 4.5, apresentamos os valores médios das taxas volumétricas de produção de calor radiogênico para cada litologia (“A”, “B”, “C” e “D”), com a precisão de um desvio padrão, variando de $(1,71 \pm 0,93) \mu\text{Wm}^{-3}$, na unidade “B”, a $(4,0 \pm 1,0) \mu\text{Wm}^{-3}$, na “C”.

Pontos com amostras típicas	Taxa de produção de calor radiogênico (μWm^{-3})		
	Mínimas	Máximas	Médias
Unidade “A” (20)	1,27	4,49	$3,0 \pm 1,0$
Unidade “B” (14)	0,27	3,39	$1,71 \pm 0,93$
Total na <i>facies</i> granulito (34)	0,27	4,49	$2,5 \pm 1,1$
Unidade “C” (25)	1,33	5,32	$4,0 \pm 1,0$
Unidade “D” (20)	0,64	6,74	$2,2 \pm 1,4$
Total na <i>facies</i> anfíbolito (45)	0,64	6,74	$3,1 \pm 1,5$
Total de pontos (79)	0,27	6,74	$2,8 \pm 1,4$

Tabela 4.5: Taxas de produção de calor radiogênico, mínimas, máximas e médias, em μWm^{-3} , para as amostras típicas das unidades “A”, “B”, “C” e “D”. Valores para as *facies* granulito e anfíbolito e para o total de pontos medidos.

Na *facies* granulito foram medidas 34 amostras típicas: 20 charnoquitos e 14 enderbítos. Naqueles, as taxas volumétricas de produção de calor radiogênico variam de 1,27 a $4,49 \mu\text{Wm}^{-3}$, com média de $(3,0 \pm 1,0) \mu\text{Wm}^{-3}$. No caso dos enderbítos, os valores medidos encontram-se entre 0,27 e $3,39 \mu\text{Wm}^{-3}$, com média de $(1,71 \pm 0,93) \mu\text{Wm}^{-3}$. Assim, concluímos que, nesta *facies*, as taxas de produção de calor variam de 0,27 a $4,49 \mu\text{Wm}^{-3}$, com média de $(2,5 \pm 1,1) \mu\text{Wm}^{-3}$.

Na *facies* anfíbolito foram medidas 45 amostras típicas: 25 granitos e 20 tonalitos. Naqueles, as taxas de produção de calor variam de 1,33 a $5,32 \mu\text{Wm}^{-3}$, com média de

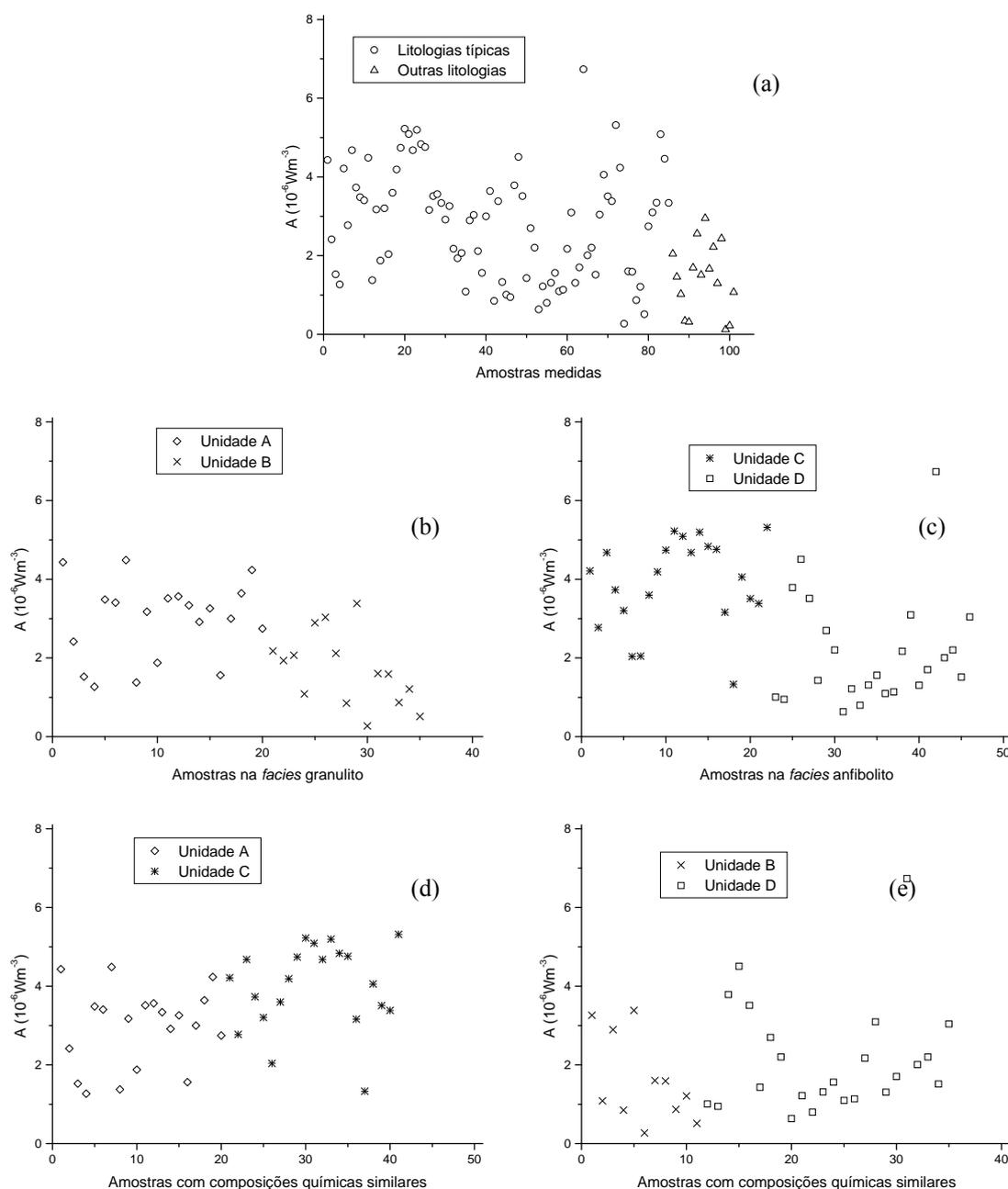


Figura 4.17: Taxas de produção de calor radiogênico, em $\mu\text{W m}^{-3}$: (a) para amostras típicas e atípicas; (b) nas amostras típicas da *facies* granulito; (c) nas amostras típicas da *facies* anfibolito; e (d) e (e) nas amostras típicas com composições químicas similares.

$(4,0 \pm 1,0) \mu\text{Wm}^{-3}$. No caso dos tonalitos, os valores medidos encontram-se entre $0,64$ e $6,74 \mu\text{Wm}^{-3}$, com média de $(2,2 \pm 1,4) \mu\text{Wm}^{-3}$. Assim, concluímos que, nesta *facies*, as taxas de produção de calor variam de $0,64$ a $6,74 \mu\text{Wm}^{-3}$, com média de $(3,1 \pm 1,5) \mu\text{Wm}^{-3}$. Considerando as 79 amostras típicas medidas, as taxas volumétricas de produção de calor variam entre $0,27$ e $6,74 \mu\text{Wm}^{-3}$, com média de $(2,8 \pm 1,4) \mu\text{Wm}^{-3}$.

4.6 Perfis verticais das densidades, dos teores de U, Th e K e das taxas de produção de calor radiogênico na crosta

As densidades, os teores de K, U e Th e as taxas volumétricas de produção de calor radiogênico, para os perfis verticais representados pelas regiões “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”, são mostrados nos Anexos XVIII e XIX, respectivamente. As profundidades apresentadas nesses apêndices foram obtidas com auxílio da petrografia de rochas e das distâncias dos pontos de amostragem à reta d_1 , da Figura 3.1, que representam os pontos medidos mais profundos da crosta. Essas distâncias foram estimadas a partir das medidas no campo ao longo dessas seções considerando-se um mergulho de 30 graus.

Os pontos mais profundos nos perfis verticais correspondem a noritos e gabronoritos, representados pelas amostras EmMa 062, EmMa 063, EmMa 101-C e EmMa 102-B. Essas rochas máficas, formadas a partir de material mantélico, migraram e estabilizaram-se a diferentes profundidades. As referidas amostras foram coletadas em pontos que correspondem a profundidades crustais 14 km mais próximos da superfície do que as profundidades atribuídas a essas rochas nos gráficos das Figuras 4.18 a 4.20. Desta maneira, foi considerado, neste trabalho, que essas rochas atípicas nos primeiros 36,5 km de crosta são encontradas próximas da base da crosta. A abundância desse tipo de rochas pode ser constatada pela existência de áreas com concentrações radioativas muito baixas na região enderbítica, conforme o Anexo XVII, que mostra o mapa de contagem gama total.

O modelo de espessuras de camadas elaborado neste trabalho, detalhado no tópico 4.2, é representado na Figura 4.5. No lado tonalítico da falha (seção “C”-“D”-“B”), caracterizamos 9,8 km de crosta, sendo 3,6 km de granitos, 3,6 km de tonalitos e 2,6 km de enderbitos. Essa última litologia não está exposta na superfície da seção, por esse motivo foi considerada igual aos enderbitos medidos na seção “C”-“A”-“B”. Na região de charnoquitos (seção “C”-“A”-“B”), caracterizamos 10,8 km de crosta, sendo 3,6 km de granitos, 4,6 km de charnoquitos e 2,6 km de enderbitos. A espessura de granitos dessa seção foi totalmente erodida, não sendo possível amostrar essas rochas. Assim, essa litologia foi considerada igual aos granitos da seção “C”-“D”-“B”.

Os perfis de densidades nas seções expostas da crosta “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”, apresentados na Figura 4.18, foram obtidos com medições realizadas em condições ambientais. Neles, observa-se que, nos primeiros 40 km de crosta, as densidades de todas as amostras estão próximas da média $(2,648 \pm 0,050) \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, sendo que valores maiores são observados a profundidades maiores.

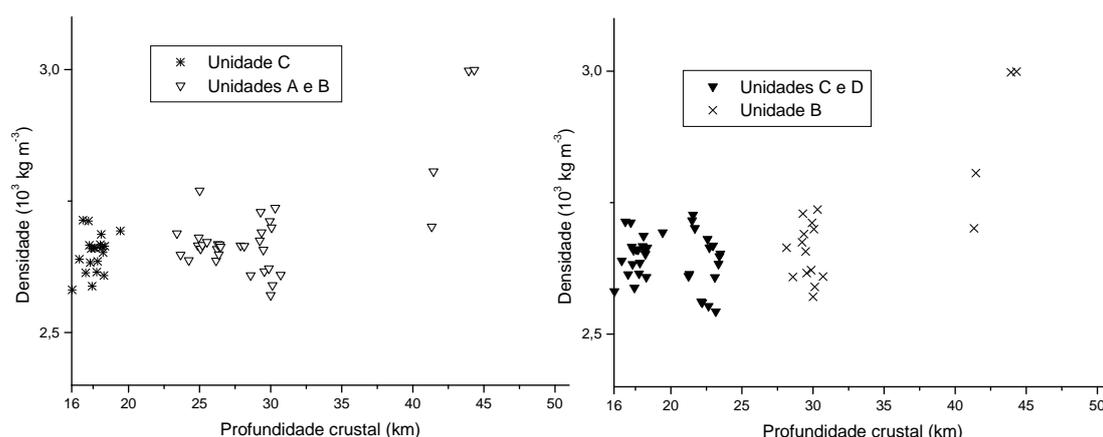


Figura 4.18: Perfis verticais das densidades nas seções expostas da crosta “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”.

Na Figura 4.19, apresentamos a distribuição dos teores de K, U e Th na faixa de 16 a 51 km da crosta correspondente à época do metamorfismo nas regiões “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”. Nos gráficos, visualiza-se, em sentido geral, uma tendência à diminuição dos teores de K, U e Th com a profundidade para cada *facies*, fundamentalmente nos anfibolitos, onde coletamos pontos que caracterizam toda sua espessura, 16,0 a 23,2 km.

Na Figura 4.20, gráficos (a) e (b), mostramos a distribuição da taxa volumétrica de produção de calor radiogênico nas regiões “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”, respectivamente. As curvas exponenciais de ajuste dos pontos correspondentes às *facies* anfibolito e granulito são todas do tipo

$$A(z) = \alpha + \beta e^{-\frac{z-a}{b}} \quad (4.1)$$

onde $A(z)$ é a distribuição vertical da taxa de produção de calor.

Na região “C”-“A”-“B”, a crosta é composta de uma camada na *facies* anfibolito que tem o topo em 16,0 km (superfície da crosta) e vai até 23,2 km, e uma camada na *facies* granulito que começa nessa profundidade e vai até a base da crosta em 51,0 km. Para a camada anfibolitos, as constantes da exponencial de ajuste são: $\alpha = 1,33 \mu\text{Wm}^{-3}$, $\beta = 3,89 \mu\text{Wm}^{-3}$, $a = 16,0 \times 10^3 \text{ m}$ e $b = 3,42 \times 10^3 \text{ m}$, de modo que $A(z)$, para essa camada, é dada por (A em μWm^{-3} e z em km)

$$A(z) = 1,33 + 3,89e^{-\frac{z-16,0}{3,42}}, \quad 16,0 \text{ km} \leq z < 23,2 \text{ km} \quad (4.2)$$

Para a camada na *facies* granulito, as constantes são $\alpha = 0$, $\beta = 3,66 \mu\text{Wm}^{-3}$, $a = 23,2 \times 10^3 \text{ m}$ e $b = 8,73 \times 10^3 \text{ m}$, resultando para $A(z)$ nessa camada

$$A(z) = 3,66e^{-\frac{z-23,2}{8,73}}, \quad 23,2 \text{ km} \leq z < 51,0 \text{ km} \quad (4.3)$$

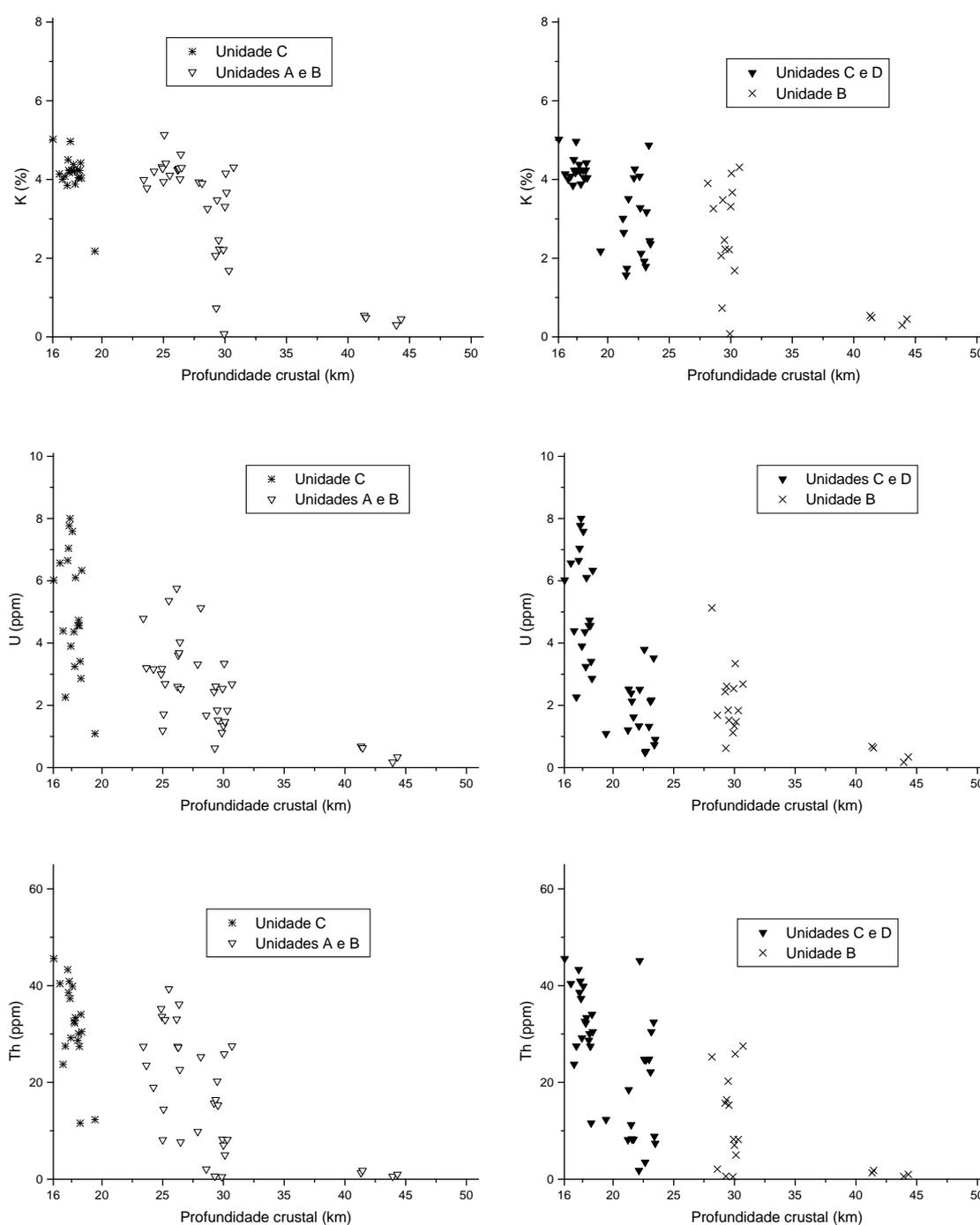


Figura 4.19: Perfis verticais dos teores de K, U e Th nas seções expostas da crosta “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”.

Na região “C”-“A”-“B”, portanto, o fluxo total de calor radiogênico na superfície da crosta produzido pelo calor gerado em suas duas camadas é dado por

$$Q = \int_{16,0}^{23,2} \left(1,33 + 3,89e^{-\frac{z-16,0}{3,42}} \right) dz + \int_{23,2}^{51,0} 3,66e^{-\frac{z-23,2}{8,73}} dz \quad (4.4)$$

$$Q = 21,3 + 30,6 = 51,9 \text{ mW m}^{-2}$$

Para a região “C”-“D”-“B”, tem-se, também, a *facies* anfíbolito com (23,2 - 16,0) km de espessura correspondente e a granulito com (51,0 - 23,2) km. As constantes para a curva de ajuste, na *facies* anfíbolito, são $\alpha = 0,64 \mu\text{Wm}^{-3}$, $\beta = 4,35 \mu\text{Wm}^{-3}$, $a = 16,0 \times 10^3 \text{ m}$ e $b = 5,01 \times 10^3 \text{ m}$. Para a *facies* granulito, as constantes são: $\alpha = 0$, $\beta = 4,06 \mu\text{Wm}^{-3}$, $a = 23,2 \times 10^3 \text{ m}$ e $b = 7,11 \times 10^3 \text{ m}$. As duas exponenciais são, portanto,

$$A(z) = 0,64 + 4,35e^{-\frac{z-16,0}{5,01}}, \quad 16,0 \text{ km} \leq z < 23,2 \text{ km} \quad (4.5)$$

$$A(z) = 4,06e^{-\frac{z-23,2}{7,11}}, \quad 23,2 \text{ km} \leq z < 51,0 \text{ km} \quad (4.6)$$

Para essas duas camadas, o fluxo total de calor na superfície é

$$Q = 21,1 + 28,3 = 49,4 \text{ mW m}^{-2}$$

Vemos que os fluxos de calor radiogênico nas duas regiões são muito próximos. O fluxo geotérmico na superfície é igual ao fluxo produzido pelo calor radiogênico (os calculados acima) somado ao fluxo na base da crosta advindo da astenosfera.

Tomando $2,76 \text{ Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$ como condutividade térmica média a 28°C na região “C”-“A”-“B”, obtida mediante a aplicação da Equação 1.38, o fluxo de $51,9 \text{ mWm}^{-2}$ conduz a um gradiente térmico de $18,8 \text{ °C km}^{-1}$.

Observa-se que, na Figura 4.20(a), a curva que representa à *facies* anfíbolito possui uma concentração de pontos na parte superior. Este comportamento ocorre pelo fato de os granitos serem rochas mais diferenciadas, favorecendo a produção de calor. No caso da curva que representa a *facies* granulito, os pontos amostrados ocupam tanto a parte de alta como a de baixa produção de calor radiogênico. A explicação para esta distribuição é que, nesse perfil vertical, há rochas de composição ácida, como charnoquitos e, também, intermediárias, como os enderbitos, sendo que a maior diferenciação das rochas ácidas favorece à concentração dos elementos produtores de calor radiogênico. Por outro lado, rochas com a mesma composição química, como granitos e charnoquitos, apresentam diferentes taxas de produção de calor radiogênico. Os valores mais elevados nos granitos justificam-se por eles serem mais superficiais do que os charnoquitos. Desta maneira, evidencia-se a influência das *facies* metamórficas na produção de calor radiogênico.

Na Figura 4.20(b), os granitos estão localizados na parte superior da exponencial decrescente que representa à *facies* anfíbolito, na região de alta produção de calor. No caso dos

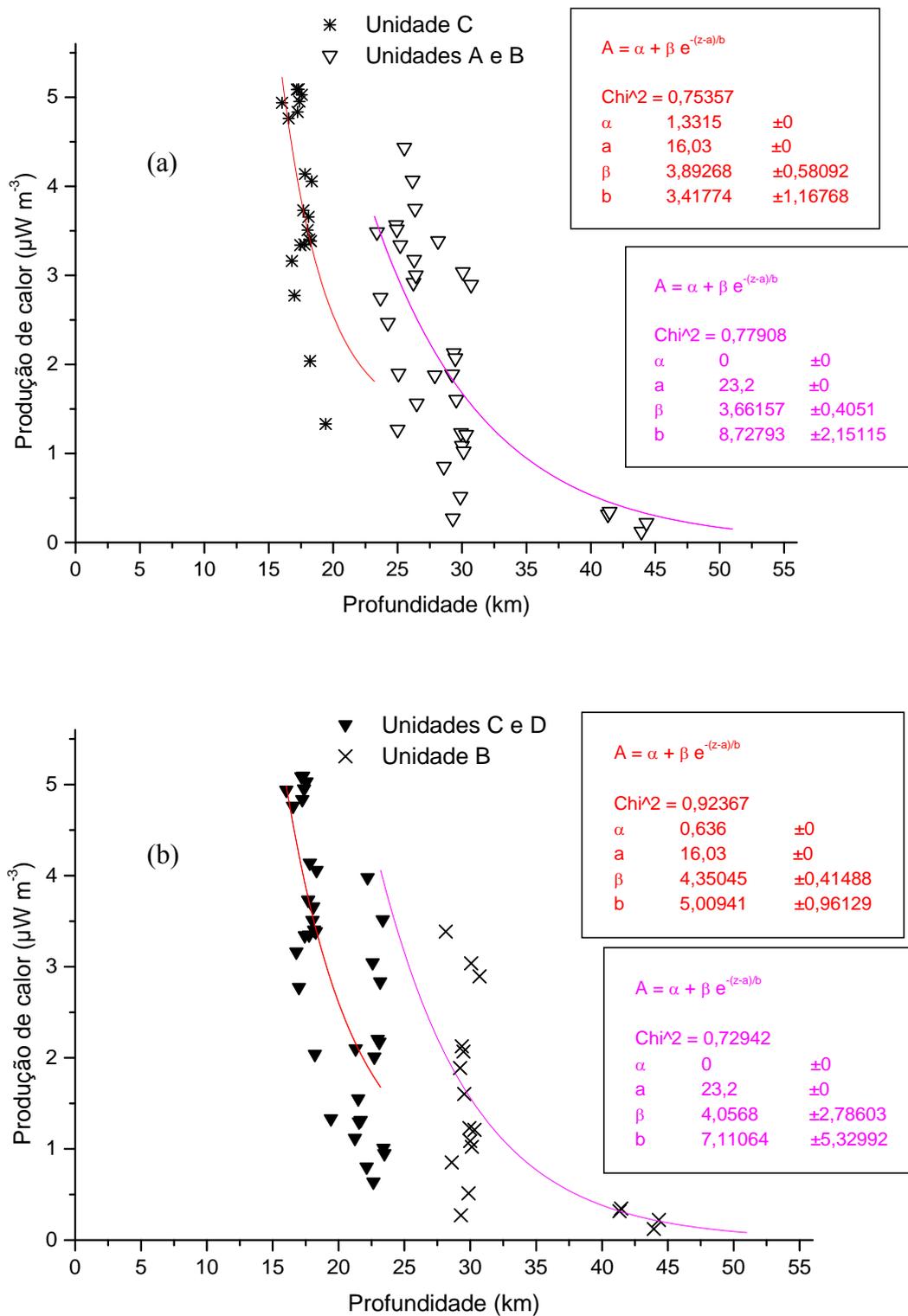


Figura 4.20: Variações verticais das taxas volumétricas de produção de calor radio-gênico na crosta nas seções: (a) “C”-“A”-“B” e (b) “C”-“D”-“B”. A cor vermelha representa a *facies* anfibolito e a magenta, a *facies* granulito.

tonalitos, localizam-se na parte da curva a qual correspondem valores mais baixos de calor radiogênico. No que se refere à curva que representa a *facies* granulito, possui unicamente pontos de enderbitos.

Pode ser observado, na Figura 4.20, que rochas a diferentes profundidades podem apresentar a mesma produção de calor radiogênico, motivado pela diferença nas suas composições químicas.

Na Figura 4.20, ainda, pode ser constatado que quatro amostras apresentaram as mais baixas taxas de produção de calor radiogênico. As rochas correspondentes a estas amostras são noritos e gabronoritos, de composição básica.

É importante salientar que as equações exponenciais que regem o comportamento da produção de calor radiogênico, na *facies* granulito, apresentadas na Figura 4.20 permitem obter a produção de calor na base da crosta, ou seja, a 51 km de profundidade. Para esta região, das equações para os perfis “C”-“A”-“B” e “C”-“D”-“B”, obtêm-se produções de calor de $0,15 \mu \text{ Wm}^{-3}$ e $0,08 \mu \text{ Wm}^{-3}$, respectivamente. Esses valores são próximos dos reportados na literatura para rochas encontradas na superfície da região de Camamu e Almada sugerindo que essas bacias possuem a base da crosta exposta.

4.7 Parâmetros térmicos

A condutividade e difusividade térmicas e o calor específico a pressão constante, à temperatura de 28°C , foram determinadas em 58 amostras secas, 23 pertencem à *facies* anfibolito e 35 à granulito. Para estimar o efeito da água nos poros das rochas, as medidas foram repetidas nas amostras saturadas. Os resultados obtidos foram apresentados nos Anexos XX e XXI e mostrados na Figura 4.21 para as amostras secas.

Na Figura 4.21, constata-se que as propriedades térmicas mantêm valores aproximadamente constantes mesmo quando há mudanças de litologias (“A”, “B”, “C” e rochas máficas). No caso do calor específico, na unidade “C”, os dados medidos apresentam uma maior dispersão, o que pode ser atribuído a variações da composição química dos granitos amostrados.

Os valores médios da condutividade térmica, em amostras secas, a 28°C , para as litologias “A”, “B”, “C” e rochas máficas, com a precisão de um desvio padrão, variam de $(2,17 \pm 0,41) \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$, nos noritos e gabronoritos, a $(2,95 \pm 0,24) \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$, na unidade “A”, conforme a Tabela 4.6.

Na *facies* granulito foram medidas 35 amostras: 18 charnoquitos; 13 enderbitos, 2 noritos e 2 gabronoritos. Nos charnoquitos, as condutividades térmicas variam de 2,36 a

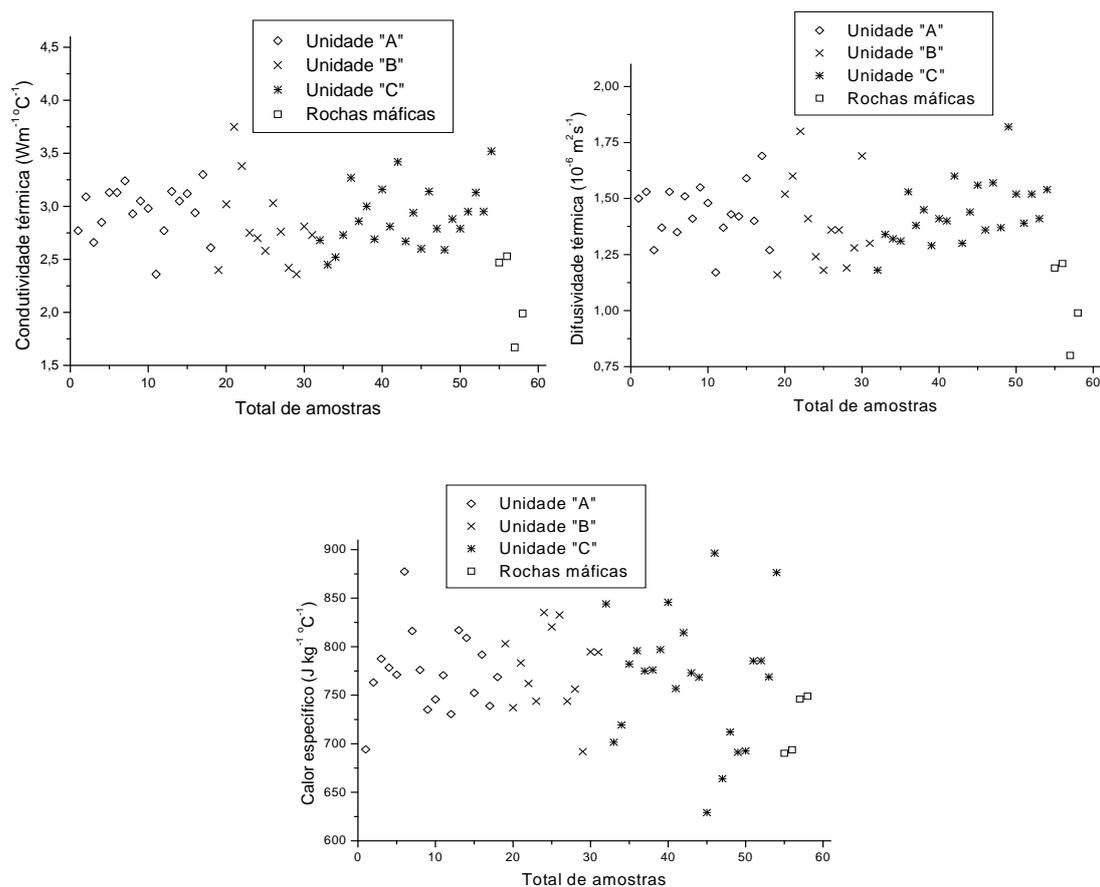


Figura 4.21: Condutividade e difusividade térmicas e calor específico a pressão constante para rochas secas das várias litologias.

$3,30 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$, com média de $(2,95 \pm 0,24) \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$. No caso das rochas enderbíticas, os valores encontrados estão na faixa entre $2,36$ e $3,75 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$, com média igual a $(2,82 \pm 0,40) \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$. As menores condutividades térmicas foram medidas nos noritos e gabronoritos, com média de $(2,17 \pm 0,41) \text{ Wm}^{-1} \text{C}^{-1}$, variando de $1,67$ a $2,53 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$. De modo geral, nesta *facies*, essa grandeza, a 28°C , varia de $1,67$ a $3,75 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$, com média de $(2,81 \pm 0,4) \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$.

Na *facies* anfibolito foram medidas 23 amostras, todas da região granítica (“C”). As medidas variam de $2,45$ a $3,52 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$, com média de $(2,89 \pm 0,28) \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$. Na unidade “D”, não foi determinada a condutividade térmica pela falta de amostras com características apropriadas para serem medidas no analisador QuicklineTM - 30.

Considerando as 58 amostras medidas, as condutividades térmicas variam entre $1,67$ e $3,75 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$, com média de $(2,84 \pm 0,36) \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$.

Os valores médios da difusividade térmica, em amostras secas, à temperatura de 28°C ,

Amostras medidas (típicas e atípicas)	Condutividade térmica ($\text{Wm}^{-1} \text{°C}^{-1}$)		
	Mínimas	Máximas	Médias
Unidade “A” (18)	2,36	3,30	$2,95 \pm 0,24$
Unidade “B” (13)	2,36	3,75	$2,82 \pm 0,40$
Noritos e gabronoritos (4)	1,67	2,53	$2,17 \pm 0,41$
Amostras na <i>facies</i> granulito (35)	1,67	3,75	$2,81 \pm 0,40$
Unidade “C” (23)	2,45	3,52	$2,89 \pm 0,28$
Amostras na <i>facies</i> anfibolito (23)	2,45	3,52	$2,89 \pm 0,28$
Total de amostras (58)	1,67	3,75	$2,84 \pm 0,36$

Tabela 4.6: Condutividade térmica mínima, máxima e média, a 28°C , para as rochas secas das litologias “A”, “B”, “C” e máficas. Valores para as *facies* granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.

para as litologias “A”, “B”, “C” e rochas máficas, com a precisão de um desvio padrão, variam de $(1,05 \pm 0,19) \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, nos noritos e gabronoritos, a $(1,43 \pm 0,14) \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, na unidade “C”, conforme a Tabela 4.7.

Total de amostras medidas (típicas e atípicas)	Difusividade térmica ($10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)		
	Mínimas	Máximas	Médias
Unidade “A” (18)	1,17	1,69	$1,43 \pm 0,13$
Unidade “B” (13)	1,16	1,80	$1,19 \pm 0,03$
Noritos e gabronoritos (4)	0,80	1,21	$1,05 \pm 0,19$
Amostras na <i>facies</i> granulito (35)	0,80	1,80	$1,37 \pm 0,20$
Unidade “C” (23)	1,18	1,82	$1,43 \pm 0,14$
Amostras na <i>facies</i> anfibolito (23)	1,18	1,82	$1,43 \pm 0,14$
Total de amostras (58)	0,80	1,82	$1,40 \pm 0,18$

Tabela 4.7: Difusividade térmica mínima, máxima e média, a 28°C , para as rochas secas das litologias “A”, “B”, “C” e máficas. Valores para as *facies* granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.

Na *facies* granulito foram medidas 35 amostras: 18 charnoquitos; 13 enderbitos, 2 noritos e 2 gabronoritos. Nos charnoquitos, as difusividades térmicas variam de $1,17 \times 10^{-6}$ a $1,69 \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, com média de $(1,43 \pm 0,13) \times 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. No caso das rochas enderbíticas,

os valores encontrados estão na faixa entre $1,16 \times 10^{-6}$ e $1,80 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, com média igual a $(1,19 \pm 0,03) \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. As menores difusividades térmicas foram medidas nos noritos e gabronoritos, com média de $(1,05 \pm 0,19) \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ e valores extremos de $0,80 \times 10^{-6}$ e $1,21 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. De modo geral, nesta *facies*, essa grandeza, à temperatura de 28°C , varia de $0,80 \times 10^{-6}$ a $1,80 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, com média de $(1,37 \pm 0,20) \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Na *facies* anfibolito foram medidas 23 amostras, todas da região granítica (“C”). As medidas variam de $1,18 \times 10^{-6}$ a $1,82 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, com média de $(1,43 \pm 0,14) \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Na unidade “D”, não foi determinada a difusividade térmica pela falta de amostras com características apropriadas para serem medidas no analisador Quickline™ - 30.

Considerando as 58 amostras medidas, as difusividades térmicas variam entre $0,8 \times 10^{-6}$ e $1,82 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, com média de $(1,40 \pm 0,18) \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Os valores médios do calor específico a pressão constante, em amostras secas, à temperatura de 28°C , para as litologias “A”, “B”, “C” e rochas máficas, com a precisão de um desvio padrão, variam de $(720 \pm 32) \text{ Jkg}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, nos noritos e gabronoritos, a $(774 \pm 41) \text{ Jkg}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, na unidade “C”, conforme a Tabela 4.8.

Total de amostras medidas (típicas e atípicas)	Calor específico ($\text{Jkg}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)		
	Mínimas	Máximas	Médias
Unidade “A” (18)	694	877	774 ± 41
Unidade “B” (13)	692	835	729 ± 25
Noritos e gabronoritos (4)	690	749	720 ± 32
Amostras na <i>facies</i> granulito (35)	690	877	769 ± 43
Unidade “C” (23)	629	896	767 ± 66
Amostras na <i>facies</i> anfibolito (23)	629	896	767 ± 66
Total de amostras (58)	629	896	768 ± 53

Tabela 4.8: Calor específico, a pressão constante, mínimo, máximo e médio, a 28°C , para as rochas secas das litologias “A”, “B”, “C” e máficas. Valores para as *facies* granulito e anfibolito e para o total de pontos medidos.

Na *facies* granulito, foram medidas 35 amostras: 18 charnoquitos; 13 enderbitos, 2 noritos e 2 gabronoritos. Nos charnoquitos, os calores específicos a pressão constante variam de 694 a 877 $\text{Jkg}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, com média de $(774 \pm 41) \text{ Jkg}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$. No caso das rochas enderbíticas, os valores encontrados estão na faixa entre 692 e 835 $\text{Jkg}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, com média igual a $(729 \pm 25) \text{ Jkg}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$. Os menores calores específicos foram medidos nos noritos e gabronoritos, com média de $(720 \pm 32) \text{ Jkg}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ e valores extremos de 690 e 749 $\text{Jkg}^{-1}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$. De modo

geral, nesta *facies*, essa grandeza, a 28°C, varia de 690 a 877 $\text{Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, com média de (769 \pm 43) $\text{Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$.

Na *facies* anfibolito foram medidas 23 amostras, todas da região granítica (“C”). As medidas variam de 629 a 896 $\text{Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, com média de (767 \pm 66) $\text{Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. Na unidade “D”, não foi determinado o calor específico pela falta de amostras com características apropriadas para serem medidas no analisador QuicklineTM - 30.

Considerando as 58 amostras medidas, os calores específicos a pressão constante variam entre 629 e 896 $\text{Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, com média de (768 \pm 53) $\text{Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$.

Em sentido geral, observa-se, nas Tabelas 4.6, 4.7 e 4.8, como os valores médios de condutividade térmica mantém-se constantes para granitos, charnoquitos e enderbitos, sendo maiores do que a média nas rochas máficas. No caso da difusividade térmica, as unidades “A” e “C” possuem valores médios iguais, maiores que o da “B”, que, por sua vez, é maior do que o dos noritos e gabronoritos. O calor específico comporta-se de maneira semelhante, possuindo as unidades “C” e “A” médias mais altas do que a “B” e as rochas máficas.

A presença de água nos poros aumenta a condutividade térmica e o calor específico. No caso da difusividade, a consequência da saturação da rocha é desprezível, uma vez que esse efeito afeta tanto o numerador quanto o denominador da Equação 1.39. Para avaliar a influência da saturação na condutividade térmica e no calor específico, foram determinadas as porosidades em 29 amostras. Dentre as rochas selecionadas incluíram-se aquelas que apresentaram diferenças maiores do que 10% entre os valores de condutividade térmica de rocha seca e saturada. Esta porcentagem foi escolhida uma vez que o erro do equipamento, nas medidas de condutividade térmica entre 0,70 e 6,0 $\text{Wm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, é de 10%. Os resultados das medidas de porosidade, apresentados no Anexo XXII, mostraram que as maiores diferenças entre as condutividades térmicas e os calores específicos das rochas secas e saturadas ocorrem para as maiores porosidades, geralmente na *facies* anfibolito. Entretanto, essas diferenças ficam próximas do erro do equipamento, podendo ser desconsideradas. Do total de amostras medidas, 86 % apresentaram porosidades menores do que 0,6. Os valores extremos encontrados foram 0,25, numa amostra de enderbito, e 1,30 numa litologia granítica. No último caso, houve uma diferença de 17 % entre as medidas em ambiente seco e saturado. Esses resultados são compatíveis com os dados de Clauser e Huenges (1995), que apresentam até 20% de discrepância entre valores para rochas secas e totalmente saturadas em granitos com porosidade próximas de 1%.

A anisotropia na direção de propagação de calor também foi avaliada neste trabalho. Nesse sentido, foram medidas 6 amostras representativas, em duas faces perpendiculares, obtendo-se parâmetros térmicos com menos de 10% de diferença entre estas faces, como

mostrado no Anexo XXIII. Assim, consideramos que no tipo de rocha estudada, embora a maioria dos minerais seja anisotrópica, o comportamento é isotrópico. Essa evidência pode ser explicada por uma distribuição aleatória dos minerais nessas rochas.

4.8 Produção de calor radiogênico na crosta das bacias de Camamu e Almada

Pertencentes ao Cráton do São Francisco, as bacias de Camamu e Almada possuem uma crosta na *facies* granulito, onde, segundo Sapucaia (2004), a maior contribuição de calor radiogênico é a dos enderbitos. No caso da bacia de Almada os sienitos também contribuem significativamente. A autora sugeriu, ainda, que as taxas de produção de calor seriam constantes com a profundidade, uma vez que os granulitos representam a base da crosta.

Visando a satisfazer um dos objetivos propostos no presente trabalho: a obtenção da distribuição vertical da taxa volumétrica de produção de calor radiogênico nas bacias de Camamu e Almada, tomando como base o perfil vertical da borda oeste do Bloco Jequié, estimamos as profundidades crustais em que se formaram os enderbitos de Camamu e Almada mediante a Equação 4.3. Dessa maneira, as profundidades, z , foram calculadas como:

$$z = 23,2 - 8,73 \ln \left(\frac{A}{3,66} \right) \quad (4.7)$$

onde as taxas de produção de calor radiogênico, A , foram medidas por Sapucaia (2004), apresentadas no Anexo XXIV. Assim, os valores dessa grandeza na crosta das bacias de Camamu e Almada serão iguais aos da base da crosta no bloco Jequié. No Anexo XXIV, também são disponibilizados os teores de U, Th e K e as densidades das rochas medidas por essa autora.

As taxas de produção de calor radiogênico, reportadas por Sapucaia (2004), com suas respectivas profundidades calculadas neste trabalho, foram inseridas no gráfico da Figura 4.20(a), na curva correspondente à *facies* granulito da seção “C”-“A”-“B” da borda oeste do Bloco Jequié, obtendo-se a Figura 4.22. Pode ser constatado que os enderbitos de Camamu e Almada são a continuação dos enderbitos do Bloco Jequié, ocupando a parte da crosta inferior. Entretanto, essas rochas profundas, amostradas em Camamu e Almada, não estão expostas na superfície dos perfis verticais do Bloco Jequié.

Na Figura 4.22 são apresentadas duas curvas que descrevem o comportamento das *facies* anfíbolito e granulito no bloco Jequié, podendo ser estendidas para outras regiões do Cráton do São Francisco.

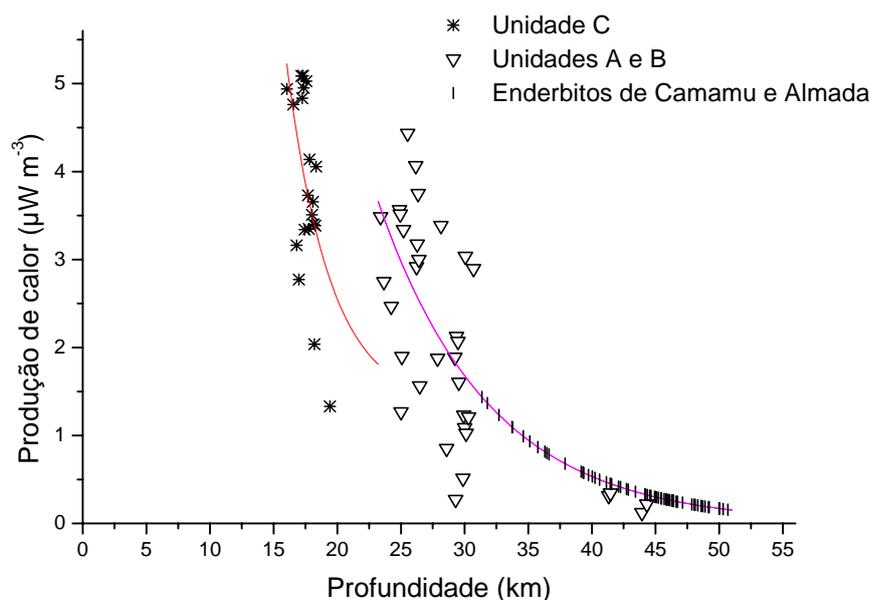


Figura 4.22: Enderbitos de Camamu e Almada inseridos na curva do comportamento da *facies* granulito no bloco Jequié.

Os resultados apresentados mostram que, na região de Camamu e Almada, a exponencial que representa o comportamento da taxa de produção de calor radiogênico encontra-se na parte aproximadamente linear da curva. Constata-se, ademais, que a maior quantidade de rochas pertence aos 10 km últimos de crosta, sendo que a produção de calor é aproximadamente constante.

Constata-se nessa figura, como os enderbitos de Camamu e Almada comportam-se como a continuação dos enderbitos do bloco Jequié, ocupando a parte mais profunda da crosta.

Tomando a espessura da crosta de Camamu e Almada como 30 km e usando a Equação 4.3 para esse novo limite temos

$$A(z) = 3,66e^{-\frac{z-23,2}{8,73}}, \quad 28,2 \text{ km} \leq z < 51,0 \text{ km} \quad (4.8)$$

Com esses valores e limites, o fluxo de calor radiogênico produzido pelos elementos radioativos é

$$Q = 30,6 \text{ mWm}^{-2}$$

Sapucaia e outros (2005) inferiram que sendo os enderbitos típicos das bordas das duas bacias, eles devem predominar, também, no embasamento sob essas bacias. Assim, a contribuição do calor radiogênico para o fluxo de calor nas bacias de Camamu e Almada é de $Q = 30,6 \text{ mWm}^{-2}$. A esse valor, deve-se adicionar o fluxo térmico na base da crosta para obter-se o fluxo geotérmico na bacia.

Argollo e Penteado (2005) estudaram 21 fluxos de calor geotérmico determinados em poços petrolíferos localizados nas bacias de Camamu e Almada. A média dos fluxos superficiais determinados por esses autores é de $50,5 \text{ mWm}^{-2}$. Com essa informação determinamos que o fluxo térmico, na base da crosta, é de $19,9 \text{ mWm}^{-2}$, o qual está dentro da faixa de 18 a 33 mWm^{-2} para o fluxo basal de calor em várias regiões da Terra (Vitorello e Pollack, 1980; Jaupart e outros, 1981).

Assumimos que a condutividade térmica média nas bacias de Camamu e Almada é a mesma que a da *facies* granulito da borda oeste do Bloco Jequié, igual a $2,72 \text{ Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$ a 28°C , obtida mediante a aplicação da Equação 1.38. Assim, o fluxo de $50,5 \text{ mWm}^{-2}$ conduz a um gradiente térmico para a região de $18,6 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$.

5

Conclusões

Esta pesquisa, em sentido geral, contribui com o conhecimento de regiões cratônicas no mundo, onde dados de produção de calor e parâmetros térmicos, variando com a profundidade, são escassos e necessários para a modelagem de bacias.

O modelo de decaimento exponencial de produção de calor radiogênico na crosta continental com um comportamento específico para cada *facies* metamórfica representa uma contribuição original do presente trabalho. Esse modelo explica a existência de taxas de produção de calor similares em diferentes profundidades e mostra que tanto a profundidade quanto o tipo de litologia influenciam o comportamento da produção de calor radiogênico. Observamos, contudo, que a influência da profundidade na produção de calor pode ser desconsiderada quando a composição química e mineralógica das rochas é muito diferente.

A aplicação do modelo acima no Cráton do São Francisco permitiu-nos propor uma distribuição vertical da produção de calor radiogênico nesse cráton. Possibilitou, também, estimar uma faixa de variação de 0,08 a 0,15 μWm^{-3} para a produção de calor na base da crosta em foco. Medidas dessas grandezas nunca antes tinham sido reportadas para essa região.

No presente trabalho sugerimos que existiu uma crosta de 51 km na região de estudo, onde 16,0 km de sedimentos e xistos-verdes foram erodidos, restando, hoje, 7,2 km na *facies* anfíbolito superpostos a 27,8 km na *facies* granulito. Na crosta atual, foi calculada a condutividade térmica integrada, obtendo o valor de 2,76 $\text{Wm}^{-1}\text{C}^{-1}$.

Os estudos realizados contribuíram para um melhor detalhamento da geologia da borda oeste do Bloco Jequié, possibilitando uma re-limitação dos contornos de cada litologia e a localização de falhas geológicas.

As maiores taxas de produção de calor radiogênico, na área estudada do Bloco Jequié, foram obtidas nos granitos, com média de $(4,0 \pm 1,0) \mu\text{Wm}^{-3}$, seguidas pelos charnoquitos, com $(3,0 \pm 1,0) \mu\text{Wm}^{-3}$. Essas litologias correspondem a rochas ácidas, onde maiores taxas volumétricas de produção de calor são esperadas. No caso dos tonalitos, apresentam taxas de $(2,2 \pm 1,4) \mu\text{Wm}^{-3}$ e os enderbitos de $(1,71 \pm 0,93) \mu\text{Wm}^{-3}$. Os resultados mostram que, em sentido geral, os elementos produtores de calor apresentam maiores concentrações nas menores profundidades crustais. Com relação às correlações entre os teores destes elementos o U e o Th apresentam-se mais correlacionados.

O perfil de densidades, em condições ambientais, mostra valores constantes nos primeiros 40 km de crosta, sendo que valores maiores são obtidos na crosta inferior.

Os parâmetros térmicos condutividade e difusividade mantiveram-se praticamente constantes nas amostras estudadas; o calor específico mostrou alguma variação. Não observamos mudanças nesses parâmetros com a porosidade das rochas que, na maior parte de nossas amostras, está entre 0,2 e 0,6 %. Já numa amostra com porosidade de 1,3 %, a condutividade térmica variou de 17 %. Também não observamos efeitos consideráveis de anisotropia nas litologias estudadas neste trabalho.

A relação estabelecida entre os dados que obtivemos no Bloco Jequié e os reportados na literatura para Camamu e Almada mostra que os enderbitos de Camamu e Almada localizam-se na crosta mais profunda, com poucas variações da produção de calor com a profundidade crustal. Essas rochas também devem fazer parte do embasamento no Bloco Jequié, evidenciando que a *facies* granulito, nesse bloco, estende-se até a base de sua crosta.

A utilização do modelo de produção vertical de calor obtido para o Bloco Jequié na crosta das bacias de Camamu e Almada permitiu-nos determinar que a contribuição do calor radiogênico para o fluxo de calor total nessas bacias é de $30,6 \text{ mWm}^{-2}$. Considerando o fluxo médio de $50,5 \text{ mWm}^{-2}$ para essas bacias, obtido na literatura, obtivemos um fluxo térmico na base da crosta de $19,9 \text{ mWm}^{-2}$.

Os resultados apresentados possibilitam o surgimento de novas pesquisas para o melhor conhecimento das propriedades térmicas de regiões cratônicas. Sugerimos que futuros trabalhos objetivem caracterizar a taxa de produção de calor radiogênico na *facies* xisto-verde no Cráton do São Francisco. Neste sentido, a identificação de um perfil vertical de crosta seria necessária. Com estes valores, parte dos 16 km de crosta erodidos poderiam ser reconstituídos no Bloco Jequié.

Agradecimentos

A realização deste trabalho não teria sido possível sem a contribuição de colegas, amigos, funcionários e órgãos públicos e, fundamentalmente, de Deus.

Agradeço a meu orientador, Professor Doutor Roberto Max de Argollo, pelo seu apoio técnico e moral; a meu co-orientador, Professor Doutor Moacyr Moura Marinho, por sempre estar presente, bem como pelos valiosos conhecimentos de geologia repassados; ao Professor Doutor Johildo Salomão Figueiredo Barbosa, que contribuiu neste trabalho com seu vasto conhecimento sobre o Cráton do São Francisco; à UFBA, especialmente ao CPGG, por possibilitar a minha formação em Geofísica com o apoio dos professores, técnicos, funcionários administrativos e estudantes; ao Departamento de Física da Terra e do Meio Ambiente, em especial ao Professor Antônio Expedito Gomes de Azevedo, por influenciar positivamente na minha formação profissional; ao Departamento de Informática, em especial a Tiago Cavalcante de Pinho e a Joaquim Bomfim Lago; ao Geólogo Raymundo José Bulcão Fróes, pelo suporte na análise petrográfica das amostras; à Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, CBPM, que disponibilizou apóio técnico e material para a realização desta pesquisa; à Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais, CPRM, pelo apóio técnico na preparação das amostras; ao CNPq pelo apóio financeiro dado a este projeto mediante o convênio no 486369 2006-4; à FAPESB, pela outorga da bolsa de doutorado no BOL1824/2006; às amigadas surgidas no CPGG; a Marcos Jeronimo dos Santos, pelos valiosos ensinamentos de Português; aos meus familiares; por último, a Deus, por mostrar-me o caminho e ao Brasil, por propiciar-me a plena realização pessoal.

Referências Bibliográficas

- Adams, J. A. S. e Gasparini, P. (1970). Gamma-Ray Spectrometry of Rocks. Methods in Geochemistry and Geophysics Series. Elsevier Publishing Company.
- Alkmim, F. F.; Neves, B. B. B e Alves, J. A. C. (1993). Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. Em: "O Cráton do São Francisco: trabalhos apresentados na reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco". Editores: José Maria Landim Dominguez e Aroldo Misi. Salvador, SBG, CNPq, 45-62.
- Alibert, C. e Barbosa, J. S. F. (1992). Âges U-Pb déterminés à la "SHRIMP" sur des zircons du complex de Jequié, Craton du São Francisco, Bahia, Brésil. 14^o Réunion des Sciences de la Terre (RST), Toulouse, France.
- Almeida, F. F. M. (1967). Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim 241, 36p.
- Almeida, F. F. M. (1969). Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, 29-46p.
- Almeida, F. F. M. (1977). O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências. 7(4):349-364.
- Almeida, F. F. M. (1981). O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. Anais do Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais (1979), SBG/NBA-SE, SMG/Séc. Minas e Energia, 10p.
- Alves Jr., P. B. (2004). Determinação de perfis de taxa de produção de calor radiogênico em poços da bacia do Recôncavo. Monografia - Curso de Graduação em Geofísica, Universidade Federal da Bahia, 72p.
- Argollo, R. M. e Penteadó, H. L. B. (2005). Fluxo e produção de calor nas bacias do Recôncavo, Camamu, Almada, Jequitinhonha e Cumuruxatiba e nos embasamentos adjacentes. Relatório não publicado, Projeto GEOTERM, CPGG - Universidade Federal da Bahia.

- Ashwal, L. D.; Morgan, P.; Kelley, S. A. e Percival, J. A. (1987). Heat production in an Archean crustal profile and implications for heat flow and mobilization of heat-producing elements. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 85:439-450.
- Barbosa, J. S. F. (1986). *Constitution lithologique et metamorphique de la région granulitique du Sud de Bahia (Brésil)*. Tese de Doutorado - Université Pierre et Marie Curie, Paris, 401p.
- Barbosa, J. S. F.; Nicollet, Ch.; Leite, C.; Kienast, J. R.; Fuck, R. A. e Macedo, E. P. (2006). Hercynite-quartz-bearing granulites from Brejões Dome areas, Jequié Block, Bahia, Brazil: influence of charnockite intrusion on granulite facies metamorphism. *Lithos*, 92:537-556.
- Barbosa, J. F.; Marinho, M. M. e Sabaté, P. (1992). Geology of the Jequié-Itabuna Granulitic Belt. Em: "Petrologic and Geochronologic Evolution of the Oldest Segments of the São Francisco Craton, Brazil", Pedreira, A. J.; Marinho, M. M. e Barbosa, J. F. (eds.). Salvador, CBPM/ IGCP 280, 7-28.
- Barbosa, J. S. F.; Sabaté, P. e Marinho, M. M. (2003). O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1):3-6.
- Birch, F. (1942). Thermal conductivity and diffusivity. Geological Society of America, Special paper, 36. Handbook of physical constant. Editores: F. Birch, J. F. Schairer e H. C. Spicer, 243-266.
- Birch, F.; Roy, R. F. e Decker, E. R. (1968). Heat flow and thermal history and New England and New York. Em: "Studies of Appalachian Geology: Northern and Maritime". Editores: W. White e E. Zen, Interscience, 437-451.
- Brito Neves, B. B. e Alkmin, F. F. (1993). Cráton: evolução de um conceito. Em: "O Cráton do São Francisco: trabalhos apresentados na reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco". Editores: José Maria Landim Dominguez e Aroldo Misi. Salvador, SBG, CNPq, 1-10.
- Brito Neves, B. B.; Santos, E. J. e Schmus, V. W. R. (2000). Tectonic history of the Borborema province. *Tectonic Evolution of the South America*. 31st International Geological Congress. Editores: U.G. Cordani; E. J. Milani; A Thomaz Filho e D. A. Campos. Rio de Janeiro:151-182p.
- Carvalho, H. S. (1981). Método para determinação de fluxo geotérmico com aplicação às bacias sedimentares petrolíferas do Recôncavo Baiano (Brasil) e Sumatra (Indonésia).

- Tese de Doutorado - Curso de Pós-graduação em Geofísica, Universidade Federal da Bahia, 92p.
- Cavalcante, A. G. (2004). Correção de dados de temperatura de fundo de poço (BHT). Monografia - Curso de Graduação em Geofísica, Universidade Federal da Bahia, 75p.
- Cavalcante, A. G.; Argollo, R. M. e Carvalho, H. S. (2005). Correção de dados de temperatura de fundo de poço. *Revista Brasileira de Geofísica*, 22(3):233-243.
- Cermák, V. e Rybach, L. (1982). Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. *Landoltbörnstein: numerical data and functional relationships in science and technology, News series, Group V (Geophysics and space research)*. Editores: G. Angenheister, V1a, Springer, Berlin-Heidelberg, 305-343.
- Clark, S. P. Jr. (1966). Thermal conductivity. Geological Society of America. Handbook of physical constant, Memoir 97. Editor: S. P. Clark Jr., 459-482.
- Clauser, Ch. e Huenges E. (1995). Thermal conductivity of rocks and minerals. AGU Reference Shelf 3. Rock physics and phase relations: a handbook of physical constant. Editor: Thomas J. Ahrens, 105-126.
- Cordani, U. G. (1973). Evolução geológica da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória. Tese de livre docência, Universidade de São Paulo.
- Cunha, J. C.; Leal, L. R. B.; Fróes R. J. B.; Teixeira, W. e Macambira, M. J. B. (1996). Idade dos Greenstone Belts e dos Terrenos TTGs Associados da Região do Cráton do São Francisco (Bahia, Brasil). *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, SBG*. Salvador, 1:62-65.
- Currie, L. A. (1968). Limites for qualitative detection and quantitative determination: application to radiochemistry, *Analytical Chemistry*, 40(3):586-593.
- Dana, J. D. (1866). Observations on the origin of some earth's features. *American Journal of Science*, 2:205-253.
- Desai, P. D.; Navarro, S. E.; Hasan, S. E.; Ho, C. Y.; DeWitt, D. P. e West, T. R. (1974). Thermophysical properties of selected rocks. Center for information and numerical data analysis and synthesis (CINDAS), Report 23, Purdue University, Indiana, USA, 256p.
- Drury, M. (1987). Heat flow provinces reconsidered. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 49(1-2): 78-96.

- Fountain, D. M. e Salisbury, M. H. (1981). Exposed cross-sections through the continental crust: implications for crustal structure, petrology and evolution. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 56:263-277.
- Fowler, C. M. R. (1990). *The Solid Earth - An introduction to global geophysics*. Cambridge Univ. Press, 472p.
- Gomes R. A. A. D. e Motta A. C. (1980). Projeto para o levantamento gravimétrico do estado da Bahia. *Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais*, V.1. 140p.
- Gunn, P; Meixner, T.; Milligan, P. e Mackey, T. (1998). Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys. Australian Geological Survey Organisation. Airborne geophysics group. Canberra, 113p.
- Halliday, D. e Resnick, R. (1991). *Fundamentos de Física 2: gravitação; ondas e termodinâmica*. Livros Técnicos e Científicos Ed. Ltda., 280p.
- Hawkesworth, C. J. (1974). Vertical distribution of heat production in the basement of the Eastern Alps. *Nature*, 249:435-436.
- Inda, H. A. V. e Barbosa, J. (1978). Mapa geológico do estado da Bahia. Sec. de Minas e Energia do Estado da Bahia, 137p.
- Jaupart, C.; Scater, J. G. e Simmons G. (1981). Heat flow studies: constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Earth and Planetary Sciences Letters* 52:328-344.
- Jesus, C. L. C. (2004). Determinação da condutividade térmica de rochas a partir de perfilagem elétrica de poços. Dissertação de Mestrado - Curso de Pós-graduação em Geofísica, Universidade Federal da Bahia, 50p.
- Jesus, C. L. C.; Lima, O. A. L. e Argollo, R. M. (2005). Determination of the thermal conductivity of sedimentary rocks using electric well-log data. Artigo em processo de submissão á revista *Petrophysics*.
- Kappelmeyer, O. e Hänel, R. (1974). *Geothermics with special reference to application*. Gebrüder Bornträger, Berlin-Stuttgart, 238p.
- Kaplan, I. (1964). *Nuclear Physics*. London: Addison-Wesley Publishing Company, Inc., 770p.
- Klein, C. e Hurlbut Jr., C. S. (1993). *Manual of mineralogy*. USA: John Wiley e Sons, Inc., 681p.

- Krementsky, A. A. e Ovchinnikov, L. N. (1986). The Precambrian continental crust: its structure, composition, and evolution as revealed by deep drilling in the U.S.S.R. *Precambrian Res.*, 33:11-43.
- Krementsky, A. A.; Milanovsky S. Yu. e Ovchinnikov, L. N. (1989). A heat generation model for continental crust based on deep drilling in the Baltic shield. *Tectonophysics*, 159:231-246.
- Lachenbruch, A. H. (1968). Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 73(17):6877-6989.
- Lachenbruch, A. H. (1970). Crustal temperature and heat production: implications of the linear heat-flow relation. *Journal of Geophysical Research*, 75(17):3291-3300.
- Leal, L. R. B. (1998). Geocronologia U/Pb (SHRIMP), 207Pb/206Pb, Rb/ Sr, Sm/Nd e K/Ar dos terrenos granito-greenstone do Bloco do Gavião: implicações para a evolução arqueana e paleoproterozóica do Cráton do São Francisco, Brasil. Tese de Doutorado - Universidade de São Paulo, 178p.
- Lobo, P. F. S. (1981). Comportamento da condutividade e difusividade térmica em função da temperatura de amostras de rochas secas e saturadas de água. Instituto Internazionale perle Ricerche Geotermiche, Pisa-Itália. In: 5th Int. Cong. Bras. Geofísica, Extend Abstracts, 29p.
- Marinho, M. M. (1991). La séquence volcano-sédimentaire de Contendas-Mirante et la bordure occidentale du Bloc Jequié (Cráton du São Francisco-Brésil): un exemple de transition Archéean-Protérozoïque. Tese de Doutorado - Blaise Pascal Univ. Clermont Ferrand, França, 388p.
- Marinho, M. M.; Sabaté, P. e Barbosa, J. S. F. (1994). The Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt. *Boletim IG-USP - "Petrologic and geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil"*. Editores: M. H. C. Figueiredo e A. J. Pedreira, Publicação especial 17:37-72.
- Morgan, P. (1985). Crustal radiogenic heat production and the selective survival of ancient continental crust. Proc. 15th Lunar Planet. Sci. Conference. *Journal of Geophysical Research*, 90:561-570.
- Morgan, P. e Sass, J. H. (1984). Thermal regime of the continental lithosphere. *Journal Geodynamics*, 1:143-166.

- Morgan, P.; Sawka, W. N. e Furlong, K. P. (1987). Introduction: background and implications of the linear heat flow-heat production relationship. *Geophys. Res. Letters*, 14:248-1251.
- Mottaghy, D.; Schellschmidt, R; Popov, Y. A.; Clauser, C.; Kukkonen, L. T.; Nover, G.; Milanovsky, S. e Romushkevich, R. A. (2005). New heat data from the immediate vicinity of the Kola super-deep borehole: vertical variation in heat flow confirmed and attributed to advection. *Tectonophysics*, 401(1-2):119-142.
- Nicolaysen, L. O.; Hart, R. J. e Gale, N. H. (1981). The Vredefort element profile extended to supracrustal strata et Carletonville, with implications for continental heat flow. *Journal of Geophysical Research*, 86:10653-12218.
- Nielsen, S. B. (1987). Steady state heat flow in a random medium and the linear heat flow-heat production relationship. *Geophysical Research Letters*, 14:318-321.
- Nisbet, E. G. e Fowler, C. M. R. (1982). The thermal background to metamorphism. I. Simple one-dimensional conductive models. *Geoscience Canada*, 9:4-161.
- Oasis Montaj 6.4 (2006). Mapping and processing software for exploration and earth science investigations. GEOSOFT.
- Oliveira, N. B. (2006). Efeitos do gradiente do campo magnético na determinação da porosidade por ressonância magnética nuclear. Tese de Doutorado - Curso de Pós-graduação em Geofísica, Universidade Federal da Bahia, 114p.
- Ribeiro, F. B. e Roque, A. (2001). Vertical distributions of uranium, thorium, and potassium and of volumetric heat production rates in the sediments of the São Francisco Basin, Central Brasil. *Applied Radiation and Isotopes*, 55:393-405.
- Robertson, E. C. (1988). Thermal properties of rocks. U. S. Geological Survey, Open file report 88-441. Reston, Virginia, USA, 106p.
- Roy, R. F.; Beck A. E. e Touloukian Y. S. (1981). Thermophysical properties of selected rocks. *Physical properties of rock and minerals. Center for information and numerical data analysis and synthesis (CINDAS), Data series on material properties.* Editores: Y. S. Touloukian, W. R. Judd e R. F. Roy. McGrawhill, NY, USA, II-2, 409-502.
- Roy, R. F.; Blackwell, D. D. e Birch, F. (1968). Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 5:1-12.

- Rybach, L. (1986). Amount and significance of radioactive heat sources in sediments. Em: "Thermal Modeling in Sedimentary Basins". Editor: J. Burrus, TECHNIP. Paris, 311-322.
- Sandiford, M. e McLaren, S. (2001). Termo-mechanical controls on heat production distributions and the long-term evolution of the continents. Em: "Evolution and differentiation of the continental crust". UK: Cambridge University Press. Editores: Michael Brown e Tracy Rushmer, 67-91.
- Santos-Pinto, M. A.; Martin, H. e Sabaté, P. (1993). Reciclagem da crosta continental, os granitóides do Bloco do Gavião - dados preliminares. Anais do III Simpósio Cráton São do Francisco, SBG/BA-SE. Salvador, 2:75-77.
- Sapucaia, N. S. (2004). Diferenciação litológica, teores de potássio, urânio e tório e taxa de produção do calor radiogênico do embasamento cristalino das bacias de Camamu e Almada. Dissertação de Mestrado - Curso de Pós-graduação em Geofísica, Universidade Federal da Bahia, 72p.
- Sapucaia, N. S.; Argollo, R. M. e Barbosa, J. S. F. (2005). Teores de potássio, urânio, tório e taxa de produção de calor radiogênico no embasamento adjacente às bacias sedimentares de Camamu e Almada, Bahia, Brasil. Revista Brasileira de Geofísica, 24(4).
- Schneider, R. V.; Roy, R. F. e Smith, A. R. (1987). Investigations and interpretations of the vertical distribution of U, Th and K: South Africa and Canada. Geophysical Research Letters, 14(3):264-267.
- Schuricht, V. (1975). Física de la Protección Radiológica. Tradução de Rogelio Espinosa Hechavarría (1988). Título Original: Strahlenschutzphysik. Cuba: Editora: Pueblo y Educación, 352p.
- SUDENE (1976). Mapas de curvas de níveis no estado da Bahia. Convênio SUDENE / Governo do estado da Bahia - Secretaria do Saneamento e Desenvolvimento Urbano. Folha SD.24-V-C-VI.
- Suess, E. (1883). La face de la Terre. Tradução de E. de Margerie (1918-1940). Título original: Das Antlitz der Erde. Paris: Armand Colin et. Cie., 3V.
- Streckeisen, A. (1975). How should charnockitic rocks be named. Geologie des Domaines Cristallines. Liege. Soc. Geol. Belg., Centenaire de la Societe Geologique de Belgique.

- Teixeira, W.; Toledo M. C. M.; Fairchild T. R. e Taioli F. (2001). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Editora Oficina de Textos, 568p.
- Ussami, N. (1993). Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas. Em: "O Cráton do São Francisco: trabalhos apresentados na reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco". Editores: José Maria Landim Dominguez e Aroldo Misi. Salvador, SBG, CNPq, 35-43.
- Vitorello, Í. (1978). Heat flow and radiogenic heat production in Brazil with implications for the thermal evolution of continents. Tese de doutorado, Michigan University.
- Vitorello, Í. e Pollack, H. N. (1980). On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. *Journal of Geophysical Research*, 85(B2):983-995.
- Winter, J. D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. USA: Prentice-Hall Inc., 697p.
- Wilson, N. (1987). Combined Sm-Nd, Pb/Pb and Rb-Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic Precambrian terrains: examples from Brazil and Channel Island. Dissertação de Mestrado, Oxford University, UK, 101p.
- Zoth, G. e Hänel, R. (1988). Appendix in handbook of terrestrial heat flow density determination. Editores: R. Hänel, L. Rybach e L. Stegena. Kluwer, Dordrecht, 449-466.



Localização dos pontos de amostragem

Amostras	Coordenadas UTM (Datum Córrego Alegre)		Coordenadas Geográficas	
	24 L - X	24 L - Y	Latitude S	Longitude O
EmMa 001	329615	8504560	13° 31,327´	40° 34,460´
EmMa 002	328358	8502624	13° 32,372´	40° 35,168´
EmMa 003	327953	8502612	13° 32,377´	40° 35,388´
EmMa 004	326569	8503974	13° 31,634´	40° 36,151´
EmMa 005	322833	8502742	13° 32,289´	40° 38,225´
EmMa 006	320704	8503078	13° 32,099´	40° 39,404´
EmMa 007	320359	8502364	13° 32,485´	40° 39,598´
EmMa 008	318597	8501216	13° 33,101´	40° 40,579´
EmMa 009	317953	8500834	13° 33,306´	40° 40,938´
EmMa 010	317469	8500730	13° 33,360´	40° 41,206´
EmMa 011	315903	8499638	13° 33,946´	40° 42,079´
EmMa 012	315498	8499372	13° 34,089´	40° 42,304´
EmMa 013	314774	8498574	13° 34,519´	40° 42,709´
EmMa 014	314210	8497472	13° 35,115´	40° 43,025´
EmMa 015	313428	8497824	13° 34,920´	40° 43,458´
EmMa 016	308957	8495754	13° 36,026´	40° 45,945´
EmMa 017	305057	8494104	13° 36,905´	40° 48,113´
EmMa 018	303454	8493490	13° 37,232´	40° 49,004´
EmMa 019	301295	8491810	13° 38,133´	40° 50,208´
EmMa 020	299806	8490704	13° 38,727´	40° 51,038´
EmMa 021	299316	8490464	13° 38,856´	40° 51,311´
EmMa 022	298863	8490294	13° 38,946´	40° 51,563´
EmMa 023	298031	8489218	13° 39,525´	40° 52,029´
EmMa 024	298452	8488776	13° 39,767´	40° 51,797´
EmMa 025	298601	8488662	13° 39,830´	40° 51,715´
EmMa 026	298640	8488840	13° 39,733´	40° 51,693´
EmMa 027	298787	8488580	13° 39,874´	40° 51,613´
EmMa 028	298917	8488450	13° 39,946´	40° 51,541´
EmMa 029	313199	8470872	13° 49,586´	40° 43,691´
EmMa 030	313651	8470734	13° 49,611´	40° 43,441´
EmMa 031	319110	8472488	13° 48,682´	40° 40,405´
EmMa 032	319618	8472184	13° 48,848´	40° 40,124´
EmMa 033	320463	8471456	13° 49,246´	40° 39,658´
EmMa 034	322071	8470786	13° 49,616´	40° 38,768´
EmMa 035	328058	8467066	13° 51,655´	40° 35,460´
EmMa 036	338199	8467296	13° 51,566´	40° 29,830´
EmMa 037	339101	8512138	13° 27,249´	40° 29,177´
EmMa 038	334621	8509506	13° 38,662´	40° 31,668´
EmMa 039	322738	8500792	13° 33,346´	40° 38,286´

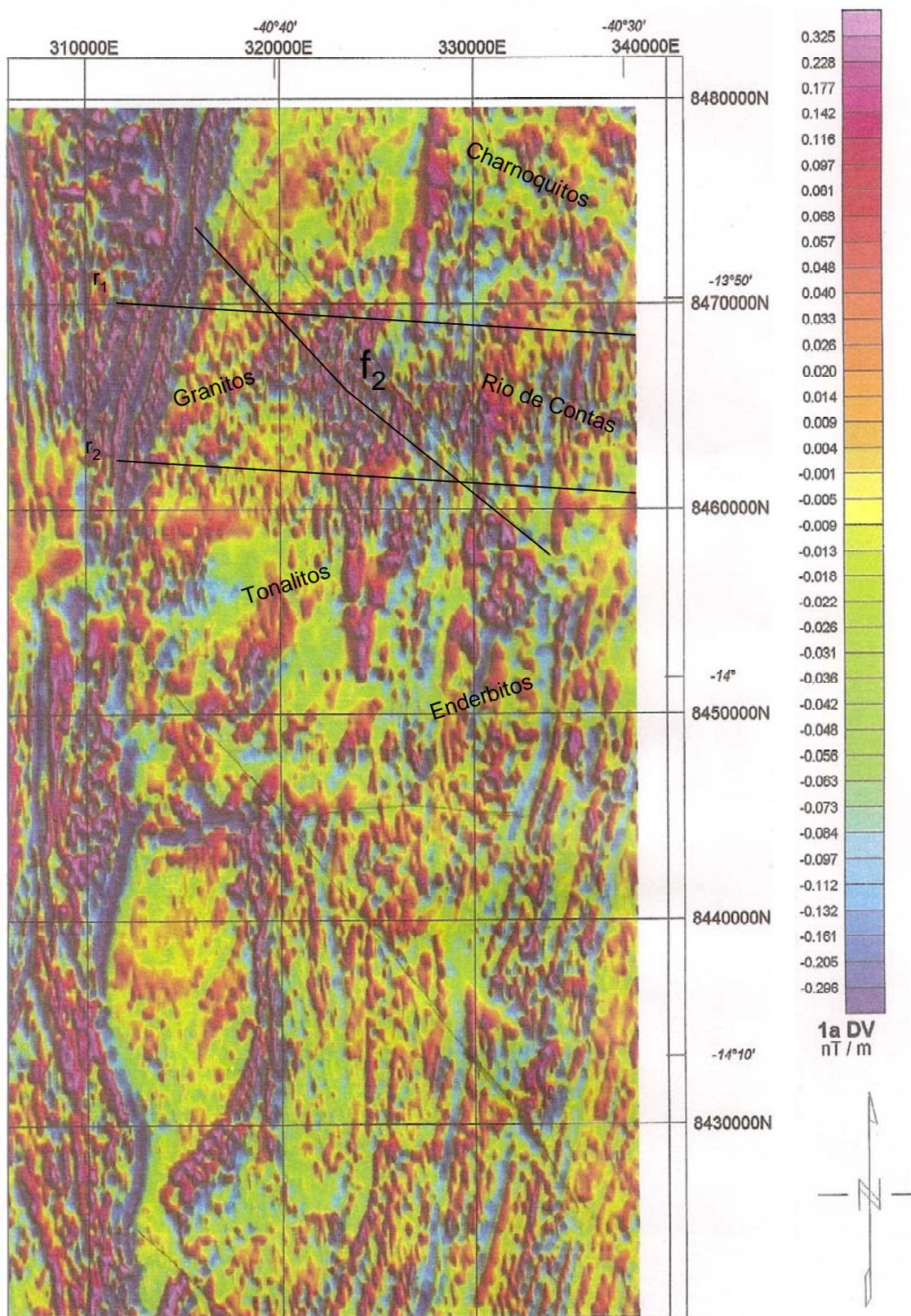
Amostras	Coordenadas UTM (Datum Córrego Alegre)		Coordenadas Geográficas	
	24 L - X	24 L - Y	Latitude S	Longitude O
EmMa 040	322810	8499158	13° 34,232´	40° 33,252´
EmMa 041	322220	8494088	13° 36,979´	40° 38,597´
EmMa 042	321379	8490416	13° 38,968´	40° 39,078´
EmMa 043	320591	8487614	13° 40,485´	40° 39,525´
EmMa 044	320103	8485116	13° 41,836´	40° 39,803´
EmMa 045	319906	8484300	13° 42,279´	40° 39,918´
EmMa 046	315265	8470326	13° 49,840´	40° 42,547´
EmMa 047	316271	8470554	13° 49,719´	40° 41,988´
EmMa 048	318577	8470210	13° 49,721´	40° 41,988´
EmMa 049	317805	8477557	13° 47,015´	40° 41,117´
EmMa 050	318027	8473498	13° 48,130´	40° 41,002´
EmMa 051	323434	8469966	13° 50,065´	40° 38,015´
EmMa 052	324034	8469652	13° 50,238´	40° 37,684´
EmMa 053	326300	8468292	13° 50,984´	40° 36,431´
EmMa 054	328170	8466758	13° 51,822´	40° 35,899´
EmMa 055	328717	8467226	13° 51,571´	40° 35,098´
EmMa 056	329182	8467792	13° 51,266´	40° 34,833´
EmMa 057	329439	8468062	13° 51,120´	40° 34,689´
EmMa 058	329715	8468728	13° 50,759´	40° 34,534´
EmMa 059	330605	8468088	13° 51,110´	40° 34,042´
EmMa 060	331154	8468218	13° 51,042´	40° 33,737´
EmMa 061	332137	8468800	13° 50,729´	40° 33,189´
EmMa 062	332834	8468590	13° 50,845´	40° 32,803´
EmMa 063	333125	8468522	13° 50,883´	40° 32,642´
EmMa 064	333295	8468274	13° 51,019´	40° 32,548´
EmMa 065	334817	8467824	13° 51,268´	40° 31,706´
EmMa 066	335368	8467400	13° 51,500´	40° 31,401´
EmMa 067	335489	8467178	13° 51,621´	40° 31,335´
EmMa 068	335895	8466746	13° 51,856´	40° 31,111´
EmMa 069	336146	8466262	13° 52,120´	40° 30,973´
EmMa 070	337156	8466350	13° 52,075´	40° 30,412´
EmMa 071	324268	8467126	13° 51,609´	40° 37,563´
EmMa 072	323524	8466302	13° 52,053´	40° 37,979´
EmMa 073	323427	8466180	13° 52,118´	40° 38,033´
EmMa 074	322528	8463888	13° 53,358´	40° 38,541´
EmMa 075	322538	8459104	13° 55,953´	40° 38,554´
EmMa 076	322022	8458660	13° 56,188´	40° 38,842´
EmMa 077	321964	8458048	13° 56,361´	40° 38,876´
EmMa 078	321140	8457622	13° 56,751´	40° 39,335´
EmMa 079	320069	8456454	13° 57,380´	40° 39,935´
EmMa 080	319784	8455466	13° 57,915´	40° 40,097´
EmMa 081	318893	8454806	13° 58,269´	40° 40,594´
EmMa 082	318013	8453676	13° 58,879´	40° 41,087´
EmMa 083	317910	8453102	13° 59,190´	40° 41,147´
EmMa 084	317932	8452358	13° 59,593´	40° 41,137´

Amostras	Coordenadas UTM (Datum Córrego Alegre)		Coordenadas Geográficas	
	24 L - X	24 L - Y	Latitude S	Longitude O
EmMa 085	318311	8451906	13° 59,891´	40° 41,017´
EmMa 086	318284	8451416	14° 00,105´	40° 40,946´
EmMa 087	318351	8450522	14° 00,590´	40° 40,912´
EmMa 088	319531	8449220	14° 01,301´	40° 40,262´
EmMa 089	320422	8448118	14° 01,902´	40° 39,771´
EmMa 090	320405	8440504	14° 02,235´	40° 39,783´
EmMa 091	322624	8447286	14° 02,362´	40° 38,551´
EmMa 092	320150	8447698	14° 02,140´	40° 38,258´
EmMa 093	324875	8447512	14° 02,248´	40° 37,301´
EmMa 094	325419	8447504	14° 02,253´	40° 36,998´
EmMa 095	324975	8447512	14° 02,427´	40° 36,854´
EmMa 096	325811	8447182	14° 02,430´	40° 36,782´
EmMa 097	326501	8448084	14° 01,944´	40° 36,395´
EmMa 098	327083	8448112	14° 01,930´	40° 36,072´
EmMa 099	327908	8447854	14° 02,073´	40° 35,614´
EmMa 100	328335	8447820	14° 02,093´	40° 35,377´
EmMa 101	329175	8447346	14° 02,028´	40° 34,910´
EmMa 102	331445	8447598	14° 02,225´	40° 33,651´
EmMa 103	332331	8447536	14° 02,262´	40° 33,159´
EmMa 104	303563	8493980	13° 36,966´	40° 48,942´
EmMa 105	303133	8494520	13° 36,672´	40° 49,178´
EmMa 106	303143	8494850	13° 36,493´	40° 49,171´
EmMa 107	303198	8495902	13° 35,922´	40° 49,136´
EmMa 108	302166	8496822	13° 35,419´	40° 49,705´
EmMa 109	300952	8497914	13° 34,822´	40° 50,373´
EmMa 110	300442	8498302	13° 34,610´	40° 50,654´
EmMa 111	300008	8498766	13° 34,356´	40° 50,893´
EmMa 112	308139	8496168	13° 35,798´	40° 46,396´
EmMa 113	305796	8501206	13° 33,057´	40° 47,674´
EmMa 114	304097	8500838	13° 33,249´	40° 48,618´
EmMa 115	302842	8501144	13° 33,078´	40° 49,312´
EmMa 116	301898	8500220	13° 33,576´	40° 49,839´
EmMa 117	301178	8499698	13° 33,856´	40° 50,240´
EmMa 118	300681	8499208	13° 34,119´	40° 50,518´
EmMa 119	308882	8495852	13° 35,972´	40° 45,986´
EmMa 120	309627	8496530	13° 35,607´	40° 45,570´
EmMa 121	303939	8493648	13° 37,148´	40° 48,735´
EmMa 122	303954	8501730	13° 32,765´	40° 48,693´
EmMa 123	303335	8502418	13° 32,390´	40° 49,033´
EmMa 124	303326	8503216	13° 31,957´	40° 49,035´
EmMa 125	302996	8503828	13° 31,624´	40° 49,216´
EmMa 126	305574	8505860	13° 30,532´	40° 47,779´
EmMa 127	305234	8506316	13° 30,283´	40° 47,965´
EmMa 128	305077	8506654	13° 30,100´	40° 48,051´
EmMa 129	314483	8503686	13° 31,746´	40° 42,850´

Amostras	Coordenadas UTM (Datum Córrego Alegre)		Coordenadas Geográficas	
	24 L - X	24 L - Y	Latitude S	Longitude O
EmMa 130	314527	8500936	13° 33,237´	40° 42,836´
EmMa 131	323489	8504774	13° 31,189´	40° 37,855´
EmMa 132	323146	8505308	13° 30,898´	40° 38,043´
EmMa 133	322440	8505080	13° 31,019´	40° 38,435´
EmMa 134	321147	8504582	13° 31,285´	40° 39,153´
EmMa 135	322910	8507858	13° 29,514´	40° 38,164´
EmMa 136	321851	8507888	13° 29,494´	40° 38,751´

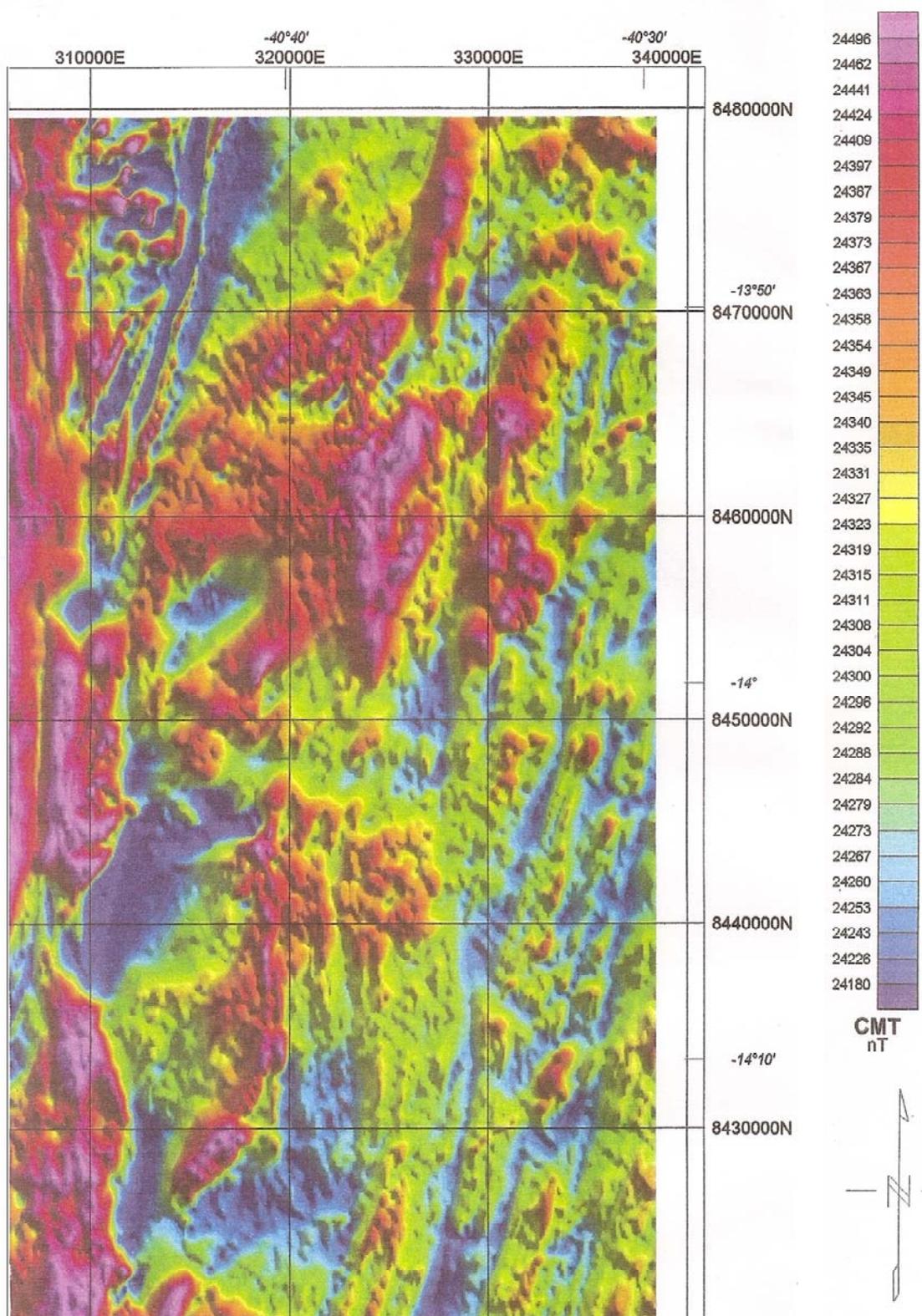


Mapa magnético da primeira derivada vertical na borda oeste do Bloco Jequié



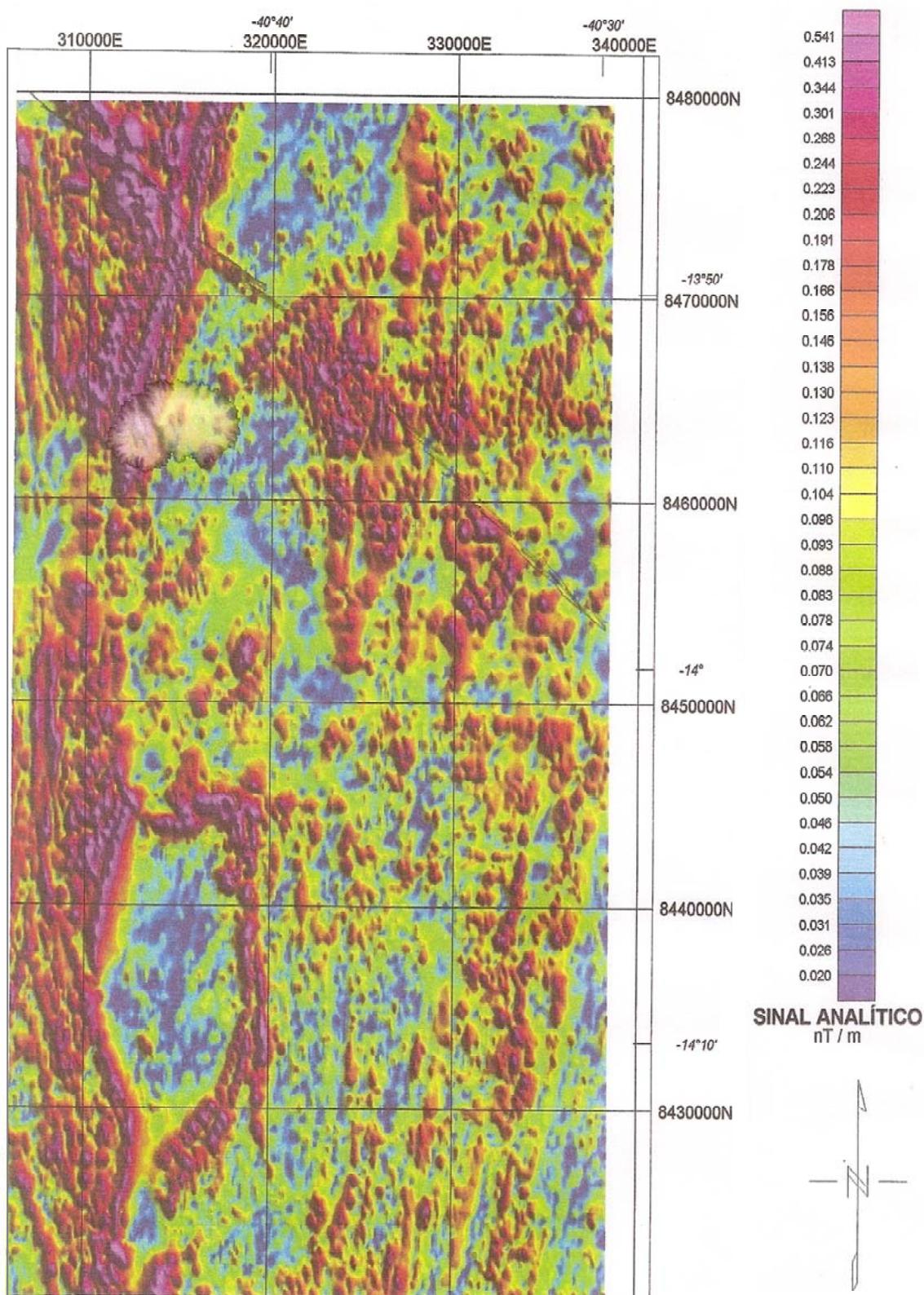


Mapa do campo magnético na borda oeste do Bloco Jequié



IV

Mapa magnético do sinal analítico na
borda oeste do Bloco Jequié



V

Amostras das unidades “A”, “B”, “C” e
“D”

Unidade A		Unidade B		Unidade C		Unidade D	
1	EmMa 001	1	EmMa 056	1	EmMa 005	1	EmMa 072
2	EmMa 002	2	EmMa 057-A	2	EmMa 006	2	EmMa 073
3	EmMa 003	3	EmMa 057-B	3	EmMa 031	3	EmMa 074-A
4	EmMa 004	4	EmMa 058	4	EmMa 032	4	EmMa 074-B
5	EmMa 033	5	EmMa 059	5	EmMa 039	5	EmMa 075
6	EmMa 034	6	EmMa 060	6	EmMa 040-A	6	EmMa 076-A
7	EmMa035	7	EmMa 061	7	EmMa 040-B	7	EmMa 076-B
8	EmMa 036-B	8	EmMa 064	8	EmMa 041	8	EmMa 076-C
9	EmMa 037	9	EmMa 065-A	9	EmMa 042	9	EmMa 076-D
10	EmMa 038	10	EmMa 065-B	10	EmMa 043	10	EmMa 077-A
11	EmMa 051	11	EmMa 069	11	EmMa 044	11	EmMa 077-B
12	EmMa 052	12	EmMa 070	12	EmMa 045	12	EmMa 078
13	EmMa 053	13	EmMa 099	13	EmMa 047-A	13	EmMa 079
14	EmMa 054	14	EmMa 100	14	EmMa 047-B	14	EmMa 080
15	EmMa 055	15	EmMa 101-A	15	EmMa 048	15	EmMa 081
16	EmMa 062	16	EmMa 101-B	16	EmMa 049	16	EmMa 082
17	EmMa 063	17	EmMa 101-C	17	EmMa 050	17	EmMa 083-A
18	EmMa 066	18	EmMa 102-A	18	EmMa 071	18	EmMa 083-B
19	EmMa 067	19	EmMa 102-B	19	EmMa 093	19	EmMa 084-A
20	EmMa 068	20	EmMa 103	20	EmMa 094	20	EmMa 084-B
21	EmMa 098			21	EmMa 095	21	EmMa 085-A
22	EmMa 131			22	EmMa 096	22	EmMa 085-B
				23	EmMa 097	23	EmMa 086-A
				24	EmMa 132	24	EmMa 086-B
				25	EmMa 133	25	EmMa 087
				26	EmMa 134	26	EmMa 088
				27	EmMa 135	27	EmMa 089
				28	EmMa 136-A	28	EmMa 090
				29	EmMa 136-B	29	EmMa 091
						30	EmMa 092

- As células sombreadas correspondem a amostras de “litologias atípicas”;

- as unidades “A”, “B”, “C” e “D” correspondem a charnoquitos, enderbitos, granitos e tonalitos, respectivamente.

VI

Composições químicas de rochas nas
facies anfibolito e granulito

Compostos (%) / Elementos (ppm)	Amostras EmMa - <i>Facies</i> Anfibolito		
	031	032	045
SiO ₂	71,25	70,33	68,12
Al ₂ O ₃	13,14	14,18	13,43
CaO	1,53	1,86	1,90
MgO	0,20	0,27	0,37
MnO	0,07	0,08	0,09
Fe ₂ O ₃	0,92	2,21	0,96
FeO	3,09	3,82	4,22
Fe ₂ O ₃ *	4,43	6,45	5,65
TiO ₂	0,41	0,53	0,45
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,12
Na ₂ O	2,79	2,68	3,10
K ₂ O	5,32	4,12	5,13
H ₂ O-	0,00	nd	nd
H ₂ O+	nd	nd	nd
PF	0,03	0,05	0,15
<i>Total</i>	99,25	100,64	98,51
V	< 20	< 20	24,00
Cr	< 25	< 25	< 25
Ni	12,00	< 10	17,00
Co	< 10	< 10	< 10
Cu	12,00	13,00	14,00
Zn	nd	nd	nd
Ga	nd	nd	nd
Rb	176,50	146,00	187,00
Sr	67,70	80,00	71,00
Y	79	87	118
Zr	515	599	979
Nb	35	36	45
Sn	nd	nd	nd
Cs	nd	nd	nd
Ba	1076	1166	777
La	nd	nd	nd
Ce	nd	nd	nd
Hf	nd	nd	nd
W	nd	nd	nd
Pb	nd	nd	nd
Th	nd	nd	nd
U	nd	nd	nd

Compostos (%) / Elementos (ppm)	Amostras EmMa - <i>Facies</i> Granulito				
	001	004	035	036-B	055
SiO ₂	70,36	73,80	73,53	67,39	71,15
Al ₂ O ₃	12,71	13,98	11,76	13,81	12,64
CaO	1,40	0,75	1,37	2,41	1,34
MgO	0,24	0,04	0,23	0,10	0,18
MnO	0,06	0,03	0,06	0,11	0,06
Fe ₂ O ₃	1,54	2,00	0,76	nd	0,49
FeO	2,92	1,74	2,93	nd	2,83
Fe ₂ O ₃ *	4,78	3,93	4,02	7,61	3,63
TiO ₂	0,40	0,26	0,35	0,63	0,34
P ₂ O ₅	0,08	< 0,02	0,05	0,12	0,06
Na ₂ O	3,04	3,08	3,20	3,05	3,29
K ₂ O	6,51	4,52	5,70	5,05	5,80
H ₂ O-	nd	nd	nd	0,00	nd
H ₂ O+	nd	nd	nd	nd	nd
P.F.	0,00	0,12	0,04	0,00	0,20
<i>Total</i>	99,58	100,51	100,31	100,28	98,69
V	< 20	< 20	< 20	nd	< 20
Cr	< 25	< 25	< 25	nd	< 25
Ni	10,00	< 10	10,00	< 2	< 10
Co	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Cu	12,00	< 10	10,00	13,80	< 10
Zn	nd	nd	nd	158,10	nd
Ga	nd	nd	nd	21,40	nd
Rb	181,10	161,80	182,00	119,70	199,20
Sr	68,30	38,60	60,00	104,90	59,00
Y	68	89	79	63	91
Zr	476	449	457	1045	436
Nb	32	42	33	18	41
Sn	nd	nd	nd	< 3	nd
Cs	nd	nd	nd	< 5	nd
Ba	907	942	787	1998	883
La	nd	nd	nd	81,50	nd
Ce	nd	nd	nd	169,20	nd
Hf	nd	nd	nd	16,40	nd
W	nd	nd	nd	< 3	nd
Pb	nd	nd	nd	27,50	nd
Th	nd	nd	nd	8,00	nd
U	nd	nd	nd	< 3	nd

Compostos (%) / Elementos (ppm)	Amostras EmMa - <i>Facies</i> Granulito				
	056	057-B	058	064	068
SiO ₂	70,97	67,39	68,66	71,97	74,86
Al ₂ O ₃	12,91	13,81	15,66	12,20	11,86
CaO	1,11	2,41	3,50	1,76	0,74
MgO	0,07	0,10	1,11	0,41	0,04
MnO	0,06	0,11	0,05	0,08	0,04
Fe ₂ O ₃	2,31	nd	1,08	1,29	1,14
FeO	2,32	nd	2,56	3,22	1,61
Fe ₂ O ₃ *	5,01	7,61	3,88	4,78	2,93
TiO ₂	0,38	0,63	0,39	0,32	0,22
P ₂ O ₅	0,05	0,12	0,11	0,07	< 0,02
Na ₂ O	3,16	3,05	3,79	2,80	2,55
K ₂ O	4,28	5,05	2,09	5,60	5,64
H ₂ O-	0,00	0,00	0,00	0,00	nd
H ₂ O+	nd	nd	nd	nd	nd
PF	0,11	0,00	0,17	0,00	0,28
<i>Total</i>	98,11	100,28	99,41	99,99	99,16
V	< 20	nd	40,00	< 20	< 20
Cr	< 25	nd	< 25	< 25	< 25
Ni	2,80	< 2	8,10	3,90	< 2
Co	< 10	< 10	10,00	< 10	< 10
Cu	4,00	13,80	< 2	< 2	< 2
Zn	125,30	158,10	53,00	77,10	91,20
Ga	18,50	21,40	21,80	18,20	20,30
Rb	113,20	119,70	48,80	142,70	118,20
Sr	81,00	104,90	215,90	84,70	48,00
Y	65	63	18	60	66
Zr	584	1045	161	504	383
Nb	25	18	12	24	25
Sn	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Cs	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ba	1091	1998	429	1060	450
La	81,90	81,50	41,90	100,60	104,30
Ce	155,00	169,20	53,70	176,40	190,80
Hf	10,80	16,40	4,60	8,80	8,80
W	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Pb	26,30	27,50	18,80	30,90	27,10
Th	20,50	8,00	12,70	17,80	23,10
U	4,60	< 3	< 3	< 3	3,40

VII

Charnoquito no microscópio petrográfico

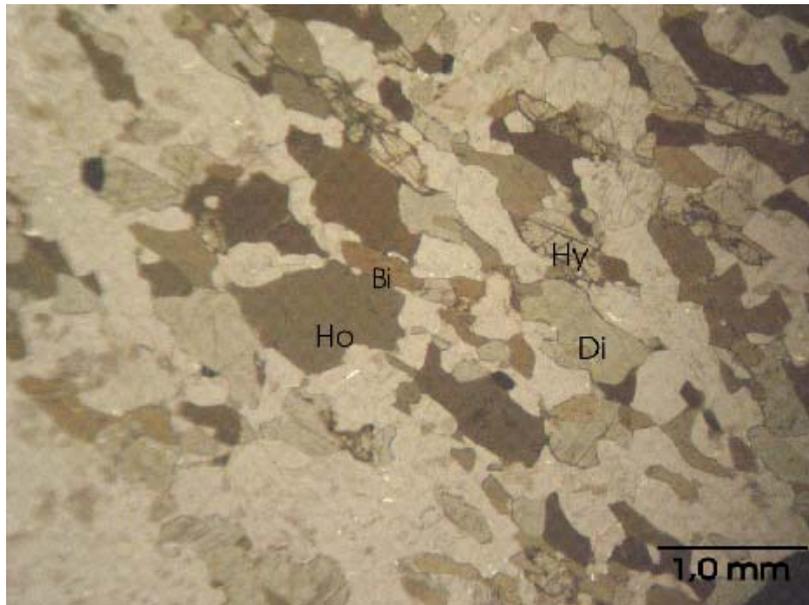


Imagem com luz plana (LP)

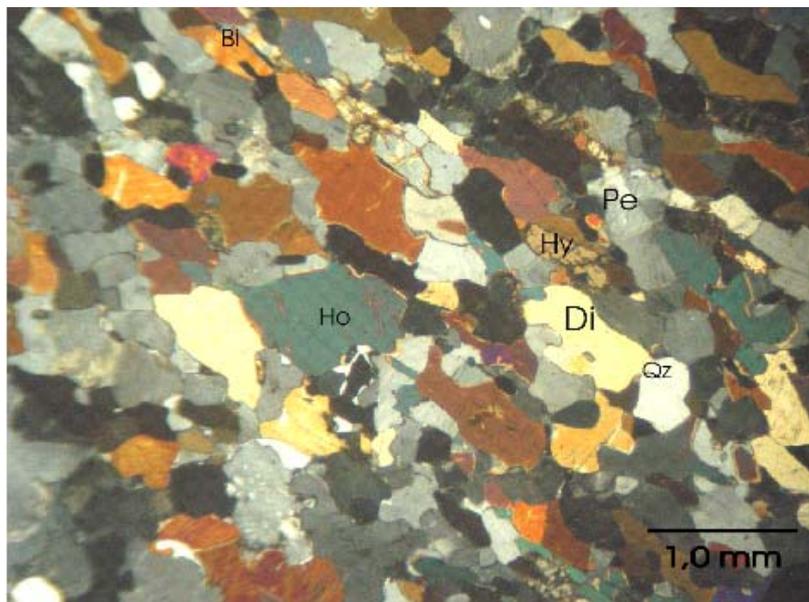


Imagem com nicóis cruzadas (NX)

Palhetas de biotita (Bi) e cristais de diopsídio (Di), hornblenda castanha (Ho) e hiperstênio (Hy), orientados, em meio a mosaico estirado de pertita (Pe) e quartzo (Qz). Obj. 2,5 (Marinho, 1991).

VIII

Granito no microscópio petrográfico

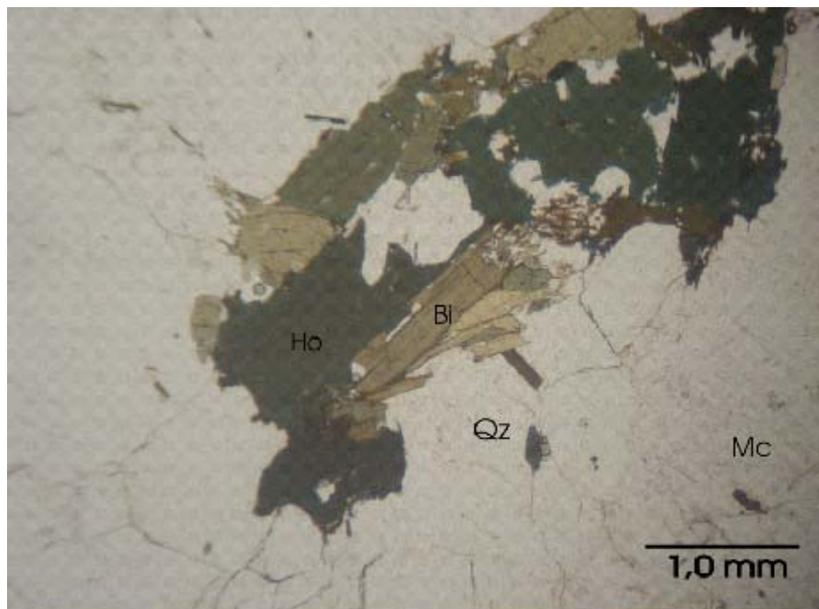


Imagem com luz plana (LP)

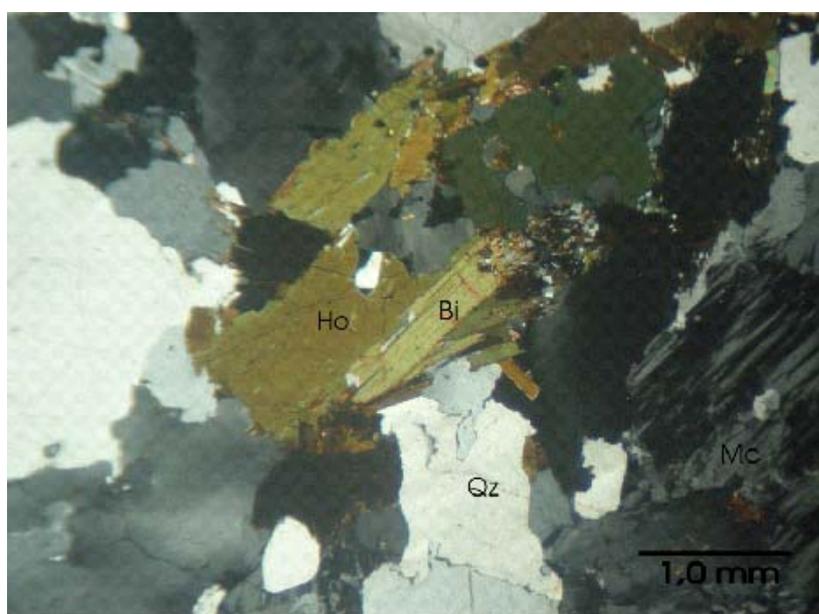


Imagem com nicóis cruzadas (NX)

Palhetas de biotita (Bi) e cristais de hornblenda verde (Ho) em meio a mosaico de microclina (Mc) e quartzo (Qz). Obj. 2,5 (Marinho, 1991).

IX

Enderbito no microscópio petrográfico

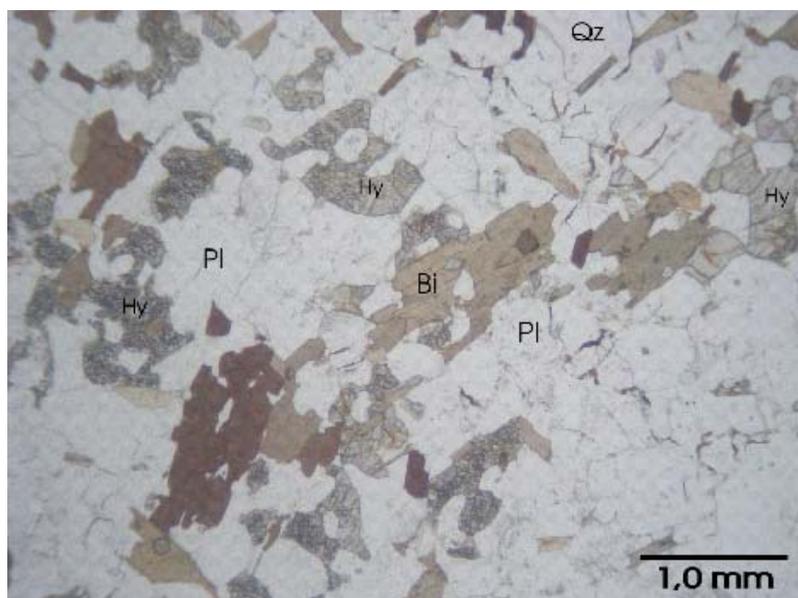


Imagem com luz plana (LP)

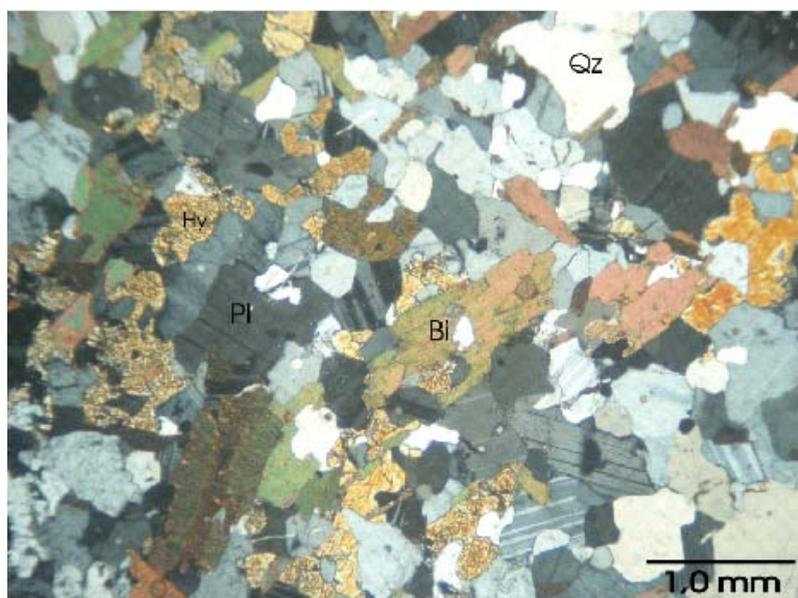
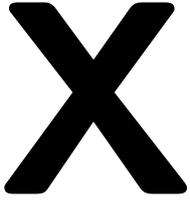


Imagem com nicóis cruzadas (NX)

Amostra EmMa 099. Cristais irregulares de hiperstênio (Hy) e palhetas orientadas de biotita (Bi) em meio a mosaico de plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz). Obj. 2,5.



Tonalito no microscópio petrográfico

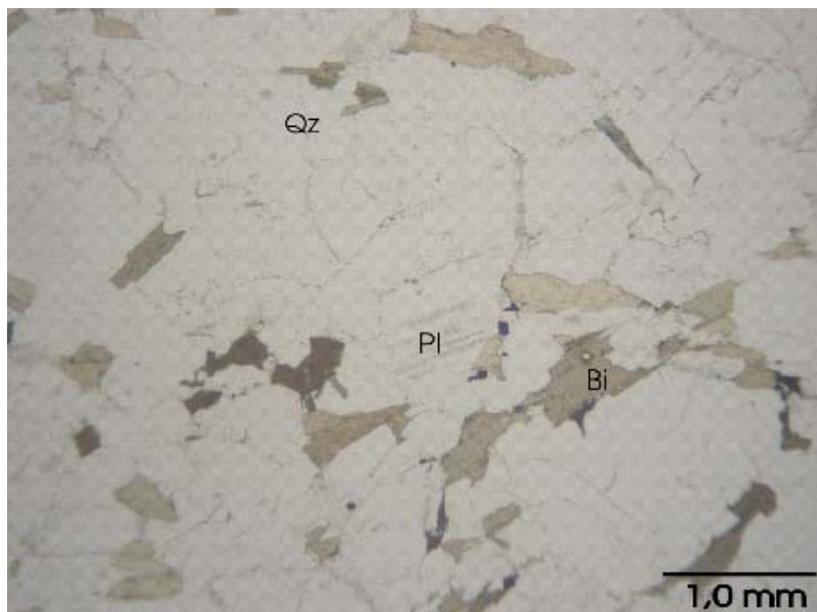


Imagem com luz plana (LP)

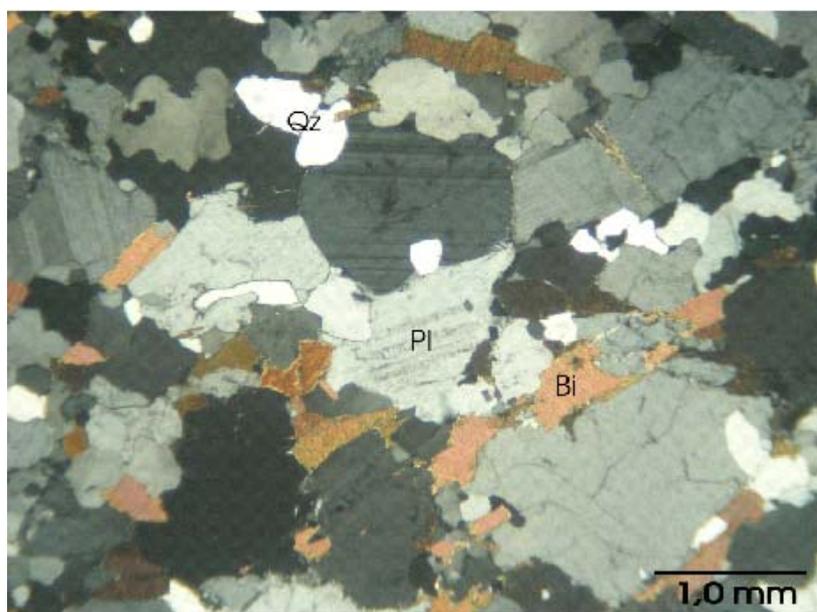


Imagem com nicóis cruzadas (NX)

Amostra EmMa 082. Palhetas orientadas de biotita (Bi) em meio a mosaico de plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz). Ausência de hiperstênio. Obj. 2,5.

XI

Litologias, *facies* e densidades das amostras

Amostra	Classificação / litologia	Facies	Densidade (10 ³ kg/m ³)
EmMa 001	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6718
EmMa 002	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6883
EmMa 003	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6182
EmMa 004	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,7696
EmMa 005	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6890
EmMa 006	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6135
EmMa 031	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6656
EmMa 032	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6605
EmMa 033	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6883
EmMa 034	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6562
EmMa 035	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6385
EmMa 036-B	Hornblenda charnoquito com olivina	Granulito	2,6300
EmMa 037	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6678
EmMa 038	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6651
EmMa 039	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6597
EmMa 040-A	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6522
EmMa 040-B	Enclave gnaiss fino	Anfibolito	2,7106
EmMa 041	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6657
EmMa 042	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6096
EmMa 043	Ortognaisse creme mais fino granítico	Anfibolito	2,6676
EmMa 044	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6537
EmMa 045	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6330
EmMa 047-A	Hornblenda ortognaisse granítico cisalhado	Anfibolito	2,6052
EmMa 047-B	Hornblenda ortognaisse granítico cisalhado	Anfibolito	2,5572
EmMa 048	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6660
EmMa 049	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6396
EmMa 050	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,7137
EmMa 051	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6804
EmMa 052	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6655
EmMa 053	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6661
EmMa 054	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6585
EmMa 055	Hornblenda charnoquito alterado	Granulito	2,6468
EmMa 056	Enderbito	Granulito	2,6899
EmMa 057-A	Anortosito	Granulito	2,6840
EmMa 057-B	Enderbito	Granulito	2,6735
EmMa 058	Enderbito	Granulito	2,6571
EmMa 059	Granada enderbito	Granulito	2,5709
EmMa 060	Serpentinito	Granulito	2,5898
EmMa 061	Enderbito	Granulito	2,6094
EmMa 062	Norito	Granulito	2,8062
EmMa 063	Norito	Granulito	2,7012

Amostra	Classificação / litologia	Facies	Densidade (10 ³ kg/m ³)
EmMa 064	Enderbito	Granulito	2,6994
EmMa 065-A	Enderbito alterado	Granulito	2,6972
EmMa 065-B	Hornblenda charnoquito alterado	Granulito	2,6313
EmMa 066	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6630
EmMa 067	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6671
EmMa 068	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6344
EmMa 069	Enderbito	Granulito	2,6087
EmMa 070	Enderbito	Granulito	2,6644
EmMa 071	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6931
EmMa 072	Biotita ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,6480
EmMa 073	Biotita ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,6530
EmMa 074-A	Biotita ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,6625
EmMa 074-B	Rocha tonalítica rosada de granulação grossa	Anfibolito	2,6173
EmMa 075	Ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,6334
EmMa 076-A	Diopsidito	Anfibolito	2,7006
EmMa 076-B	Diopsídio tonalito	Anfibolito	2,6394
EmMa 076-C	Biotita ortognaisse bandado tonalítico	Anfibolito	2,5818
EmMa 076-D	Rocha tonalítica rosada de granulação grossa	Anfibolito	2,6192
EmMa 077-A	Diopsidito	Anfibolito	2,6710
EmMa 077-B	Rocha tonalítica clara de granulação grossa	Anfibolito	2,6020
EmMa 078	Gnaiss tonalítico	Anfibolito	2,5532
EmMa 079	Gnaiss tonalítico	Anfibolito	2,5343
EmMa 080	Gnaiss tonalítico	Anfibolito	2,5619
EmMa 081	Gnaiss tonalítico creme	Anfibolito	2,7013
EmMa 082	Biotita ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,6123
EmMa 083-A	Biotita ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,5718
EmMa 083-B	Biotita ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,6486
EmMa 084-A	Biotita ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,6517
EmMa 084-B	Rocha ortognaisse tonalítica	Anfibolito	2,5787
EmMa 085-A	Rocha cinza-escuro (aluminosa)	Anfibolito	2,7895
EmMa 085-B	Rocha tonalítica	Anfibolito	2,6833
EmMa 086-A	Rocha tonalítica	Anfibolito	2,7298
EmMa 086-B	Rocha cinza-escuro (aluminosa)	Anfibolito	2,8175
EmMa 087	Rocha cinza-escuro (aluminosa)	Anfibolito	2,7268
EmMa 088	Ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,5864
EmMa 089	Biotita ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,6645
EmMa 090	Biotita ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,6681
EmMa 091	Ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,4463
EmMa 092	Ortognaisse tonalítico	Anfibolito	2,6806
EmMa 093	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6644
EmMa 094	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6670
EmMa 095	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6083
EmMa 096	Serpentinito	Anfibolito	2,6603
EmMa 097	Hornblenda ortognaisse granítico	Anfibolito	2,6545
EmMa 098	Hornblenda charnoquito	Granulito	2,6495
EmMa 099	Enderbito	Granulito	2,7291

Amostra	Classificação / litologia	Facies	Densidade (10 ³ kg/m ³)
EmMa 100	Biotita tonalito	Granulito	2,6160
EmMa 101-A	Enderbito	Granulito	2,6938
EmMa 101-B	Enderbito	Granulito	2,7292
EmMa 101-C	Gabronorito	Granulito	2,9977
EmMa 102-A	Biotita tonalito	Granulito	2,7368
EmMa 102-B	Gabronorito	Granulito	2,9991
EmMa 103	Biotita ortognaisse enderbítico	Granulito	2,6216
EmMa 131	Hornblenda charnoquito com olivina	Granulito	2,6476
EmMa 132	Granito hornblenda granítico	Anfibolito	2,6842
EmMa 133	Granito hornblenda granítico	Anfibolito	2,6150
EmMa 134	Granito hornblenda granítico	Anfibolito	2,7120
EmMa 135	Granito hornblenda granítico	Anfibolito	2,6556
EmMa 136-A	Granito hornblenda granítico	Anfibolito	2,5881
EmMa 136-B	Enclave gnaisse fino	Anfibolito	2,7437

As células sombreadas correspondem a amostras de “litologias atípicas”.

XII

Mapa de curvas de nível na borda oeste
do Bloco Jequié

XIII

Concentrações, taxas de produção de calor radiogênico e razões U/Th, U/K e Th/K

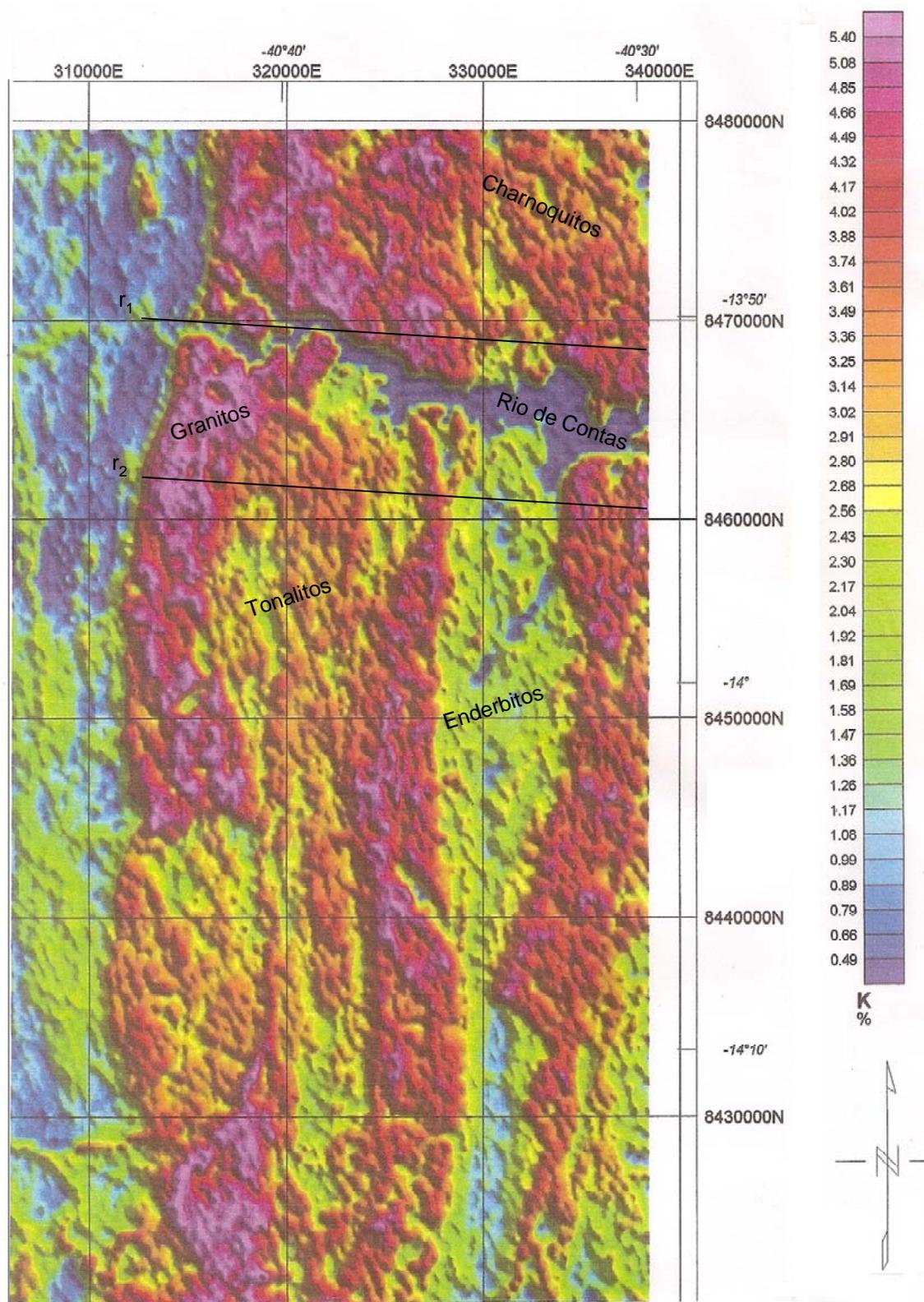
Amostras	Teores			A ($\mu\text{W m}^{-3}$)	U/Th	U/K $\times 10^{-4}$	Th/K $\times 10^{-4}$
	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)				
EmMa 001	4,10	5,36	39,31	4,433	0,136	1,307	9,585
EmMa 002	4,38	1,94	21,95	2,417	0,088	0,443	5,011
EmMa 003	4,02	2,33	8,63	1,525	0,270	0,580	2,149
EmMa 004	3,94	1,19	8,11	1,269	0,147	0,302	2,058
EmMa 005	4,13	5,45	35,33	4,214	0,154	1,319	8,548
EmMa 006	4,08	2,26	27,49	2,773	0,082	0,554	6,738
EmMa 031	4,14	8,06	32,96	4,679	0,245	1,945	7,956
EmMa 032	4,38	4,36	32,61	3,731	0,134	0,995	7,445
EmMa 033	3,99	4,79	27,41	3,486	0,175	1,200	6,868
EmMa 034	4,40	3,99	29,28	3,407	0,136	0,907	6,655
EmMa 035	4,13	6,56	36,41	4,487	0,180	1,587	8,810
EmMa 036-B	5,89	1,49	6,91	1,377	0,216	0,253	1,173
EmMa 037	4,28	3,61	27,24	3,175	0,133	0,843	6,364
EmMa 038	3,93	3,32	9,82	1,877	0,338	0,844	2,497
EmMa 039	4,11	4,19	25,89	3,204	0,162	1,020	6,302
EmMa 040-A	4,23	3,41	11,58	2,038	0,294	0,806	2,738
EmMa 040-B	3,98	3,69	10,37	2,047	0,356	0,927	2,605
EmMa 041	3,96	4,94	28,97	3,598	0,171	1,247	7,316
EmMa 042	4,19	5,01	38,42	4,191	0,130	1,197	9,180
EmMa 043	4,10	6,35	40,23	4,741	0,158	1,549	9,812
EmMa 044	4,21	7,94	41,67	5,226	0,191	1,884	9,888
EmMa 045	4,23	7,77	40,88	5,091	0,190	1,837	9,664
EmMa 047-A	4,45	6,49	40,00	4,681	0,162	1,458	8,985
EmMa 047-B	5,59	5,55	51,15	5,197	0,109	0,993	9,150
EmMa 048	4,50	7,04	38,55	4,835	0,183	1,564	8,567
EmMa 049	4,14	6,57	40,40	4,761	0,163	1,587	9,758
EmMa 050	4,01	4,39	23,73	3,161	0,185	1,096	5,925
EmMa 051	4,28	3,18	33,58	3,515	0,095	0,743	7,846
EmMa 052	4,32	3,00	35,22	3,565	0,085	0,694	8,153
EmMa 053	4,41	2,69	32,92	3,339	0,082	0,610	7,465
EmMa 054	4,26	2,60	27,40	2,917	0,095	0,610	6,432
EmMa 055	3,76	2,62	33,26	3,260	0,079	0,697	8,846
EmMa 056	3,55	3,00	15,62	2,177	0,192	0,844	4,395
EmMa 057-A	2,12	1,69	12,09	1,461	0,140	0,797	5,703
EmMa 057-B	2,06	2,52	16,11	1,935	0,156	1,226	7,836
EmMa 58	2,46	1,84	20,23	2,069	0,091	0,748	8,224
EmMa 059	3,31	1,34	7,02	1,086	0,191	0,405	2,121
EmMa 060	3,67	1,47	4,99	1,024	0,295	0,401	1,360
EmMa 061	4,31	2,68	27,50	2,894	0,097	0,622	6,381

Amostras	Teores			A ($\mu\text{W m}^{-3}$)	U/Th	U/K $\times 10^{-4}$	Th/K $\times 10^{-4}$
	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)				
EmMa 062	0,49	0,63	1,79	0,345	0,352	1,288	3,661
EmMa 063	0,54	0,68	1,30	0,316	0,523	1,259	2,407
EmMa 064	4,16	3,34	25,86	3,036	0,129	0,804	6,222
EmMa 065-A	3,34	2,20	17,94	2,117	0,123	0,659	5,371
EmMa 065-B	3,93	2,39	10,95	1,696	0,218	0,608	2,784
EmMa 066	4,30	2,53	7,66	1,562	0,330	0,588	1,781
EmMa 067	4,64	4,03	22,64	3,000	0,178	0,869	4,879
EmMa 068	4,35	4,95	29,68	3,642	0,167	1,137	6,820
EmMa 069	3,26	1,68	2,07	0,851	0,812	0,515	0,635
EmMa 070	3,90	5,13	25,25	3,385	0,203	1,315	6,473
EmMa 071	2,18	1,09	12,30	1,331	0,089	0,501	5,650
EmMa 072	2,44	0,73	8,83	1,007	0,083	0,299	3,619
EmMa 073	2,37	0,90	7,39	0,948	0,122	0,381	3,125
EmMa 074-A	1,44	2,78	43,29	3,789	0,064	1,927	30,000
EmMa 074-B	4,65	2,06	53,32	4,509	0,039	0,443	11,467
EmMa 075	4,87	3,52	32,43	3,515	0,109	0,723	6,659
EmMa 076-A	0,25	3,13	25,05	2,560	0,125	12,724	101,829
EmMa 076-B	0,96	1,22	16,54	1,512	0,074	1,271	17,229
EmMa 076-C	3,78	2,41	7,54	1,431	0,320	0,637	1,994
EmMa 076-D	1,37	3,41	25,73	2,700	0,133	2,489	18,781
EmMa 077-A	0,65	3,79	28,20	2,952	0,134	5,831	43,385
EmMa 077-B	1,26	1,15	27,10	2,204	0,042	0,913	21,508
EmMa 078	3,28	0,48	3,48	0,636	0,138	0,146	1,061
EmMa 079	5,58	1,80	4,51	1,219	0,399	0,322	0,808
EmMa 080	4,04	1,33	1,78	0,801	0,747	0,329	0,440
EmMa 081	3,51	1,62	8,20	1,313	0,198	0,462	2,340
EmMa 082	2,46	1,60	14,07	1,562	0,114	0,650	5,720
EmMa 083-A	4,63	0,78	7,45	1,096	0,105	0,168	1,609
EmMa 083-B	1,39	1,63	8,82	1,137	0,185	1,173	6,345
EmMa 084-A	1,79	2,64	19,76	2,173	0,134	1,475	11,039
EmMa 084-B	3,88	4,22	25,95	3,097	0,163	1,088	6,693
EmMa 085-A	1,71	2,60	11,33	1,665	0,229	1,521	6,630
EmMa 085-B	1,55	2,22	8,69	1,309	0,255	1,430	5,599
EmMa 086-A	1,55	2,49	13,00	1,703	0,192	1,606	8,387
EmMa 086-B	1,73	2,83	17,86	2,217	0,158	1,636	10,324
EmMa 087	1,74	2,13	8,30	1,297	0,257	1,226	4,778
EmMa 088	2,95	3,22	85,76	6,737	0,038	1,092	29,071
EmMa 089	2,12	0,52	24,62	2,008	0,021	0,245	11,591
EmMa 090	1,92	1,32	24,75	2,204	0,053	0,688	12,891
EmMa 091	3,30	1,92	12,58	1,516	0,153	0,581	3,809
EmMa 092	4,08	3,79	24,70	3,043	0,153	0,930	6,058
EmMa 093	4,04	6,33	30,44	4,056	0,208	1,568	7,540
EmMa 094	4,24	4,56	28,66	3,508	0,159	1,075	6,759
EmMa 095	4,42	2,86	34,04	3,384	0,084	0,647	7,701
EmMa 096	0,06	7,91	6,29	2,437	1,258	131,833	104,833
EmMa 097	4,38	8,82	39,49	5,317	0,223	2,014	9,016

Amostras	Teores			A ($\mu\text{W m}^{-3}$)	U/Th	U/K $\times 10^{-4}$	Th/K $\times 10^{-4}$
	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)				
EmMa 098	4,26	4,75	39,00	4,236	0,122	1,115	9,155
EmMa 099	0,73	0,62	0,59	0,272	1,051	0,850	0,809
EmMa 100	2,23	1,52	15,27	1,604	0,100	0,682	6,854
EmMa 101-A	0,10	2,85	12,35	1,592	0,231	28,500	123,500
EmMa 101-B	0,05	2,22	4,11	0,869	0,540	45,306	83,878
EmMa 101-C	0,30	0,17	0,55	0,122	0,309	0,574	1,858
EmMa 102-A	1,68	1,83	8,18	1,210	0,224	1,087	4,860
EmMa 102-B	0,45	0,34	0,99	0,220	0,343	0,752	2,190
EmMa 103	2,22	1,12	0,48	0,514	2,333	0,506	0,217
EmMa 131	3,78	3,20	23,50	2,746	0,136	0,846	6,223
EmMa 132	3,96	4,01	24,79	3,099	0,162	1,014	6,260
EmMa 133	4,21	3,24	32,23	3,348	0,101	0,771	7,665
EmMa 134	3,85	6,65	43,30	5,087	0,154	1,728	11,250
EmMa 135	4,43	6,79	34,35	4,462	0,198	1,532	7,749
EmMa 136-A	4,97	3,90	29,17	3,341	0,134	0,785	5,875
EmMa 136-B	2,65	2,06	3,98	1,071	0,518	0,779	1,505

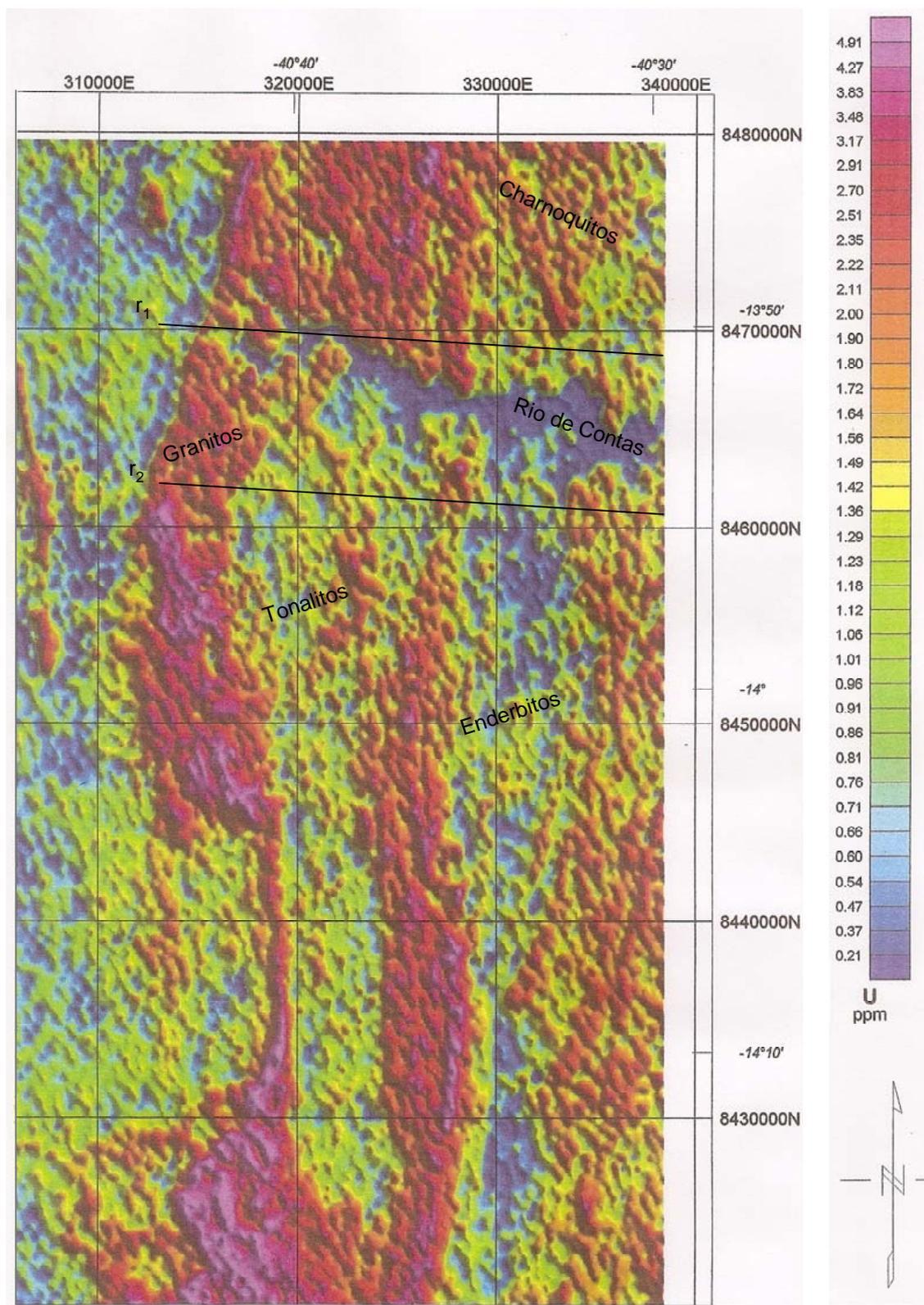
XIV

Mapa aerogeofísico da distribuição de potássio na borda oeste do Bloco Jequié



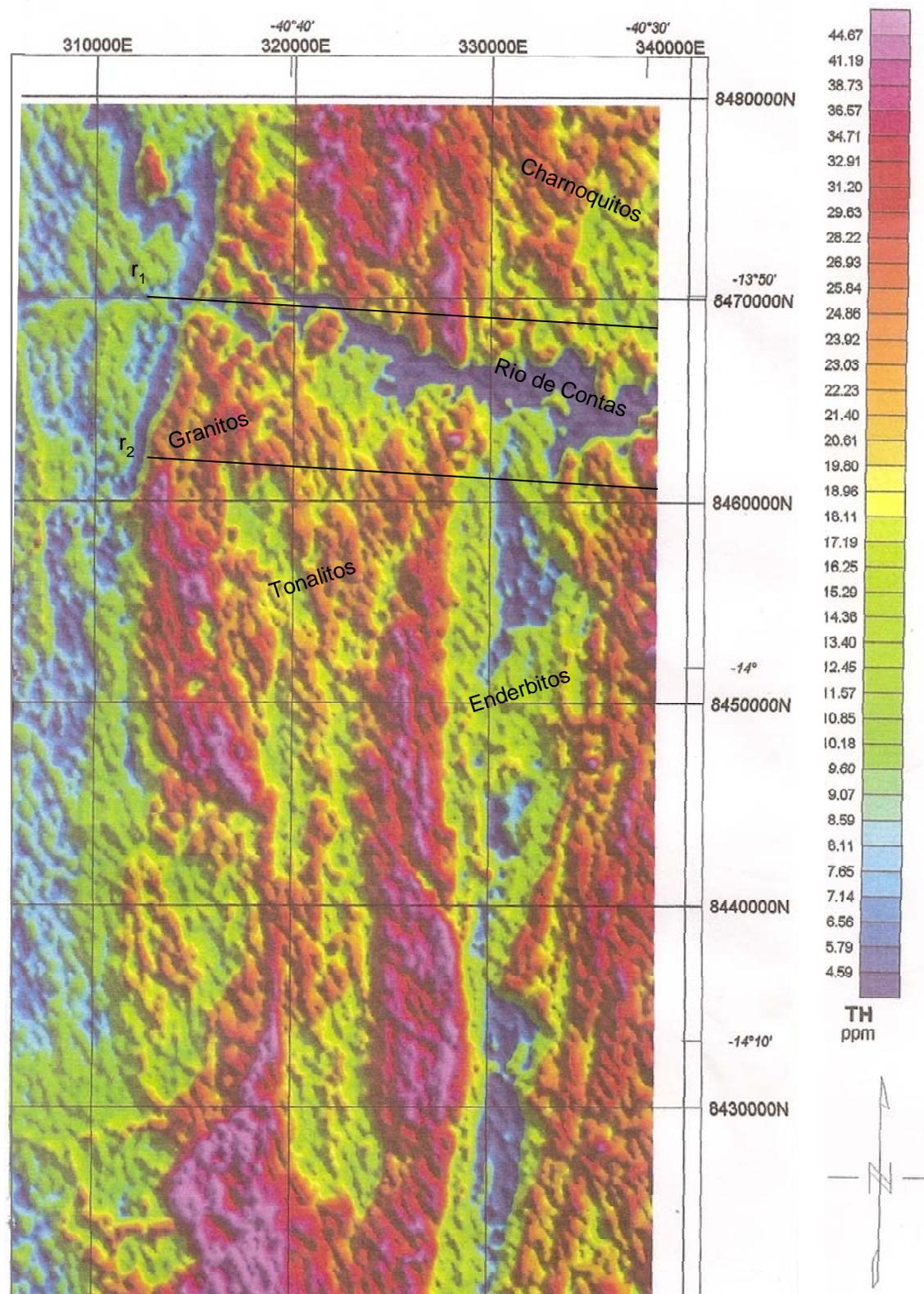
XV

Mapa aerogeofísico da distribuição de urânio na borda oeste do Bloco Jequié



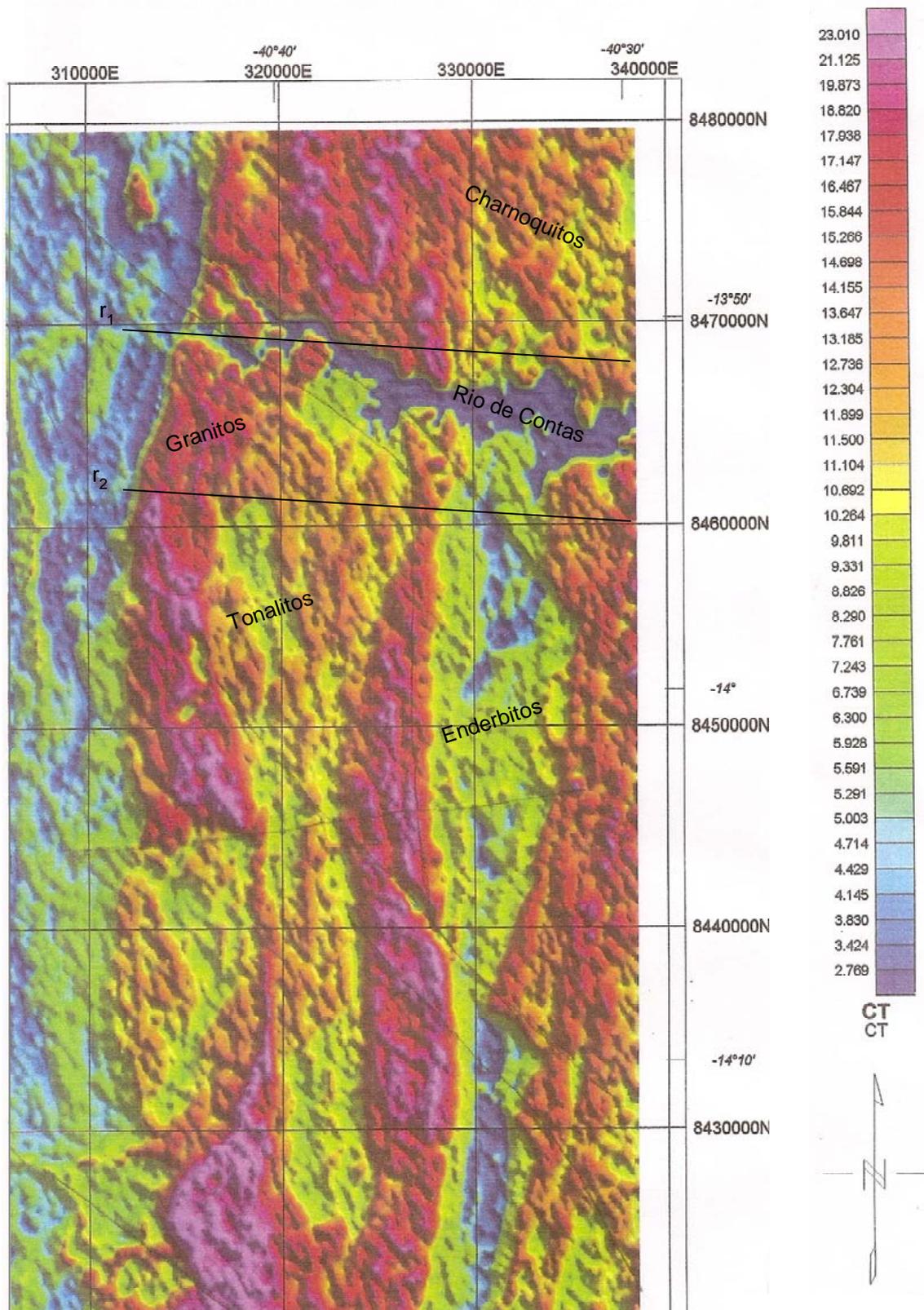
XVI

Mapa aerogeofísico da distribuição de tório na borda oeste do Bloco Jequié



XVII

Mapa aerogeofísico da distribuição da contagem gama total no Bloco Jequié



XVIII

Perfis verticais para a região “C”-“A”-
“B”

Amostras	Bloco	z (km)	Teores			ρ (kg m ⁻³)	A (μ W m ⁻³)
			K (%)	U (ppm)	Th (ppm)		
EmMa 047	“C”	16,03	5,02	6,02	45,58	2,5812	4,94
EmMa 049		16,54	4,14	6,57	40,40	2,6396	4,76
EmMa 050		16,80	4,01	4,39	23,73	2,7137	3,16
EmMa 006		16,99	4,08	2,26	27,49	2,6135	2,77
EmMa 134		17,18	3,85	6,65	43,30	2,7120	5,09
EmMa 048		17,24	4,50	7,04	38,55	2,6660	4,84
EmMa 045		17,31	4,23	7,77	40,88	2,6330	5,09
EmMa 031 / 044		17,37	4,18	8,00	37,32	2,6596	4,95
EmMa 136-A		17,44	4,97	3,90	29,17	2,5881	3,34
EmMa 043 / 097		17,56	4,24	7,59	39,86	2,6610	5,03
EmMa 032		17,69	4,38	4,36	32,61	2,6605	3,73
EmMa 133		17,76	4,21	3,24	32,23	2,6150	3,35
EmMa 042 / 096 / 135		17,82	3,88	6,10	33,38	2,6354	4,14
EmMa 094		18,01	4,24	4,56	28,66	2,6670	3,51
EmMa 005 / 132		18,08	4,05	4,73	30,06	2,6866	3,66
EmMa 039 / 041		18,14	4,03	4,57	27,43	2,6627	3,40
EmMa 040-A		18,20	4,23	3,41	11,58	2,6522	2,04
EmMa 095		18,27	4,42	2,86	34,04	2,6083	3,38
EmMa 093		18,33	4,04	6,33	30,44	2,6644	4,06
EmMa 071		19,42	2,18	1,09	12,30	2,6931	1,33
EmMa 033	“A”	23,40	3,99	4,79	27,41	2,6883	3,49
EmMa 131		23,66	3,78	3,20	23,50	2,6476	2,75
EmMa 034 / 003		24,24	4,21	3,16	18,96	2,6372	2,47
EmMa 052		24,88	4,32	3,00	35,22	2,6655	3,57
EmMa 051		24,94	4,28	3,18	33,58	2,6804	3,51
EmMa 004		25,00	3,94	1,19	8,11	2,7696	1,27
EmMa 002 / 036		25,07	5,14	1,72	14,43	2,6592	1,90
EmMa 053		25,20	4,41	2,69	32,92	2,6661	3,34
EmMa 001		25,52	4,10	5,36	39,31	2,6718	4,43
EmMa 035 / 068		26,16	4,24	5,76	33,05	2,6364	4,06
EmMa 054		26,22	4,26	2,60	27,40	2,6585	2,92
EmMa 037		26,28	4,28	3,61	27,24	2,6678	3,17
EmMa 055 / 098		26,35	4,01	3,69	36,13	2,6482	3,75
EmMa 067		26,41	4,64	4,03	22,64	2,6671	3,00
EmMa 066		26,48	4,30	2,53	7,66	2,6630	1,56
EmMa 038		27,88	3,93	3,32	9,82	2,6651	1,88

Amostras	Bloco	z (km)	Teores			ρ (kg m ⁻³)	A (μ W m ⁻³)
			K (%)	U (ppm)	Th (ppm)		
EmMa 070	"B"	28,14	3,90	5,13	25,25	2,6644	3,39
EmMa 069		28,59	3,26	1,68	2,07	2,6087	0,85
EmMa 057		29,23	2,06	2,44	15,71	2,6746	1,89
EmMa 099		29,29	0,73	0,62	0,59	2,7291	0,27
EmMa 056 / 065		29,36	3,48	2,61	16,39	2,6902	2,13
EmMa 058		29,48	2,46	1,84	20,23	2,6571	2,07
EmMa 100		29,55	2,23	1,52	15,27	2,6160	1,60
EmMa 103		29,87	2,22	1,12	0,48	2,6216	0,51
EmMa 101-A / 101-B		29,93	0,08	2,54	8,23	2,7115	1,23
EmMa 059		30,00	3,31	1,34	7,02	2,5709	1,09
EmMa 064		30,06	4,16	3,34	25,86	2,6994	3,04
EmMa 060		30,12	3,67	1,47	4,99	2,5898	1,02
EmMa 102-A		30,32	1,68	1,83	8,18	2,7368	1,21
EmMa 061		30,70	4,31	2,68	27,50	2,6094	2,89
EmMa 063		Máfico	41,33	0,54	0,68	1,30	2,7012
EmMa 062	41,46		0,49	0,63	1,79	2,8062	0,34
EmMa 101-C	43,93		0,30	0,17	0,55	2,9977	0,12
EmMa 102-B	44,32		0,45	0,34	0,99	2,9991	0,22

XIX

Perfis verticais para a região “C”-“D”-
“B”

Amostras	Bloco	z (km)	Teores			ρ (kg m ⁻³)	A (μ W m ⁻³)
			K (%)	U (ppm)	Th (ppm)		
EmMa 047	“C”	16,03	5,02	6,02	45,58	2,5812	4,94
EmMa 049		16,54	4,14	6,57	40,40	2,6396	4,76
EmMa 050		16,80	4,01	4,39	23,73	2,7137	3,16
EmMa 006		16,99	4,08	2,26	27,49	2,6135	2,77
EmMa 134		17,18	3,85	6,65	43,30	2,7120	5,09
EmMa 048		17,24	4,50	7,04	38,55	2,6660	4,84
EmMa 045		17,31	4,23	7,77	40,88	2,6330	5,09
EmMa 031 / 044		17,37	4,18	8,00	37,32	2,6596	4,95
EmMa 136-A		17,44	4,97	3,90	29,17	2,5881	3,34
EmMa 043 / 097		17,56	4,24	7,59	39,86	2,6610	5,03
EmMa 032		17,69	4,38	4,36	32,61	2,6605	3,73
EmMa 133		17,76	4,21	3,24	32,23	2,6150	3,35
EmMa 042 / 096 / 135		17,82	3,88	6,10	33,38	2,6354	4,14
EmMa 094		18,01	4,24	4,56	28,66	2,6670	3,51
EmMa 005 / 132		18,08	4,05	4,73	30,06	2,6866	3,66
EmMa 039 / 041		18,14	4,03	4,57	27,43	2,6627	3,40
EmMa 040-A		18,20	4,23	3,41	11,58	2,6522	2,04
EmMa 095		18,27	4,42	2,86	34,04	2,6083	3,38
EmMa 093		18,33	4,04	6,33	30,44	2,6644	4,06
EmMa 071		19,42	2,18	1,09	12,30	2,6931	1,33
EmMa 083	“D”	21,24	3,01	1,21	8,14	2,6102	1,12
EmMa 082 / 084		21,30	2,65	2,52	18,46	2,6138	2,10
EmMa 085 / 086		21,49	1,57	2,39	11,22	2,7162	1,55
EmMa 087		21,56	1,74	2,13	8,30	2,7268	1,30
EmMa 081		21,68	3,51	1,62	8,20	2,7013	1,31
EmMa 080		22,13	4,04	1,33	1,78	2,5619	0,80
EmMa 079 / 088		22,20	4,27	2,51	45,14	2,5604	3,98
EmMa 092		22,58	4,08	3,79	24,70	2,6806	3,04
EmMa 078		22,64	3,28	0,48	3,48	2,5532	0,64
EmMa 089		22,71	2,12	0,52	24,62	2,6645	2,01
EmMa 090		22,96	1,92	1,32	24,75	2,6681	2,20
EmMa 076 / 077		23,09	1,79	2,13	22,13	2,6082	2,17
EmMa 074 / 091		23,16	3,17	2,17	30,44	2,5431	2,83
EmMa 075		23,35	4,87	3,52	32,43	2,6334	3,52
EmMa 072		23,41	2,44	0,73	8,83	2,6480	1,01
EmMa 073		23,48	2,37	0,90	7,39	2,6530	0,95

Amostras	Bloco	z (km)	Teores			ρ (kg m ⁻³)	A (μ W m ⁻³)
			K (%)	U (ppm)	Th (ppm)		
EmMa 070	“B”	28,14	3,90	5,13	25,25	2,6644	3,39
EmMa 069		28,59	3,26	1,68	2,07	2,6087	0,85
EmMa 057		29,23	2,06	2,44	15,71	2,6746	1,89
EmMa 099		29,29	0,73	0,62	0,59	2,7291	0,27
EmMa 056 / 065		29,36	3,48	2,61	16,39	2,6902	2,13
EmMa 058		29,48	2,46	1,84	20,23	2,6571	2,07
EmMa 100		29,55	2,23	1,52	15,27	2,6160	1,60
EmMa 103		29,87	2,22	1,12	0,48	2,6216	0,51
EmMa 101-A / 101-B		29,93	0,08	2,54	8,23	2,7115	1,23
EmMa 059		30,00	3,31	1,34	7,02	2,5709	1,09
EmMa 064		30,06	4,16	3,34	25,86	2,6994	3,04
EmMa 060		30,12	3,67	1,47	4,99	2,5898	1,02
EmMa 102-A		30,32	1,68	1,83	8,18	2,7368	1,21
EmMa 061		30,70	4,31	2,68	27,50	2,6094	2,89
EmMa 063		Máfico	41,33	0,54	0,68	1,30	2,7012
EmMa 062	41,46		0,49	0,63	1,79	2,8062	0,34
EmMa 101-C	43,93		0,30	0,17	0,55	2,9977	0,12
EmMa 102-B	44,32		0,45	0,34	0,99	2,9991	0,22

XX

Conductividade e difusividade térmicas
médias em amostras secas e saturadas

Amostras	\bar{K} ($\text{Wm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)		$\bar{\kappa}$ ($10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)	
	Secas	Saturadas	Secas	Saturadas
EmMa 001	2,93	3,12	1,41	1,24
EmMa 002	2,98	3,23	1,48	1,28
EmMa 003	3,12	3,40	1,59	1,34
EmMa 004	2,77	2,94	1,37	1,21
EmMa 005	3,27	3,34	1,53	1,30
EmMa 006	3,13	3,66	1,52	1,45
EmMa 031	2,79	3,03	1,57	1,33
EmMa 032	2,67	3,25	1,30	1,32
EmMa 033	2,61	2,72	1,27	1,12
EmMa 034	2,94	3,22	1,40	1,31
EmMa 035	3,13	3,35	1,35	1,33
EmMa 036-B	2,36	2,69	1,17	1,11
EmMa 037	2,85	3,11	1,37	1,26
EmMa 038	2,77	3,13	1,50	1,26
EmMa 039	2,52	3,04	1,32	1,22
EmMa 041	2,73	3,12	1,31	1,25
EmMa 042	2,69	3,05	1,29	1,26
EmMa 043	2,94	3,43	1,44	1,34
EmMa 044	2,59	3,05	1,37	1,26
EmMa 045	2,88	3,53	1,58	1,49
EmMa 047-A	3,52	4,03	1,54	1,61
EmMa 048	2,79	3,44	1,52	1,34
EmMa 050	2,95	3,23	1,41	1,29
EmMa 051	3,14	3,31	1,43	1,33
EmMa 052	3,05	3,38	1,42	1,35
EmMa 053	3,05	3,22	1,55	1,30
EmMa 054	3,13	3,38	1,53	1,36
EmMa 055	3,09	3,44	1,53	1,37
EmMa 056	3,03	3,03	1,36	1,42
EmMa 057-A	2,42	2,49	1,19	1,02
EmMa 057-B	2,36	2,77	1,28	1,14
EmMa 58	2,58	2,58	1,18	1,12
EmMa 060	2,40	2,94	1,16	1,19
EmMa 062	1,67	1,71	0,80	0,75
EmMa 063	1,99	2,02	0,99	0,93
EmMa 064	3,02	3,26	1,52	1,29
EmMa 068	3,24	3,20	1,51	1,22
EmMa 069	2,81	3,04	1,69	1,31

Amostras	\bar{K} ($\text{Wm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)		$\bar{\kappa}$ ($10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)	
	Secas	Saturadas	Secas	Saturadas
EmMa 070	2,73	2,89	1,30	1,17
EmMa 071	2,68	3,03	1,18	1,21
EmMa 094	3,00	3,44	1,45	1,36
EmMa 095	2,45	3,07	1,34	1,24
EmMa 096	3,16	3,22	1,41	1,25
EmMa 097	2,60	3,13	1,56	1,25
EmMa 098	2,66	2,82	1,27	1,15
EmMa 099	2,76	3,03	1,36	1,22
EmMa 100	2,70	2,93	1,24	1,20
EmMa 101-A	3,75	4,00	1,60	1,54
EmMa 101-B	3,38	3,74	1,80	1,44
EmMa 101-C	2,53	2,63	1,21	1,07
EmMa 102-B	2,47	2,52	1,19	1,02
EmMa 103	2,75	3,00	1,41	1,25
EmMa 131	3,30	3,90	1,69	1,53
EmMa 132	2,86	3,21	1,38	1,27
EmMa 133	3,42	4,02	1,60	1,57
EmMa 134	2,95	3,33	1,39	1,31
EmMa 135	2,81	3,48	1,40	1,41
EmMa 136-A	3,14	3,44	1,36	1,36

Medidas realizadas à temperatura de 28°C

XXI

Capacidade calorífica e calor específico médios em amostras secas e saturadas

Amostras	C_v ($10^6 \text{ Jm}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)		\bar{c}_p ($\text{Jkg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)	
	Secas	Saturadas	Secas	Saturadas
EmMa 001	2,07	2,51	776	941
EmMa 002	2,01	2,52	746	937
EmMa 003	1,97	2,52	752	962
EmMa 004	2,02	2,42	731	874
EmMa 005	2,14	2,58	796	959
EmMa 006	2,05	2,54	786	971
EmMa 031	1,77	2,28	664	855
EmMa 032	2,06	2,47	773	928
EmMa 033	2,07	2,44	769	909
EmMa 034	2,10	2,47	792	929
EmMa 035	2,33	2,52	877	955
EmMa 036-B	2,03	2,42	771	920
EmMa 037	2,08	2,46	778	921
EmMa 038	1,85	2,49	694	934
EmMa 039	1,91	2,49	719	935
EmMa 041	2,09	2,51	782	940
EmMa 042	2,08	2,42	797	926
EmMa 043	2,05	2,56	768	960
EmMa 044	1,89	2,42	712	912
EmMa 045	1,82	2,36	691	896
EmMa 047-A	2,28	2,50	876	961
EmMa 048	1,85	2,57	693	965
EmMa 050	2,09	2,50	769	920
EmMa 051	2,19	2,50	817	931
EmMa 052	2,16	2,51	809	943
EmMa 053	1,96	2,48	735	930
EmMa 054	2,05	2,48	771	931
EmMa 055	2,02	2,510	763	948
EmMa 056	2,24	2,02	833	749
EmMa 057-A	2,03	2,43	756	905
EmMa 057-B	1,85	2,44	692	913
EmMa 58	2,18	2,43	820	913
EmMa 060	2,08	2,48	803	958
EmMa 062	2,09	2,28	746	814
EmMa 063	2,02	2,20	749	813
EmMa 064	1,99	2,51	737	931
EmMa 068	2,15	2,62	816	995

Amostras	C_v ($10^6 \text{ Jm}^{-3} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)		\bar{c}_p ($\text{Jkg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$)	
	Secas	Saturadas	Secas	Saturadas
EmMa 069	2,07	2,31	795	887
EmMa 070	2,12	2,46	794	924
EmMa 071	2,27	2,50	844	928
EmMa 094	2,07	2,53	776	949
EmMa 095	1,83	2,47	702	947
EmMa 096	2,25	2,57	846	966
EmMa 097	1,67	2,51	629	946
EmMa 098	2,09	2,46	788	927
EmMa 099	2,03	2,49	744	912
EmMa 100	2,19	2,45	835	937
EmMa 101-A	2,11	2,60	783	965
EmMa 101-B	2,08	2,59	762	949
EmMa 101-C	2,08	2,45	694	817
EmMa 102-B	2,07	2,47	690	824
EmMa 103	1,95	2,40	744	915
EmMa 131	1,96	2,56	739	966
EmMa 132	2,08	2,52	775	939
EmMa 133	2,13	2,56	815	978
EmMa 134	2,13	2,54	785	938
EmMa 135	2,01	2,48	757	932
EmMa 136-A	2,32	2,54	896	981

Medidas realizadas à temperatura de 28°C

XXII

Porosidade de amostras nas unidades
“A”, “B” e “C”

Amostras	Unidades	Porosidades
EmMa 005	“C”	0,40
EmMa 006	“C”	0,35
EmMa 032	“C”	0,31
EmMa 033	“A”	0,32
EmMa 036-B	“A”	0,38
EmMa 038	“A”	0,29
EmMa 039	“C”	1,30
EmMa 041	“C”	0,42
EmMa 042	“C”	0,73
EmMa 043	“C”	0,44
EmMa 044	“C”	0,53
EmMa 045	“C”	0,45
EmMa 047-A	“C”	0,59
EmMa 048	“C”	0,53
EmMa 055	“A”	0,36
EmMa 057-A	“B”	0,45
EmMa 057-B	“B”	0,46
EmMa 58	“B”	0,25
EmMa 060	“B”	0,68
EmMa 068	“A”	0,34
EmMa 071	“C”	0,34
EmMa 094	“C”	0,44
EmMa 095	“C”	0,61
EmMa 097	“C”	0,56
EmMa 131	“A”	0,41
EmMa 132	“C”	0,37
EmMa 133	“C”	0,32
EmMa 134	“C”	0,27
EmMa 135	“C”	0,28

XXIII

Efeito da anisotropia nos parâmetros
térmicos

Condutividade térmica ($\text{Wm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)		
Amostras	Na superfície	\perp à superfície
EmMa 001	2,930	3,020
EmMa 006	3,133	3,090
EmMa 032	2,667	2,890
EmMa 037	2,850	2,790
EmMa 131	3,303	3,330
EmMa 133	3,417	3,500

Difusividade térmica ($10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)		
Amostras	Na superfície	\perp à superfície
EmMa 001	1,413	1,410
EmMa 006	1,523	1,670
EmMa 032	1,297	1,350
EmMa 037	1,370	1,403
EmMa 131	1,690	1,610
EmMa 133	1,603	1,570

Calor específico ($\text{Jkg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)		
Amostras	Na superfície	\perp à superfície
EmMa 001	775,993	800,958
EmMa 006	785,666	707,863
EmMa 032	773,044	800,601
EmMa 037	778,420	745,933
EmMa 131	739,023	781,840
EmMa 133	814,546	852,772

XXIV

Enderbitos das Bacias de Camamu e
Almada estudados por Sapucaia (2004)

Amostras	Coordenadas UTM (Datum Córrego Alegre)		Teores			ρ (10^3 kg m^{-3})	A ($\mu\text{W m}^{-3}$)
	24 L - X	24 L - Y	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)		
EBcCa 006 A	500108	8560007	2,850	1,590	9,730	2,7403	1,369
EBcCa 007 A	500741	8559854	1,840	3,030	6,990	2,7066	1,438
EBcCa 007 B	500741	8559854	2,160	2,280	5,460	2,8567	1,234
EBcCa 008 B	497003	8558840	1,370	0,180	0,490	2,7496	0,213
EBcCa 011	497869	8540501	2,210	0,150	0,570	2,7175	0,287
EBcCa 015	495917	8535264	2,392	0,231	1,221	2,8677	0,391
EBcCa 017	489231	8503925	2,170	0,168	0,621	2,7228	0,299
EBcCa 026	484913	8501597	3,020	0,480	6,010	2,8520	0,869
EBcCa 044	474137	8441228	0,740	0,200	0,720	2,9432	0,186
EBcCa 046	496518	8559055	3,150	0,630	1,670	2,7098	0,575
EBcCa 047	489632	8561465	0,850	0,800	6,520	2,8846	0,786
EBcCa 049 A	469772	8437615	1,760	0,440	3,740	2,9103	0,579
EBcCa 049 B	469772	8437615	2,480	0,220	0,340	2,7310	0,317
EBcCa 050	469655	8556384	2,140	0,520	6,840	2,7290	0,816
EBcCa 058	483055	8478970	1,470	0,270	2,340	2,8149	0,385
EBcCa 062	484994	8464250	0,990	0,220	0,460	2,9372	0,197
EBcCa 068	476351	8445191	2,360	0,380	2,180	2,9806	0,519
EBcCa 069	475994	8444656	1,090	0,530	2,400	2,7546	0,413
EBcCa 070	470383	8437944	0,750	0,090	0,380	2,7856	0,124
EBcCa 072	466647	8438554	1,020	0,240	0,640	2,8225	0,211
EBcCa 078	459026	8442725	0,860	0,210	1,750	2,8887	0,274
EBcCa 080	458635	8445550	1,060	0,210	1,560	2,8059	0,272
EBcCa 081	447305	8479095	1,640	0,160	0,590	2,8258	0,247
EBcCa 083 A	446497	8471323	1,820	0,980	7,270	2,7253	0,934
EBcCa 083 B	446497	8471323	0,640	0,580	0,930	3,0001	0,304
EBcCa 085	448627	8463500	0,520	0,300	0,520	2,7393	0,164
EBcCa 086	448112	8454118	2,050	0,350	3,680	2,7719	0,551
EBcCa 088	456403	8447975	0,840	0,630	0,490	2,8918	0,294
EBcCa 101 A	450837	8481552	1,160	0,410	9,130	2,7705	0,868
EBcCa 102 A	452610	8481872	0,920	0,300	1,940	2,7349	0,301
EBcCa 103	453895	8481391	1,060	1,170	9,600	2,7745	1,093
EBcCa 105	457128	8481496	0,540	0,230	2,080	2,7388	0,257
EBcCa 108 A	458898	8479807	0,740	0,640	4,970	2,7465	0,588
EBcCa 111	477024	8478434	1,810	0,170	0,540	2,7810	0,259
EBcCa 114	465089	8432895	1,200	0,330	1,210	2,9170	0,304
EBcCa 115	465970	8431011	0,880	0,200	0,470	2,7351	0,169
EBcCa 117	465095	8423707	0,690	0,110	0,660	3,0582	0,157
EBcCa 118	464735	8421751	0,550	0,330	0,720	2,9002	0,200

Amostras	Coordenadas UTM (Datum Córrego Alegre)		Teores			ρ (10^3 kg m^{-3})	A ($\mu\text{W m}^{-3}$)
	24 L - X	24 L - Y	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)		
EBcCa 119	465508	8417972	2,290	0,230	0,690	2,7167	0,324
EBcCa 126	479164	8413509	0,760	0,410	1,110	2,7411	0,257
EBcCa 130	487597	8413808	1,590	0,250	0,710	2,7548	0,268
EBcCa 132	493083	8416876	1,190	0,450	1,340	2,7787	0,329
EBcCa 134	497172	8417866	2,720	0,550	0,830	2,6919	0,453
EBcCa 135	500841	8421514	0,860	0,300	0,570	2,8237	0,206
EBcCa 140	492944	8428272	0,900	0,410	0,900	2,7505	0,257
EBcCa 141	489654	8426718	1,180	0,370	1,000	2,7423	0,279
EBcCa 145	473323	8422715	1,120	0,290	0,840	2,9500	0,260
EBcCa 151	466000	8494087	2,590	0,970	2,480	2,7659	0,680
EBcCa 155	483614	8501814	1,670	0,470	0,740	2,9597	0,361
EBcAl 01	465944	8414273	0,960	0,160	0,350	2,8397	0,164
EBcAl 03	464679	8410787	0,700	0,240	0,820	2,8297	0,193
EBcAl 06	463851	8393551	1,020	0,190	1,050	2,9271	0,236
EBcAl 14	469071	8366509	1,400	0,120	0,660	2,8137	0,217
EBcAl 15	468739	8364662	0,787	0,220	0,540	2,7284	0,170
EBcAl 19	474203	8412495	1,660	0,580	2,960	2,8232	0,533
EBcAl 20	479164	8413509	0,440	0,240	1,100	2,8191	0,187
EBcAl 23 B	488648	8369967	0,980	0,350	0,810	2,9041	0,256
EBcAl 28	464444	8384749	0,870	0,340	1,640	3,0260	0,317
EBcAl 30	467359	8384190	1,230	1,160	8,200	2,7285	0,991
EBcAl 36	475737	8406625	0,813	0,340	1,360	2,9805	0,285
EBcAl 39	497499	8415577	1,860	0,440	2,440	2,7731	0,469
EBcAl 41	499039	8412987	1,840	0,280	2,130	2,7021	0,448
EBcAl 42	497999	8411052	1,000	0,270	0,780	2,9031	0,217
EBcAl 43	495026	8407687	1,390	0,080	1,840	2,7483	0,299
EBcAl 45	494221	8404701	2,680	0,360	5,370	2,7228	0,801
EBcAl 46	495761	8401614	1,490	0,620	2,810	2,8082	0,498
EBcAl 47	496363	8399303	1,630	0,330	0,920	2,8226	0,314
EBcAl 49	486666	8384262	0,780	0,230	0,760	2,7536	0,193
EBcAl 51	486024	8386489	1,360	0,190	0,990	2,8350	0,250
EBcAl 55	491510	8400215	0,440	0,210	1,050	2,8815	0,197
EBcAl 56	488254	8399101	0,320	1,110	2,660	2,9718	0,533
EBcAl 59	476486	8393624	1,099	0,460	1,340	2,8456	0,331
EBcAl 64	478846	8384886	4,330	0,920	5,710	2,8539	1,097
EBcAl 65	479530	8385863	2,430	0,470	0,930	2,7410	0,420