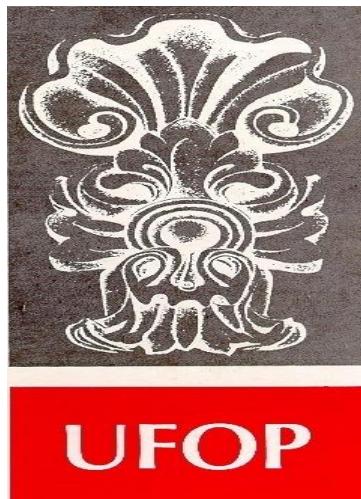


**UMA INVESTIGAÇÃO LITOSFÉRICA NO CRÁTON SÃO
FRANCISCO POR DADOS MAGNETOMÉTRICOS DE
SATÉLITE – CHAMP**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor

João Luiz Martins

Vice-Reitor

Antenor Rodrigues Barbosa Junior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Tanus Jorge Nagem

ESCOLA DE MINAS

Diretor

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

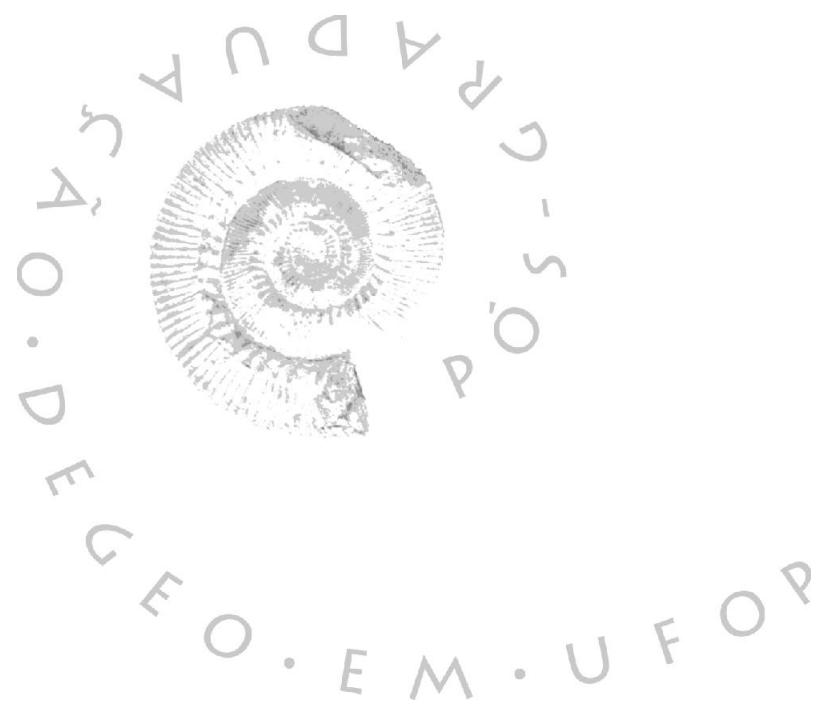
Vice-Diretor

Wilson Trigueiro de Souza

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Issamu Endo



*EVOUCAO CRUSTAL E RETURNO
NATURAIS*

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 30

TESE DE DOUTORADO **Nº 56**

UMA INVESTIGAÇÃO LITOSFÉRICA NO CRÁTON SÃO FRANCISCO POR DADOS MAGNETOMÉTRICOS DE SATÉLITE – CHAMP

Natália Valadares de Oliveira

Orientador
Issamu Endo

Co-orientador
Wladimir Shukowsky

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Doutor em Ciências Naturais, Área de Concentração: Geologia Estrutural e Tectônica

OURO PRETO
2011

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN: 85-230-0108-6

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1^a

Catalogação elaborada pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

O48i	<p>Oliveira, Natalia Valadares de. Uma investigação litosférica no Cráton São Francisco por dados magnetrométricos de satélite CHAMP [manuscrito] / Natalia Valadares de Oliveira – 2012. 173f.: il.; tab.; mapas. (Contribuições às Ciências da Terra. Série D, v. 30, n. 56). ISSN: 85-230-0108-6</p> <p>Orientador: Prof. Dr. Issamu Endo. Co-orientador: Prof. Dr. Prof. Dr. Wladimir Shukowsky.</p> <p>Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. Área de concentração: Geologia Estrutural e Tectônica.</p> <p>1. Crátions - São Francisco - Teses. 2. Tectônica de placas - Teses. 3. Geodinâmica - Teses. I. Endo, Issamu. II. Shukowsky, Wladimir. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.</p> <p>CDU: 551.14(81)</p>
------	---

Catalogação: sisbin@sisbin.ufop.br

*“Um pouco de ciência nos afasta de Deus.
Muito, nos aproxima.”*

Louis Pasteur (1822-1895)

Sumário

LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xiii
LISTA DE TABELAS.....	xiv
AGRADECIMENTOS.....	xv
RESUMO.....	xvii
ABSTRACT	xix
CAPÍTULO 1. CONSIDERAÇÕES GERAIS	1
1.1. Introdução.....	1
1.2. Apresentação do Problema	1
1.3. Objetivos.....	3
1.4. Justificativas	4
1.5. Metodologia.....	4
1.6. Organização da Tese.....	5
CAPÍTULO 2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1. Introdução.....	7
2.2. Significado Tectônico dos Limites do Cráton São Francisco.....	11
2.2.1. Limite da Faixa Rio Preto.....	12
2.2.2. Limite da Faixa Riacho do Pontal	13
2.2.3. Limite da Faixa Sergipana	13
2.2.4. Limite da Faixa Brasília	14
2.2.5. Limite da Faixa Ribeira	15
2.2.6. Limite da Faixa Araçuaí	16
2.3. Unidades Litodêmicas do Cráton São Francisco	18
2.3.1. Terrenos Paleoarqueanos	18
2.3.2. Blocos Mesoarqueanos	19
2.3.3. Greenstone Belts.....	20
2.3.4. Complexos Granito-Gnáissicos	20
2.3.5. Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e Bloco Jequié.....	23
2.3.6. Cinturão Mineiro	25
2.3.7. A Bacia do São Francisco.....	27
2.3.8. O Aulacógeno do Paramirim	31
2.3.9. O Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá.....	31
2.4. Evolução Tectônica do Cráton São Francisco	32

CAPÍTULO 3. O CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE	39
3.1. Histórico	39
3.2. Origem do Campo Magnético Terrestre.....	40
3.3. Distribuição de Magnetização.....	43
3.3.1. Susceptibilidade Magnética	45
3.3.2. Corrigido de IGRF.....	45
3.3.3. Transformada de Fourier	45
3.4. Representação dos Campos de Harmônicos Esféricos de Superfície.....	46
3.4.1. Histórico	46
3.4.2. Origem das Componentes Interna e Externa do Campo	47
3.4.3. Descrição do Campo Geomagnético	50
3.4.4. Campo Dipolar	51
3.4.5. Campo Não-Dipolar	52
3.4.6. Anomalias Magnéticas Crustais	53
CAPÍTULO 4. A MISSÃO CHAMP E O MODELO LITOSFÉRICO MF4.....	55
4.1. Introdução.....	55
4.2. Modelo Magnético da Litosfera MF4.....	56
4.2.1. Introdução.....	56
4.2.2. Seleção de Dados.....	57
4.2.3. Filtragem.....	59
4.3. GMT (General Mapping Tools)	63
CAPÍTULO 5. ANOMALIAS MAGNÉTICAS E O CRÁTON SÃO FRANCISCO.....	65
5.1. Introdução.....	65
5.2. Cráton Setentrional e Adjacências.....	66
5.3. Cráton Meridional e Adjacências	67
5.4. Mapas Magnéticos e o Cráton São Francisco.....	69
5.5. Discussões e Resultados	85
CAPÍTULO 6. SUPERFÍCIE CURIE DA LITOSFERA CRATÔNICA.....	87
6.1. Introdução.....	87
6.2. Superfície Curie	87
6.2.1. Histórico	87
6.3. Metodologia.....	89
6.4. Superfície Curie do Cráton São Francisco	92
6.5. Discussões dos Resultados	95
CAPÍTULO 7. FLUXO TÉRMICO DO CRÁTON SÃO FRANCISCO	97

7.1. Introdução.....	97
7.2. Distribuição de HPEs	98
7.3. Formação de um Cráton	99
7.4. Fluxo Térmico do Cráton São Francisco.....	99
7.5. Discussão de Resultados.....	106
CAPÍTULO 8. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO CRÁTON SÃO FRANCISCO.....	109
8.1. Introdução.....	109
8.2. Relação entre o Fluxo Térmico e a Raiz Cratônica	109
8.3. Relação entre a Morfologia da Superfície Curie	110
8.4. Evolução Geodinâmica do Cráton São Francisco	121
CAPÍTULO 9. CONCLUSÕES.....	127
9.1. Introdução.....	127
REFERÊNCIAS	131
ANEXOS	151

Lista de Ilustrações

Figura 1.1- Mapa Geológico Simplificado do Cráton São Francisco.....	2
Figura 2.1- Núcleos Arqueanos Delimitados por Guimarães.....	8
Figura 2.2- O Cráton São Francisco, segundo Almeida (1969)	9
Figura 2.3- O Cráton São Francisco, segundo Almeida (1977)	10
Figura 2.4- Mapa Geológico Simplificado do Cráton do São Francisco.....	12
Figura 2.5- Domínio Tectônico e Principais Estruturas	22
Figura 2.6- Mapa Geológico Simplificado do Segmento Orógeno	24
Figura 2.7- Mapa Geológico Esquemático.....	27
Figura 2.8- Mapa Geológico Simplificado da Bacia São Francisco.....	29
Figura 2.9- Coluna Estratigráfica da Bacia São Francisco	30
Figura 2.10- Cartoon da História Evolutiva do Cráton São Francisco	33
Figura 2.11- Os Eventos de Convergência	36
Figura 2.12- Blocos Crustais Delimitados por Gravimetria	37
Figura 3.1- Modelo Computadorizado do Campo Geomagnético	40
Figura 3.2- Desenho Esquemático Proveniente do Estudo.....	42
Figura 3.3- Comparação do Campo Magnético Radial Calculado	42
Figura 3.4- Sistemas de Coordenadas Esféricas	49
Figura 3.5- Espectro Radial do Campo Geomagnético	54
Figura 4.1- Modelo do Campo Geomagnético	56
Figura 4.2- Esquema de Processamento de Dados de Satélite	60
Figura 4.3- Mapa Geomagnético de Altitude de 50 km	61
Figura 4.4- Mapa Geomagnético de Altitude de 400 km	52
Figura 4.5- Mapa Geomagnético de ASA	63
Figura 5.1- Mapa Geomagnético Total de Altitude 400km.....	72
Figura 5.2- Mapa Geomagnético da Componente Vertical Z de Altitude 400km.....	73
Figura 5.3- Mapa Geomagnético de Amplitude do sinal analítico 100km.....	74
Figura 5.4- Mapa Geomagnético de Derivada em X na região do Cráton São Francisco.....	75
Figura 5.5- Mapa Geomagnético de Derivada em Y na região do Cráton São Francisco.....	76
Figura 5.6- Mapa Geomagnético de Derivada em Z na região do Cráton São Francisco	77
Figura 5.7- Mapa Geomagnético de Campo Total de Altitude de 50km.....	78
Figura 5.8- Mapa Geomagnético da Componente Vertical Z de 50km.....	79

Figura 5.9- Mapa de Ondulações do Geóide na Região do Cráton São Francisco.....	80
Figura 5.10- Mapa de Anomalias Bouguer na Região do Cráton São Francisco	81
Figura 5.11- Mapa de profundidade da interface crosta-manto.....	82
Figura 5.12- Mapa Geotectônico e Lineamento Transbrasiliano	83
Figura 5.13- Reconstituição Paleogeográfica dos Paleocontinentes	84
Figura 6.1- Geometria do Ponto da Fonte	91
Figura 6.2- Mapa de Superfície Curie	94
Figura 7.1- Mapa de Fluxo Térmico da Região do Cráton São Francisco	102
Figura 7.2- Fluxo Térmico do Manto Litosférico.....	104
Figura 7.3- Mapa de Espessura Litosférica	104
Figura 7.4- Distribuição do Fluxo Térmico.....	105
Figura 7.5- Distribuição de Produção do Calor Radiogênico.....	106
Figura 8.1- Mapa de Localização de Perfis	111
Figura 8.2a- Mapa de Profundidade do Limite Litosfera/Astenosfera.....	112
Figura 8.2b- Perfis de Profundidade do Limite Litosfera/Astenosfera	113
Figura 8.3- Perfil AA': Interface Crosta/Manto	115
Figura 8.4- Perfil BB': Interface Crosta/Manto.....	116
Figura 8.5- Perfil CC': Interface Crosta/Manto.....	117
Figura 8.6- Perfil DD': Interface Crosta/Manto	118
Figura 8.7- Perfil EE': Interface Crosta/Manto	119
Figura 8.8a- Mapa 3D da Região do Cráton São Francisco	120
Figura 8.8b- Mapa 3D da Região do Cráton São Francisco.....	120
Figura 8.9- Desenho Esquemático da Evolução Cratônica Arqueana.....	123
Figura 8.10- Desenho Esquemático da Evolução Cratônica Paleoproterozóica.....	124
Figura 8.11- Mapa Geomagnético com os Prováveis Blocos Litosféricos.....	125
Figura 9.1- Mapa Geológico do Cráton São Francisco Meridional.....	125

Lista de Tabelas

Tabela 6.1- Espessura da Crosta Magnética	88
Tabela 7.1- Espessura da Crosta Magnética	103
Tabela 7.2- Espessura da Crosta Magnética	105

Agradecimentos

Gostaria de agradecer, em especial:

À DEUS, em primeiro lugar, por permitir que minha vida seguisse o caminho do aprendizado constante;

Ao meu orientador Prof. Dr. Issamu Endo pela orientação, acompanhamento constante, críticas e comentários decisivos no desenvolver do projeto. Também agradeço sua paciência e confiança necessárias para o término desta tese, mesmo nos momentos de difíceis;

Ao professor Dr. Luiz Gabriel Souza de Oliveira (DCN/UFES) pelo material bibliográfico cedido, discussões sobre litosfera cratônica e ajuda com o software GMT;

À minha família, em especial a minha querida mãe, por sempre acreditar em mim;

À Agência POTZDAM pela disponibilidade dos modelos geopotenciais MF4;

A Capes pela concessão da bolsa de doutorado nos dois primeiros anos do projeto;

À Universidade Federal de Ouro Preto pela infra-estrutura necessária para o desenvolvimento dos trabalhos;

Aos colegas do Departamento de Ciências Naturais do Centro Universitário Norte do Espírito Santo (CEUNES/UFES) e da Pós-graduação (DEGEO/EM/UFOP) pela força nos momentos finais da tese;

E em especial ao meu marido Luiz e minha princesinha Maria Clara, os amores da minha vida.

Resumo

A análise de dados magnetométricos de satélite provenientes da missão CHAMP (CHAllenging Mini-satellite Payload) e, pertencente ao Modelo Geomagnético da Litosfera MF4 (Magnetic Field – version 4), permitiu o avanço no conhecimento da estruturação litosférica da região do Cráton São Francisco.

Os mapas temáticos geomagnéticos (campo total, derivada espaciais de 400, 100 e 50 km de altitude) da litosfera cratônica, aliados aos dados de anomalias Bouguer, profundidade da Moho (interface crosta/manto) e ondulações do geóide possibilitaram associar às estruturas resultantes de eventos tectônicos distintos de orogenias de núcleos continentais e de evolução para margens passivas, envolvidos na evolução geodinâmica da porção litosférica em questão.

Adicionalmente, aplicou-se a técnica de inversão dos dados magnetométricos para a geração da superfície Curie a qual reflete a litosfera magnética da região investigada. Posteriormente, os resultados de dados de espessura magnética da litosfera inseridos a uma solução unidimensional da equação de condução de calor (considerando calor radiogênico), resultaram na determinação do fluxo térmico.

A integração dos dados geofísicos supracitados e de dados geológicos provenientes da literatura possibilitou caracterizar a litosfera cratônica tanto a porção setentrional, quanto a porção meridional.

De acordo com a análise dos resultados obtidos na presente tese, a porção setentrional do Cráton São Francisco, é caracterizada pela colagem de segmentos crustais arqueanos (Gavião, Jequié, Serrinha) e do segmento mais jovem (Itabuna – Salvador – Curaçá) durante a orogênese paleoproterozóica, apresenta um afinamento crustal no sentido EW com valores de interface crosta/manto entre 37 e 43 km. As espessuras da litosfera magnética encontram-se em torno de 60 e 110 km e o limite da litosfera/astenosfera se apresenta em torno de 160 a 220 km com contribuições do fluxo térmico entre 5 e 20 mW/m².

Já no Cráton São Francisco Meridional, onde a evolução tectônica é mais complexa, foi proposto à individualização dos segmentos crustais arqueanos e paleoproterozóicos em: Bonfim, Belo Horizonte, Bação, Gandarela e Dom Bosco. Nesta porção, a interface crosta/manto apresenta-se em torno de 35 e 40 km, já as espessuras da litosfera magnética variam entre 20 e 50 km. O limite litosfera/astenosfera encontra-se entre 160 e 220 km de profundidade, com o fluxo térmico oscilando entre 10 a 40 mW/m² na superfície.

Na Bacia São Francisco a interface crosta/manto atinge a 45 km de espessura e a litosfera magnética em torno de 30 e 60 km. O limite litosfera/astenosfera apresenta valores em torno de 220 e 240 km e as contribuições do fluxo térmico na região se aproximam entre 10 a 30 mW/m².

De acordo com os resultados apresentados na presente tese pode-se classificar o Cráton São Francisco como um cráton de formação arqueana de raiz fina e de espessuras litosféricas irregulares similares a um padrão de caixa de ovos irregular. Esta conclusão tem impacto direto sobre a estruturação da litosfera nesta importante segmento da Placa

Sul-Americana, podendo auxiliar no entendimento dos processos envolvidos na sua evolução geodinâmica e nas relações que o mesmo apresenta com as faixas dobradas neoproterozóicas que o circundam.

Abstract

Analysis of magnetic data from the satellite mission CHAMP (Challenging Mini-satellite Payload), belonging to the Lithosphere Geomagnetic Model MF4 (Magnetic Field - version 4), allowed an advance in knowledge of lithospheric structure in the region of the São Francisco craton.

Thematical geomagnetic maps (total field, spatial derivatives of 400, 100 and 50 km heights) of the cratonic lithosphere, combined with Bouguer anomalies, depths of the Moho interface (crust / mantle interface), and geoid undulations made it possible to link of structures resulting from distinct tectonic events of the orogenies of continental cores and the evolution to passive margins, involved in the geodynamical evolution of this lithospheric portion.

Furthermore, was applied the technique of inversion in the magnetic data for the determination of the surface Curie which reflects the thickness of the magnetic lithosphere of the studied area. Subsequently, the results of data from magnetic thickness of the lithosphere were inserted into the one-dimensional solution of the equation of heat conduction (considering radiogenic heat), resulting in the determination of heat flow.

Geophysical and geological data of this thesis associated with geological information from literature enabled to characterize the cratonic lithosphere in the northern portion and in the southern portion.

Based on the analysis of the results obtained in this work, the northern portion of the São Francisco craton is characterized by a bonding of Archean crustal segments (Gavião, Jequié and Serrinha blocks) and the youngest group (Itabuna - Salvador - Curaçá) during paleoproterozoic orogeny, with a crustal thinning in the EW direction with values of crust / mantle interface depths between 37 and 43 km. The magnetic thickness values of the lithosphere are around 60 and 110 km and the of the lithosphere / asthenosphere boundary comes around 160 to 220 km with contributions of heat flow between 5 and 20 mW/m².

In the southern portion of the São Francisco craton, where the tectonic evolution is more complex, has been proposed the individualization of the Archean and Paleoproterozoic crustal segments on: Bonfim, Belo Horizonte, Bação, Gandarela and Don Bosco. In this part, the crust / mantle interface comes in around 35 and 40 km, the thickness of the lithosphere magnetic vary between 20 and 50 km. The limit lithosphere / asthenosphere boundary is between 160 and 220 km depth and the heat flux oscillating between 10 to 40 mW/m² on the surface.

In the San Francisco basin, the crust / mantle interface reaches to 45 km depth and magnetic lithosphere is around 30 and 60 km. The limit lithosphere / asthenosphere boundary has depth values around 220 and 240 km and the contributions of heat flow in the region are close to 10 to 30 mW/m².

In accordance with the results presented in this thesis, was possible to classify the São Francisco craton with an Archean craton with formation of a thin root and with irregular lithospheric thicknesses similar to a irregular egg carton. This conclusion has direct impact on the structure of the lithosphere in this important segment of the South American Plate, which may help understand the processes involved in its geodynamic evolution and in the relationships it presents with the Neoproterozoic foldbelts that surround it.

CAPÍTULO 1

CONSIDERAÇÕES GERAIS

1.1 – INTRODUÇÃO

A presente tese se insere na linha de pesquisa do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, intitulada “*Investigação Litosférica no Cráton São Francisco por Dados Magnetométricos de Satélite – CHAMP*”.

O Cráton São Francisco (Fig.1.1) é uma entidade geotectônica expressiva na Plataforma Sul-Americana. Além do embasamento exposto no extremo sul e a leste, as áreas de coberturas proterozóicas e fanerozóicas correspondem a seguintes unidades morfotectônicas: bacia do São Francisco, aulacógeno do Paramirim e uma grande parte do rifte Tucano-Jatobá. Suas extensões, nordeste e sudoeste são limitadas pelas faixas de dobramentos Brasília, a sul e a oeste, Rio Preto a noroeste, Riacho do Pontal e Sergipana, a norte e Araçuaí a sudeste, intensamente retrabalhadas durante o Evento Brasiliano (Alkmim 2004).

Como proposta, consiste na caracterização da estrutura profunda, a nível litosférico, do Cráton do São Francisco através da análise de distribuição de magnetização, de susceptibilidade magnética, de superfície *Curie* e do fluxo térmico.

A distribuição de magnetização auxilia no estudo de diferenciação composicional na litosfera, possibilitando uma delimitação geofísica dos diferentes terrenos (*e.g.* Salk 1999) e a susceptibilidade magnética aparente, as feições da litosfera continental (*e.g.* Bogdanova *et al.* 1996, Ayala *et al.* 2000, Qingsheng *et al.* 2000). Já o fluxo térmico, possibilita analisar a espessura litosférica, a composição mineralógica, bem como caracterizar a relação entre o metamorfismo e a superfície *Curie* (*e.g.* Mayhew 1985, Tanaka *et al.* 1999).

A base de dados para a realização do estudo proposto é proveniente de dados magnetométricos colhidos pela missão espacial CHAMP – CHAllenging Mini-satellite Payload (Maus *et al.* 2006).

1.2 – APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

Um dos primeiros estudos geofísicos na região do Cráton São Francisco foram conduzidos por Gasparini *et al.* (1979) que, por meio da análise da superfície *Curie*, obtiveram estimativas sobre a variação na composição química da crosta. Blitzkow *et al.* (1979) estimaram a espessura crustal da região através de modelagens gravimétricas bidimensionais.

Estudos de gravimetria permitiram modelar o cavalgamento das faixas móveis e estimar a profundidade da Moho em segmentos específicos do cráton, bem como a caracterização de corpos intrusivos (*e.g.* Giese & Schutte 1975, Ussami & Bott 1989, Motta *et al.* 1981, Haralyi & Hasui 1982, 1985, Ortú 1990).

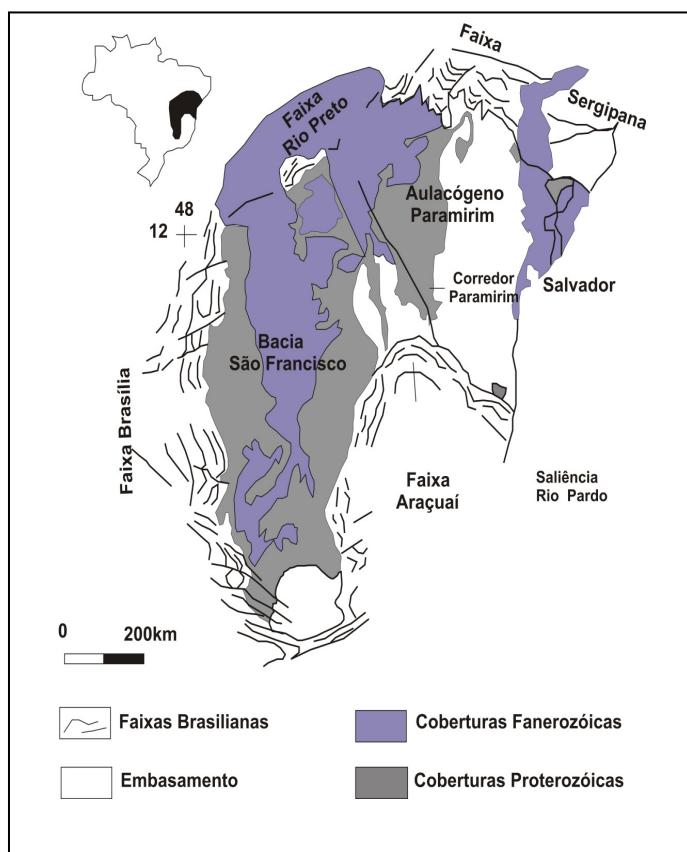


Figura 1.1 – Mapa geológico simplificado do Cráton São Francisco (extraído e adaptado de Cruz & Alkmim 2006).

A magnetometria possibilitou interpretar corpos intrusivos, caracterizar a geometria das estruturas e determinar à isoterma Curie (*e.g.* Conrado *et al.* 1979, Ussami 1981, Padilha 1982, Oliveira 2005).

Os métodos sísmicos aplicados a regiões limitadas do Cráton São Francisco permitiram caracterizar as velocidades reais das camadas bem como a espessura da crosta (*e.g.* Knize *et al.* 1984, Berrocal *et al.* 1989, Hasui & Mioto 1988, Lima & Melo 1989, Assumpção 1989).

Isto posto, nota-se que as propriedades litosféricas do Cráton São Francisco são parcialmente reconhecidas e caracterizadas. Desta forma, este estudo se propõe a contribuir procurando equacionar as seguintes questões:

- i. Qual o comportamento litosférico da região?
- ii. Qual o limite geofísico do cráton São Francisco?

- iii. Concepções distintas em relação ao cráton São Francisco: Um cráton ou dois crátons?
- iv. Há ou não colagens de segmentos crustais resultantes da colisão arqueana e/ou paleoproterozóica?

Em regiões semelhantes ao cráton São Francisco, como os crátons da China e da Europa Oriental e outros, as abordagens são similares ao aqui proposto, utilizando as anomalias magnéticas obtidas por satélite, implementadas com sucesso.

Bogdanova *et al.* (1996) conseguiram delimitar a região do cráton no Leste Europeu em três segmentos crustais distintos relacionados aos sistemas de riftes, às zonas de suturas e junções representadas por diferentes tipos colisionais e acrecionários.

Alsdorf & Nelson (1999) investigaram o platô Tibetano, sugerindo que a isotermia *Curie* se apresenta numa profundidade de aproximadamente 15km da crosta superior, implicando na interpretação da fusão granítica a uma temperatura de, no mínimo, entre 600⁰ e 650⁰C a uma profundidade entre 16 e 18km bem como no entendimento da ocorrência de terremotos de profundidades rasas.

Salk (1999) utiliza-se desses dados para estudar a região da Turquia e proximidades localizadas entre 25⁰–45⁰ E de longitude e 35⁰–45⁰ N de latitude com intuito de analisar a distribuição de magnetização crustal evidenciada nas placas Eurasiana, Africana, Arabiana e Anatoliana.

Ayala *et al.* (2000) definiram a evolução e a geometria da margem leste do cráton da Europa Oriental através da evidência magnética de rifteamtos e orogenias a níveis litosféricos na região dos montes Urais.

Qingsheng *et al.* (2000) estudaram a estrutura magnética para seções da crosta continental no cráton no norte da China, com objetivo de relacionar o magnetismo das rochas e a profundidade aparente crustal correlacionando às estruturas magnéticas, mineralógicas e geoquímicas. Caracterizou-se também, a magnetização da crosta continental inferior usando as fontes de anomalias magnéticas de longos comprimentos de onda de dados aeromagnéticos e de satélite, investigando a magnitude e origem da magnetização da crosta inferior.

1.3 – OBJETIVOS E METAS

Os objetivos e metas alcançados nesta tese de doutoramento são:

- i. Revisão bibliográfica geológica e geofísica na área de estudo;
- ii. Montagem do banco de dados com base em dados magnetométricos do projeto CHAMP – MF4 (CHAllenging Mini-satellite Payload – Magnetic Field versão 4);
- iii. Processamento dos dados magnetométricos de satélite;

- iv. Tratamento dos dados e confecção de mapas temáticos (Distribuição de magnetização, Anomalia Bouguer, Moho, Ondulações do Geóide, Superfície Curie e Fluxo Térmico);
- v. Análise de mapas temáticos (Distribuição de magnetização, Anomalia Bouguer, Moho, Ondulações do Geóide, Superfície Curie e Fluxo Térmico) a níveis litosféricos e crustais;
- vi. Geração de perfis magnetométricos, caracterização da geometria litosférica e estimativas de profundidades médias das estruturas;
- vii. Elaboração de um modelo geodinâmico via dados geológicos/geofísicos.

1.4 – JUSTIFICATIVAS E RELEVÂNCIA DO PROJETO

As justificativas e a relevância do projeto são:

- i. Trabalho inédito no quesito da utilização de dados magnetométricos de satélite na região do Cráton São Francisco;
- ii. Trabalho inédito no estudo de magnetização litosférica para a região do cráton São Francisco;
- iii. Importância do conhecimento litosférico e crustal para elaboração de possíveis modelos para a região;
- iv. Contribuição científica ao conhecimento geológico do Cráton São Francisco utilizando-se dos resultados obtidos na presente tese;
- v. As anomalias magnéticas de satélites têm sido aplicadas para investigações de distribuição de magnetização a níveis crustais e litosféricos com intuito de relacionar às feições estruturais presentes na região e estimar a espessura da fonte magnética na região (Schnetzler 1985, Ravat *et al.* 1991).
- vi. A geração da isotermia *Curie* (Dyment & Arkani-Hamed 1998) auxilia na verificação de temperaturas em profundidade, topo e base da anomalia magnética, através da análise espectro espacial, permitindo a construção de modelos geotérmicos e a confecção de mapas de fluxo térmico (Mayhew 1985, Tanaka *et al.* 1999, Sandiford & McLaren 2002).

1.5 – METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO

Os métodos e as técnicas utilizados são:

- i. Levantamento bibliográfico: buscou o maior número de trabalho sobre a evolução geotectônica do Cráton São Francisco, dentre as áreas de conhecimento geológico e geofísico, principalmente, do método magnetométrico para fornecer o embasamento preciso para a elaboração da presente tese;

- ii. Montagem do banco de dados magnetométricos de satélite via projeto CHAMP – MF4 (CHAllenging Mini-satellite Payload – Magnetic Field versão 4) nos softwares Oasis montaj e GMT (Generic Mapping Tools) de domínio público;
- iii. Processamento e tratamento dos dados magnetométricos de satélite seguem o formalismo matemático, desenvolvido por Reigber *et al.* (2002), onde os dados foram obtidos a partir do projeto CHAMP MF – 4, envolvendo métodos matemáticos (harmônicos esféricos) que considere a esfericidade da Terra, para evitar a geração de pseudo-anomalias com deslocamentos das mesmas e de suas coordenadas e melhor refinamento e resolução dos dados de satélite para a região investigada;
- iv. Confecção de mapas temáticos: distribuição de magnetização, superfície Curie e fluxo térmico via softwares Oasis Montaj e GMT, os quais contribuíram para as interpretações e esclarecimentos de algumas anomalias geomagnéticas;
- v. Análise preliminar dos mapas temáticos: integrada ao conhecimento geológico do Cráton São Francisco possibilitou obter as espessuras, as taxas de fluxo térmico (valores maiores e menores), a geometria e evolução a níveis litosféricos e crustais;
- vi. Geração de perfis magnetométricos feitos no software GMT, auxiliando na interpretação da inversão 2D com intuito de estimar as profundidades médias de fontes geomagnéticas, caracterizar a geometria litosférica e o contorno do cráton através da integração geológica e geofísica;
- vii. Elaboração de um modelo geodinâmico para a região do cráton São Francisco baseado nos resultados alcançados na presente tese, aliados às informações disponíveis na literatura.
- viii. A integração de dados geofísicos (espessuras, fluxo térmico e inversão) e geológicos (referências bibliográficas) auxiliando no entendimento de um modelo geofísico a níveis litosféricos para a região.

1.6 – ORGANIZAÇÃO DA TESE

Além do capítulo introdutório, a presente tese de doutoramento é composta por mais sete capítulos. O capítulo 2 apresenta uma síntese geológica do cráton São Francisco e adjacências, envolvendo os aspectos litológicos, geocronológicos, estruturais e discussões sobre a evolução tectônica da área de estudo.

O capítulo 3 aborda os principais aspectos teóricos sobre o campo geomagnético, envolvendo a representação harmônica do mesmo. Já o capítulo 4, trata-se da missão CHAMP – MF4, da aquisição, processamento de dados e de estimativas para um modelo litosférico MF (Magnetic Field).

O capítulo 5 apresenta os resultados e discussões dos mapas magnetométricos litosféricos, Moho, Bouguer e Ondulações do Geóide que permitiram determinar a estruturação da litosfera na área de estudo. Cabe ressaltar que os resultados deste capítulo foram aceitos e selecionados para publicação em inglês na *Revista Brasileira de Geofísica*.

O Capítulo 6 revela os efeitos da inversão 2D imprimidos no mapa de superfície Curie, apresentando a espessura da litosfera magnética da região e adjacências. O capítulo 7 refere-se às discussões da formação de uma região cratônica, as contribuições de fluxo térmico e calor radiogênico (HPEs).

Finalizando, o capítulo 8 expõe um modelo de evolução geodinâmica para a área de estudo, originado da integração dos resultados obtidos nos capítulos 5, 6 e 7, reunidos à outros dados geofísicos e geológicos disponíveis na literatura. E o capítulo 9, sintetiza as principais conclusões desta pesquisa, enumerando algumas sugestões para possíveis estudos futuros na região.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 – INTRODUÇÃO

O conceito de cráton advém de estudos relacionados às porções continentais extensas, apresentando uma relativa estabilidade tectônica, conhecidas como plataforma ou antepaís (Dana 1866, Suess 1883, Dennis 1967).

Köber (1921) utilizou o termo cratógeno para as plataformas antigas, consolidadas e estáveis, em oposição à orogenia. E, a partir deste conceito, Stille (1913, 1936, 1940, 1955) definiu e classificou o termo cráton em duas categorias de domínios consolidados: continentais, predominantemente siálicos e os oceânicos, simáticos.

Um dos pioneiros a identificar e delimitar os crátons brasileiros foi Guimarães (1951), dividindo o escudo brasileiro em cinco maciços: 1 – Soco Arqueozóico Goiano-Matogrossense; 2 – Arqui-Guiana; 3 – Arqui-Gondwana; 4 – Arqui-África; 5 – Arqui-Brasil.

O Arqui-Brasil de Guimarães (1951) estende-se do cráton São Francisco, delimitado por Almeida (1977), prolongando-se até a margem equatorial (Figura 2.1). Em 1966, Barbosa delimitou a parte central leste do escudo brasileiro, a qual corresponde à bacia São Francisco, como cráton Sanfranciscano.

Almeida (1969) delimitou o cráton São Francisco, caracterizando-o como entidade geotectônica de maior ordem, de consolidação pré-brasiliiana, resultando da união de dois blocos cratônicos pela consolidação de uma faixa de dobramentos evoluída durante a primeira metade do Pré-cambriano Superior. A identificação e as delimitações mais precisas do cráton São Francisco foram definidas por Almeida (1977) (Figuras 2.2 e 2.3).

Brito Neves & Alkmim (1993) fortaleceram a idéia de que o cráton São Francisco é uma área continental que restou estável a partir de uma grande placa litosférica neoproterozóica, em grande parte externa, a qual sofreu processos de subducção e colisão. Vários trabalhos reforçam o conceito de que o cráton São Francisco é o resultado de sucessivos eventos de acresção/diferenciação, associados aos processos de retrabalhamento crustal (Noce 1995, carneiro *et al.* 1996a, Teixeira *et al.* 1996, Pinese 1997, Teixeira *et al.* 2000).

As reconstruções do Gondwanalândia, ou seja, as justaposições da América do Sul e da África (Trompette 1994) adicionadas aos dados paleomagnéticos (D`Arella & Pacca 1998), apontam que o cráton São Francisco possui uma contraparte africana, constituindo uma peça única até a separação do Pangéa no cretáceo, denominado cráton São Francisco-congo (Alkmim *et al.* 2003).

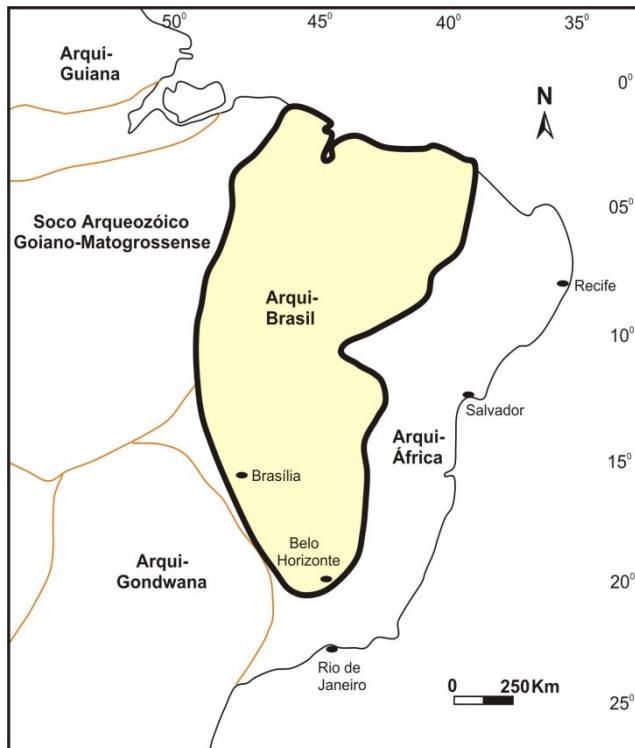


Figura 2.1: Núcleos arqueanos, delimitados por Guimarães (1951) na plataforma brasileira (extraído de Alkmim *et al.* 1993).

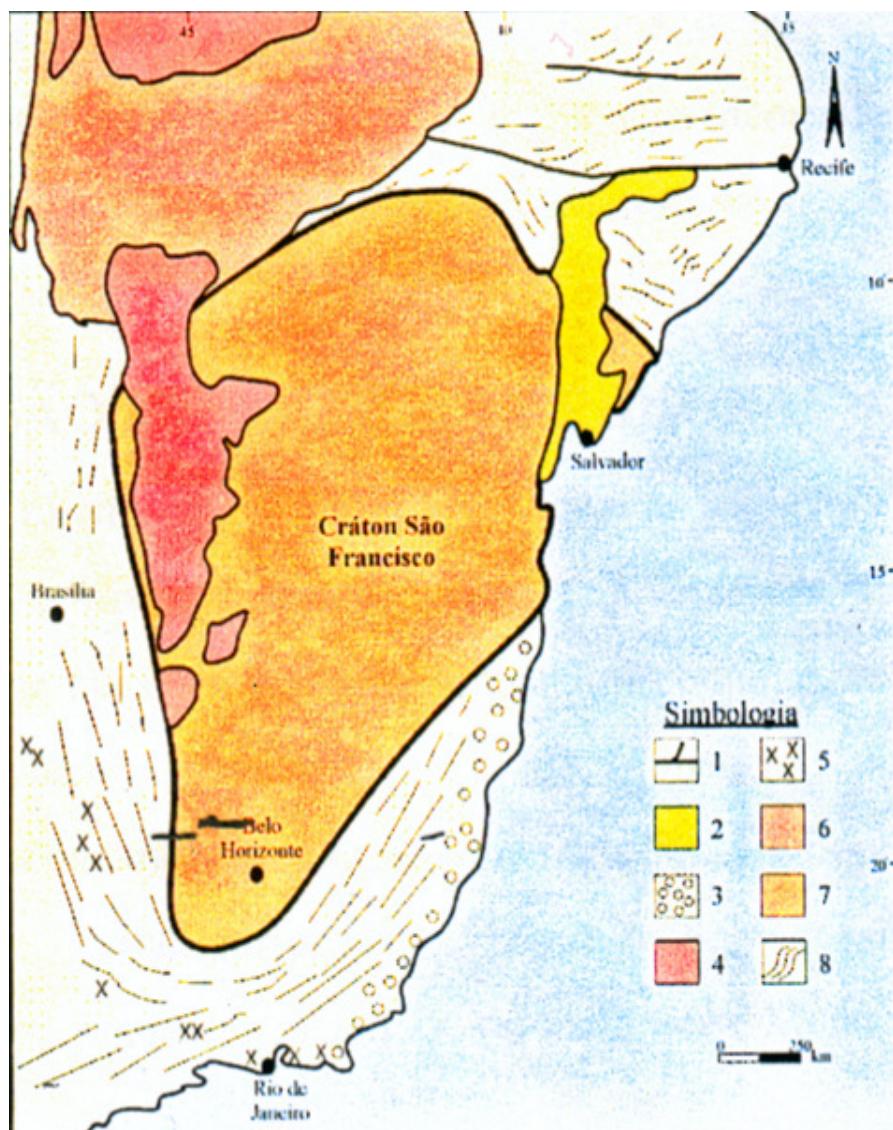


Figura 2.2: O cráton São Francisco, segundo Almeida (1969); (extraído de Alkmim *et al.* 1993). simbologia: 1-falhas; 2- bacias tectônicas; 3- coberturas pós-paleozóicas; 4- coberturas cretácicas; 5- magmatismo alcalino; 6- sinéclises paleozóicas; 7- áreas cratônicas do final do pré-cambriano; 8- direções de dobramentos em áreas de rejuvenescimento do final do pré-cambriano.

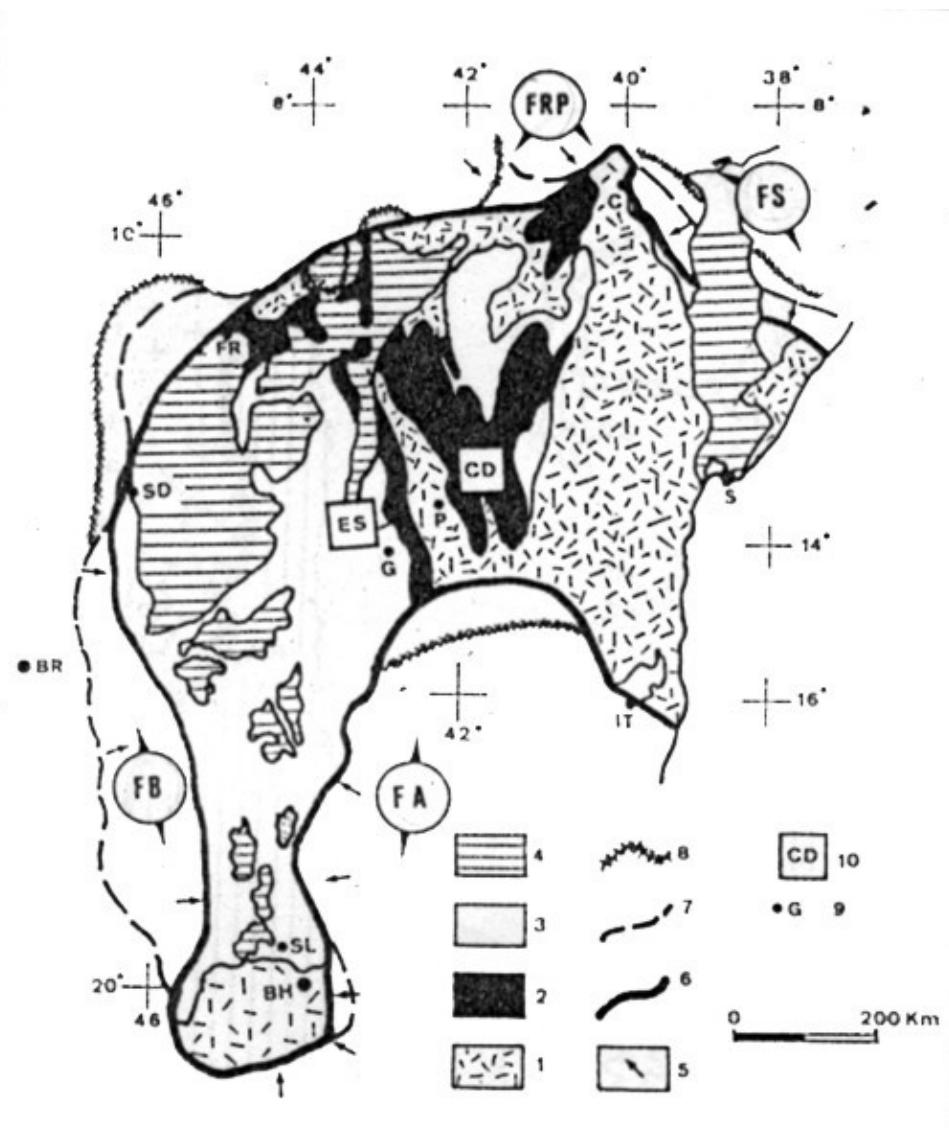


Figura 2.3: cráton São Francisco segundo Almeida (1977), com as correções de limites indicadas pelo mesmo autor em 1981. 1- complexos metamórficos; 2- coberturas pré-brasilianas; 3- coberturas brasilianas; 4- coberturas fanerozóicas; 5- vergências das faixas de dobramentos brasilianas (FA- faixa aracuaí; FB- faixa brasília; FS- faixa sergipana; FRP- faixa riacho do pontal); 6- limite do cráton são francisco (Almeida, 1977); 7- limites corrigidos; 8- limites gravimétricos (Mascarenhas *et al.* 1984); 9- cidades; 10- províncias fisiográficas (CD- Chapada diamantina; ES- espinhaço setentrional).

2.2 – SIGNIFICADO TECTÔNICO DOS LIMITES DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Inicialmente, os limites do cráton São Francisco foram definidos por Almeida (1977), seguindo os critérios de delimitação de cráttons da escola russo-européia, onde os classificou em duas categorias: convencionais e arbitrários.

Os limites convencionais foram definidos pelas descontinuidades estruturais significativas como as falhas mais externas das faixas de dobramentos. Já os limites arbitrários, são identificados em regiões de escudo, áreas com coberturas fanerozóicas ou com coberturas proterozóicas sem descontinuidades notáveis, retrabalhamento do embasamento, dobramento contínuo para faixa e descontínuo para área cratônica (Almeida 1981).

Ao norte do cráton, Ussami (1993) delimitou a faixa de dobramentos Riacho do Pontal, utilizando os dados geológicos e geofísicos. Brito Neves *et al.* (2000) caracterizaram a faixa de dobramentos Sergipana. A faixa de dobramentos Araçuaí é uma possível extensão norte da faixa de dobramentos Ribeira a sul (Almeida 1977). Na porção oeste, a faixa de dobramentos Brasília (Almeida 1969) e, localizada mais ao norte do cráton, a faixa de dobramentos Rio Preto (Inda & Barbosa 1978, Brito Neves *et al.* 2000) (Figura 2.4).

Posteriormente, Alkmim *et al.* (1993) ajustaram a geometria do cráton aos dados estruturais, geofísicos e isotópicos disponíveis na década de 1980, estabelecendo ainda o comportamento mecânico do mesmo: uma unidade coesa, na forma de um bloco de antepaís, com núcleos estáveis e deformação dos cinturões marginais.

A porção interior do cráton possui, em sua maioria, coberturas pré-cambrianas e fanerozóicas, constituindo três grandes unidades morfotectônicas: bacia do São Francisco, aulacógeno do Paramirim e uma grande porção do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. Tanto no extremo sul, quanto ao leste, o embasamento encontra-se exposto. Os protólitos dos supergrupos Espinhaço (Mesoproterozóico) e São Francisco (Neoproterozóico) apresentam truncamentos na direção NS, relacionados a um rifte abortado no qual se depositaram.

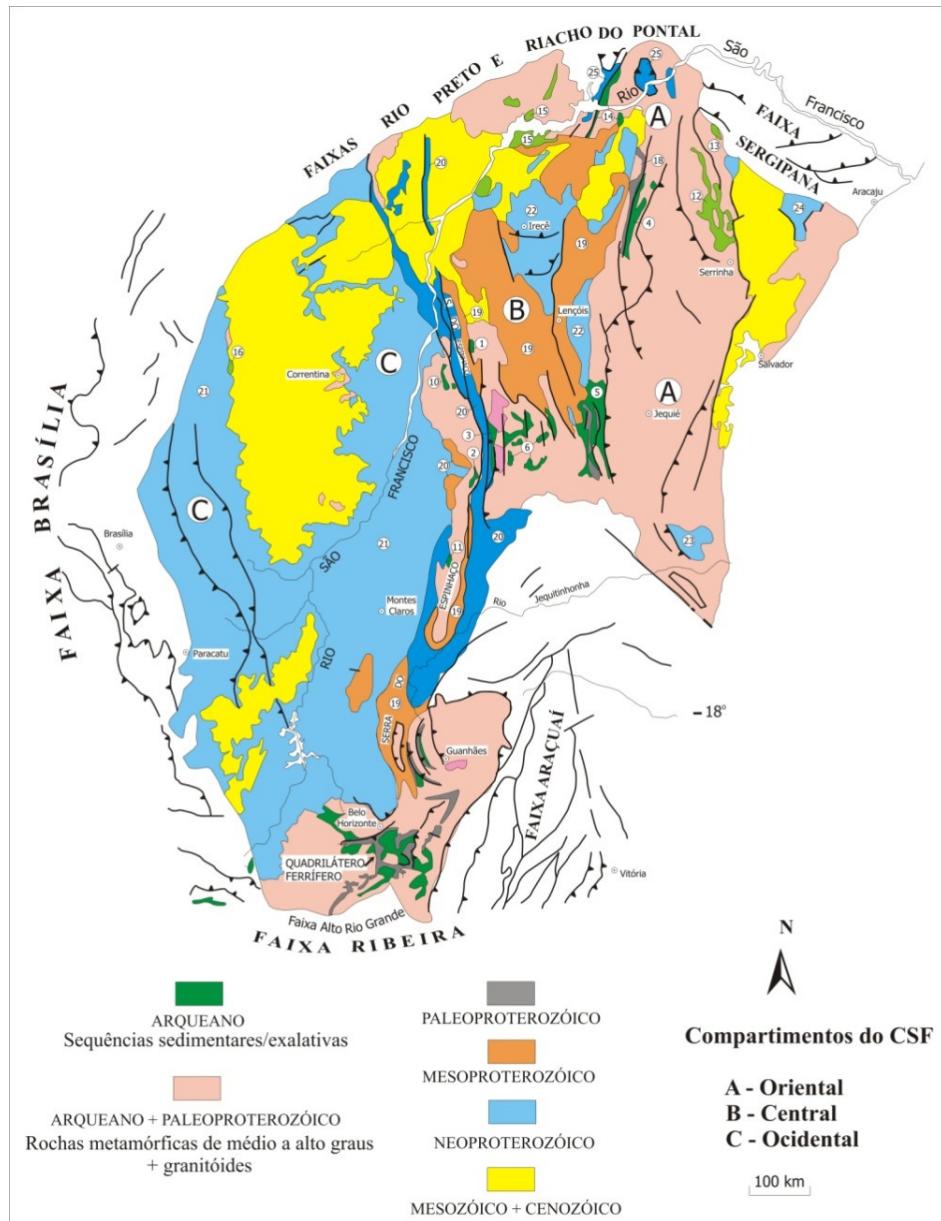


Figura 2.4 – Mapa geológico simplificado do cráton São Francisco (segundo Schobbenhaus & Bellizzia (2000) com modificações). Limites do cráton segundo Almeida (1977), Alkmim *et. al.* (1993) e Baars & Rosière (1997).

2.2.1- Limite da Faixa Rio Preto

O limite traçado por Almeida (1977) nesta região corresponde ao contato entre as rochas do embasamento e supracrustais do Proterozóico médio (Grupo Rio Preto) através de uma falha reversa (Figura 2.4).

Inda & Barbosa (1978) e Egydio da Silva (1987) delimitaram um limite a cerca de 170 km ao sul daquele marcado por Almeida (1977). Davino (1980), Mascarenhas *et. al.* (1984) apontam um limite gravimétrico para o cráton que se faz praticamente coincidente com o limite de Almeida (1977).

A faixa Rio Preto apresenta evolução estrutural polifásica, com o desenvolvimento de três foliações durante a Orogênese Brasiliana (~600 Ma), onde S_2 é a principal estrutura planar. De acordo com a análise de fotolineamentos de Caxito (2010), combinada aos dados de campo, a área pode ser subdividida em três compartimentos estruturais: Sul, central e Norte. Os compartimentos Sul e Norte apresentam direção geral dos lineamentos NE-SW, enquanto o compartimento central apresenta orientação ENEWSW, indicando uma mudança de vergência entre os três compartimentos, caracterizando um leque assimétrico de dupla vergência.

O compartimento central corresponde a uma zona de cisalhamento transpressional dextrógira, denominada Zona de cisalhamento de Malhadinha e Rio Preto.

2.2.2- Limite da Faixa Riacho do Pontal

A faixa Riacho do Pontal (*eg.* Brito Neves 1975, Jardim de Sá *et al.* 1992) encontra-se na região central norte da margem cratônica (Figura 2.4).

É afetada por expressivo plutonismo granítico correspondente às suítes sinorogênica peraluminosa do tipo Rajada, de provável idade isocrônica Rb-Sr de 668 Ma, sin a tardiorogênica peralcalina Serra da Esperança (555 Ma Rb-Sr) e tardi a pós-orogênica da Serra da Aldeia e caboclo (Delgado *et al.* 2003).

O arranjo estrutural da faixa configura um sistema de *nappes* com transporte de massa para sul, sobre o cráton São Francisco. O aloctonismo dessas *nappes* sobre a margem norte do cráton tem por registro os *klippen* de Barra Bonita ao norte de Petrolina (PE) e de Piçarrão (BA) na margem sul do lago da represa de Sobradinho.

2.2.3- Limite da Faixa Sergipana

Está situada entre os terrenos canindé–Marancó e Pernambuco–Alagoas ao norte e o cráton São Francisco. É seccionada pelo rifte de Tucano-Jatobá em dois segmentos, noroeste e sudeste.

Esta faixa constitui uma bacia de margem passiva, gerada e deformada no neoproterozóico, dividida em dois subdomínios: Macururé (depósitos pelítico-psamítico de natureza turbidítica) e Vaza-Barris (sedimentação carbonática-pelítica). Os sedimentos plataformais do Grupo Estância, correlatos em parte às unidades da faixa dobrada já foram descritos como bacias de margem passiva da província São Francisco (Delgado *et al.* 2003).

Alguns autores (*eg.* Santos *et al.* 1988, Davison & Santos 1989) descrevem estilos deformacionais distintos para os subdomínios Macururé (deformação polifásica) e Vaza Barris (monofásica), enquanto

outros reconhecem deformação polifásica em ambos os subdomínios (eg. Jardim de Sá *et al.* 1986, D'el-Rey Silva 1995).

Em suma, as unidades meso-neoproterozóicas foram submetidas a cisalhamento simples progressivo tangencial, com cavalgamento do Terreno canindé–Marancó sobre as rochas metassedimentares da Faixa Sergipana e estes sobre o cráton São Francisco, resultante da colisão oblíqua do Terreno Pernambuco–Alagoas com o cráton São Francisco (Jardim de Sá *et al.* 1986).

2.2.4- Limite da Faixa Brasília

O cinturão de dobramentos Brasília situa-se na porção oriental da província Tocantins (Figura 2.4) e na borda oeste do cráton São Francisco e corresponde a uma feição geotectônica brasiliiana marcada pela ocorrência de unidades proterozóicas superior, deformadas e metamorfisadas (Almeida 1976, 1977). Representa uma extensão de aproximadamente 1.000 km na direção geral NS, prolongando-se desde o sul do Estado do Tocantins, pelo Estado de Goiás até a porção oeste de Minas Gerais na região de Guaxupé. Segundo Pimentel *et al.* (2000), a faixa Brasília é provavelmente a faixa orogênica neoproterozóica brasileira mais completa e melhor preservada.

É caracterizada por associações de rochas metassedimentares de margem passiva e metavulcanosedimentares, deformadas em regime progressivo durante a colagem Brasiliiana (Freitas-Silva 1996, Fonseca *et al.* 1995), com desenvolvimento de sistemas de dobras, empurrões e imbricamentos com vergência para o cráton São Francisco (Delgado *et al.* 2003).

As propostas de compartimentação desse cinturão (eg. Costa & Angeiras 1971, Dardenne 1978, Fuck *et al.* 1994, Marini *et al.* 1978, Fuck & Marini 1981, Dardenne 1981, Fonseca & Dardenne 1994, Dardenne 2000) com base na intensidade dos processos deformacionais e metamórficos que atuaram na região, distinguem no orógeno dois domínios principais: a Zona Externa e a Zona Interna.

A Zona Externa é constituída por associação de rochas metassedimentares (grupos Paranoá e canastra e formações Vazante, Paracatu e Ibiá), típicas de ambiente de margem passiva, de idades meso e neoproterozóicas (Delgado *et al.* 2003).

A Zona Interna compreende o complexo Granulítico Anápolis–Itauçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá, tectonicamente imbricadas com rochas do seu embasamento (Seqüência Silvânia). Sua estruturação é marcada por forte tectônica tangencial, expressa sob a forma de *nappes*, materializadas por sistemas de cavalgamento/dobras com vergência dirigida para o cráton São Francisco. Essa zona apresenta evidências de uma *mélange* ofiolítica (eg. Drake Jr. 1980, Strieder 1993, Fuck *et al.* 2005).

A faixa Brasília, na porção central, é transposta transversalmente por um sistema de zonas de cisalhamento dícteis dextrais, com direção geral em torno de E–W e variação para NE–SW, que provoca uma brusca mudança nas direções estruturais da região. Essa feição, denominada de megainflexão dos Pirineus, caracteriza-se por megatranscorrência oblíqua, resultado de esforços compressivos de oeste para leste, responsável pela rotação do complexo Máfico- Ultramáfico Barro Alto.

A inflexão dos Pirineus divide a Faixa Brasília em dois segmentos denominados de setentrional e meridional, os quais mostram uma evolução distinta e exibem diferenças marcantes no arcabouço estratigráfico, estrutural, tectônico e metalogenético (*eg. costa e Angeiras 1971, Fuck & Marini 1981, Fonseca & Dardenne 1994, Fonseca 1996*).

Ao sul da megainflexão dos Pirineus, o sistema E–W se repete em uma série de zonas dextrais de cisalhamento, paralelas, com larguras de 5 a 10 km e extensões inferiores a 100 km, denominadas zonas de cisalhamento de Goiânia, Aragoiânia, Caraíba, Ipameri, Cristianópolis, Santa Cruz, Pontalina e Ipameri (Barbosa & Silva 1992).

Este último segmento apresenta mudança de orientação estrutural ao contornar o limite sul do cráton do São Francisco (Fuck *et al.* 2005), sendo a zona de inflexão, denominada por Araújo Filho (2000), a sintaxe dos Pirineus. De forma geral a faixa Brasília apresenta transporte tectônico em direção ao cráton São Francisco (Dardenne 2000), deformação e metamorfismo decrescentes em direção a leste (Fuck *et al.* 2005).

2.2.5- Limite da Faixa Ribeira

O limite indicado por Almeida (1977, 1981) inicia-se na terminação sul da faixa Brasília (Figura 2.4) e corresponde às falhas reversas de rejeito oblíquo (sinistrais, reversas sinistrais) que colocam rochas canastra sobre o Grupo Bambuí ou o embasamento do cráton (incluindo as supracrustais arqueanas).

No extremo sul é marcado por um sistema de transcorrência que justapõe o complexo Juiz de Fora e o substrato cratônico. No limite sudeste, os metassedimentos Andrelândia e São João Del'Rey apresentam o contato com embasamento do cráton através de falhas reversas oblíquas (Alkmim *et al.* 1993).

A faixa Ribeira é resultante da interação entre o cráton São Francisco, juntamente com a porção sudoeste do cráton do congo, outras microplacas e arcos de ilhas situados a sudeste e é integrada à Província Mantiqueira e compartimentada por zonas de cisalhamento, dominada por sistemas de *nappes*, cavalgamentos oblíquos e, sobretudo, por zonas direcionais que sobrepõem assembléias litológicas e tectônicas muito distintas (*eg. Hasui & Oliveira 1984, Soares 1988, Simões & Valeriano 1990, Almeida *et al.* 1998*).

A faixa Ribeira tem cerca de 1400 km de extensão e possui orientação geral NE-SW. Limitado a norte pelo orógeno Araçuaí, a sul pelo orógeno Apiaí e o cráton Luís Alves. Na porção leste, ela é limitada pelas bacias da margem continental e na oeste, o orógeno Brasília (Heilbron *et al.* 2004).

De acordo com a concepção de Tupinambá *et al.* (2007) o orógeno Ribeira Setentrional é constituído por quatro terrenos tectono-estratigráficos, separados por falhas de empurrão e por zonas de cisalhamento oblíquas, transpressivas. Esses terrenos foram denominados de ocidental (margem são franciscana retrabalhada), terreno Paraíba do Sul, terreno Oriental e terreno Cabo Frio (Heilbron *et al.* 2004, Trouw *et al.* 2000, Silva 2010).

Trouw *et al.* (2000) e Heilbron *et al.* (2004) propuseram uma compartimentação tectônica no segmento central do orógeno Ribeira, dividindo em quatro domínios tectônicos imbricados em direção à área cratônica: *i*) Domínio Autóctone; *ii*) Domínio Alóctone Inferior; *iii*) Domínio Alóctone Médio e *iv*) Domínio Alóctone Superior.

Segundo Silva (2010) estes domínios são entendidos como segmentos crustais de constituição litológica própria e evolução tectono-metamórfica característica, separados por importantes descontinuidades estruturais e reconhecidos como zonas de cisalhamento dúcteis, de baixo a alto ângulo, com componentes de movimentação inversa e dextral. A componente de movimentação vertical estaria presente em várias destas zonas, definindo uma movimentação geral oblíqua.

2.2.6- Limite da Faixa Araçuaí

O limite oriental foi determinado ao longo de um sistema de falhas de empurrão Fundão-Cambotas de traço NS mergulhando para W (Dorr 1969, Alkmim *et al.* 2003).

No trecho da Serra do Espinhaço, o limite coincide com o sistema de falhas de empurrão e dobramentos que sobrepõem ao Supergrupo Espinhaço, a leste pelo Grupo Macaúbas e pelo Grupo Bambuí, a oeste (*eg.* Schobbenhaus *et al.* 1984, Batista *et al.* 1986, Uhlein *et al.* 1986, Alkmim *et al.* 1989, Marshak & Alkmim 1989, Uhlein 1991, Dussin & Dussin 1995).

Ao norte tem-se a grande curvatura para leste. E, a sudeste o sistema Espinhaço com orientação NNW apresenta a feição “deflexão Urandi” definida por Almeida (1977) (Figura 2.4).

O orógeno Araçuaí-congo, elemento do supercontinente de Gondwana, é definido como a zona orogênica neoproterozóico-cambriana contida na ampla reentrância e delimitada pelos cráttons do São Francisco e do congo (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007) e corresponde a um orógeno colisional, identificado por conjuntos de unidades litoestratigráficas e grandes estruturas que caracterizam depósitos de margem

passiva, lascas ofiolíticas, zona de sutura, arco magmático, granitos sin-colisionais e plútuns pós-colisionais (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007).

A colisão entre os cráticos São Francisco e do congo, desenvolveu uma feição posicionada na altura da Bahia (Brasil) e do Gabão (África), em forma de linguóide, propiciando o confinamento quase que integralmente dos mesmos (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). Esse confinamento é decorrente da junção desde o paleoproterozóico até a abertura do Atlântico Sul, no cretáceo, por meio de uma “ponte continental”.

A bacia precursora, a bacia Macaúbas, desenvolvida por volta de 850 Ma (Alkmim *et al.* 2006, Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007, 2008), teria sido um golfo parcialmente oceanizado e ligado a aulacógenos que desembocaria no chamado oceano Adamastor (cordani *et al.* 2003).

Em função do seu confinamento, o mecanismo postulado para a evolução do orógeno Araçuaí Congo ocidental durante o evento brasiliano seria semelhante ao do fechamento de um quebra-nozes, dinamizado por colisões à distância (Alkmim *et al.* 2003, 2006, 2007).

Os aulacógenos Pirapora, Paramirim e Sangha teriam cumprido importantes funções tais como: facilitar o alargamento e oceanização do setor meridional da bacia precursora e acomodar a deformação brasileira no interior da região cratônica (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, Alkmim *et al.* 2003, 2006, 2007).

Texeira-Silva (2010) propõe o modelo evolutivo para as grandes zonas de cisalhamento do Orógeno Araçuaí e o seu relacionamento com as estruturas do orógeno Ribeira:

- 1) Em uma primeira fase, correspondente ao estágio colisional do orógeno Araçuaí (580-565 Ma), suturam-se as duas margens da bacia precursora Macaúbas, formando na antiga margem oeste da bacia precursora ou placa superior, as zonas de cisalhamento reversas e de empurrão Abre campo e Manhuaçu – Santa Margarida. A zona de cisalhamento Abre campo, considerada uma zona de sutura e em conjunto com as demais, tende a continuar pelo interior do sistema convergente, atualmente, representado pelo orógeno Ribeira.
- 2) A continuação da convergência entre as duas margens da bacia precursora, representa a continuidade da aproximação entre os cráticos do São Francisco e do congo, induzindo a instalação de um regime transpressivo dextral na porção extremo sul do Orógeno Araçuaí e, em especial, no sistema convergente do orógeno Ribeira. Provavelmente entre 560 e 530 Ma, este episódio foi responsável pela rotação horária e reativação transcorrente das estruturas pré-existentes da porção sul do orógeno Araçuaí, bem como pela formação das zonas de cisalhamento Guaçuí e Batatal. Adicionalmente, todos estes componentes do orógeno Araçuaí fundiram-se ou foram obliterados pelas grandes estruturas transcorrentes do orógeno Ribeira, dentre elas, a zona de cisalhamento Além Paraíba.

- 3) Posteriormente, uma distensão ocasionada pelo colapso gravitacional do orógeno, deu origem às zonas de cisalhamentos normais, nucleadas também por reativações de zonas anteriores (520-480 Ma).
- 4) O último evento ocorrido, de natureza rúptil, gerou falhas e juntas transversais às zonas anteriores de direções EW, ENEWSW e NW-SE.

2.3 – UNIDADES LITOTECTÔNICAS DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

2.3.1 – Terrenos Paleoarqueanos

Além da província Borborema, as rochas mais antigas da plataforma sul-americana estão localizadas no cráton São Francisco. O núcleo maior e o mais antigo (*ca.* 3,5–3,4 Ga), o de Bom Jesus – Presidente Juscelino, hospeda-se no maciço São José do campestre, na província Borborema. As outras ocorrências situam-se na Província São Francisco (Figura 2.5).

Os núcleos抗igos no cráton São Francisco ocorrem dispersos em meio aos terrenos de idade mesoarqueana ou na forma de lascas tectônicas imbricadas em seqüências supracrustais arqueano-paleoproterozóicas. São representadas por ortognaisses cinza, tonalítico-trondjemítico-granodioríticos (TTG), que formam pequenos núcleos, domos ou maciços, envolvidos também por ortognaisses similares a TTG ou cálcio-alcalinos, mais jovens (mesoarqueanos e/ou neoarqueanos), o que evidencia os eventos acrecionais sucessivos na construção desses segmentos crustais抗igos (Delgado *et al.* 2003).

No segmento norte do bloco Gavião, os ortognaisses migmatíticos TTG do complexo Mairi aflorantes a oeste da Serra de Jacobina, apontam idades U-Pb de 3,44 Ga (em zircão) e 3,40 Ga (em monazita + allanita). Já no segmento sul, os TTG抗igos ocorrem em domos, maciços e plútôns, apresentando vários graus de migmatização. Dados U-Pb e Pb-Pb indicam idades em torno de 3,4 Ga, 3,35 Ga e 3,33 Ga para os TTG juvenis de Sete Voltas (Nutman & cordani 1992), Boa Vista/Mata Grande (Nutman & cordani 1992) e Bernarda (Pinto 1996), entre 3,24 e 3,26 Ga, aparecem os ortognaisses dos maciços de Aracatu e Mariana, resultantes da fusão parcial dos TTG Sete Voltas ou de uma crosta continental arqueana juvenil (Pinto 1996).

Incluídas nos terrenos paleoarqueanos, as rochas supracrustais das unidades vulcanossedimentares basais dos *Greenstone Belts* Mundo Novo (Mascarenhas & Silva 1994) e de contendas-Mirante apresentam as relações espaciais balizadas pelo lineamento Contendas–Jacobina (Sabaté 1996), permitindo concluir que essa estrutura paleoproterozóica, reaproveitou uma zona de fraqueza da crosta continental que remonta a 3,3 Ga. Em ambos os casos, configurando um evento magmático juvenil (Peucat *et al.* 2002).

Os indícios de eventos tectonotermiais paleoarqueanos são locais e não inequívocos. Assim, a

ocorrência na forma de xenólitos dos TTG de 3,4 Ga do domo de Sete Voltas (Martin *et al.* 1991, 1997), apresentam uma foliação pretérita não registrada nas rochas encaixantes (Teixeira *et al.* 2000) e são afetados por um evento de migmatização datado em 3,2 Ga (Leal *et al.* 1998).

2.3.2 – Blocos Mesoarqueanos

Os segmentos crustais consolidados no mesoarqueano são constituídos, basicamente, por uma associação de complexos granito-gnáissicos e *greenstone belts*, apresentando-se como blocos crustais de diversos tamanhos: microcontinentes e terrenos mais antigos com características litoestruturais próprias e singular evolução geológica (Delgado *et al.* 2003).

As primeiras placas e microplacas continentais estabilizadas no final do mesoarqueano no escudo Atlântico Sul, principalmente na província São Francisco, atuaram de forma rígida, segundo os processos relacionados ao ciclo de Wilson no neoarqueano (Delgado *et al.* 2003). Estes segmentos crustais são identificados nos blocos: Quadrilátero Ferrífero, Guanhães e Porteirinha – Minas Gerais e os blocos Gavião (incluindo o fragmento/*inlier* de Mairi), Paramirim, Guanambi–correntina, Serrinha, e Sobradinho, Bahia (Figura 2.5).

Os blocos do Quadrilátero Ferrífero apresentam estruturas em domos e quilhas. Os de Guanhães são constituídos pelo substrato da faixa neoproterozóica Araçuaí, conectados entre si, gerando uma expressiva massa crustal mesoarqueana, retrabalhada pelas orogêneses Transamazônica e Brasiliiana (Alkmim & Marshak 1998, Pinto 1996, Teixeira *et al.* 2000).

Já os blocos Gavião, Paramirim e Sobradinho ou bloco Gavião–Lençóis (Hartmann & Delgado 2001) afloram em torno da Chapada Diamantina e constituem o seu substrato, com área superior a 300.000 km². A continuidade física desse substrato é assinalada pela distribuição e valores negativos das anomalias Bouguer (Gomes *et al.* 1996).

Pflug *et al.* (1969) denominaram os blocos supracitados de cráton de lençóis arqueano. Sua forma é oval, ligeiramente sigmoidal e seus limites são sempre tectônicos, marcados por zonas de cisalhamento profundas e de expressão regional. O retrabalhamento tectono-termal brasileiro é pouco expressivo no bloco Gavião, com registros mais claros na região próxima do Orógeno neoproterozóico Araçuaí.

O bloco Serrinha é caracterizado como um segmento crustal mesoarqueano, a partir das idades U-Pb SHRIMP de *ca.* 3,15–2,98 Ga (cordani *et al.* 1999, Oliveira *et al.* 2002) e idades U-Pb e Pb-Pb de 2,93 Ga (Lacerda *et al.* 2000) e 3,07 Ga (Paixão *et al.* 1995), respectivamente obtidas em ortognaisses migmatíticos e granulíticos de tendência TTG, aflorantes nas direções EW na bacia fanerozóica Recôncavo–Tucano (Delgado *et al.* 2003).

Em suma, a arquitetura dos terrenos mesoarqueanos é expressa em domos e quilhas (Alkmim & Marshak 1998), onde os complexos granito-gnáissicos formam estruturas dônicas, com foliação de borda proeminente. Os *greenstones belts* e os remanescentes supracrustais encontram-se acumulados em quilhas.

2.3.3 – *Greenstone Belts*

Os *greenstone belts* ocorrem em todos os blocos mesoarqueanos, juntamente aos complexos granito-gnáissicos. São estruturas mais importantes dos terrenos mesoarqueanos pelo seu alto potencial mineral para depósitos econômicos de ouro, sulfetos de níquel e elementos do grupo da platina (Delgado *et al.* 2003).

Estão distribuídos na província São Francisco e representados por Brumado, Guajeru, Ibitira, Ubiraçaba, Umburanas, Riacho de Santana, contendas-Mirante e Mundo Novo – Bahia, Fortaleza de Minas, Rio Mata-cavalo, Pium-hi e Serro, em Minas Gerais (Figura 2.5). Uma característica comum é a presença de suítes metakomatiíticas e metatholeiíticas, com intercalações de formações sílico-ferro-manganesíferas, posicionadas na seção inferior da pilha estratigráfica (Delgado *et al.* 2003).

A ocorrência de metavulcânicas félsicas cálcio-alcalinas está sempre relacionada a eventos orogênicos do Mesoarqueano ou do Neo-arqueano. É constituída de rochas metassedimentares subdivididas em duas formações geneticamente distintas. A inferior, que está em contato com a seção vulcânica, constitui uma associação de grafita xisto, metapelito, metachert, formação ferrífera bandada e rocha calcissilicática, típica de ambiente de fundo oceânico, enquanto a superior é composta de rochas clásticas, sobretudo turbidíticas (Jost & Oliveira 1991, Jost *et al.* 1995).

2.3.4 – *complexos Granito-Gnáissicos*

Os complexos granito-gnáissicos são constituídos por suítes ígneas do tipo TTG, intrudidas por tonalitos, granodioritos e granitos, associadas com freqüência a faixas e relíquias de rochas supracrustais (gnaisse kinzigítico, granada leucognaisse, quartzito, formação ferrífera e rocha calcissilicática) e corpos intrusivos máfico-ultramáficos e gabro-anortosíticos (Delgado *et al.* 2003) (Figura 2.5).

No bloco Gavião, o modelo de evolução das suítes TTG foi gerado por sucessivos episódios magmáticos (Martin *et al.* 1991, Pinto 1996, Leal *et al.* 1996, 1997, 1998, Pinto *et al.* 1998). A ocorrência destes complexos é registrada em granodioritos porfiríticos de tendência cálcio-alcalina intrusivos. Nos ortognaisses TTG paleoarqueanos do domo de Sete Volta (Martin *et al.* 1991, 1997), o metamorfismo apresenta, no mínimo, dois episódios de migmatização e é da fácies Anfibolito. O primeiro afetou aos ortognaisses TTG paleoarqueanos cerca de 3,2 Ga e o segundo, atingiu os ortognaisses cinza mesoarqueanos em torno de 2,91 Ga (Pinto *et al.* 1998; Leal *et al.* 1996, 1997, 1998; Teixeira *et al.* 2000).

Os neossomas de migmatitos das suítes TTG têm idades entre 2,86 e 2,77 Ga (U-Pb-zircão) na região do Quadrilátero Ferrífero e correspondem a dois picos metamórficos na transição do Mesoarqueano para o Neo-arqueano. Um deles é sincrônico com a orogenia Rio das Velhas, datada em 2,77 Ga (Machado & carneiro *et al.* 1992; carneiro *et al.* 1998b).

No bloco Quadrilátero Ferrífero, os granitóides neo-arqueanos de diversas gerações, intrudem as suítes TTG mesoarqueanas e são reunidos em três suítes:

- i. tonalito, granodiorito e granito calcioalcalinos, metaluminosos, com idades U-Pb, distribuídas no intervalo de 2,78–2,72 Ga;
- ii. granitóides tipo I peraluminosos, com idades de 2,71–2,69 Ga (U-Pb zircão);
- iii. diques e plútôns de granito cinza mais jovem, pós-orogênico, colocados no intervalo de 2,61–2,55 Ga (Teixeira *et al.* 2000).

A última fase de diques de granito cinza com idade *ca.* 2,6 Ga, associada a um evento magmático pós-tectônico marca o início do regime extensional no final do eon Arqueano (Delgado *et al.* 2003).

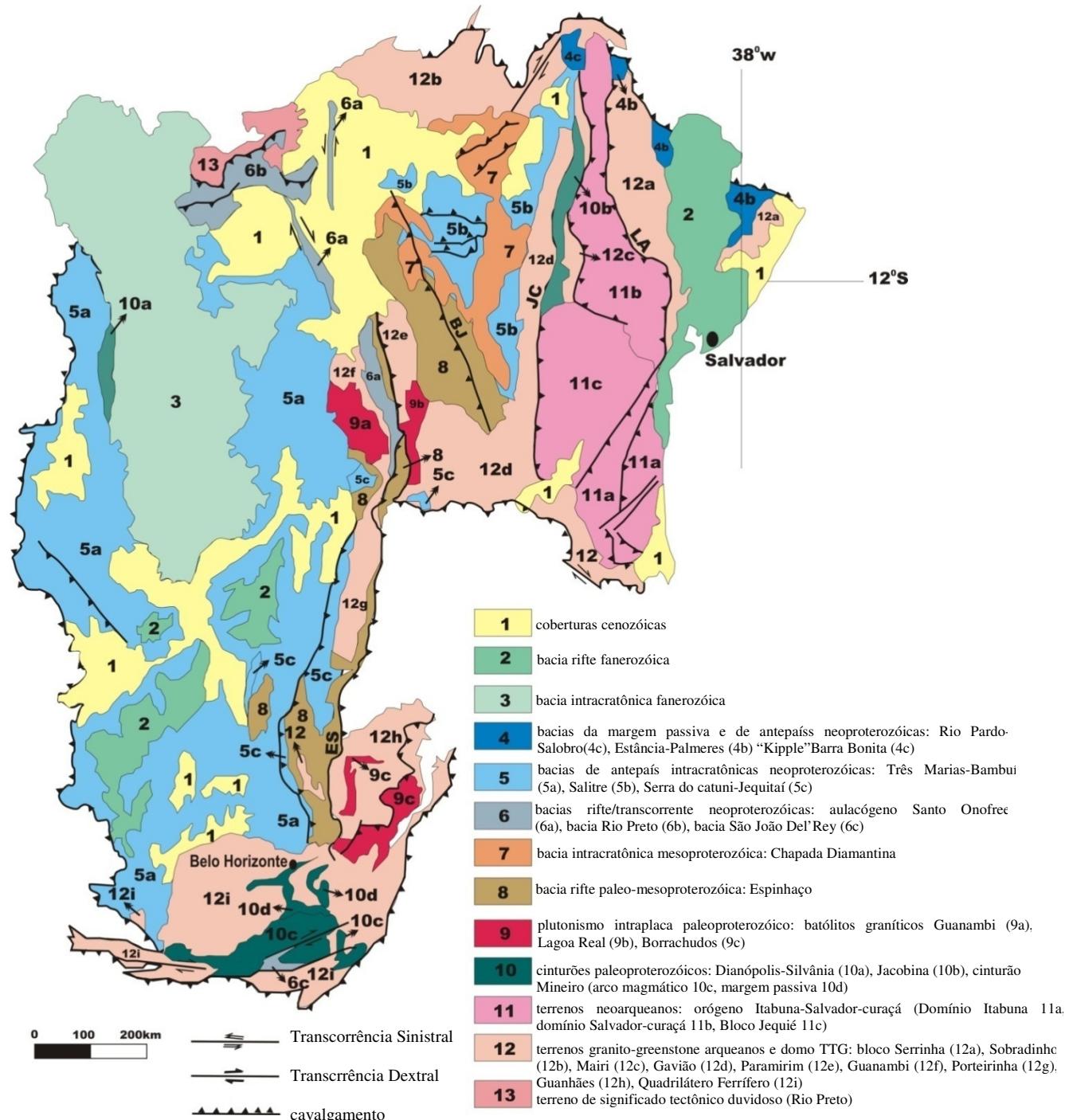


Figura 2.5: Domínios tectônicos e principais estruturas da província São Francisco. Lineamentos: JC – Jacobina- Contendas; BJ- Barrado-Mendes-João Correia; ES-Espinhaço; IA- Itiúba-Anuri (Delgado *et al.* 2003).

2.3.5 – Orógeno Itabuna-Salvador-curaçá e Bloco Jequié

Este extenso segmento de crosta neo-arqueana foi formado durante a orogenia Jequié, apresentando dois domínios (Figuras 2.5 e 2.6): o domínio norte corresponde ao cinturão Salvador–curaçá (Dalton de Souza & Santos 1984) e o domínio sul, ao cinturão Itabuna (Figueiredo 1989, Figueiredo & Barbosa 1993) também referido como bloco de Itabuna (Pedreira *et al.* 1976), cinturão Móvel da costa Atlântica (costa & Mascarenhas 1982), Domínio da costa Atlântica ou cinturão Itabuna–costa Atlântica (Teixeira *et al.* 2000).

Ambos os domínios são constituídos por associações litológicas com mesmas características compreendendo:

- (i) associações de paragnaisse no complexo Tanque Novo (Delgado & Dalton de Souza 1975) e complexo Ipirá (Melo *et al.* 1995), também reunidos no complexo Tanque Novo-Ipirá (Kosin *et al.* 1999), a norte, e no complexo Almadina (Martins & Santos 1997), a sul;
- (ii) associação de ortognaisses TTG reunidos no complexo caraíba a norte e complexo Itabuna, a sul;
- (iii) associações de rochas máficas e ultramáficas, mapeadas no segmento norte como complexo São José do Jacuípe (Melo 1991, Melo *et al.* 1995) e no segmento sul como corpos de piroxenito, gabronorito, gабro-diorito e metabasalto;
- (iv) intrusões de charnockito, granito, tonalito, monzonito (inclusive shoshonítico), algumas das quais relacionadas à evolução paleoproterozóica.

O bloco Jequié é constituído pelo complexo Jequié (arco magmático de margem continental Jequié), consistindo numa associação de ortognaisses bandados, migmatitos e relíquias de rochas supracrustais intrudidas por uma suíte enderbito–charnockítica, todos metamorfizados na fácie Granulítico. Apesar do forte controle tectônico/metamórfico imposto pela colagem orogênica Transamazônica, o bloco Jequié preserva registros sugestivos de eventos arqueanos, tais como:

- (i) dobras recumbentes com sugestão de uma foliação granulítica arqueana;
- (ii) dobras em bainha subhorizontais associadas com lineação mineral norte-sul e indicadores de vergência para norte (Teixeira *et al.* 2000).

A interpretação dos dados geológicos, geoquímicos e isotópicos disponíveis sugere que o bloco Jequié é constituído por uma mistura de restos de crosta mesoarqueana e de material crustal juvenil neoarqueano, um arco magmático maduro, continental, neoarqueano que se estabeleceu sobre a margem do protocontinente mesoarqueano.

Dados isotópicos e idades radiométricas U-Pb e U-Pb SHRIMP identificaram os seguintes registros magmáticos da orogenia Jequié no Orógeno Itabuna–Salvador–curaçá e no bloco Jequié:

- (i) magmatismo pluto-vulcânico, máfico-ultramáfico, pré-orogênico, interpretado como remanescentes de crosta oceânica (suíte São José do Jacuípe e correlatos), com idade mínima de 2,7 Ga e máxima de 2,9 Ga;
- (ii) plutonismo e vulcanismo juvenil calcioalcalino, marcando o estágio acrecionário do orógeno (arcos magmáticos caraíba e Itabuna) e do bloco Jequié (arco magmático Jequié), no intervalo de tempo de 2,81 a 2,69 Ga, portanto neoarqueana;
- (iii) magmatismo calcialcalino potássico peraluminoso com picos de metamorfismo em 2,69 Ga e 2,61 Ga, evidenciando distintos episódios colisionais;
- (iv) magmatismo, tardi a pós-colisional, potássico shoshonítico, entre 2,6 e 2,55 Ga, marcando a estabilização/cratonização neo-arqueana e início da fase extensional e transicional para o Paleoproterozóico (Delgado *et al.* 2003).

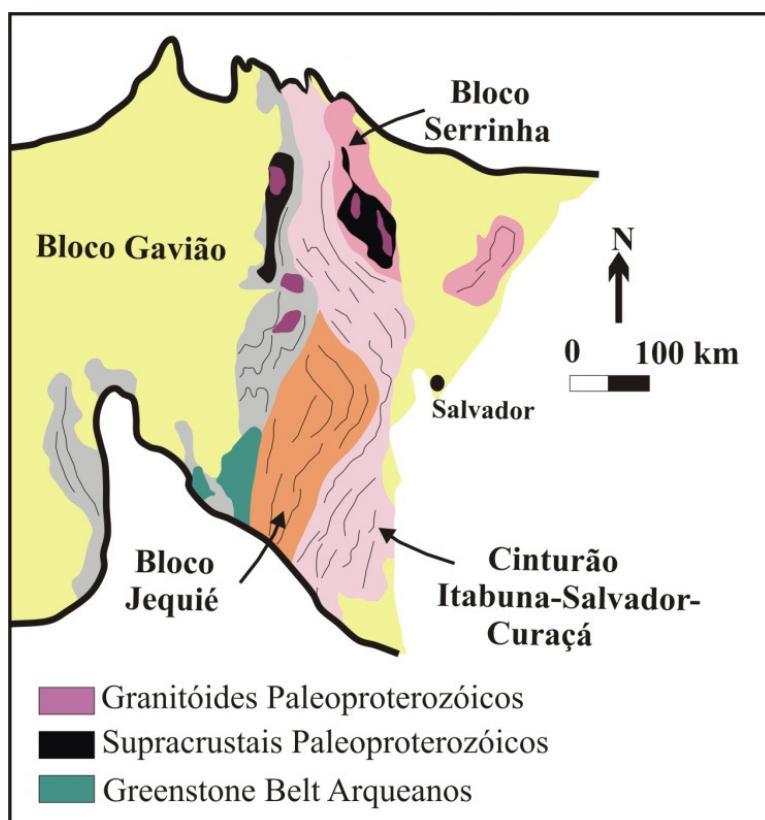


Figura 2.6 – Mapa geológico simplificado do segmento do orógeno paleoproterozóico exposto na porção norte do cráton São Francisco (modificado de Alkmim 2004).

2.3.6 – Cinturão Mineiro

Esta denominação é aplicada a toda a porção do embasamento exposto no sul do cráton São Francisco (Figura 2.3) que experimentou deformação e ação termal no decorrer do evento Tranzamazônico (Endo 1997, Alkmim & Marshak 1998, Teixeira *et al.* 2000).

Segundo Alkmim (2004), o cinturão Mineiro envolve o Quadrilátero Ferrífero e os terrenos adjacentes a sudoeste (Figura 2.7). É evidente que suas extensões nordeste e sudoeste, exceto o cráton, foram retrabalhados intensamente durante o evento Brasiliano, constituindo o substrato das faixas de dobramentos Araçuaí e Brasília Sul, respectivamente. Assim, fazem parte do cinturão Mineiro: complexo metamórfico basal, as rochas supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas, o Supergrupo Minas, o Grupo Itacolomi, além de um representativo volume de granitóides arqueanos e paleoproterozóicos.

Os terrenos TTG formados entre 2,9 e 3,2 Ga, anfibolitos e rochas ultramáficas compõe o embasamento ao sul do cráton. Em áreas vizinhas ao Quadrilátero Ferrífero, constituem os terrenos relativos ao complexo metamórfico basal (Teixeira *et al.* 2000). Também é constatada a presença de intrusões de granitóides cálcio-alcalinos e granitóides anorogênicos (carneiro 1992, Noce *et al.* 1998).

O Supergrupo Rio das Velhas é representado pela estratigrafia típica de um *greenstone belt*, com intercalação de metavulcânicas e metassedimentos, incluindo formações ferríferas bandadas, carbonatos e terrígenos (Alkmim 2004). É de idade arqueana, constituído por três grupos, da base para o topo: Quebra-Osso, Nova Lima e Maquiné.

O Grupo Quebra-Osso é a unidade basal ultramáfica, formado por metakomatiitos, metavulcanoclásticas e metassedimentos com intercalações de formações ferríferas do tipo Algoma, em condições subaquáticas com vulcanismo ultramáfico a máfico. O Grupo Nova Lima, intermediário, é constituído, principalmente, por xistos e filitos de origem vulcanoclástica, com ocorrência de intercalações de formações ferríferas de fácies carbonáticas.

O Grupo Maquiné é a unidade superior clástica constituída por sedimentos do tipo molassa. É formado por xistos, quartzitos e metaconglomerados polimíticos. As unidades do Supergrupo Rio das Velhas foram metamorfisadas em condições de fácies xisto-verde (Dorr 1969, Pinto 1996, Ladeira 1980, Endo 1997).

O Supergrupo Minas apresenta quartzitos, filitos, carbonatos em suas unidades basais, além de uma camada-guia constituída por formações ferríferas do tipo Lago Superior (Dorr 1969). Estas unidades registram o estabelecimento da evolução de uma margem passiva (Alkmim & Marshak 1998). É de idade paleoproterozóica, constituído por três grupos, da base para o topo: caraça, Itabira e Piracicaba (Dorr 1969) sendo sobreposto pelos metassedimentos do tipo *foreland* do Grupo Sabará (Renger *et al.* 1994, Noce 1995, Reis *et al.* 2002, Almeida *et al.* 2005).

O Grupo caraça é constituído por quartzitos, metaconglomerados e filitos pertencentes à Formação Moeda. Filitos e filitos grafíticos constituem a Formação Batatal. O Grupo Itabira é composto por itabiritos dolomíticos, itabiritos anfibólíticos e itabiritos da Formação cauê. Dolomitos, filitos e mármore pertencentes à Formação Gandarela.

O Grupo Piracicaba é constituído por quatro formações: Formação cercadinho, Formação Fecho do Funil, Formação Taboões e Formação Barreiro. A Formação cercadinho compreende em quartzitos, quartzitos ferruginosos, filitos, filitos ferruginosos e dolomitos. Filitos, filitos dolomíticos e dolomíticos silicosos são da Formação Fecho do Funil. A Formação Taboões é composta, basicamente, por ortoquartzitos. A Formação Barreiro é constituída por filitos e filitos grafíticos.

O Grupo Sabará é constituído por xistos, metagrauvacas, metatufo, metaconglomerados, itabiritos, mármore e quartzitos. A porção mais jovem do Supergrupo Minas, o Grupo Sabará é formado por rochas terrígenas e separado das unidades basais por discordância (Almeida *et al.* 2005). Já o Grupo Itacolomi, é composto por metarenitos e metaconglomerados aluviais, estratigráficamente discordante das demais unidades. Ambos são interpretados como sin e pós-tectônicos (Dorr 1969) em relação ao evento Tranzamazônico (Alkmim & Marshak 1998).

A sucessão estratigráfica do Supergrupo Minas indica um período de estabilização da crosta Arqueana, desenvolvido em bacias plataformais extensas e intracratônicas, nas quais espessas camadas de formações ferríferas bandadas foram extensivamente depositadas (chemale *et al.* 1994). As rochas que constituem esta sucessão estratigráfica estão metamorfisadas na fácie xisto-verde podendo atingir a fácie anfibolito (Endo 1997).

Na evolução do cinturão Mineiro, com características predominantemente ensiáticas (Teixeira & Figueiredo 1991) e balizado a oeste pelo complexo Bonfim (carneiro 1992), são admitidos estágios múltiplos envolvendo um intenso retrabalhamento crustal dos antigos núcleos continentais, além da geração de uma quantidade relativamente grande de crosta continental juvenil (Ávila 2000).

No domínio marginal ao cráton ou ao terreno granito-*greenstone* do Quadrilátero Ferrífero é caracterizado por um intenso plutonismo calcioalcalino paleoproterozóico dentro de complexos metamórficos mesoarqueanos, associado a um arco magmático plutônico (Teixeira 1985, Quéméneur & Noce 2000).

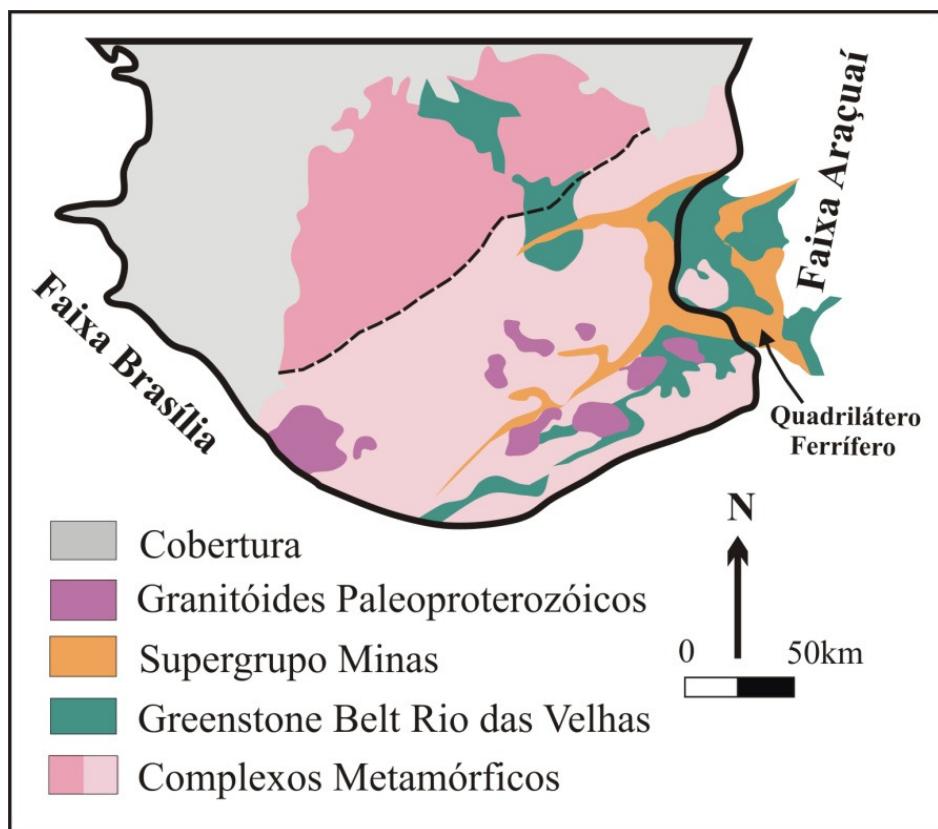


Figura 2.7 – Mapa geológico esquemático da região do cinturão Mineiro (modificado de Alkmim 2004).

2.3.7 – A Bacia do São Francisco

A bacia do São Francisco ocupa quase todo o segmento central do cráton, nos estados de Minas Gerais, Bahia e Goiás, cobrindo uma área de aproximadamente 500.000km^2 da bacia hidrográfica homônima (Figura 2.8). Seus limites oeste, noroeste e leste coincidem com os limites cratônicos. O limite sul é de natureza erosiva. Parte do limite nordeste é marcada pelo contato embasamento-cobertura e pela justaposição ao Aulacógeno Paramirim (Alkmim & Martins-Neto 2001, Alkmim 2004). A estratigrafia da bacia é composta pelas seguintes unidades: Supergrupo Espinhaço, Supergrupo São Francisco, Grupos Santa Fé, Areado, Mata da corda e Urucuia (Figura 2.9).

O Supergrupo Espinhaço aflora em pequenas áreas interiores da bacia, exposto na parte superior da unidade, constituída por depósitos eólicos, alternados com pelitos e arenitos marinhos. Nas regiões onde está totalmente exposto (Aulacógeno do Paramirim e Faixa de Dobramentos Araçuaí), é caracterizado como preenchimento dos ramos de um sistema ensílico de riftes, desenvolvido por volta de 1,75 Ga (Martins-Neto 1998, Martins-Neto 2000). Na parte norte da bacia, os quartzitos e filitos do Grupo Rio Preto são correlacionados ao Supergrupo Espinhaço (Egydio-Silva *et al.* 1989).

O Supergrupo São Francisco constitui a maior unidade em termos de área da bacia, composto pelos

sedimentos de origem glácio-continental com transições para depósitos glácio-marinhos do Grupo Macaúbas que se encontra separado do Supergrupo Espinhaço, por uma discordância angular (Uhlein 1991, Trompette 1994). O Grupo Bambuí é constituído por uma sucessão de rochas carbonáticas e pelíticas marinhas, registrando uma transgressão marinha generalizada, marcada pelo comportamento flexural de antepaís expressivo no interior cratônico, em resposta ao carregamento gerado pelos cinturões orogênicos brasileiros em volta do cráton (Martins-Neto & Alkmim 2001).

O Grupo Santa Fé apresenta um número expressivo de ocorrências nas partes central e noroeste da bacia. É subdividido nas formações Floresta (folhelhos com seixos pingados que passam para tilitos e arenitos) e Taboleiro (arenitos com intercalações de pelitos), com base em icnofósseis, sua idade determinada foi permocarbonífera (Alkmim 2004).

Já o Grupo Areado possui conglomerados e arenitos na base, pelito e carbonato na sua porção intermediária e um pacote espesso de arenitos no topo, indicando sedimentação associada a sistemas aluviais que deram lugar a campos de lagos e dunas.

O Grupo Mata da corda agrupa rochas intrusivas vulcânicas, vulcanoclásticas e epiclásticas que marcam um episódio de magmatismo alcalino ocorrido entre 85 e 80 Ma (Alkmim 2004).

Em relação ao arcabouço estrutural da bacia, as unidades pré-cambrianas foram atingidas pela orogenia brasileira, formando ao longo de seus limites, exceto ao sul, cinturões epidérmicos de antepaís, com vergência centrípeta em relação ao cráton, caracterizando três compartimentos estruturais:

- i) oeste: correspondente à porção externa das faixas Brasília e Rio Preto;
- ii) central: sedimentos do Supergrupo São Francisco indeformados;
- iii) leste: correspondente à porção externa da faixa Araçuaí (Alkmim 2004).

Os cinturões de antepaís dos compartimentos leste e oeste apresentam diferenças significativas, sendo as mais importantes a ausência de metamorfismo e clivagem penetrativa no compartimento oeste, além de zonas de transcorrência que desempenha o papel de formar padrões estruturais complexos (Alkmim 2004).

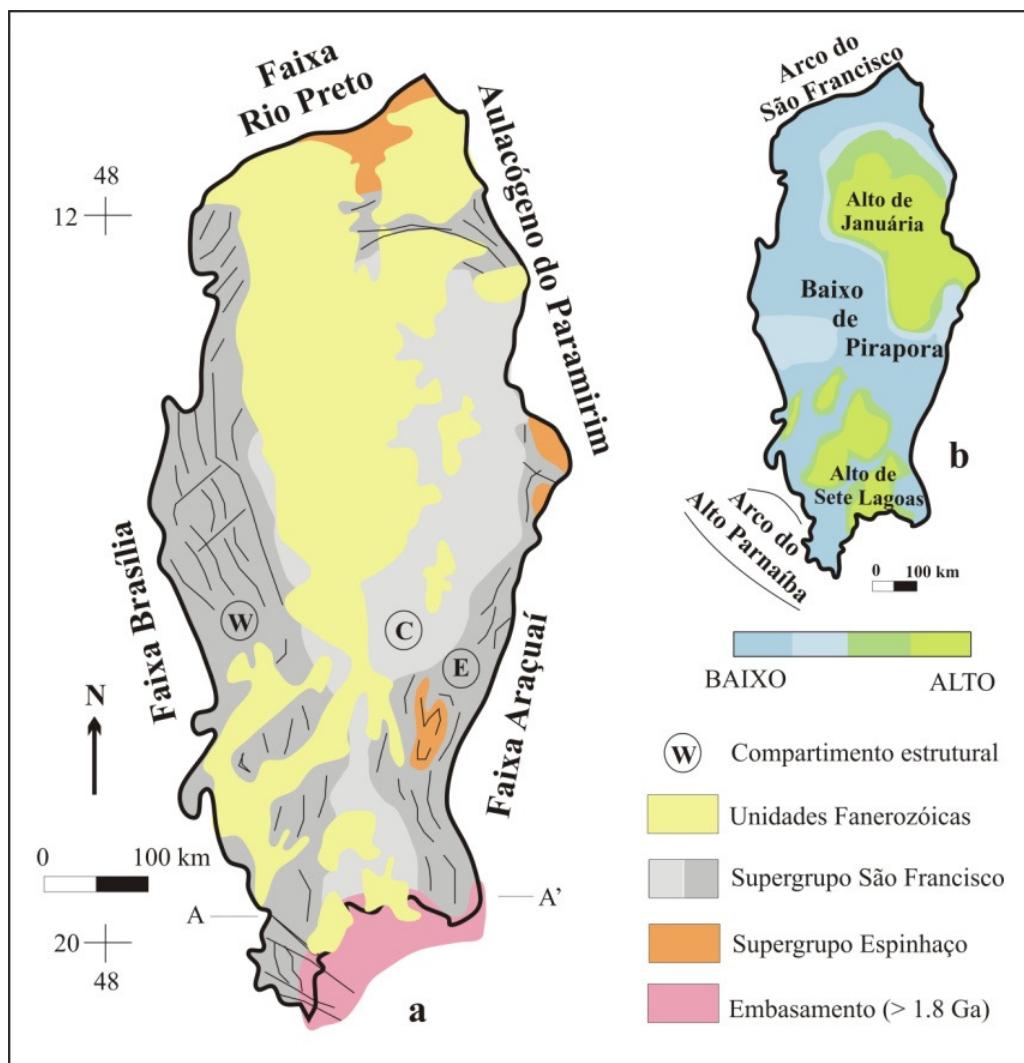


Figura 2.8: a) Mapa geológico simplificado da bacia do São Francisco. b) Mapa esquemático das principais feições estruturais do embasamento da bacia (modificado de Alkmim 2004).

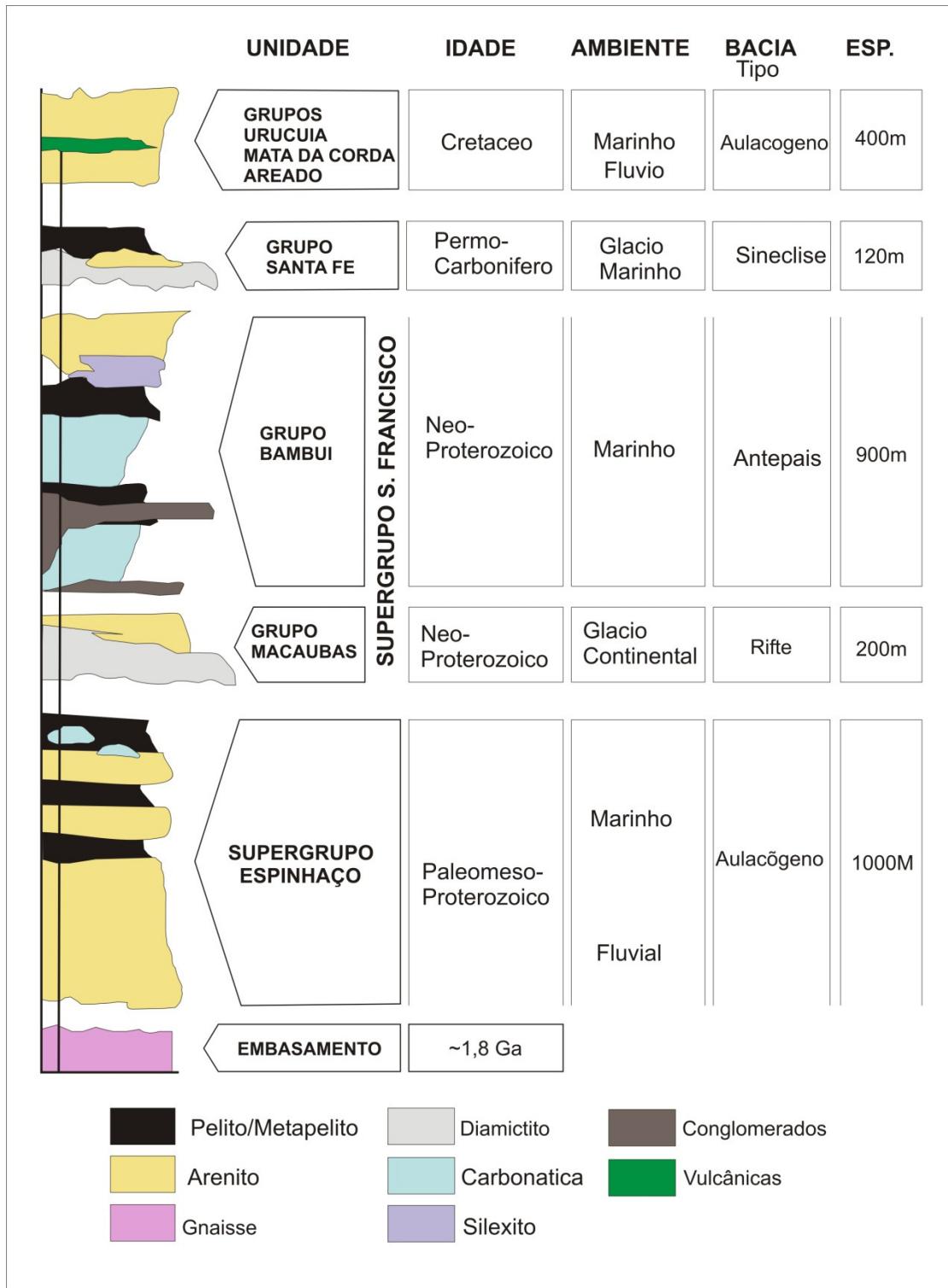


Figura 2.9: coluna Estratigráfica simplificada da bacia São Francisco (Simplificado de Alkmim & Martins-Neto 2001).

2.3.8 – Aulacógeno do Paramirim

Esta feição morfotectônica está localizada na porção norte do cráton São Francisco e envolve a Serra do Espinhaço Setentrional, os vales do Paramirim e do São Francisco e a Chapada Diamantina. Seus limites coincidem a norte e a sul com os limites do cráton, estes correspondem às zonas de interferência do mesmo e as faixas brasilianas Rio Preto, Riacho do Pontal e Araçuaí (cruz & Alkmim 2006).

O aulacógeno é preenchido pelos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Grupos Santo Onofre, correlacionável ao Grupo Macaúbas, e o Grupo Una, na região da Chapada Diamantina), testemunhas das duas principais fases riftes de subsidência, ocorridas a 1,75 e 1,0 Ga (Schobbenhaus 1996, Danderfer Filho & Dardenne 2002). Cabe ressaltar que o mesmo experimentou uma intensa inversão tectônica durante o neoproterozóico, onde apenas uma pequena porção de seu setor central foi poupada (Alkmim 2004).

O seu arcabouço estrutural apresenta fundamentalmente um conjunto de falhas reversas, de empurrão e dobras de orientação NNW, claramente resultantes de um processo de inversão tectônica. As estruturas que afetam as porções norte e sul do aulacógeno refletem a propagação nas unidades de cobertura das frentes orogênicas dos cinturões marginais. Assim, todas as etapas de sua inversão são manifestações do evento brasiliano, além da existência de uma zona não invertida em sua porção central, que implica num cráton São Francisco apenas (Alkmim 2004).

2.3.9 – O Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá

Esta entidade tectônica representa um ramo não evoluído do sistema de riftes que deu origem ao Atlântico Sul com extensão NS de aproximadamente 400 km e largura média de 80 km, mais da metade localiza-se no interior do cráton São Francisco (Magnavita *et al.* 1994).

Este rife é marcado por uma associação de semi-grábens (sub-bacias Recôncavo, Tucano e Jatobá), cujas falhas de borda não estão alinhadas, alternando-se entre o leste e o oeste (Magnavita *et al.* 1994). Seu preenchimento envolve três megassequências:

- (i) pré-rife (neojurássico/eocretáceo) constituída por sedimentos lacustres fluviais e eólicos;
- (ii) sin-rife (Berriasino-Aptiano) contendo ambientes de sedimentação que envolveu um grande lago alimentado por correntes de densidade e posteriormente, um sistema deltáico que evoluiu para sistemas fluviais;
- (iii) pós-rife envolvendo a deposição de cascalhos e areias fluviais em discordância com as unidades inferiores.

2.4 – EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Alkmim (2004) apresentou um modelo de evolução tectônica do cráton São Francisco, baseado na compilação de dados geológicos presentes na literatura (Figura 2.10).

i) Estágio I: Evento Rio das Velhas/ Jequié (2,9-2,7 Ga)

Durante o Evento Rio das Velhas/Jequié (2,9-2,7 Ga), núcleos continentais já diferenciados, pelo menos desde 3,4 Ga, agregaram-se por meio de colisões diacrônicas com participação direta de arcos juvenis. Um episódio magmático pós-tectônico marca a consolidação final de uma grande massa arqueana continental.

ii) Estágio II: Individualização do continente Paramirim (2,5 Ga)

A grande massa continental anteriormente consolidada fragmenta-se, desenvolvendo a margem passiva Minas, que deveria se estender até a atual porção norte do cráton, representado pelo Grupo Jacobina. Assim, ficaria individualizado o continente (ou cráton) do Paramirim (Almeida 1981).

iii) Estágio III: Evento Transamazônico – Edificação do orógeno paleoproterozóico (2,1- 1,9 Ga)

No paleoproterozóico, o continente Paramirim (bloco Gavião) é levado à colisão com o “continente” Gabão, com a intervenção de arcos magnáticos (Itabuna-curaçá-Salvador) e, possivelmente, microcontinentes (Jequié, Serrinha), apresentando o clímax da convergência em aproximadamente a 2,1 Ga. Já o cinturão Mineiro entra em colapso por volta de 2,06 Ga. E o início orogenético, na porção norte, em direção ao antepaís persiste entre 2,0 e 1,9 Ga (Figura 2.10a).

iv) Estágio IV: A Tafrogênese Estateriana (1,75 Ga)

As colisões terminadas no período Orosiriano podem ter acarretado a formação de um supercontinente, no qual se desenvolveu no período Estateriano. Numa rede de riftes ensiálicos foram depositados os sedimentos continentais intercalados com lavas ácidas e capeados pelos depósitos marinhos do Supergrupo Espinhaço (Brito Neves *et al.* 1996) (Figura 2.10b).

v) Estágio V: A Tafrogênese Toniana (950 Ma)

Neste período, a placa São Francisco-congo foi individualizada, delineando traços do que viria a ser o futuro cráton São Francisco. Ocorreu uma nova tafrogenia na região Macaúbas, acompanhada por uma glaciação. Os riftes estaterianos foram reativados e alguns ramos evoluíram para margens passivas (campos Neto 2000) (Figura 2.10c).

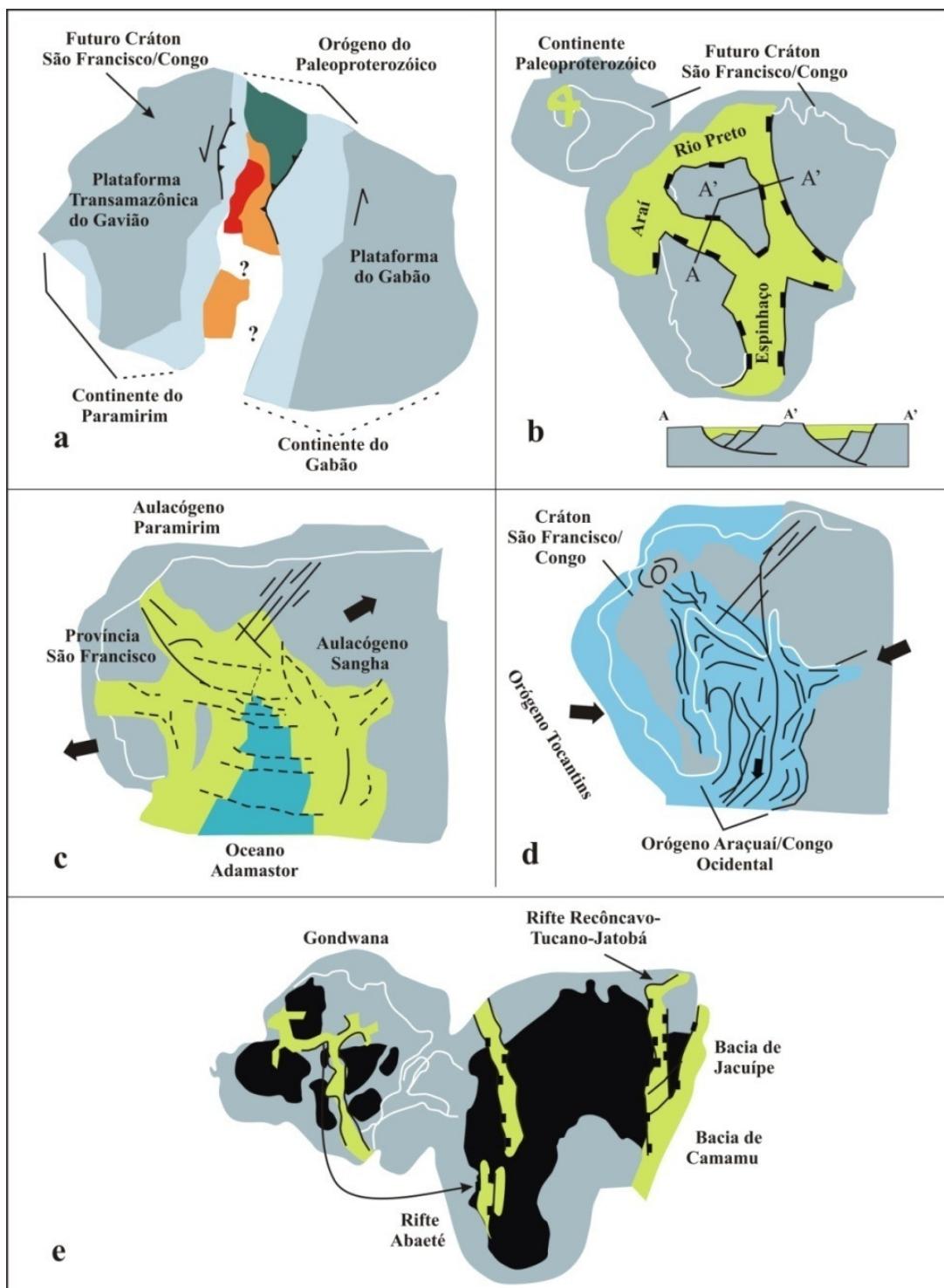


Figura 2.10 – Desenho esquemático da história evolutiva do cráton São Francisco: a) formação do orógeno paleoproterozoico pela colisão entre os continentes do Paramirim e do Gabão por volta de 2,1 Ga; b) Tafrogênese Estateriana (1,75 Ga) culminando com a formação de uma rede de riftes ensiálicos nos quais são depositados o Supergroso Espinhaço e unidades correlativas; c) Tafrogênese Toniana (850 Ma) e a formação dos riftes e margens passivas Macaúbas; d) colisões brasilianas levam à aglutinação do Gondwana e formação dos cinturões orogênicos que definem o contorno do cráton São Francisco-Congo (~520 Ma); e) início da fragmentação do Gondwana no eocretáceo e desenvolvimento, no interior do cráton, dos riftes Recôncavo-Tucano-Jatobá e Abaeté (modificado de Alkmim 2004).

vi) Orogêneses Brasilianas

O continente São Francisco-congo é envolvido numa sucessão de colisões que terminam com a formação do Gondwana no final do neoproterozóico. As margens passivas e ativas são convertidas em cinturões orogênicos que definem o contorno atual do cráton.

Através da ação de sobrecargas laterais, foi possível o desenvolvimento da faixa Brasília e, deposição de sedimentos do Grupo Bambuí e de unidades correlativas à transgressão marinha. Posteriormente, os próprios sedimentos Bambuí são envolvidos pelas frentes orogênicas, formando os cinturões epidérmicos (Figura 2.10d).

vii) O Evento Sul-Atlântico e os riftes Abaeté e Recôncavo-Tucano

O cráton registra a passagem pelas altas latitudes e a glaciação durante o permo-carbonífero. O desmantelamento de Gondwana no eocretáceo leva à formação do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, à ruptura da conexão São Francisco-congo e consequente desenvolvimento das bacias marginais de camamu e Jacuípe (Alkmim 2004).

No interior sudoeste do cráton, o rifte Abaeté recebe uma rápida e enigmática incursão marinha, sucedida pelo vulcanismo alcalino Mata da corda, no barremiano-eoaptiano (Figura 2.10e).

A partir do estágio evolutivo IV, a porção litosférica correspondente ao cráton São Francisco, especialmente o seu núcleo arqueano e é submetida a uma série de processos que podem ser vistos como uma bateria de testes de comportamento. Atualmente, sabe-se que a condição cratônica de um segmento da litosfera é testada, quando solicitada por compressão, tração e durante a tafrogênese, individualizando os cráttons.

O rifteamento continental está, em geral, associado a uma profunda modificação da estrutura tectônica, composicional e, principalmente, termal de toda a litosfera envolvida. A tafrogênese aumenta o enfraquecimento litosférico.

Pode-se dizer que a individualização do cráton São Francisco se deu por (Alkmim 2004):

- i) eventos distensionais Espinhaço (Estateriano) e Macaúbas (Toniano), cujos sítios de atuação são praticamente coincidentes;
- ii) tafrogênese ocasionando à formação da margem passiva Minas no alvorecer do Paleoproterozóico. Ao longo das margens sul e leste do cráton, os cinturões Brasília Sul e Araçuaí seguem rigorosamente a trajetória da margem passiva Macaúbas (Pedrosa-Soares *et al* 2001, Martins-Neto & Alkmim 2001).

iii) inversão da margem passiva Minas desenvolvida, preferencialmente sobre o orógeno Atlântico. Os ramos ensiálicos do sistema de riftes Macaúbas sofrem inversão apenas parcial através da reativação das suas falhas mestras.

É notável em todo esse percurso histórico, a preservação do núcleo arqueano cratônico (Figura 2.10). A natureza cratônica da litosfera do São Francisco fica, entretanto, explícita quando se analisa o seu comportamento durante a abertura do Atlântico Sul. Propagando-se de sul para norte, o desenvolvimento das margens leste brasileira e a oeste africana (Alkmim 2004).

Hasui (2010) remontou a configuração cratônica com base em esforços tectônicos brasileiros gerados pela grande colisão pré-cambriana na região do sudeste brasileiro. Eses esforços derivados de 3 fases de convergência (Figs. 2.11 e 2.12):

i) Brasiliano I (900-700Ma): reconhecida na faixa Orogênica São Gabriel (leste do cráton do Rio de La Plata com subducção para o lado oeste), no arco magmático de Goiás (formado na borda da Faixa Brasília), na porção do cinturão Brasília a norte da sintaxe de Pirenópolis e no domínio Embu, indicando processos de convergência.

ii) Brasiliano II (670-530Ma): mais ativo, o evento de maior expressão e responsável pelos traços estruturais da região. Envolveu o fechamento do oceano de Goiás, situado entre o cráton São Francisco e o maciço Goiano, progredindo de norte para sul (670-620Ma). Concomitante, o oceano Adasmator fechava-se de sul para norte (670-530Ma).

iii) Brasiliano III (580-490Ma): Fechamento dos processos de aglutinação, justapondo o cráton Amazônico à massa continental a leste, o maciço de cabo Frio ao Rio de Janeiro e o consumo dos oceanos Goiás e Adamastor.

A sucessão de processos de deformação, metamorfismo, intrusões sin-tardicolisionais e ascensão das cadeias montanhosas sobrevieram à exumação e ao colapso dos orógenos sob regime distensivo e as bacias de distensão, que acolhem depósitos de molassa. Existem controvérsias sobre o tipo de bacia, referidas como bacias de transtensão e de antepaís. Além da sedimentação, incidiram as intrusões pós-colisionais e o arrefecimento regional. O resultado final desses processos foi à consolidação da região, integrando à Plataforma Sul-Americana.

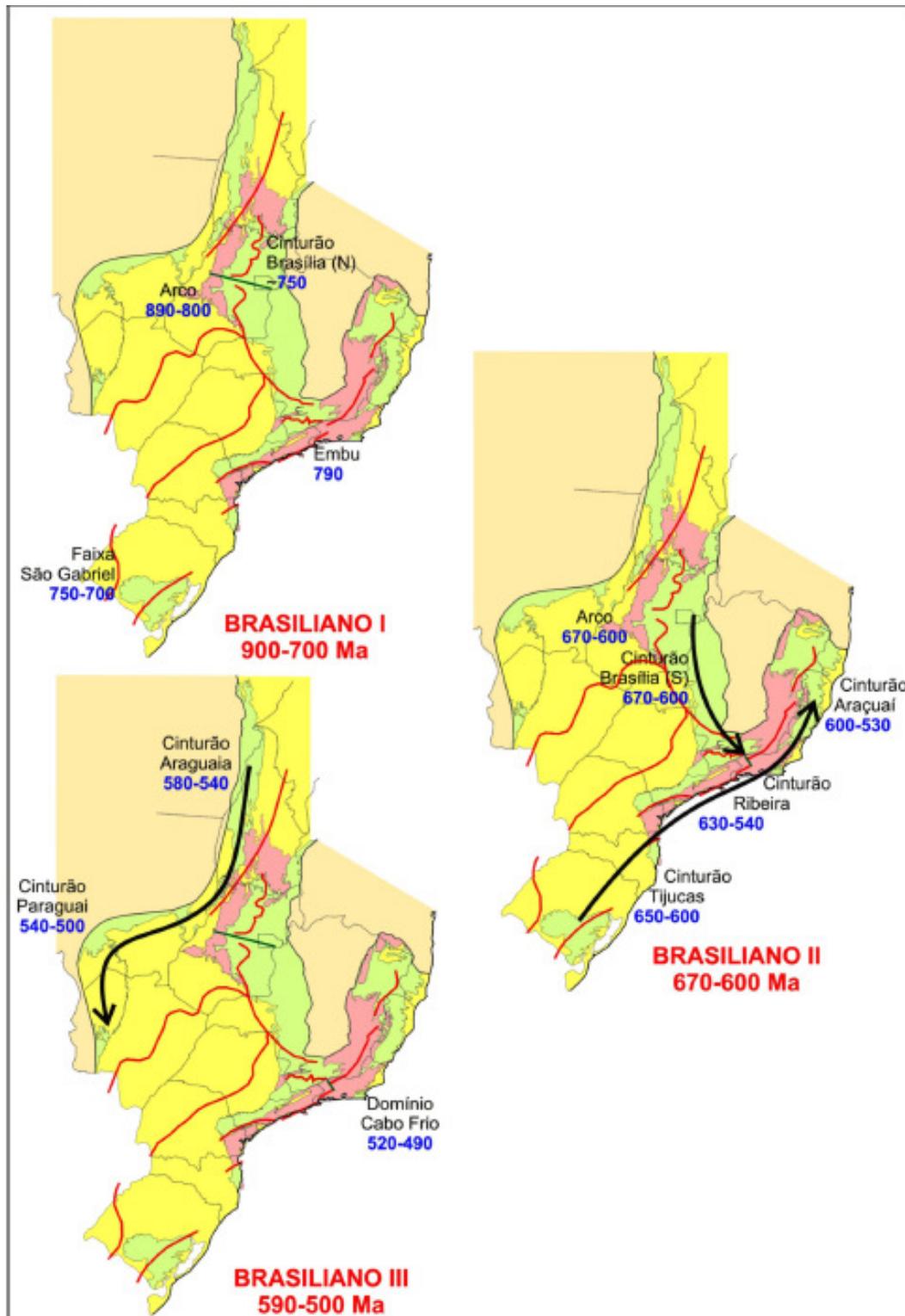


Figura 2.11- Os eventos de convergência. As setas indicam as rotas de progressão dos processos de convergência (Hasui 2010).

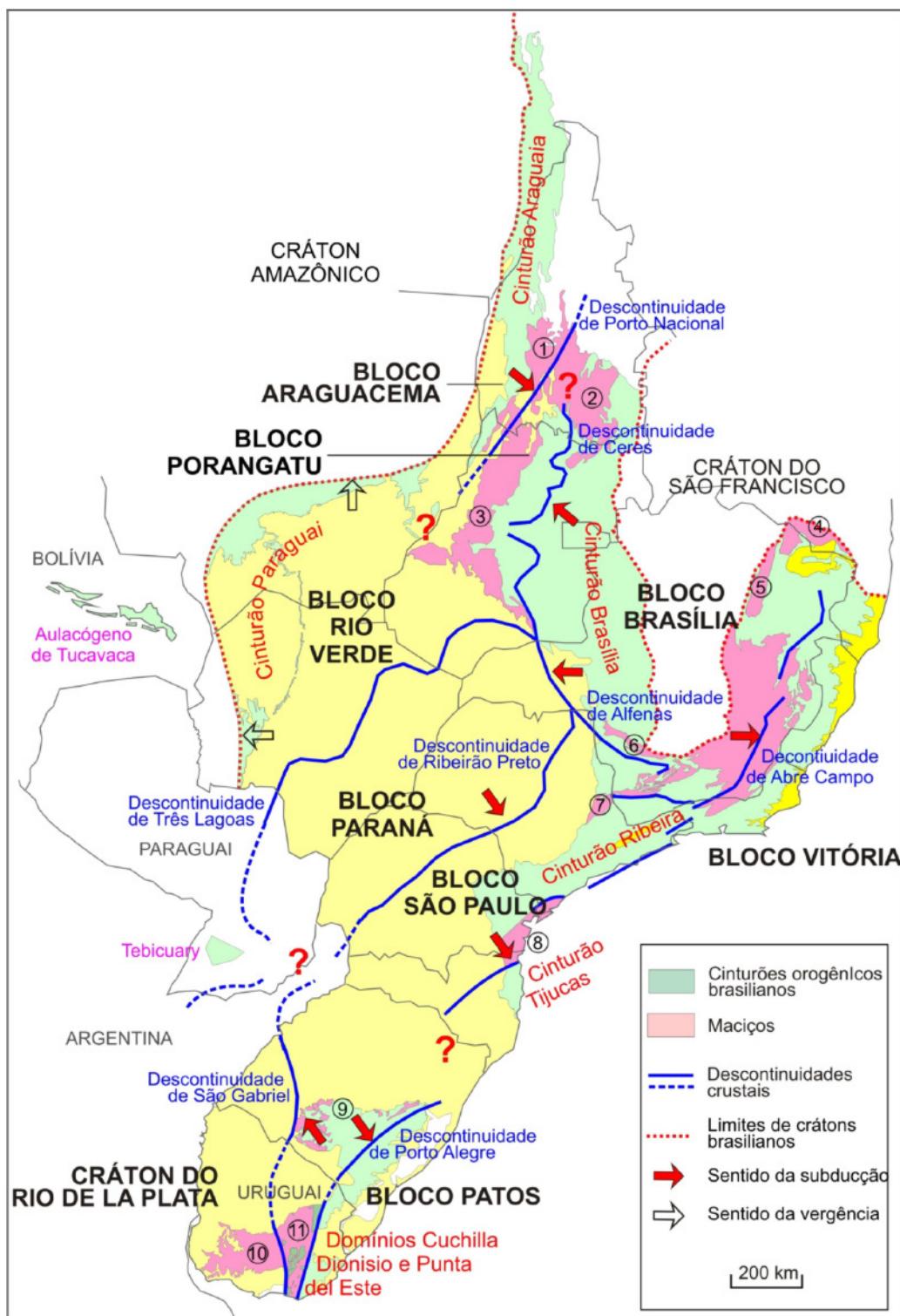


Figura 2.12- Blocos crustais delimitados por gravimetria. Designações dos blocos e das suturas (em itálico) conforme Hasui *et al.* (1993). Setas: sentidos de subducção, que são opostos aos das vergências. O chamado bloco Paranapanema corresponde ao anteriormente designado Paraná. O bloco São Paulo não tem continuidade no cráton Rio de La Plata definido no Uruguai. (Hasui 2010).

CAPÍTULO 3

CAMPO GEOMAGNÉTICO E A LITOSFERA

3.1 – HISTÓRICO

A bússola já era conhecida pelos chineses desde o início da era cristã, mas só no final do século XV que esta foi utilizada para o estudo do campo magnético. As experiências com imãs iniciaram-se em 1269, quando Petrus Peregrinus esculpiu magnetita em forma esférica, aproximando pequenos imãs descobriu a existência de dois pólos distintos. Por convenção, o campo magnético é positivo no pólo Norte e negativo no pólo Sul (Fig. 3.1a).

Os primeiros estudos do campo magnético terrestre foram publicados em 1600 na Inglaterra, onde William Gilbert, autor de "*de Magnete*", fez observações nas quais o levaram a concluir que a Terra é um globo magnético, um imenso imã (*magnus magnes ipse est globus terrestris*).

Em 1640, o método magnetométrico foi um dos primeiros métodos geofísicos a ser aplicado sistematicamente na Suécia, com intuito de detectar depósitos de ferro através de observações da variação da declinação magnética com bússolas náuticas.

Através de observações geomagnéticas, Gauss (1848) forneceu o primeiro formalismo matemático, em escala global, aplicando harmônicos esféricos na representação do campo magnético, conseguindo demonstrar que 95% do mesmo é gerado em seu interior. Esta formulação permitiu separar o campo externo do interno; separar o campo dipolar do não-dipolar e estudar o campo geomagnético do passado para obter informações sobre suas variações em relação ao tempo, com base nos registros de observatórios e de navegantes.

Posteriormente, em 1870, o método foi aperfeiçoado com a construção de instrumentos capazes de medir as variações das componentes horizontal, vertical do campo magnético e de sua inclinação (Pacca & Ernesto 1979).

A magnetometria mede pequenas variações na intensidade do campo magnético terrestre, e, por consequência, a distribuição irregular das rochas magnetizadas em subsuperfície (Luiz & Silva 1995). O campo magnético pode ser representado por um vetor no espaço, onde o campo magnético total **T** apresenta-se decomposto em componentes vetoriais denominadas: componente horizontal **H** e vertical **V**. O ângulo entre o campo total **T** e a componente horizontal **H** é denominado *inclinação magnética (i)* e o ângulo que a componente horizontal **H** faz com o norte geográfico é denominado *declinação magnética (d)* (Fig. 3.1b).

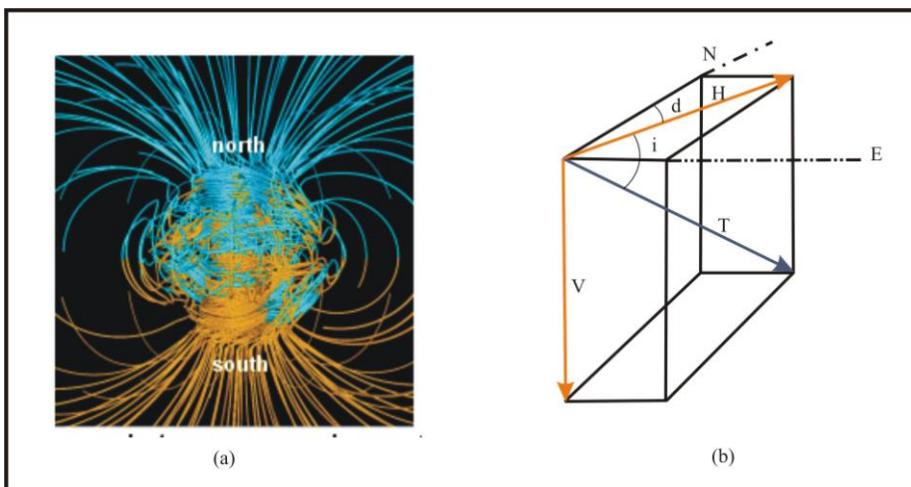


Figura 3.1: a) Modelo computadorizado do campo geomagnético. A Terra como uma esfera magnetizada, vetores e linhas equipotenciais (Site da NASA); b) Notação das componentes do campo magnético terrestre (Luiz & Silva 1995).

3.2 – ORIGEM DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

A teoria mais antiga da origem do campo magnético está relacionada com as observações de Gilbert (1600) de que a Terra é um globo magnético uniforme. Porém, esta hipótese não explicaria a reversão do campo magnético e a temperatura *Curie*, cujos minerais perdem suas propriedades magnéticas.

A idéia de separação de cargas elétricas foi cogitada, as cargas elétricas negativas estariam na superfície da Terra e as positivas se encontrariam no interior da Terra. De acordo com a rotação, ambas girariam com a Terra, produzindo um campo elétrico forte e um campo magnético, porém as correntes elétricas seriam superiores a 10^9 A e não há um registro de campo elétrico com essa intensidade (Pacca & Ernesto 1979).

Outra hipótese baseia-se no efeito Giromagnético (Efeito Barnett) que comprehende na rotação de substâncias com movimentos orbitais e giratórios de seus elétrons, mudando o momento magnético dessas substâncias. Entretanto, a maioria das substâncias encontradas não é ferromagnética e sendo a rotação da Terra lenta, o campo seria da ordem de 10^8 vezes menor que o campo observado (Pacca & Ernesto 1979).

Posteriormente, Blackett (1947), observando outras estrelas elaborou uma teoria cuja rotação de qualquer corpo celeste produziria um campo magnético relacionado com a velocidade de rotação. Na prática, experiências realizadas com uma barra de ouro não corresponderam as suas expectativas.

Bullard (1949, upud Pacca & Ernesto 1979) elaborou uma teoria através de aparelhos de funcionamento mais simples como os dínamos, constituídos por um disco e um eixo metálico, espira com fio condutor. O disco gira e um campo magnético induzido **B** é aplicado paralelo ao eixo, implicando na

migração de cargas elétricas e geração de corrente elétrica, produzindo um campo magnético superior ao campo magnético induzido. Contudo, esse modelo não explica as reversões do campo magnético.

Yukutake (1962) propôs um modelo com dois dínamos, no qual um excita o outro, com inversão de corrente elétrica provocando uma inversão de polaridade. A dúvida seria se o núcleo apresentaria um sistema análogo. Os dínamos se constituem de discos, fios, escovas e outras peças e o núcleo da Terra teria que apresentar um dínamo contínuo, ou seja, um meio homogêneo.

Lowes & Wilkinson (1963) conseguiram construir um dínamo contínuo, em laboratório, com dois cilindros de metal ferromagnético que giram dentro de cavidades cilíndricas ortogonais em bloco de mesmo metal. Essa continuidade entre os cilindros e o bloco é estabelecida por uma fina camada de mercúrio.

A teoria do dínamo pressupõe a transformação de energia do movimento de fluidos em energia do campo magnético, cujas fontes de energia são capazes de dar origem e manter tal movimento, provavelmente através da precessão do núcleo. Quanto ao campo magnético inicial necessário para estabelecer o processo do dínamo, é bastante razoável supor a existência de um campo externo a que estava sujeito a Terra no início da vida do planeta, um campo magnético cósmico, já que há indícios de campos antigos em outros corpos celestes (Pacca & Ernesto 1979).

A origem do campo magnético terrestre reside, provavelmente, na interação do núcleo interno da Terra (Fe + Ni, sólido) com o núcleo externo (Fe + elementos leves, líquido). Processos magnetohidrodinâmicos são iniciados a partir de movimentos de íons livres do núcleo externo, gerando correntes elétricas que, por sua vez, produzem um campo eletromagnético (Pacca & Ernesto 1979).

Entretanto, a reconstrução detalhada da formação e evolução do núcleo não é possível, apenas se reconhece alguns processos já ocorridos. Inicialmente, acredita-se que o núcleo se formou após as colisões e acresções da nebulosa solar (Buffett 2000). Interações entre a convecção e campo magnético geram fortes influências no tempo médio de formação dos campos magnéticos e de velocidades permitindo soluções múltiplas de existir.

Atualmente, experimentos em laboratórios e modelagens computacionais tentam explicar a origem do campo magnético e sua dinâmica de funcionamento no núcleo (Glatzmaier 2002, Fig. 3.2). Limitações computacionais não previnem cálculos que possam atingir às condições físicas da Terra. Porém, produzem modelos do campo externo com a componente dipolar dominante (Buffett 2000, Fig. 3.3).

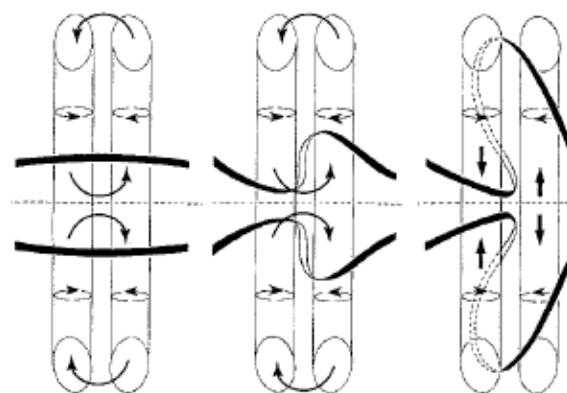


Figura 3.2: Desenho esquemático proveniente do estudo de Olson, Christensen & Glatzmaier (1999). Os fluxos helicoidais são organizados em colunas que se estende do núcleo à direção do eixo de rotação e as setas indicam a direção do fluxo. Inicialmente, a zona do campo magnético é representada, à esquerda, por duas linhas na região do equador (linha escura). A distorção do fluxo helicoidal da configuração do campo inicial é produzida pelo campo induzido perpendicular a do campo inicial (direita). Análogo ao mecanismo operacional do campo magnético vertical inicial.

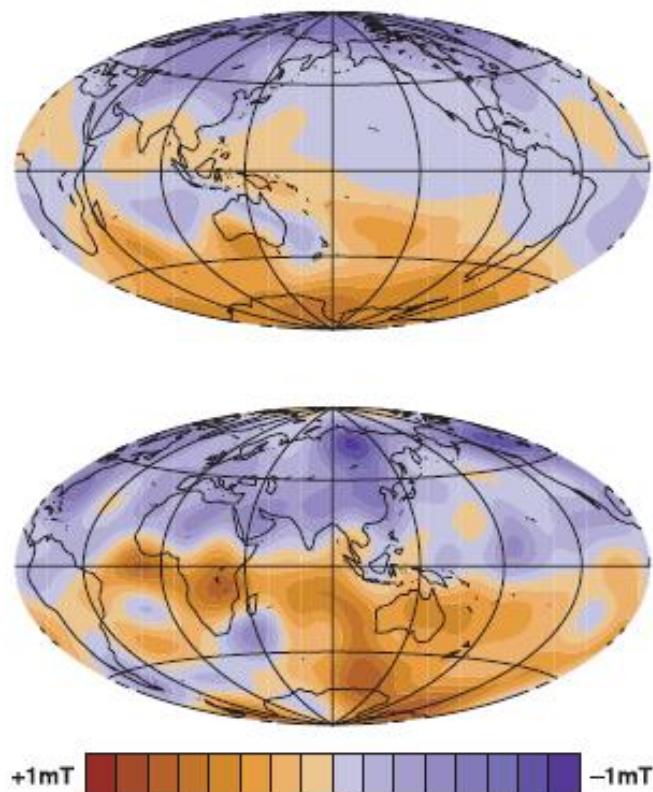


Figura 3.3: Comparação do campo magnético radial calculado (topo) para o modelo do dínamo Kuang-Bloxham (limite núcleo-manto) com o campo magnético observado (base), assumindo que o manto é isolante elétrico. Ambos o campo calculado e o observado têm a componente dipolar dominante, mas as feições não-dipolares são evidentes. No campo observado, fortes anomalias são evidentes abaixo da região da Sibéria e no sul da Austrália. Entretanto, um campo fraco é observado diretamente abaixo das regiões polares (Buffett 2000).

A descoberta da inversão do campo magnético terrestre se deu a partir das observações de Brunhes (1906) em fluxos de lavas na França, onde a magnetização se encontrava oposta à direção ao campo atual. Rochas basálticas de diferentes partes do mundo apresentavam esses registros de inversão magnética (Nagata 1961).

O primeiro mapa detalhado de anomalias magnéticas foi publicado na costa oeste da América do Norte por Ralf & Mason (1961), mostrando uma feição surpreendente: lineações de anomalias com altos e baixos valores do campo magnético ao longo de toda região. Notou-se que esse padrão alternado (ou "zebrado") é típico de regiões oceânicas, sendo geralmente paralelo e simétrico ao eixo das dorsais mesoceânicas e deslocado através das zonas de fratura. Estas anomalias possuem magnitudes da ordem de $\pm 500 \text{ nT}$ (Fowler 1990).

Vine & Matthews (1963) elaboraram um modelo de espalhamento do assoalho oceânico através de observações de intermitentes campos magnéticos reversos. Entretanto, essas reversões não poderiam surgir apenas nas camadas mais superficiais da composição da crosta oceânica (sedimentos) e, sim de composição basáltica por conter altas proporções de minerais magnéticos (Kearey & Vine 1990). O conceito de reversão magnética estaria diretamente ligado ao surgimento da litosfera oceânica. Em decorrência da reversão, há uma redução no campo magnético em 10% do valor de intensidade do campo normal, correspondendo a um intervalo de tempo de 2000 a 3000 anos.

3.3 – DISTRIBUIÇÃO DE MAGNETIZAÇÃO

A distribuição de magnetização adquirida nas rochas está associada à presença de minerais magnéticos contidos nelas através de magnetização induzida e remanescente. A magnetização induzida se dá quando as rochas são submetidas a um campo magnético externo cuja magnitude é função da quantidade de substâncias magnéticas presentes nas rochas. A magnetização remanescente é adquirida durante a história geológica e está relacionada com o resfriamento de rochas ígneas abaixo da temperatura *Curie*. Nestas condições a rocha perde suas propriedades magnéticas. Adicionalmente, transformações químicas que ocorrem durante o metamorfismo tanto em rochas sedimentares quanto ígneas, a queda de raios, a deposição de sedimentos finos, a isotérmica (descargas elétricas nas rochas) e os esforços tectônicos (piezo-remanescente) produzem o mesmo efeito.

As propriedades magnéticas de materiais, com um determinado volume, podem ser consideradas em termos, como o efeito magnético em rede de todos os dipolos dentro do volume ou, ainda, o efeito de rede de todos os elementos de correntes elétricas. Usando o conceito formal, o vetor é definido pela quantidade de magnetização \mathbf{M} . A magnetização de um volume V é definida pela soma vetorial de todos os momentos de dipolos individuais \mathbf{m}_i e dividida por volume (Blakely 1996):

$$\mathbf{M} = \frac{1}{V} \sum_i \mathbf{m}_i \quad (3.1)$$

sendo a magnetização expressa pela unidade SI em $A.m^{-1}$ ou pelo sistema eletromagnético (emu) em gauss, onde $1 \text{ gauss} = 10^{-3} A.m^{-1}$.

O volume de uma massa com densidade $\rho(x, y, z)$ pode ser representado por uma pequena massa $dm = \rho(x, y, z)dv$ que age como uma fonte pontual e R é a distância entre a fonte pontual (x, y, z) e o centro da massa. Esta lei funciona com a equação de distribuição de densidade

$$U(P) = \gamma \int_R \frac{\rho(Q)}{r} dv \quad (3.2)$$

onde o momento dipolar pode ser considerado $Mdv = m$. O potencial observado do ponto P é descrito por

$$V(P) = -C_m \int_R \frac{\mathbf{M} \cdot \nabla p}{r} dv \quad (3.3)$$

sendo $r =$ distância do ponto P para o dipolo, C_m é a constante usada para balancear as unidades envolvidas no sistema. Em geral, a magnetização \mathbf{M} é função da posição, onde ambas as direções e a magnitude podem variar ponto a ponto e $\mathbf{M} = \mathbf{M}(Q)$, onde Q é a posição dv. Integrando a equação 3.3, todos os volumes fornecem o potencial da distribuição de magnetização

$$V(P) = C_m \int_R \frac{\mathbf{M}(Q) \cdot \nabla Q}{r} dv \quad (3.4)$$

que é análoga a equação 4.2. A indução magnética P é dada por

$$\mathbf{B}(P) = -\nabla p V(P) \quad (3.5)$$

$$= -C_m \nabla p \int_R \frac{\mathbf{M}(Q) \cdot \nabla Q}{r} dv \quad (3.6)$$

Nas equações 3.5 e 3.6, o subscrito do operador gradiente é mudado de P para Q quando o operador está dentro da integral de volume. Isto indica que, o gradiente pode ser adotado em relação às coordenadas do ponto de observação e a respeito das coordenadas de fontes magnéticas.

3.3.1 – Susceptibilidade Magnética

Os materiais podem adquirir a componente de magnetização na presença de um campo magnético externo. Para campos de baixa amplitude magnética, a magnetização induzida é proporcional à magnitude \mathbf{H} e paralela em direção ao campo externo:

$$\mathbf{M} = x\mathbf{H} \quad (3.7)$$

sendo a constante de proporcionalidade x , denominada de susceptibilidade magnética. A equação 4.7 é a mesma no sistema internacional (SI) e no sistema eletromagnético (emu). A susceptibilidade é considerada adimensional em ambos os sistemas, porém difere na magnitude por 4π (Blakely 1996):

$$1\text{emu} = 4\pi \text{ SI}$$

O campo magnético está associado ao movimento de cargas elétricas, portanto onde há movimento, há magnetização quer seja atração ou repulsão. Dessa forma, um elétron girando em torno do núcleo do átomo produz um campo magnético dipolar semelhante a uma barra magnética. Há também o movimento dos elétrons em torno de si mesmo (*spins*). Os materiais que apresentam uma susceptibilidade magnética muito fraca ou repulsiva são denominados de diamagnéticos, já os materiais com susceptibilidade fraca, porém positiva são definidos como paramagnéticos e, por fim, os materiais bastante magnéticos são chamados de ferromagnéticos que podem ser divididos em ferromagnéticos, ferrimagnéticos e antiferrimagnéticos de acordo com o alinhamento ou não dos *spins* (Sharma 1986, Blakely 1996).

3.3.2–IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*)

O IGRF é baseado nos coeficientes de Gauss de grau e ordem 10, onde os termos de baixa ordem são representados, em grande parte, pelo campo magnético gerado no núcleo da Terra. Subtraindo os termos de baixa ordem pela medida do campo magnético terrestre resulta na representação do campo magnético associado às rochas da crosta.

O primeiro IGRF foi adotado em 1968 pela *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA), o IGRF-1965. Desde então, cada IGRF prevê as variações seculares do campo e é calculado entre 5 e 10 anos. Pode ser utilizado para calcular o campo magnético para pontos específicos ou determinar anomalias magnéticas de campo observado (Luiz & Silva 1995).

3.3.3– Transformada de Fourier

A transformada de Fourier pode ser definida matematicamente, para uma função $f(x, y)$ no domínio do espaço, como

$$f(\mu, \nu) = \iint_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \cdot e^{-i(\mu x + \nu y)} dx dy \quad (3.8)$$

e a transformada inversa de Fourier é definida pela equação

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi} \iint_{-\infty}^{\infty} f(\mu, \nu) \cdot e^{-i(\mu x + \nu y)} d\mu d\nu \quad (3.9)$$

onde μ e ν são números de onda nas direções x e y respectivamente, medidos em radianos/m se x e y possuem unidades em metro.

O grid de dados no domínio do espaço é transformado para o domínio da freqüência através da transformação rápida de Fourier (FFT: *Fast Fourier Transform*). A transformação apresenta freqüência com unidades de ciclos/m e as componentes: real e imaginária. A função do campo potencial no domínio do espaço é singular e única, o mesmo ocorre com a função do campo no domínio da freqüência cujas unidades são: [1/(tamanho do grid)(ciclos/m)] entre 0 e o corte de freqüência de Nyquist (1/[2 x tamanho da célula]) (Winograd 1978, McClellan & Nawab 1979).

A transformada de Fourier para o campo potencial de um corpo prismático tem amplo espectro cuja localização máxima de topos, profundidades, níveis de superfície e amplitude são determinadas a partir de densidades e magnetização.

3.4 – REPRESENTAÇÃO DO CAMPO GEOMAGNÉTICO POR MEIO DOS HARMÔNICOS ESFÉRICOS

3.4.1- *Introdução*

A análise baseada em harmônicos esféricos permite determinar medidas de um campo potencial e de seus gradientes numa esfera, independentemente se as fontes do campo encontram-se no interior ou no exterior da esfera (Blakely 1996).

Gauss (1833) foi o primeiro a descrever o formalismo matemático para o campo geomagnético que possibilita expressá-lo por meios de harmônicos esféricos. Como consequência direta, pode-se separar o campo em uma parte interna, predominante e uma pequena influência na parte externa.

3.4.2- Origem das componentes interna e externa do Campo Geomagnético

Considere uma indução magnética \mathbf{B} e seu potencial \mathbf{V} , onde $\mathbf{B} = -\nabla V$ e suponha que seja possível medir \mathbf{V} ou qualquer componente de \mathbf{B} numa superfície esférica de raio a . Adicionalmente, \mathbf{V} é uma função harmônica que satisfaz a equação de Laplace, ou seja,

$$\nabla^2 V = 0 \quad (3.10)$$

Especificamente, \mathbf{V} é harmônico na superfície da esfera tão quanto às fontes de \mathbf{V} não se estendam à superfície. Se não existem fontes externamente à esfera, então ambos \mathbf{V} e $\partial\mathbf{V}/\partial r$ devem desaparecer em $r \rightarrow \infty$ e \mathbf{V} pode ser representada pela expansão em harmônicos esféricos similar à equação abaixo

$$V^i = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (A_n^{mi} \cos m\phi + B_n^{mi} \sin m\phi), P_n^m(\theta) \quad r \geq a \quad (3.11)$$

Onde θ é a colatitude, ϕ é longitude, o sobrescrito i indica o potencial e cada coeficiente representa as fontes internas e $P_n^m(\theta)$ é um polinômio associado de Legendre, de grau n e ordem m , normalizado de acordo com a convenção de Schmidt e aproximado por

$$P_n^m(\theta) = \begin{cases} P_{m,n}(\theta), & \text{se } m=0 \\ \left[2 \frac{(n-m)!}{(n+m)!}\right]^{1/2} P_{m,n}(\theta), & \text{se } m>0 \end{cases} \quad (3.12)$$

Onde

$$P_{m,n}(\theta) = \sin^m \theta \frac{\partial^m}{\partial (\cos \theta)^m} P_n(\cos \theta) \quad \text{e} \quad P_{n,m}(\mu) = \frac{1}{n! 2^n} \frac{d^n}{d\mu^n} (\mu^2 - 1)^n, \quad \mu = \cos \theta$$

conhecida como Fórmula de Rodrigues.

Por outro lado, se todas as fontes encontram-se no interior da esfera, \mathbf{V} e $\partial\mathbf{V}/\partial r$ devem ser finitos dentro da esfera e

$$V^e = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (A_n^{me} \cos m\phi + B_n^{me} \sin m\phi), P_n^m(\theta) \quad r \geq a \quad (3.13)$$

Sendo V representado pelas fontes externas. Se as fontes ambas externas e internas existem na esfera, então o potencial livre de regiões próximas à esfera é dado pela soma das equações 3.11 e 3.13:

$$V = V^i + V^e \quad (3.14)$$

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[A_n^{mi} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} + A_n^{me} \left(\frac{r}{a}\right)^n \right] \cos m\phi + \left[B_n^{mi} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} + B_n^{me} \left(\frac{r}{a}\right)^n \right] \sin m\phi \} P_n^m(\theta)$$

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left[C_n^m \left(\frac{a}{r} \right)^n + (1 - C_n^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] A_n^m \cos m\phi + [S_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + (1 - S_n^m) \left(\frac{r}{a} \right)^{n+1}] B_n^m \sin m\phi \} P_n^m(\theta)$$

As equações acima (3.15 e 3.16) representadas pelos coeficientes C_n^m e S_n^m na equação (3.14) são frações variando entre 0 e 1, para qualquer grau n e ordem m, C_n^m e S_n^m indicam a importância relativa das fontes externas no potencial total observado na superfície da esfera, onde

$$A_n^m = A_n^{mi} + A_n^{me}$$

$$B_n^m = B_n^{mi} + B_n^{me}$$

$$C_n^m = \frac{A_n^{me}}{A_n^{mi}}$$

$$S_n^m = \frac{B_n^{me}}{B_n^{mi}}$$

Portanto, deve-se determinar C_n^m e S_n^m a partir do conhecimento do comportamento de \mathbf{V} apenas na superfície da esfera ($r = a$). Assim, no desenvolvimento da equação (3.14) reduz-se a uma expansão de harmônicos esféricos de superfície:

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (A_n^m \cos m\phi + B_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta)$$

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} S_n(\theta) \quad (3.17)$$

As medidas de \mathbf{V} possibilitam determinar de A_n^m e B_n^m . Resolvendo para C_n^m e S_n^m , \mathbf{V} muda a direção à superfície da esfera e esta é fornecida pelo gradiente radial de \mathbf{V} , que pode ser expresso por meio de uma expansão de harmônicos esféricos:

$$\frac{\partial V}{\partial r} = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (\alpha_n^m \cos m\phi + \beta_n^m \sin m\phi) P_n^m(\phi) \quad (3.18)$$

E as medidas de $\frac{\partial V}{\partial r}$ podem permitir a determinação de α_n^m e β_n^m . Porém, $\frac{\partial V}{\partial r}$ também pode ser derivado de (3.14). Considerando $r = a$, tem-se

$$\frac{\partial V}{\partial r} = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m(\theta) \{ [nC_n^m - (n+1)(1 - C_n^m)] A_n^m \cos m\phi + [nS_n^m - (n+1)(1 - S_n^m)] B_n^m \sin m\phi \} \quad (3.18b)$$

Igualando as equações 3.16 e 3.17

$$\alpha_n^m = [nC_n^m - (n+1)(1-C_n^m)]A_n^m \quad (3.19)$$

$$\beta_n^m = [nS_n^m - (n+1)(1-S_n^m)]B_n^m$$

Os coeficientes A_n^m e B_n^m podem ser obtidos a partir da análise dos harmônicos esféricos baseado nas medidas de \mathbf{V} e os coeficientes α_n^m e β_n^m podem ser derivados das medidas $\frac{\partial V}{\partial r}$ aplicado na equação 3.18.

De posse desses coeficientes, as equações 3.16 e 3.17 determinam C_n^m e S_n^m , obtendo a contribuição de fontes externas para o potencial em cada harmônico. Assim, o conhecimento de um potencial \mathbf{V} e de seu gradiente radial numa esfera determina a importância relativa das fontes interna e externa no campo potencial em questão.

O potencial \mathbf{V} não é medido diretamente em estudos geomagnéticos. Assumindo que a Terra é esférica, num sistema de coordenadas cartesianas onde \mathbf{x} aponta para o norte, \mathbf{y} para leste e \mathbf{z} para baixo (Fig. 3.4). Os magnetômetros podem medir as três componentes ortogonais do campo magnético, baseado em $\mathbf{B} = \nabla V$:

$$Bx = -B_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \quad (3.20)$$

$$By = B_\phi = -\frac{1}{rsin\theta} \frac{\partial V}{\partial \phi} \quad (3.21)$$

$$Bz = -B_r = \frac{\partial V}{\partial r} \quad (3.22)$$

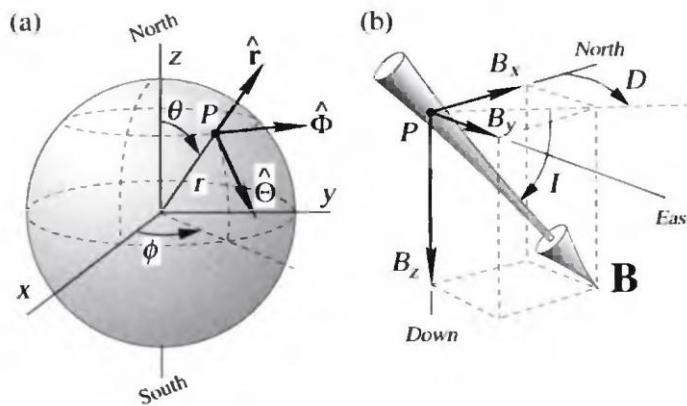


Figura 3.4: (a) Sistema de coordenadas esféricas. Ponto P é definido em coordenadas r, θ e ϕ , um vetor no ponto P é descrito em forma de três vetores unitários ortogonais: $\hat{r}, \hat{\theta}$ e $\hat{\phi}$. (b) Sistema de coordenadas cartesianas. Três componentes do vetor B são decomposto por: B_x de direção norte ($B_x = -B_\theta$), B_y de direção leste ($B_y = B_\phi$) e B_z , para baixo ($B_z = -B_r$). Inclinação I é o ângulo que a componente \mathbf{B} faz com a componente horizontal \mathbf{H} , positivo para baixo; Declinação D é azimute da componente horizontal \mathbf{H} , positivo para leste (Blakely 1996).

A equação 3.18 expressa o gradiente radial de \mathbf{V} como expansão de harmônicos de superfície:

$$Bz = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (\alpha_n^m \cos m\theta + \beta_n^m \sin m\theta) P_n^m(\theta) \quad (3.23)$$

Para encontrar expressões para Bx e By em termos de A_n^m e B_n^m , substitui-se (3.14) em (3.20) e (3.21) com $r = a$

$$Bx = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (A_n^m \cos m\theta + B_n^m \sin m\theta) \frac{\partial P_n^m(\theta)}{\partial \theta} \quad (3.24)$$

$$By = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n (A_n^m \sin m\theta - m B_n^m \cos m\theta) P_n^m(\theta) \quad (3.25)$$

As medidas de By fornecem todos os coeficientes A_n^m e B_n^m , enquanto que as medidas de Bz fornecem os coeficientes α_n^m e β_n^m . Portanto, medidas das componentes \mathbf{B} numa esfera são suficientes para avaliar a importância relativa das fontes externas e interna do campo geomagnético.

3.4.3- Descrição do Campo Geomagnético

Em estudos geomagnéticos, é comum expressar a equação 3.14 sob a forma

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^n T_n^e + \left(\frac{r}{a} \right)^{n+1} T_n^i \right] \quad (3.26)$$

Onde

$$T_n^i = \sum_{m=0}^n (g_n^{mi} \cos m\theta + h_n^{mi} \sin m\theta) P_n^m(\theta) \quad (3.27)$$

$$T_n^e = \sum_{m=0}^n (g_n^{me} \cos m\theta + h_n^{me} \sin m\theta) P_n^m(\theta) \quad (3.28)$$

Os coeficientes g_n^{mi} , g_n^{me} , h_n^{mi} e h_n^{me} , são denominados coeficientes de Gauss e possuem a mesma dimensão de \mathbf{B} . Os sobrescritos **i** e **e** indicam os termos internos e externos, como discutido anteriormente.

Assim,

$$g_n^{mi} = (1 - C_n^m) A_n^m$$

$$g_n^{me} = C_n^m e A_n^m$$

$$h_n^{mi} = (1 - S_n^m) B_n^m$$

$$h_n^{me} = S_n^m B_n^m$$

$$C_n^m = \frac{g_n^{me}}{g_n^{mi} + g_n^{me}}$$

$$S_n^m = \frac{h_n^{me}}{h_n^{mi} + h_n^{me}}$$

Gauss fez a primeira análise do campo geomagnético em 1838, determinando os coeficientes Harmônicos de medidas de Bx , By e Bz num total de 84 pontos (espaçados 30 grau na direção \emptyset ao longo de 7 círculos de latitude) e, concluiu que os coeficientes externos g_n^{me} e h_n^{me} eram iguais a zero. Entretanto, atualmente sabe-se que as fontes externas do campo contribuem com algumas dezenas de nT no campo total da Terra e que esta contribuição é altamente variável no tempo e no espaço.

3.4.4- Campo Dipolar

Reescrevendo a equação (3.26), com $n = 1$, obtém-se \mathbf{V}

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\emptyset + h_n^m \sin m\emptyset) P_n^m(\emptyset) \quad (3.29)$$

As justificativas para este preenchimento são:

- Não existem coeficientes com $n=0$ para o campo geomagnético (campo dipolar);
- Harmônicos de $n = 1$ podem descrever o potencial de um dipolo centrado na esfera que é uma hipótese de trabalho válida para este problema.

Expandindo os somatórios apenas para $n=1$,

$$V^D = \frac{a^3}{r^2} [g_1^0 P_1^0(\theta) + (g_1^1 \cos \emptyset + h_1^1 \sin \emptyset) P_1^1(\theta)] \quad (3.30)$$

Onde o supercrítico **D** refere-se à contribuição dipolar. Sendo $P_1^0(\theta) = \cos \theta$ e $P_1^1(\theta) = \sin \theta$, feita as substituições devidas

$$V^D = \frac{a^3}{r^2} [g_1^0 \cos \theta + g_1^1 \cos \emptyset \sin \theta + h_1^1 \sin \theta \sin \emptyset] \quad (3.31)$$

As coordenadas polares podem ser convertidas em coordenadas cartesianas por meio das relações abaixo

$$x = r \sin \theta \cos \emptyset$$

$$y = r \sin \theta \sin \emptyset$$

$$z = r \cos \theta$$

Neste caso, x, y e z são orientados segundo a figura 3.4, com a origem no centro da Terra, onde z é alinhado ao longo dos eixos do spin, apontando para norte e x na posição do meridiano de Greenwich, assim a equação 3.31 pode ser descrita

$$V^D = \frac{a^3}{r^2} [g_1^0 \frac{z}{r} + g_1^1 \frac{x}{r} + h_1^1 \frac{y}{r}] \quad (3.32)$$

Aplicando a definição do potencial de um dipolo centrado na origem

$$V = C_m \frac{m \hat{r}}{r^2} = \frac{C_m}{r^2} [m_x \frac{x}{r} + m_y \frac{y}{r} + m_z \frac{z}{r}] \quad (3.33)$$

Sendo $C_m=1$ e m o momento dipolo. Comparando as equações 3.30 e 3.31, observa-se que o termo $n=1$ de uma expansão harmônica esférica descreve o campo magnético de um dipolo centrado na origem. Na verdade, os três primeiros coeficientes de Gauss não-zerados são proporcionais às três componentes ortogonais de \mathbf{m} :

$$\begin{aligned} m_x &= \frac{4\pi}{\mu_0} a^3 g_1^1 \\ m_y &= \frac{4\pi}{\mu_0} a^3 h_1^1 \\ m_z &= \frac{4\pi}{\mu_0} a^3 g_1^0 \end{aligned} \quad (3.34)$$

A magnitude do dipolo \mathbf{m} é dada por

$$\mathbf{m} = \sqrt{m_x^2 + m_y^2 + m_z^2} = \frac{4\pi}{\mu_0} a^3 \sqrt{(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2} \quad (3.35)$$

3.4.5- Campo Não-Dipolar

Excluindo $n=1$ da equação 3.28, elimina-se o termo dipolar do campo geomagnético. Deste modo, o resíduo \mathbf{V}^N é expresso por

$$V^N = a \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\theta) P_n^m(\theta) \quad (3.36)$$

E denominado campo não-dipolar. Para estimar a importância do campo não-dipolar, considera-se a componente vertical \mathbf{Br} medida no pólo norte geográfico ($r = a$, $\theta = 0^\circ$). Diferenciando a equação 3.28 com respectivo campo r

$$B_r = -\frac{\partial V}{\partial r} = \sum_{n=1}^{\infty} (n+1) \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \quad (3.37)$$

Agora assumindo $r = a$, $\theta = 0^0$ e $P_n^m(0) = 1$, se $m = 0$, tem-se para a componente radial de \mathbf{B} no pólo norte geográfico a simplificação

$$B_r = \sum_{n=1}^{\infty} (n+1) g_n^0 \quad (3.38)$$

Se \mathbf{B}_r^D e \mathbf{B}_r^N representam as componentes radiais dos campos dipolar e não-dipolar, então em relação ao pólo norte geográfico

$$B_r^D = 2g_1^0 \quad (3.39)$$

$$B_r^N \approx \sum_{n=2}^{10} (n+1) g_n^0 \quad (3.40)$$

O campo não-dipolar compreende apenas cerca de 10% do campo total. E o campo geomagnético dipolar apresenta uma boa aproximação.

3.4.6- Anomalias Magnéticas Crustais

As fontes internas do campo geomagnético estão localizadas primariamente em duas regiões da Terra. A maior parte do campo é gerada no núcleo externo, devido aos processos magnetohidrodinâmicos que movimentam o ferro fluido (campo principal).

O restante conhecido como crustal, refere-se à fina camada da terra onde as temperaturas estão abaixo da temperatura Curie, afetando minerais ferromagnéticos, como a magnetita. Apesar de alguns autores considerarem o manto como não-magnético (Wasilewski, Thomas & Mayhew 1978, Frost & Shive 1986), estudos realizados por outros (Arkani-Hamed 1989, Harrison & Carle 1981, Counil, Achache & Galdeano 1989), concluíram que o manto superior possui magnetização significante, principalmente em regiões oceânicas.

A grande diferença de profundidades entre as fontes crustais/mantélicas e do núcleo está refletida na análise harmônica esférica. Esta informação de profundidade foi verificada por espectro de potência R_n , definindo o escalar B_n e tomado para toda a superfície esférica:

$$R_n = \frac{1}{4\pi a^2} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi B_n B_n a^2 \sin\theta d\theta d\phi \quad (3.41)$$

Onde

$$B_n = -\nabla \left[a \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) P_n^m(\theta) \right]$$

É desenvolvido em $r = a$. Com base na propriedade de ortogonalidade dos harmônicos esféricos de superfície, Lowes (1966, 1974) reduziu a forma 3.41 para

$$R_n = (n+1) \sum_{m=0}^n [(g_n^m)^2 + (h_n^m)^2]^{1/2} \quad (3.42)$$

É evidente que R_n decresce com o aumento de n até, pelo menos, o grau $n = b$. R_n pode ser calculado até $n=23$ com base em 26.500 medidas de satélite de órbita baixa. O logaritmo de R_n fornece dois segmentos de reta cuja mudança na inclinação ocorre por volta de $n=14$ (Fig. 3.5).

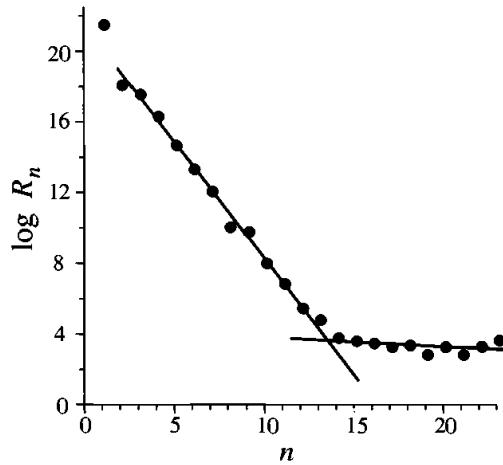


Figura 3.5: Espectro Radial do campo geomagnético da superfície terrestre, baseado em 26.500 medidas para o satélite da missão Magsat. Os cálculos indicam valores de LogRn, o melhor alinhamento se mostra entre $2 \leq n \leq 12$ e $16 \leq n \leq 23$ (mod. Langel & Estes 1982).

A variação na taxa de decréscimo de R_n e o aumento de n estão diretamente relacionados com a profundidade das fontes responsáveis pelo espectro. Portanto, é comum assumir que o raio r requerido para tornar, LogRn, o mais constante possível, é o raio onde as fontes importantes do campo estão localizadas (Lowes 1974). Assim, a inclinação S do Log Rn é dada por

$$S = 2 \log \frac{a}{r} = 0 \quad (3.43)$$

No caso (fig. 3.5), para $n > 14$ e $s = -1.309$. Substituindo este valor em 3.41, obtém-se $r = 3.311\text{km}$, que posiciona a fonte, cerca de 174 km abaixo do limite núcleo-manto. Já para $n > 14$, o espectro indica fontes nos primeiros 100 km do interior da terra. Com base nesta técnica, é possível construir um mapa de magnético crustal a partir de dados de satélites, através da subtração da expansão harmônica de grau $n = 13$, derivada dos mesmos dados (Regan *et al.* 1975, Mayhew 1979, Langel *et al.* 1982 e Cain *et al.* 1984).

CAPÍTULO 4

A MISSÃO CHAMP E O MODELO LITOSFÉRICO MF-4

4.1 – INTRODUÇÃO

Os minerais magnéticos na crosta e, provavelmente no manto superior, dão origem a um campo magnético forte o suficiente para ser mapeado por satélites de órbita baixa. Mapas globais deste campo litosférico foram primeiramente compilados das medidas de intensidade magnética (escalar) total da missão POGO (Polar Orbiting Geophysical Observatory) entre 1965 e 1971 (Cain & Sweeney 1973), que não foram bons o suficiente para o reconhecimento do campo magnético interno.

O satélite MAGSAT (Magnetic Field Satellite, 1979-1980) foi desenvolvido para medições vetoriais do campo geomagnético e combinado, algumas vezes, com os dados do satélite POGO gerando uma série de modelos para o campo magnético litosférico (Cain *et al.* 1989, Cohen & Achache 1990, Arkani-Hamed *et al.* 1994).

Contudo, devido a curta duração da missão MAGSAT, de órbita excêntrica e incertezas na altitude, os modelos preparados por diferentes pesquisadores, com base em diferentes conjuntos de dados, critérios de seleção e esquemas de processamento, discordavam significativamente, principalmente sobre áreas de magnetização fraca e sobre as regiões polares (Langel & Hinze 1998).

O primeiro mapa global litosférico foi compilado da missão POGO (1965 – 1971) de medidas escalares para a intensidade magnética do campo total (Cain & Sweeney 1973, Regan *et al.* 1975). Posteriormente, o satélite MAGSAT (1979 – 1980) foi equipado com um magnetômetro vetorial, combinado com um magnetômetro escalar absoluto.

Algumas vezes, a combinação dos dados do POGO e do MAGSAT tanto escalar, quanto vetorial resultava em diferentes modelos do campo litosféricos (eg. Cain *et al.* 1989, Coehn & Achache 1990, Arkani-Hamed *et al.* 1994, Ravat *et al.* 1995).

A missão CHAMP (CHAllenging Mini-satellite Payload), lançada em julho de 2000, media o campo com baixas altitudes, sob órbita circular com uma precisão nunca visto (Reigber *et al.* 2002). Recentemente, dois modelos foram incorporados ao dado CHAMP: Um modelo compressivo do campo geomagnético com fontes de núcleo e da magnetosfera, incluindo parâmetros estimados em joint inversão. E um modelo MF (Magnetic Field), o qual foi designado a coletar medidas altamente confiáveis em escala global, com uma determinada precisão e acurácia do campo magnético litosférico.

4.2 – MODELO MAGNÉTICO DA LITOSFERA MF-4 (Magnetic Field)

4.2.1 – Introdução

MF4 é um modelo do campo geomagnético que representa a parte visível do campo magnético da crosta terrestre (Fig. 4.1). É derivado de quase cinco anos de medições CHAMP (Agosto de 2000 a abril de 2005). O modelo é representado por uma expansão harmônica esférica do potencial escalar magnético de 90°. Coeficientes de 1 a 15 estão definidos para zero, uma vez que estes coeficientes são mascarados pelo campo magnético principal com a sua origem no núcleo da Terra.

Os dados são provenientes do modelo MF-3, porém com incremento de dados mais recentes de baixa altitude CHAMP, a calibração de dados vetoriais melhorou, a correção foi aperfeiçoada para eletrojetos polar e melhor eliminação de dados perturbados pelas correntes da Região – F.

Após alguns anos, o satélite CHAMP tem medido o campo geomagnético numa órbita circular, de baixa altitude e com uma precisão sem precedentes (Reigber *et al.* 2002). Atualmente, duas linhas de modelos têm sido produzidas, incorporando novos dados ao CHAMP:

- i) Modelo Compreensivo (Sabaka *et al.* 2004), que inclui os parâmetros do campo geomagnético levando em conta fontes desde o núcleo até a magnetosfera;
- ii) Modelos MF (Magnetic Field), focados estritamente no campo magnético litosférico.

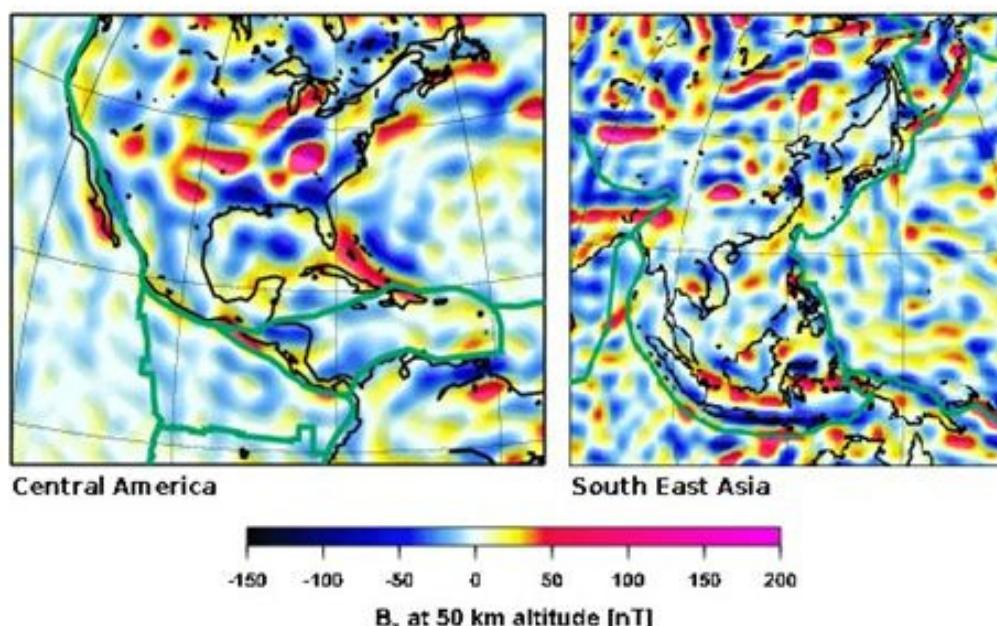


Figura 4.1: Modelo do Campo Magnético (MF-4) (Reigber *et al.* 2002).

O modelo inicial MF1 foi determinado a partir de dados escalares (intensidade total) levantados no primeiro ano da missão CHAMP (Maus *et al.* 2002). Atualmente, a quarta geração do presente modelo MF-4 tem sido desenvolvida através de melhoramentos na metodologia de processamento, incluindo uma melhora na correção para os efeitos de eletrojetos polares. Antes da estimativa de um modelo para o campo magnético litosférico, é necessário considerar algumas das possíveis aplicações:

- a) Subtrair um modelo litosférico das medidas feitas pelo satélite, no intuito de estudar fenômenos como correntes ionosféricas (Ritter *et al.* 2004a, b), pulsações (Sutcliffe & Lühr 2003) e sinais magnéticos causados pelo fluxo do oceano (Tyler *et al.* 2003);
- b) O modelo pode ser usado diretamente em interpretações geológicas e geofísicas (Hemant *et al.* 2005);
- c) Fornecimento de um modelo litosférico de longo comprimento de onda para compilações em larga escala de dados magnéticos marinhos e provenientes de levantamentos aéreos.

4.2.2 – Seleção de dados, processamento e estimativa do modelo

Os dados de entrada foram medidos pelo satélite CHAMP, que está em órbita da Terra numa inclinação de 87,3°, com altitude inicial de 456 km e decaiu para 360 km em cinco anos, com realização de duas manobras orbitais no intuito de aumentar a altitude e prolongar a missão (Figs. 4.3, 4.4 e 4.5).

As medidas foram colhidas pelo magnetrômetro escalar absoluto Overhauser (OVM) com taxa de amostragem de 1 Hz e o magnetrômetro *fluxgate* triaxial (FGM) com taxa de amostragem de 50 Hz. A orientação espacial do CHAMP foi feita com base num sistema de câmeras óticas, que permitiu medidas vetoriais do campo com precisão de segundos. A base de dados do modelo MF4 consiste de dados escalares e vetoriais colhidos nos últimos cinco anos.

O processamento inclui a subtração das parcelas referentes ao campo principal, ao campo magnetosférico e correções para os efeitos provenientes de marés oceânicas. Campos magnetosféricos ainda presentes após esta etapa, são removidos por ajuste de uma função harmônica esférica de baixo grau. A seguir uma descrição resumida das principais etapas de processamento (Fig. 4.2):

- i) Remoção do campo principal: o campo geomagnético interno é uma superposição do campo gerado no núcleo (campo principal), do campo litosférico e de campos induzidos por fontes externas que variam no tempo. Enquanto o campo gerado no núcleo domina o longo comprimento de onda do sinal, os curtos comprimentos de onda correspondem ao campo litosférico. A transição ocorre entre os graus 13 e 15 dos harmônicos. Abaixo do grau 13 o domínio é do campo gerado no núcleo, e acima do grau 15 do campo litosférico. Contudo, em áreas onde o campo litosférico é fraco, como em regiões oceânicas jovens, o campo gerado no núcleo pode dominar acima do grau 15. Para remoção do campo correspondente a expansão

harmônica de grau 15, foi utilizado o modelo POMME-2.5 (Maus *et al.* 2005), que inclui a variação secular, aceleração secular e uma nova parametrização dos campos externo e induzido;

ii) Correções de maré: o fluxo de água do mar através com campo geomagnético induz uma corrente elétrica, que por sua vez origina um campo magnético secundário. Para o fluxo de maré, estes sinais alcançam amplitudes de 3nT a 400km de altitude, podendo ser claramente identificados em dados de satélite (Tyler *et al.* 2003). Desde que o fluxo das marés oceânicas seja bem conhecido por meio da altimetria de satélite, uma previsão acurada do seu sinal magnético pode ser feita (Kuvshinov & Olsen 2005), numa malha com resolução espacial de 1° e com a utilização do modelo global de fluxo de maré TPXO 6.1 (Erofeeva & Egbert 2002). Além da condutância da camada de água do mar, deduzida a partir do modelo topográfico-batimétricoETOPO (NGDC/NOAA), do modelo de espessura sedimentar global (Laske & Masters 1997) e do modelo 3D de um condutor esférico em três camadas para a Terra (Schmucker 1985), a subtração dos campos magnéticos previstos para os oito maiores componentes das marés pode ser executada, atenuando o sinal, os seus efeitos;

iii) Divisão em altas e baixas latitudes: altas e baixas latitudes exibem diferentes propriedades em termos de intensidades de correntes ionosféricas. Baixas latitudes são definidas como aquelas que variam entre – 65° e 65°. Ionização em baixas latitudes na camada E é causada, quase que exclusivamente, por irradiação solar, enquanto que a precipitação de elétrons energéticos e íons fazem uma contribuição substancial na ionização de regiões de altas altitudes. Deste modo, o processamento envolve a divisão de área de altas e baixas latitudes, que se superpõem. Os modelos de dinâmica da magnetosfera são utilizados na subtração desta parcela do sinal colhido pelo CHAMP.

iv) Correção do eletrojato polar (PEJ): durante períodos de quietude magnética, os eletrojatos polares apresenta uma potência do sinal da ordem de 50 nT a 400 km de altitude, com eixo principal localizado a cerca de 70° de latitude magnética. Entretanto, uma parte considerável do campo magnético pode ser sentida em baixas latitudes. O efeito deste campo distante não pode ser considerado ruído randômico porque os eletrojatos polares são preferencialmente direcionados do lado diurno para o lado noturno. Para evitar falsas anomalias negativas em cerca de 50° para 65° de latitudes norte e sul magnéticas, corrigidas para o sinal da PEJs, faz-se uma entrada de parâmetro para cada intensidade no norte e no sul do PEJ e co-estimativa desses dois parâmetros ao longo da faixa de filtragem (Maus *et al.* 2006).

Enquanto a região E ionosférica (90-130 km de altitude) é não-condutiva durante a escuridão, a região – F da ionosfera (acima de 130 km) mantém a densidade do plasma considerável durante a noite.

Dois tipos de correntes na região – F foram corrigidos: Plasma de pressão-dirigida, orientado por correntes elétricas, reduzindo o campo magnético na região equatorial e a anomalia ionosférica em ambos os lados do equador magnético por poucos nT.

O efeito de plasma ionosférico é particularmente importante para CHAMP. Usando as medidas de densidade de elétrons e a temperatura da sonda de Langmuir, as leituras do campo magnético do CHAMP são corrigidas para o efeito diamagnético (Lühr *et al.* 2003).

A gravidade atual na ionosfera região – F gera um campo magnético significativo da ordem de 5 nT. As densidades de íons da Referência Internacional Ionosfera, IRI – 2000 (Bilitza 2001) e a corrente primária baseada na gravidade em 46 escudos horizontal com um espaçamento vertical de 20 km, são corrigidas.

Para cada escudo, encontram o não-divergente fluindo livremente para o atual. Integrando os efeitos magnéticos das correntes em todos os escudos, obtém-se o sinal magnético nos locais de medição ao longo da órbita do satélite Maus & Lühr (2006).

4.2.3 – Filtragem

Mesmo após a seleção cuidadosa de dados e aplicação de várias correções, ainda sim, há deslocamentos sistemáticos entre as faixas limítrofes. A maior parte desse ruído é devido às contribuições não modelada a partir da magnetosfera, em especial o anel de corrente e sua indução (Maus *et al.* 2002).

O ruído é predominantemente de longo comprimento de onda e pode portanto, ser removido, subtraindo um grau-1 do modelo de faixa. Os dados obtidos ainda podem ser limpos, incluindo o campo de maior grau interno e externo. No entanto, há um cuidado para não eliminar o sinal da litosfera.

Além disso, para resolver um conjunto de ângulos representando numa margem de incerteza remanescente nos satélites artificiais, os dados vetoriais se estenderá a $\pm 55^{\circ}$ latitude. Ao todo, nove parâmetros estimados para cada faixa na filtragem dos dados vetoriais. Os dados escalares não são sensíveis aos componentes do campo magnético e são perpendiculares ao campo principal.

O campo principal assemelha-se a um dipolo axial e o plano orbital alinhado com o meridiano magnético. Portanto, somente dois dos três componentes de um dipolo externo, pode ser resolvido através de dados básicos: um paralelo ao dipolo do campo principal e um perpendicular, situado no plano orbital.

Para dados escalares de alta latitude, são fornecidos três parâmetros (dois externos e um interno). Em latitudes médias serão incluídos as intensidades dos PEJs, resultando em cinco parâmetros estimado para cada faixa escalar latitudes médias.

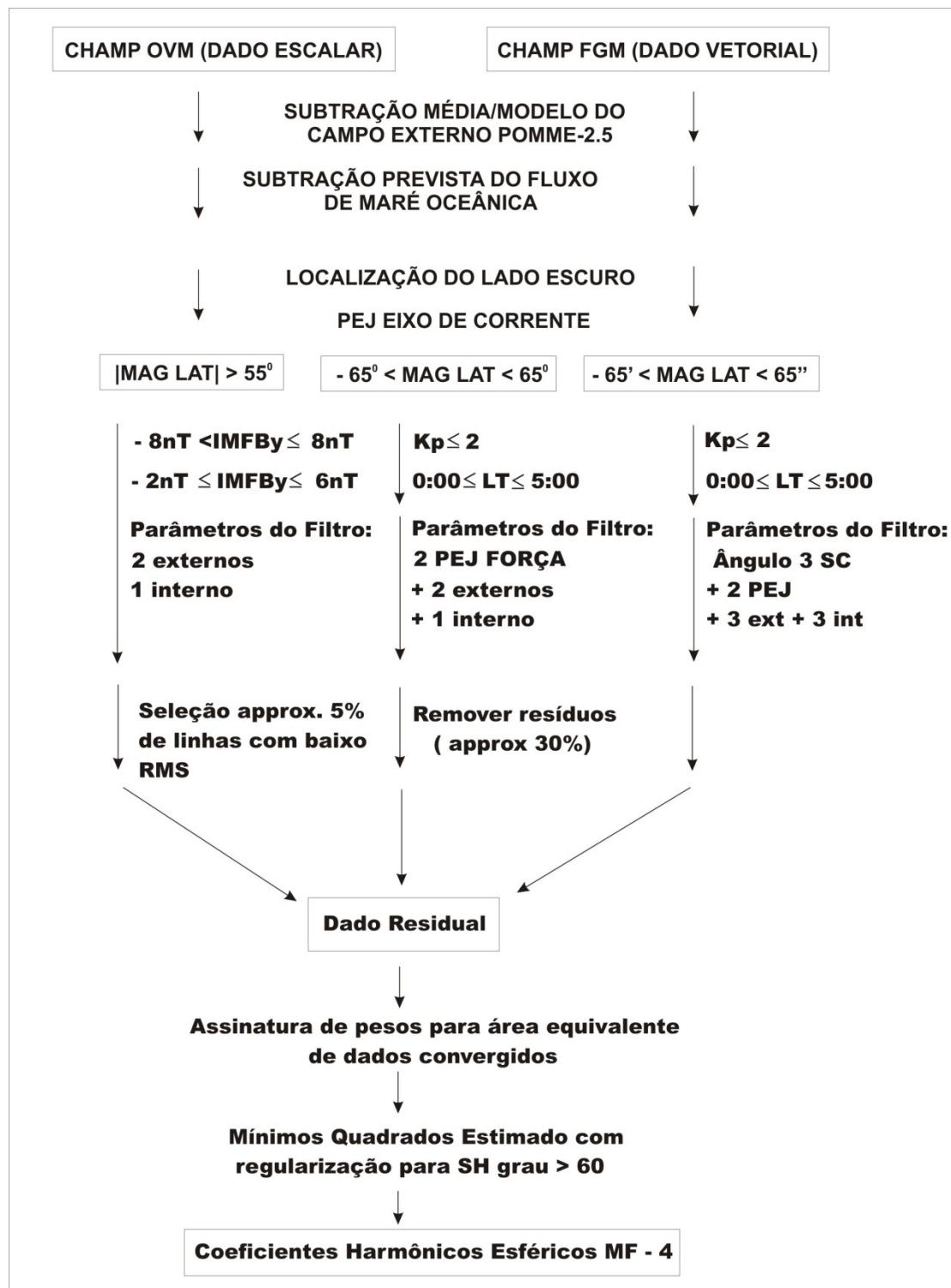


Figura 4.2: Esquema do processamento dos dados de satélite CHAMP-MF4. POMME-2.5: Modelo Magnético da Terra de Postdam; OVM: Magnetômetro Overhauser; FGM: Magnetômetro Fluxgate; PEJ: Eletrojatos Polar; SH: Harmônico Esférico; IMF: Campo Magnético Interplanetário; RMS: Desvio Quadrático Médio; Kp: índice de atividade magnética. (Maus *et al.* 2006).

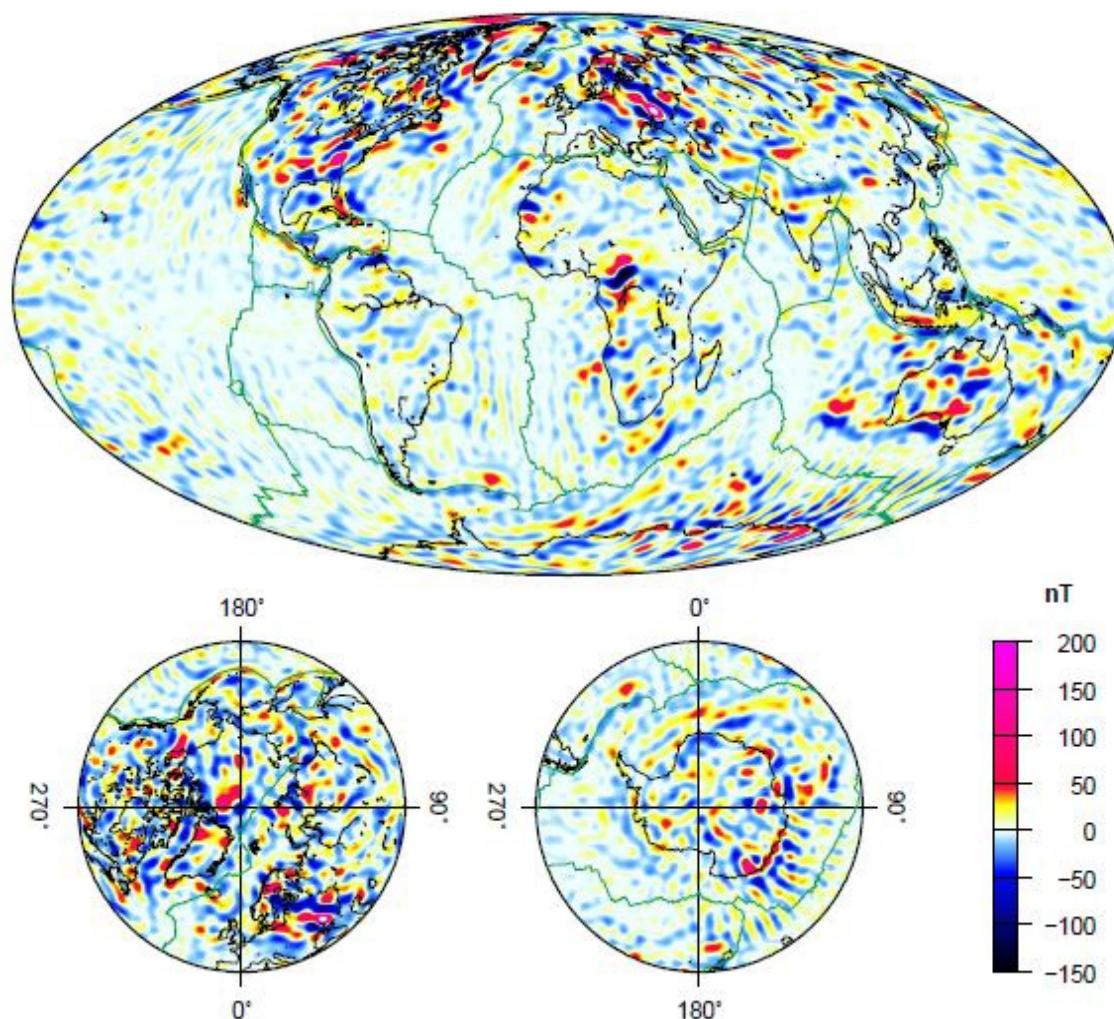


Figura 4.3: Mapa geomagnético de intensidade total de altitude de 50 km (Maus *et al.* 2006).

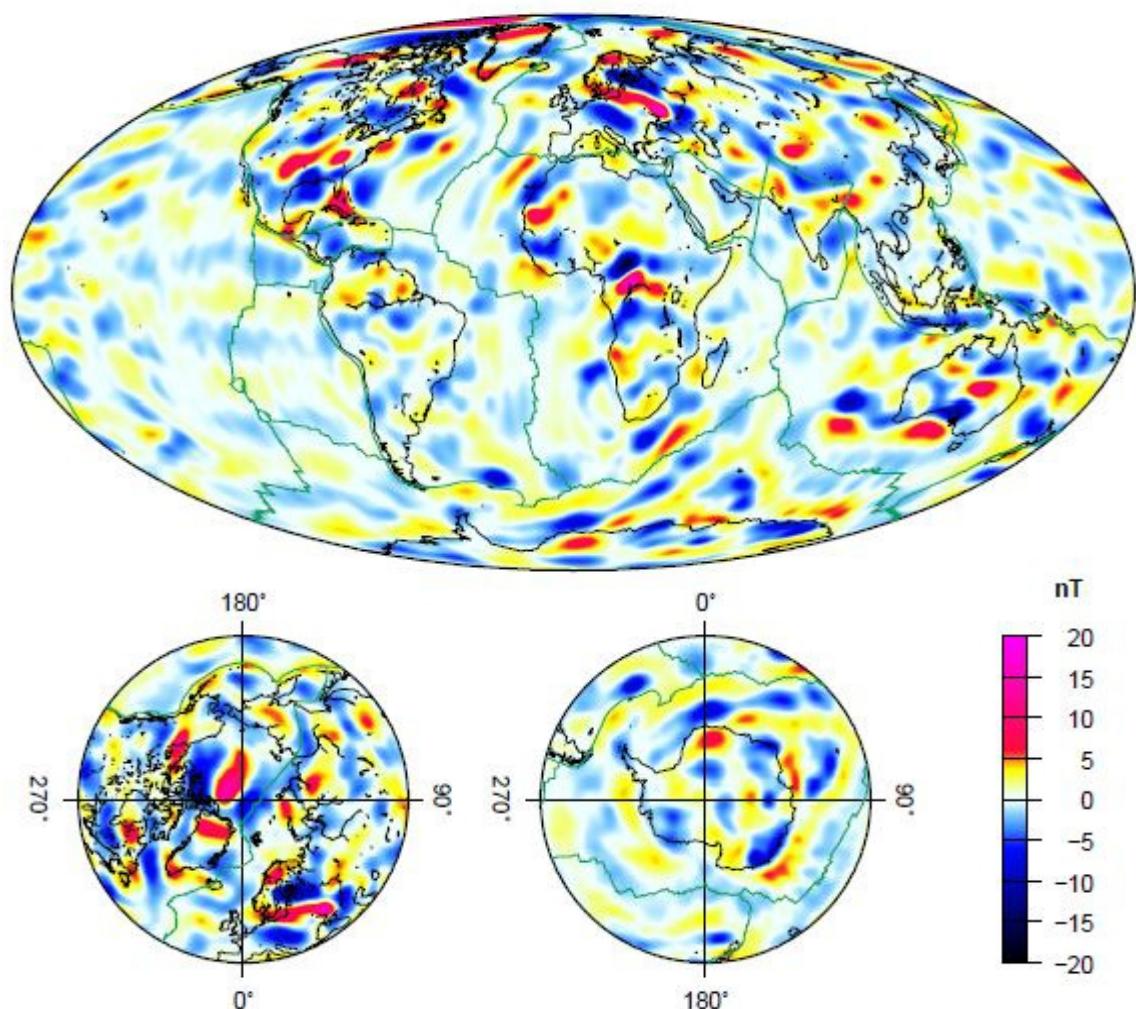


Figura 4.4: Mapa da Componente Vertical de altitude de 400 km (Maus *et al.* 2006).

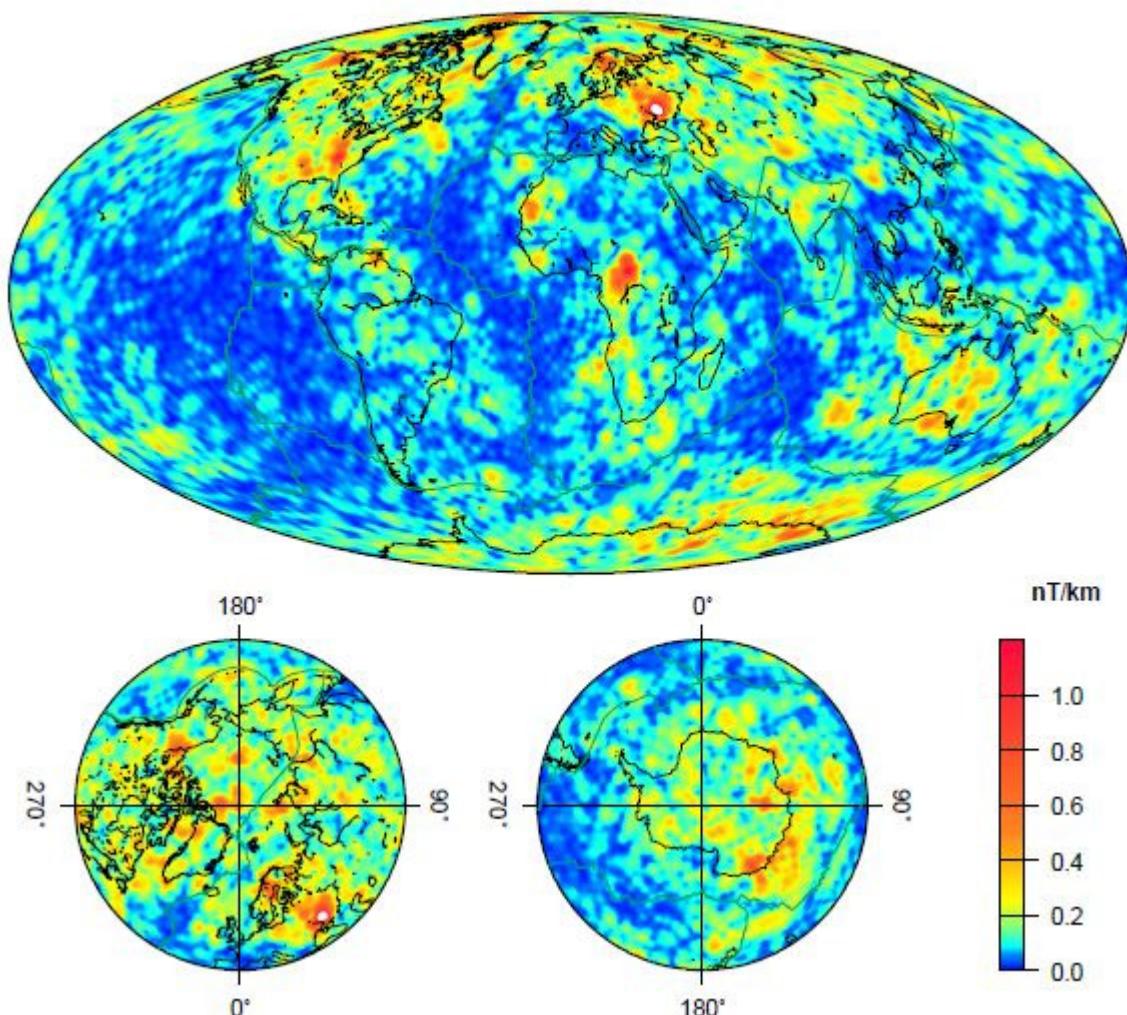


Figura 4.5: Mapa da Amplitude de Sinal Analítico de altitude de 100 km (Maus *et al.* 2006).

4.3 – GMAT (GENERIC MAPPING TOOLS)

O programa GMT (Generic Mapping Tools), inicialmente desenvolvido por Paul Wessel e Walter H. F. Smith da Universidade do Hawaii (Wessel & Smith 1991, 1998), é adotado em diversas universidades para elaboração de mapas. Atualmente é desenvolvido por um grupo de pesquisadores com apoio de uma grande comunidade de usuários.

O GMT em si é um conjunto de mais de 60 comandos responsáveis por filtrar, gridar e plotar qualquer tipo de dado em 30 projeções geográficas ou cartesianas disponíveis. Além dos programas, os

autores incluem junto com o GMT um banco de dados de linhas de costa, rios e limites políticos (GSHHS - Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Shoreline) com 5 níveis de resoluções diferentes para a elaboração de mapas e ilustrações.

CAPÍTULO 5

ANOMALIAS GEOMAGNÉTICAS E GRAVIMÉTRICAS DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

5.1 – INTRODUÇÃO

Os estudos geofísicos ocorridos na região do cráton São Francisco têm sido realizados desde a década de 70 através do Levantamento Gravimétrico no Estado da Bahia (convênio DNPM/CPRM).

Extensas áreas do cráton foram cobertas por levantamentos aerogeofísicos com registros simultâneos de valores magnéticos e gamaespectrométricos (canais K, Th, U e CT) e, algumas delas, investigadas com maior detalhamento, contribuindo para o conhecimento crustal da região (*eg.* Gualda 1971, Gama 1971, Barker 1977, Marinho 1977, Motta *et al.* 1979, Figueira *et al.* 1979, Davino 1980, Dias *et al.* 1980, Gomes & Motta 1978, Gomes 1980).

Nas últimas décadas, as investigações geofísicas têm sido conduzidas sistematicamente visando o conhecimento da estrutura e evolução da litosfera terrestre (*eg.* Chase & Sprowl 1983, Blakely 1988, Warner 1990, Cristensen & Mooney 1995, Xia & Sprowl 1995, Doin *et al.* 1996, Mooney *et al.* 1998).

Os métodos Potenciais (Gravimetria e Magnetometria) propiciam o conhecimento da crosta e do manto litosférico/astenosférico de uma região com razoável grau de detalhamento e confiabilidade (*eg.* Debeglia & Weber 1985, Wellman 1985, Goleby *et al.* 1990, Molina & Ussami 1999, Yergorova *et al.* 1999), procurando elucidar tanto a estruturação crustal da região em diversas escalas, quanto determinar parâmetros específicos da reologia da litosfera e investigar a sua condição isostática (Blitzkow *et al.* 1979, Gasparini *et al.* 1979, Ussami 1981, Ussami 1986, Ussami 1999, Haralyi & Hasui 1985, Ortú 1990, Molina & Ussami 1999, Leite 2005, Oliveira 2009).

Outros estudos envolvendo sismologia, sondagens magnetotelúricas e geotermia foram executados no cráton, tanto em escala local, quanto regional (*eg.* Schimmel *et al.* 2003, Assumpção *et al.* 2002, Pacheco 2003, Pádua 2005, Alexandrino & Hamza 2008), corroborando ao conhecimento crustal e mantélico na região.

O presente capítulo propõe apresentar e discutir os resultados dos mapas magnetométricos (CHAMP-MF4), do geóide baseado na metodologia de determinação de ondulações do geóide, o mapa Moho e o mapa Bouguer que representa as perturbações de densidades no manto superior, visando o conhecimento da estruturação litosférica da área em questão, gerados a partir do banco de dados fornecidos por Oliveira (2009).

5.2 – CRÁTON SETENTRIONAL E ADJACÊNCIAS

O levantamento gravimétrico no estado da Bahia via convênio DNPM/CPRM entre os anos 1977 e 1980, implicou na geração do mapa de anomalia Bouguer, auxiliando nas delimitações e interpretação da compartimentação geotectônica.

Motta *et al.* (1979) calcularam de modo significativo, as profundidades de Moho utilizando as anomalias Bouguer no estado da Bahia e parte de Minas Gerais. As profundidades variam entre 32 km nas regiões costeiras e limites norte do cráton. Na porção central da Bahia balizaram profundidades de até 43 km e cerca de 45 km na região de Itabira (MG).

Dias *et al.* (1980) através do mapeamento sísmico, calcularam a constituição da crosta no extremo norte da Bahia em Sobradinho. Distinguiram três camadas crustais, onde a primeira com profundidade de aproximadamente 2,4 e velocidade de 5,86 km/s. A segunda destaca-se até 15 km e velocidade de 6,0 km/s e a terceira, entre 15 e 35 km e com velocidade de 6,2 km/s. Já a camada do manto superior, localizada abaixo da anterior, de velocidade de 7,8 km/s e a descontinuidade Moho encontra-se a 35 km.

Em regiões continentais, a função admitância de anomalias Bouguer foi aplicada em estudos como os efetuados por Dorman & Lewis (1970), Banks *et al.* (1977), Karner & Watts (1983), Ussami (1986), Zuber *et al.* (1989), Hartley *et al.* (1996), Simons *et al.* (2000), Zuber *et al.* (2000).

Ussami (1986) utilizou-se de dados gravimétricos terrestres na região setentrional do cráton São Francisco para estimar a espessura elástica com base nas anomalias Bouguer com valores entre 40 e 60 km. A autora também investiga o efeito de cargas em subsuperfície, que podem estar associadas à espessura da crosta na região do Espinhaço e a presença de rochas de baixa densidade na crosta superior da área de estudo.

Antunes 2002, Berrocal *et al.* 2004, Soares 2005 utilizaram as modelagens de dados sísmicos pré-existentes e gravimétricos para obter a distribuição de velocidades (V_p e V_s), de densidades e caracterizar as rochas da crosta e manto litosférico em termos dos parâmetros elásticos, razão de Poisson, módulo de Bulk, módulo de Young (E), módulo de Rigidez (μ) e constante de Lamé.

Rocha (2003) utilizou tomografia sísmica do manto superior sob o sudeste e o centro-oeste do Brasil, baseada em variações dos tempos de percurso das fases P e PKP, revelando regiões anômalas, particularmente no sul do estado de Minas Gerais, além de confirmar resultados obtidos em estudos anteriores.

Schimmel *et al.* (2003), por meio da inversão de tempos de trânsito de ondas P e S, discutiram a presença de uma anomalia de alta velocidade sob a região do cráton e de uma anomalia de baixa velocidade na porção central da Bacia do Paraná, além de uma anomalia de baixa velocidade na porção nordeste da mesma, corroborando com os resultados apresentados por VanDecar *et al.* (1995).

Soares (2005) utilizou-se os dados de refração sísmica profunda das linhas Porangatu e Cavalgante, de direção WNW/ESSE, para estudos na província Tocantins (GO) e parte oeste do Cráton São Francisco, onde foi possível estimar a topografia da Moho variando entre 36 e 44 km, utilizando-se de valores Vp e Vp/Vs médios encontrados para os níveis crustais superior (Vp 5,7 – 6,0 km/s), média (Vp 6,3 – 6,5 km/s) e inferior (Vp 6,6 – 7,1 km/s).

Alexandrino & Hamza (2008) apresentaram um modelo termal para a litosfera na região do Cráton São Francisco, baseado em medidas de fluxo térmico em sete poços, discutindo também a influência das taxas de produção de calor radiogênico na determinação do referido modelo.

Oliveira (2009) encontrou espessuras elásticas efetivas entre 20 e 60 km, associadas aos orógenos paleoproterozóicos para cargas com comprimentos de onda maiores que 400 km via função admitância relativa às anomalias ar-livre e ondulações do geóide.

Ventura (2010) analisou a linha de refração sísmica profunda de Porangatu que corta a porção centro-leste da província Tocantins que atravessa o lineamento Transbrasiliano, a zona de cisalhamento Rio dos Bois e o sistema de falhas Rio Maranhão. A análise conjunta desses dados ressaltou as diferenças entre os terrenos geológicos. O bloco crustal, a oeste da Serra Azul, foi definido como subdomínio geofísico, possivelmente representado na porção por interdigitação dos terrenos da borda leste da Placa Amazônica com os da borda oeste da Província Tocantins (Arco Magmático de Goiás). Em termos de composição das rochas, os dados confirmaram a composição ultramáfica para o manto, máfica para a crosta inferior e composição felsica para as crostas superior e intermediária.

5.3 – CRÁTON MERIDIONAL E ADJACÊNCIAS

Na porção meridional e adjacências, os primeiros trabalhos geofísicos datam no final da década de 70. Giese & Schutte (1975) realizou levantamentos sísmicos e gravimétricos próximos a região de Itabira e em conjunto com Blitzkow *et al.* (1979), geraram modelagens gravimétricas bidimensionais, estimando a espessura crustal de Itabira e Guanhães de 45 km e profundidades variando entre 38 e 40 km para a Moho.

Gasparini *et al.* (1979) realizaram estimativas sobre as variações na composição química crustal através do estudo da superfície *Curie* na região. Giese & Schutte (1975) fizeram a primeira refração sísmica em Itabira (MG) registrando ondas longitudinais rápidas e transversais mais lentas, possibilitando separar a crosta superior da inferior.

Padilha (1982, 1983) dedicou-se às unidades do Supergrupo Minas visando à inversão 2D de dados magnetométricos na região do sinclinal Gandarela, admitindo a formação ferrífera Cauê como camada-guia, combinando diversas técnicas de filtragem. Os efeitos perturbadores de anomalias vizinhas de interesse

secundário foram suprimidos das anomalias principais, o que possibilitou estimar as dimensões dos corpos causadores destas anomalias.

Tavares (1998) dispôs de dados gamaespectrométricos, magnetométricos, geológicos e estruturais para o estudo de potencialidades auríferas e da evolução estrutural do *greenstone belt* na região de Caeté. Silva (1999) abordou o *greenstone* Rio das Velhas com o intuito de investigar e prever áreas favoráveis a mineralizações auríferas economicamente viáveis, desenvolvendo modelos estatísticos baseados em dados geofísicos.

Rolim (2001) utilizando os dados geofísicos do Projeto Rio das Velhas e do convênio Brasil-Alemanha, direcionou os estudos na exploração de ouro em terrenos do tipo *greenstone*. Newman-Fernández (2004), através da análise de dados gamaespectrométricos e magnetométricos do Projeto Itabira-Ferros, detectou possíveis áreas fontes de esmeraldas na região de Itabira (MG).

Assumpção *et al.* (2002), com base na aplicação da técnica da função do receptor, estimaram a espessura crustal na região meridional do cráton, nas faixas de dobramentos brasilianos e na bacia do Paraná. Além disso, por meio de comparação dos resultados com dados gravimétricos, realizaram inferências sobre a possível composição mineralógica da litosfera arqueana e suas implicações no estado isostático da região.

Pádua (2005) analisou dados magnetotelúricos de banda larga e de longo período coletados ao longo de um perfil N-S de 160 km de extensão e de um perfil de 230 km ENE-WSW na borda sul do cráton e adjacências. Modelos 2D de estruturas mínimas de resistividade indicaram a presença de condutores confinados nas crostas média e inferior, nas bordas sul e sudeste do cráton, podendo estar conectados a um condutor localizado abaixo de 100-150 km de profundidade.

Oliveira (2005) propôs modelos geofísicos para as regiões do homoclinal Curral e sinclinal Gandarela utilizando dados magnéticos aéreos e terrestres, aplicando técnicas de deconvolução Euler 2D, modelagem 2D e inversões linear e não-linear bidimensionais, além de dados gravimétricos (Anomalias livre) e de informações geológicas disponíveis na literatura.

Pinto *et al.* (2007) correlacionaram anomalias Bouguer residuais com unidades geológicas aflorantes no Quadrilátero Ferrífero, onde relações de contato e geometria dos complexos metamórficos Bação, Caeté, Barbacena e Bonfim, além do Supergrupo Rio das Velhas, fornecendo subsídios para o mapeamento destas unidades litoestratigráficas, além do entendimento da sua evolução tectônica.

Alexandrino (2008) desenvolveu modelos térmicos bidimensionais da crosta e da litosfera subcrustal na região cratônica e suas faixas marginais. Os resultados obtidos indicam que o Cráton Salvador e as faixas metamórficas adjacentes são caracterizados por gradientes geotérmicos na faixa de 6 a 17°C/Km. Valores estimados de fluxo geotérmico estão situados na faixa de 28 a 53 mW/m², sendo que os menores valores estão situados na área cratônica. Por outro lado, o cráton São Francisco e a bacia homônima na parte

sudoeste da área de estudo é caracterizada por gradientes térmicos significativamente maiores, na faixa de 14 a 42°C/Km. Os valores correspondentes de fluxo térmico estão na faixa de 36 a 89 mW/m². Mapas das variações regionais indicam que a anomalia de fluxo térmico no cráton São Francisco está limitada a região oeste da Serra do Espinhaço.

Oliveira (2009) aplicou o modelo geopotencial GGM02C, derivado da missão espacial GRACE (*NASA/GFZ-Potsdam*), para obtenção do campo gravitacional na região do cráton São Francisco, implementou um algoritmo de inversão 3D não-linear envolvendo o uso de anomalias Bouguer e ondulações do geóide, permitindo o conhecimento da geometria e da profundidade da interface crosta/manto e o limite litosfera/astenosfera. Em seguida, empregou a técnica da função admitância visando determinar o mecanismo responsável pelo equilíbrio isostático da região investigada. Os resultados alcançados podem ser assim sumarizados:

- i) Valores médios entre 40 e 60 km para espessura elástica efetiva na região do cráton São Francisco, compatíveis com outros trabalhos disponíveis na literatura;
- ii) Influência de cargas localizadas na base da litosfera, possivelmente associadas à algum processo de aquecimento e/ou diminuição de densidades;
- iii) A atuação expressiva de cargas localizadas na interface crosta/manto, podem estar relacionadas aos sucessivos eventos de magmatismo que fazem parte da complexa evolução tectônica do cráton.

5.4 – APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS DOS MAPAS GEOMAGNÉTICOS E GRAVIMÉTRICOS PARA A REGIÃO DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Os mapas geomagnéticos e gravimétricos provenientes das Missões CHAMP – MF4 e GRACE, respectivamente, foram gerados via software GMT (Wessel & Smith 1991, 1998). A técnica de interpolação aplicada para a confecção dos mesmos é a de mínima curvatura com intervalo de gridagem de 5 minutos com intuito de realçar as anomalias a níveis litosféricos e crustais.

Na região do cráton São Francisco, o mapa geomagnético total de altitude 400 km, permitiu separar os domínios de amplitudes magnéticas. Os valores magnéticos intermediários aparecem associados ao lineamento Transbrasiliano, os de amplitudes magnéticas baixas estão representados pelo lineamento Rio Escuro de direção preferencial NE 45°. E, os valores mais elevados, também de direção NE 45° estão relacionados a Serra do Mar (Fig. 5.1). O mapa de componente vertical Z de 400 km, apresentou anomalias mais setorizadas como na faixa Riacho do Pontal e no lineamento Rio Escuro (Fig. 5.2).

Na porção setentrional do cráton e adjacências foi possível destacar o aulacógeno Paramirim e a zona de fratura Salvador no domínio de amplitudes magnéticas baixas. O lineamento Cadeia – Vitória – Trindade e a porção meridional do cráton, como os altos de Sete Lagoas e do Parnaíba são realçados pelos valores

magnéticos negativos no mapa de amplitude do sinal analítico (ASA) de altitude 100 km. As intermediárias são representadas pelo alto de Januária, Serra do Mar e pela província Tocantins, provavelmente associadas aos ortognaisses pertencentes ao arco magmático e a melange ofiolítica da zona interna da faixa Brasília. Nos cones vulcânicos pertencentes ao alto de Cabo Frio as anomalias mais elevadas e as estruturas lineares, em geral, orientam-se preferencialmente na direção NE 45⁰ (Fig. 5.3).

O mapa de derivada em X, altitude 100 km, ressalta os valores magnéticos baixos associados às zonas de fraturas Salvador e Pernambuco/Paraíba, o lineamento Rio Escuro e a região do Quadrilátero Ferrífero (QFe). As amplitudes de valores magnéticos elevados aparecem nas regiões dos cones vulcânicos do alto de Cabo Frio (Fig. 5.4).

As anomalias no mapa de derivada em Y de altitude 100 km aparecem numa orientação preferencial NE 45⁰. Os valores intermediários representam o lineamento Transbrasiliano (Fig. 5.5). Já no mapa de derivada em Z de altitude 100 km, destacam-se os domínios de amplitudes magnéticas baixas associadas à zona interna da faixa Brasília, alto da Januária, lineamento Rio Escuro, QFe e alto de Cabo Frio. As amplitudes magnéticas elevadas estão relacionadas a Serra do Mar e ao arco magmático da província Tocantins e, as intermediárias cobrindo as demais regiões do cráton (Fig. 5.6).

O lineamento Transbrasiliano de direção NE 45⁰ é caracterizado pelos valores de amplitudes magnéticas intermediárias no mapa do Campo Total de altitude 50 km (Fig. 5.7). As regiões alto de Cabo Frio, QFe e o lineamento Rio Escuro destacam-se nos valores magnéticos mais baixos. Já o domínio de valores magnéticos mais elevados, está associado a Serra do Mar. Os domínios magnéticos são similares ao mapa de derivada em Z (Fig. 5.6).

Os domínios de valores magnéticos elevados representados na componente vertical de altitude 50 km, destacam as regiões do QFe, Araxá, alto de Januária, alto de Cabo Frio, parte das províncias Borborema e Tocantins. As mais baixas encontram-se relacionadas à faixa Riacho do Pontal, compreendendo as demais áreas distribuídas de valores magnéticos intermediários (Fig. 5.8).

O mapa de ondulações do geóide sugere um afinamento litosférico nas regiões da província Borborema e QFe, delimita os cones vulcânicos da Cadeia Vitória – Trindade, destaca os complexos granito-gnaisse de Cachoeiro do Itapemirim (ES) e, provavelmente, nas faixas Brasília e Araguaia implica um espessamento litosférico (Fig. 5.9).

As anomalias Bouguer mostram um afinamento crustal no sentido EW, onde a província Tocantins e parte da bacia Paraná aparecem mais espessas. Na região cratônica, o afinamento é destacado na região do QFe e parte do cráton setentrional (Fig. 5.10).

Em conformidade com o mapa de anomalia Bouguer, o mapa da Moho sugere um espessamento crustal no cráton São Francisco e na província Tocantins, principalmente na faixa Brasília. É possível notar um afinamento na região do QFe (Fig. 5.11).

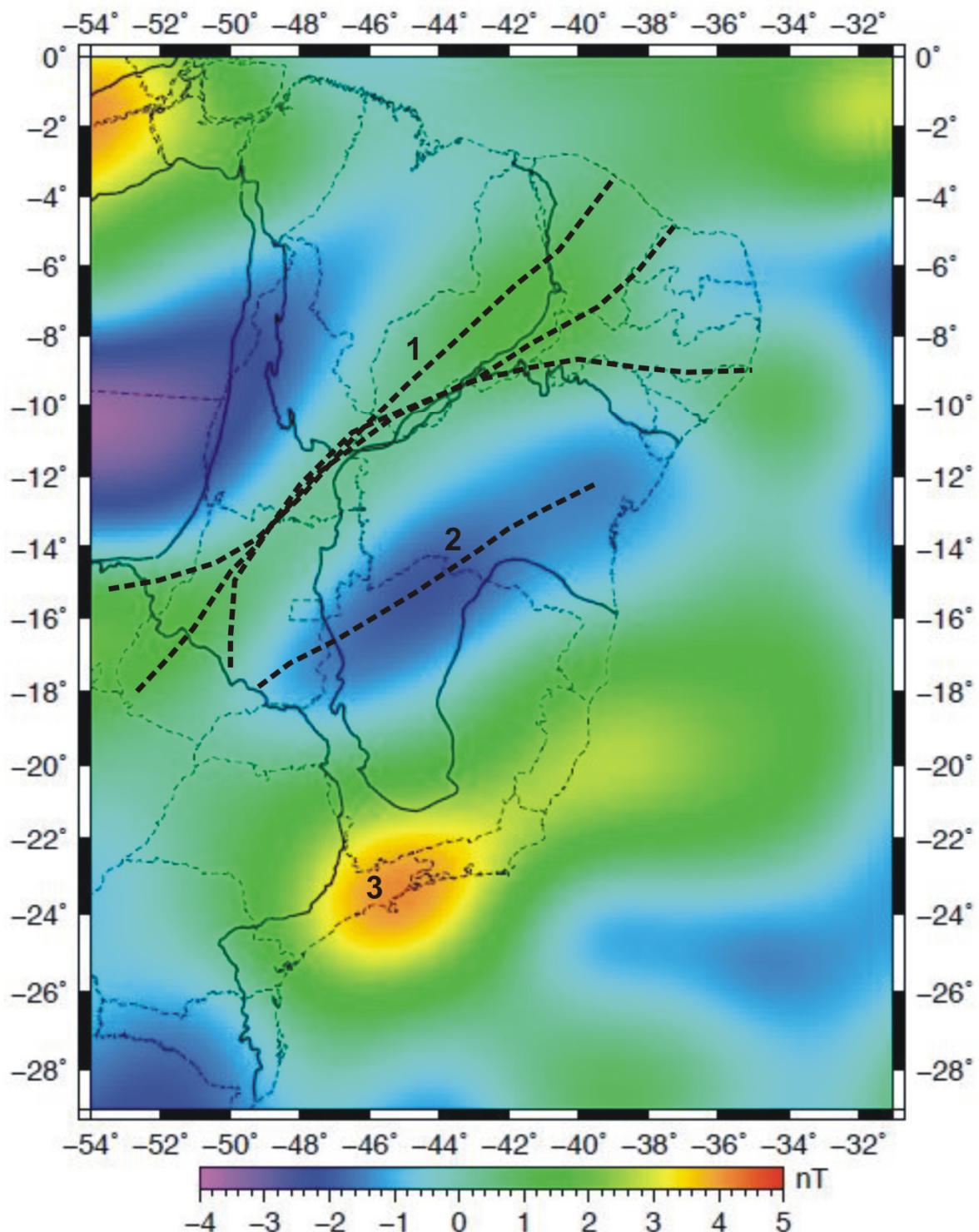


Figura 5.1: Mapa de anomalias geomagnéticas do campo total de altitude 400 km da região cratônica e adjacências. 1 – Lineamento Transbrasiliano; 2 – Lineamento Rio Escuro; 3 – Serra do Mar.

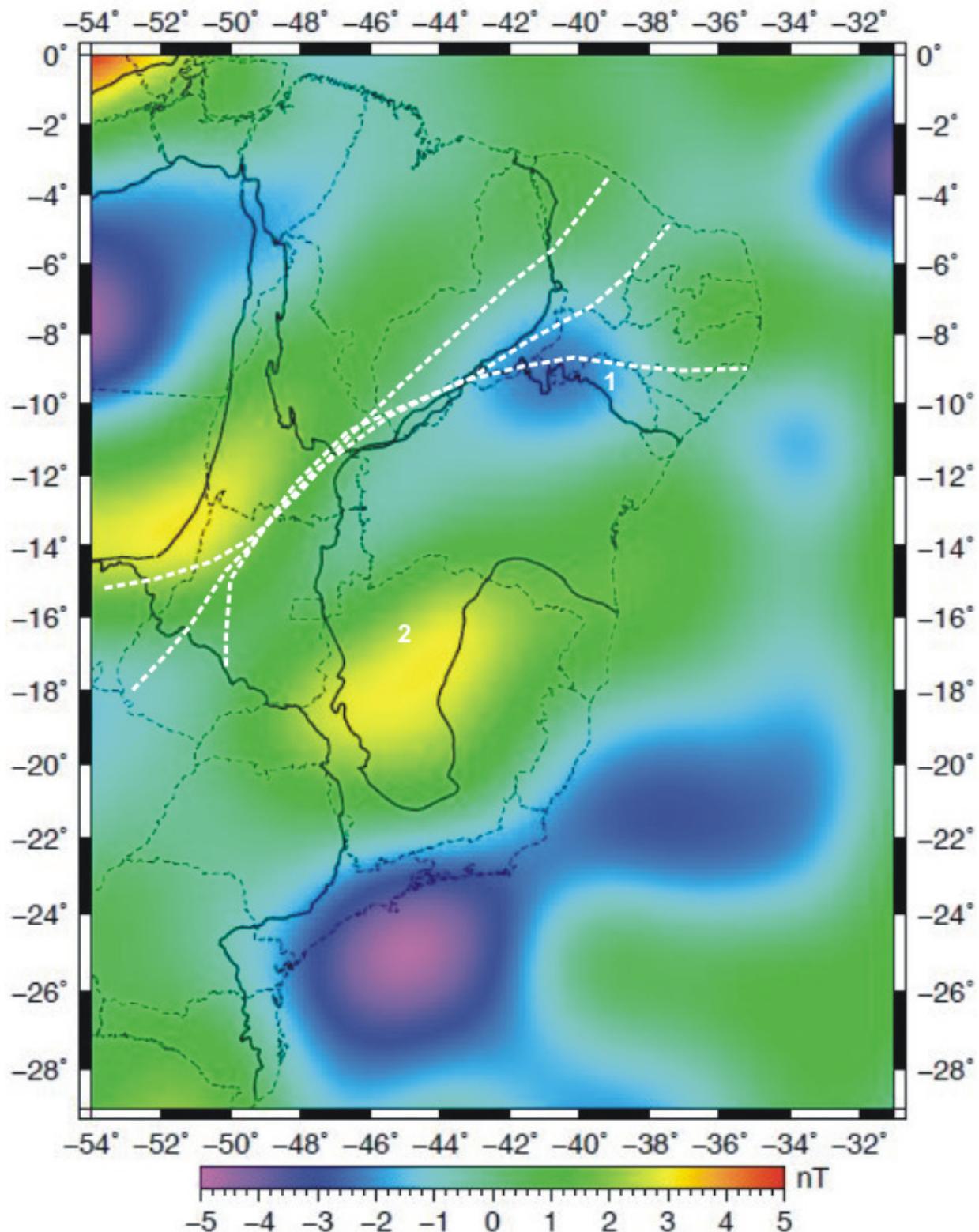


Figura 5.2: Mapa de anomalias geomagnéticas da componente vertical Z de altitude 400 km. 1- Faixa Riacho do Pontal; 2- Lineamento Rio Escuro.

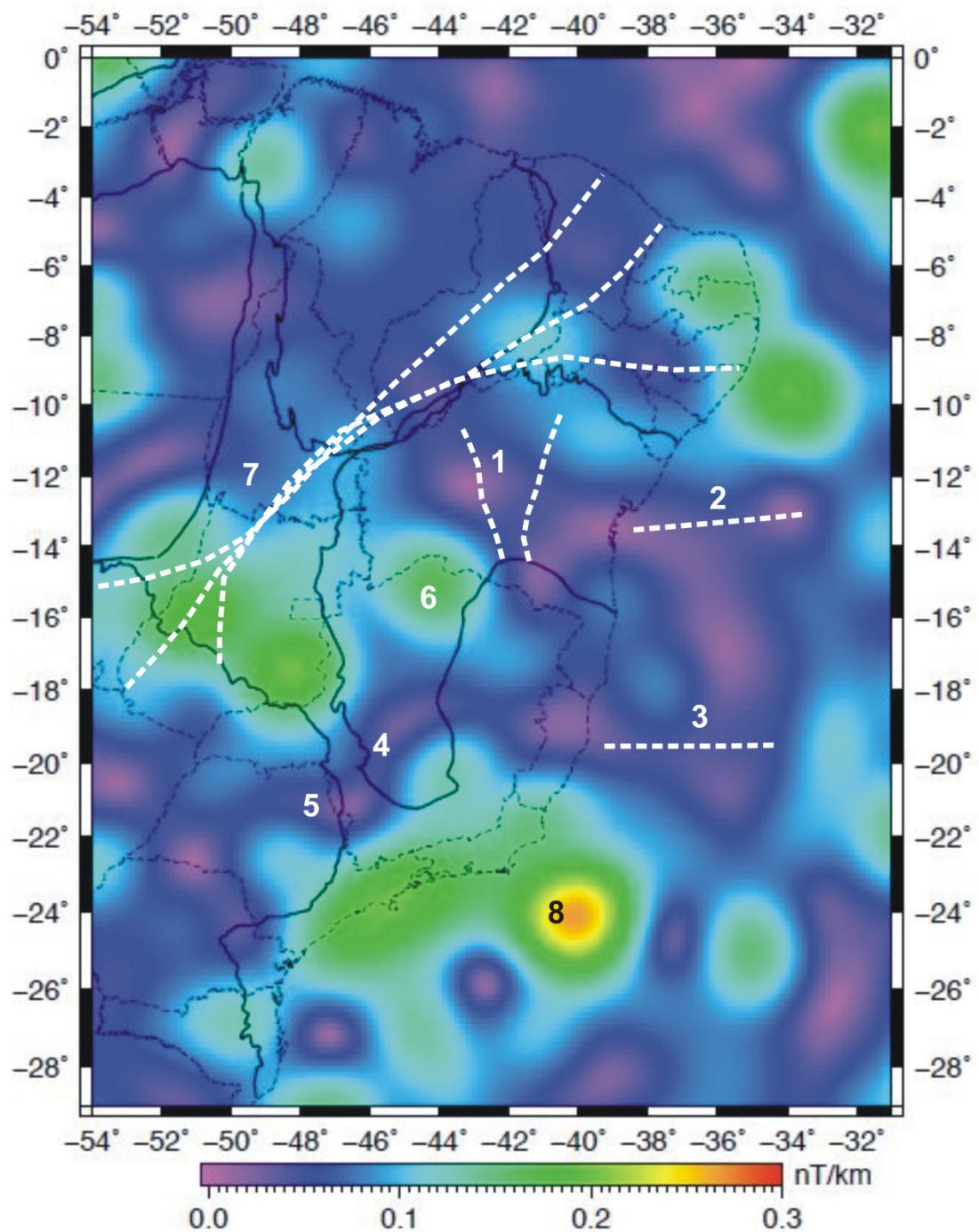


Figura 5.3: Mapa de anomalias geomagnéticas de amplitude do sinal analítico de 100 km da região cratônica e adjacências. 1 – Aulacógeno Paramirim; 2 – Zona de Fratura Salvador; 3 – Lineamento Candeias – Vitória – Trindade; 4 – Alto de Sete Lagoas; 5 – Alto Parnaíba; 6 – Alto de Januária; 7 – Província Tocantins; 8 – Alto Cabo Frio.

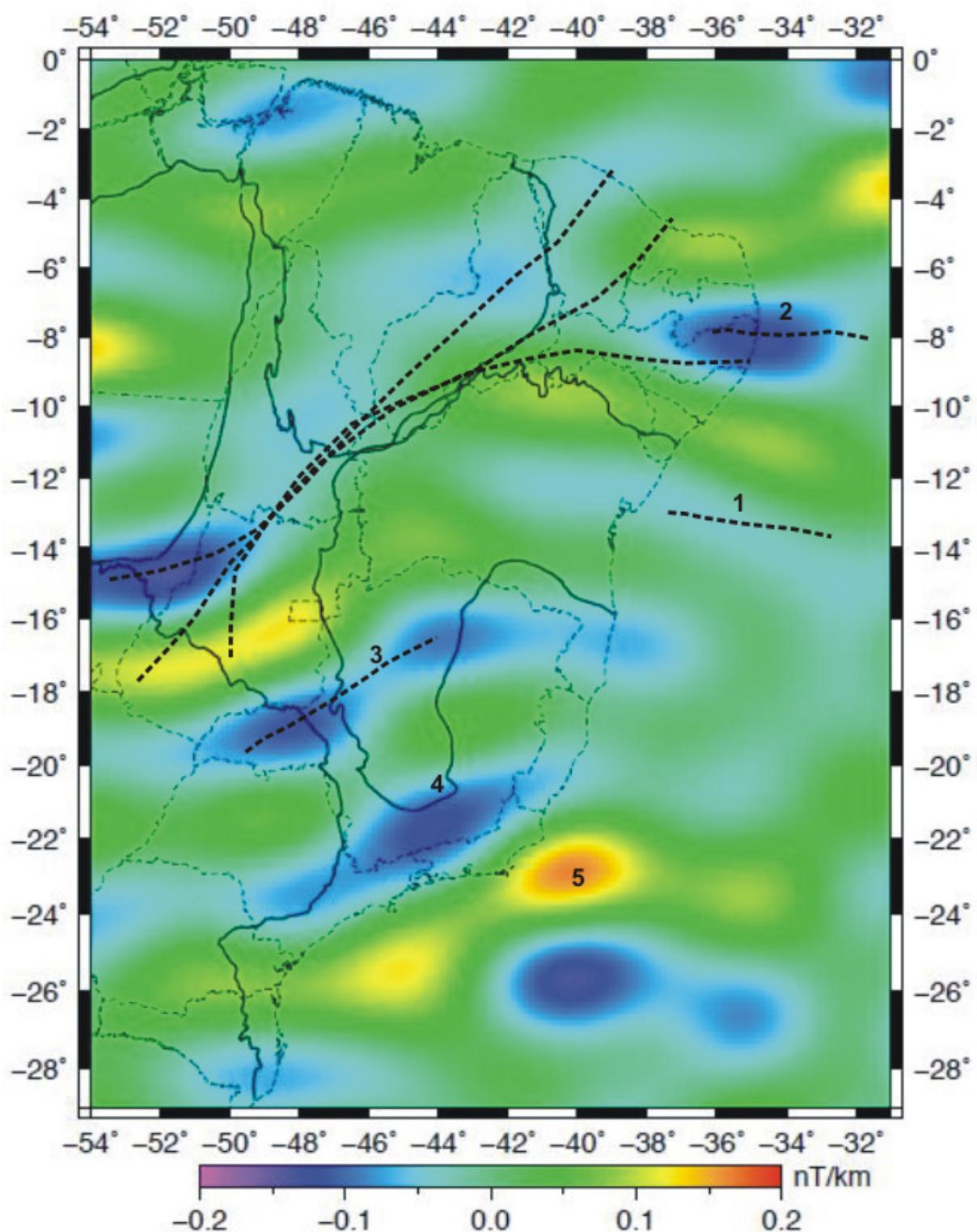


Figura 5.4: Mapa de anomalias geomagnéticas de Derivada em X de altitude de 100 km. 1- Zona de Fratura Salvador; 2- Zona de Fratura Pernambuco/Paraíba; 3- Lineamento Rio Escuro; 4- Quadrilátero Ferrífero; 5- Alto Cabo Frio.

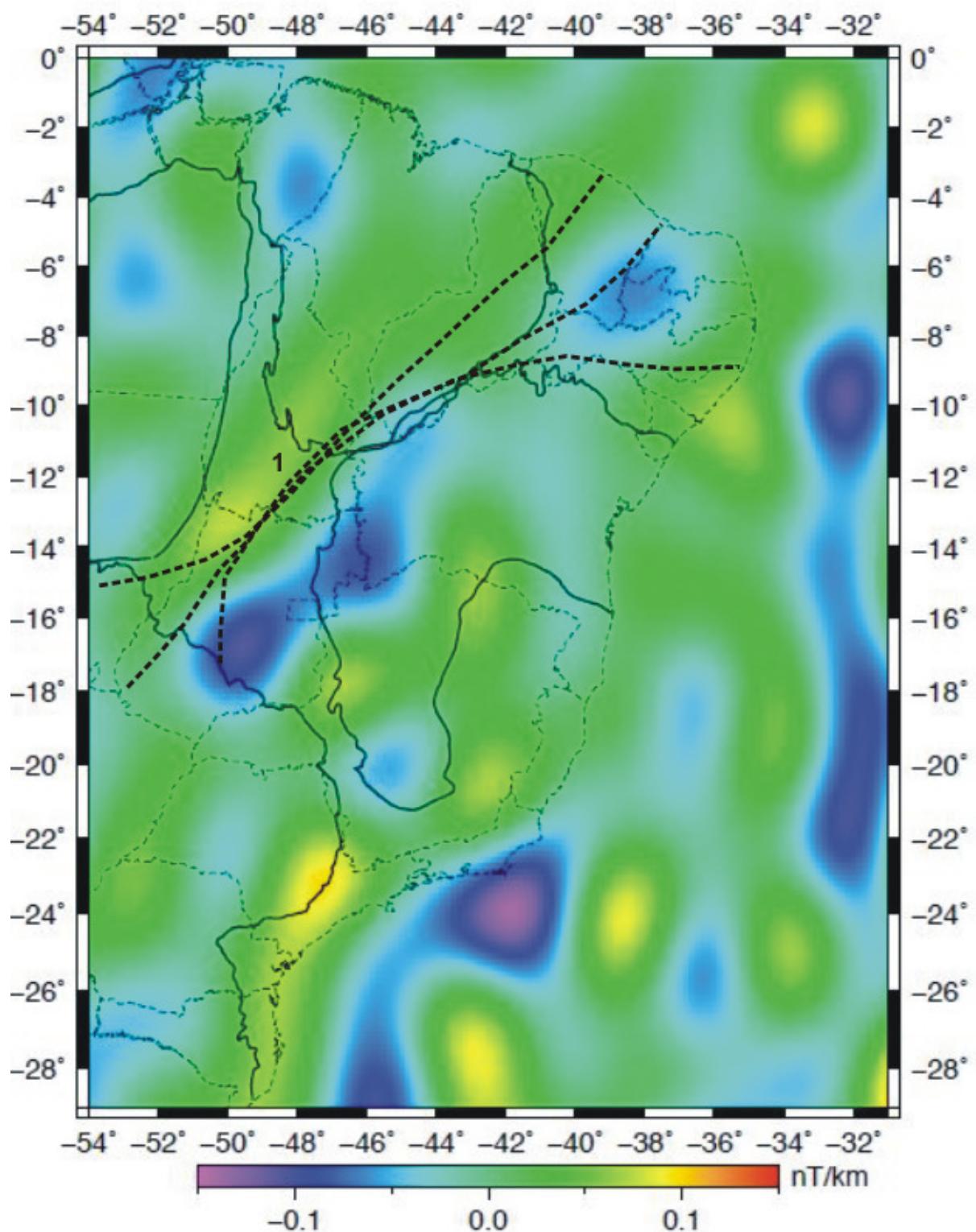


Figura 5.5: Mapa geomagnético derivada em Y de altitude de 100 km. 1- Lineamento Transbrasiliano.

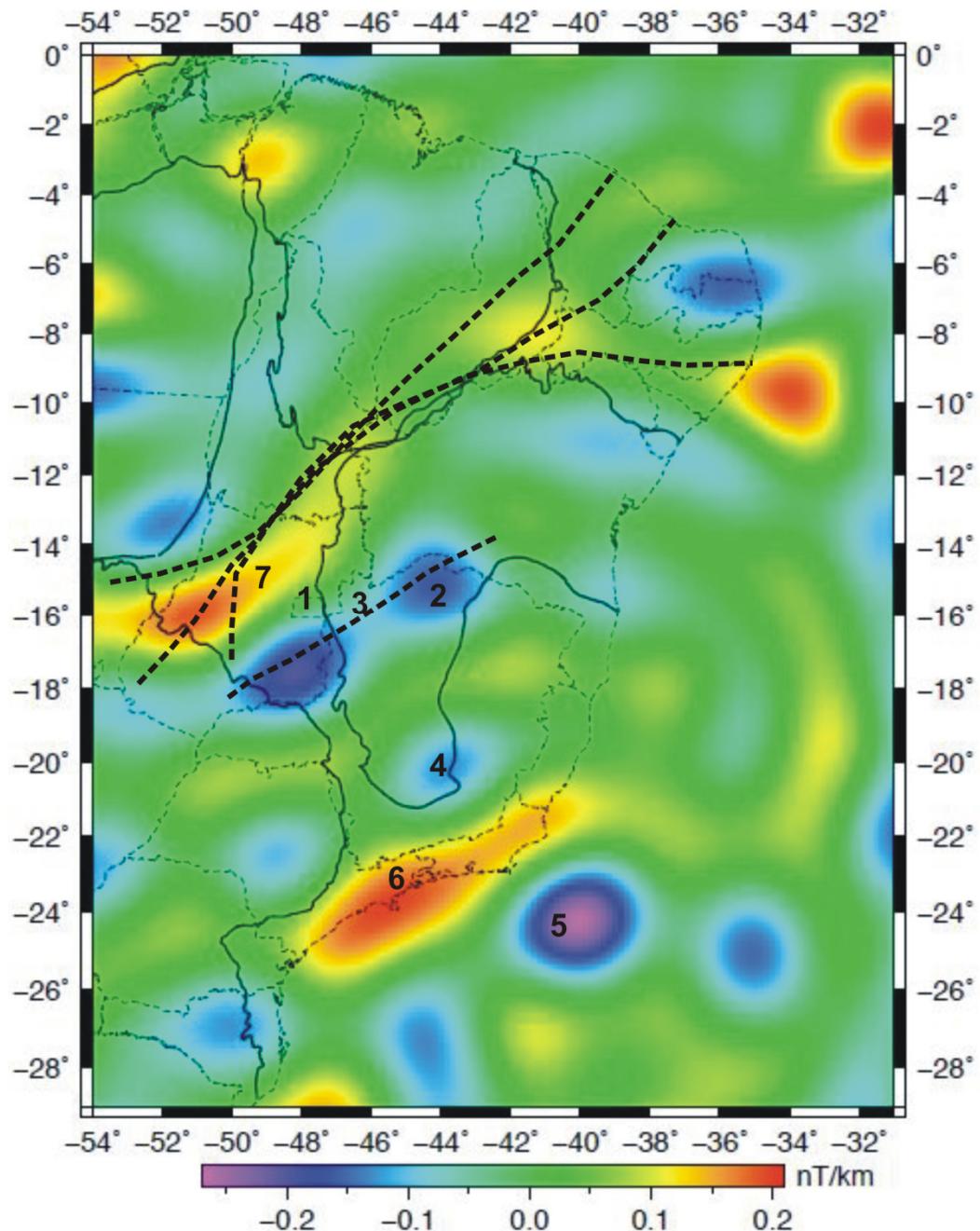


Figura 5.6: Mapa de anomalias geomagnéticas derivada em Z de altitude de 100 km da região cratônica e adjacências.
 1 – Faixa Brasília; 2 – Alto Januária; 3 – Lineamento Rio Escuro; 4 – Quadrilátero Ferrífero; 5 – Alto Cabo Frio; 6 – Serra do Mar; 7 – Arco Magmático da Província Tocantins.

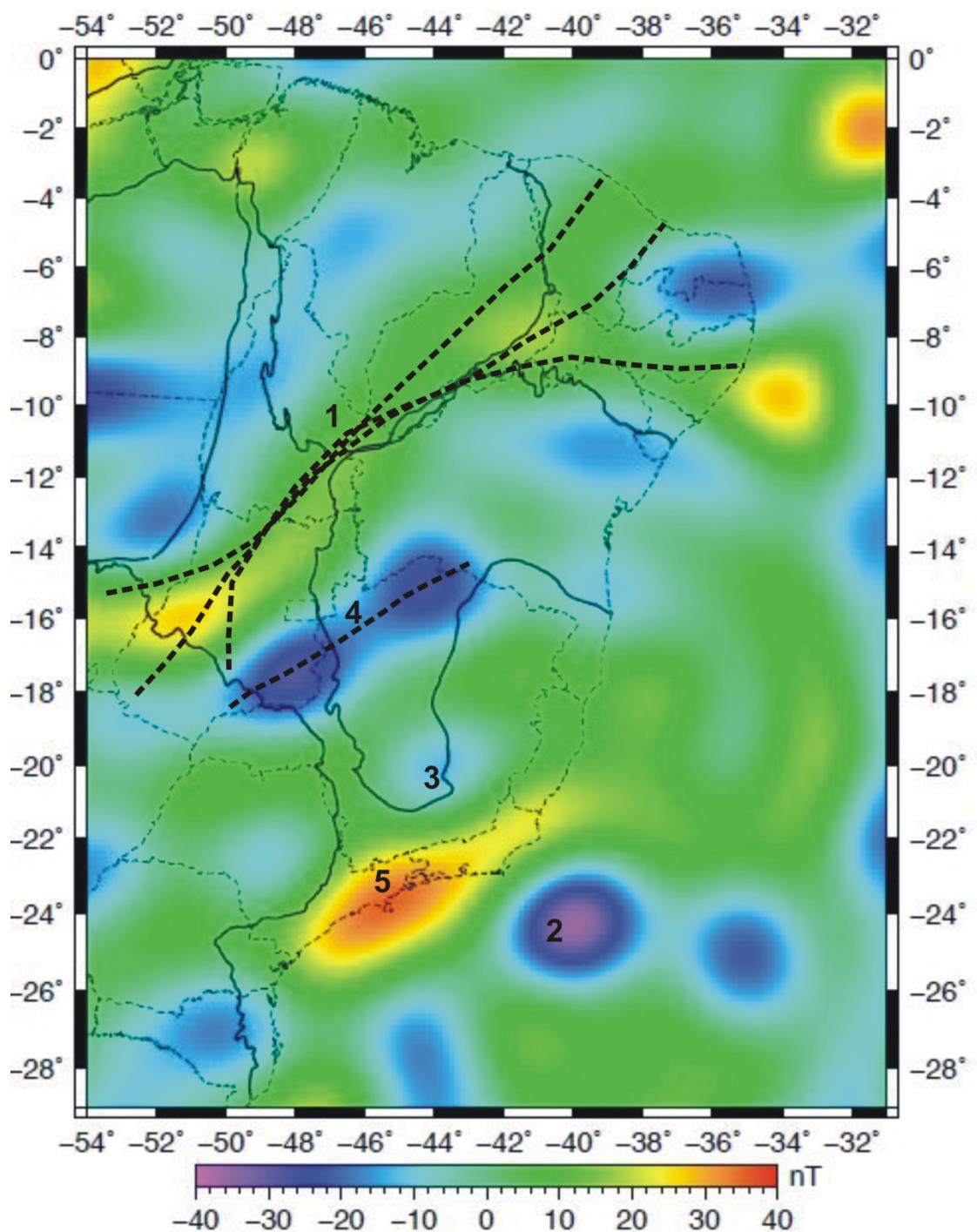


Figura 5.7: Mapa de anomalias geomagnéticas de campo total de altitude 50 km da região cratônica e adjacências. 1 – Lineamento Transbrasiliano; 2 – Alto Cabo Frio; 3 – Quadrilátero Ferrífero; 4 – Lineamento Rio Escuro; 5 – Serra do Mar.

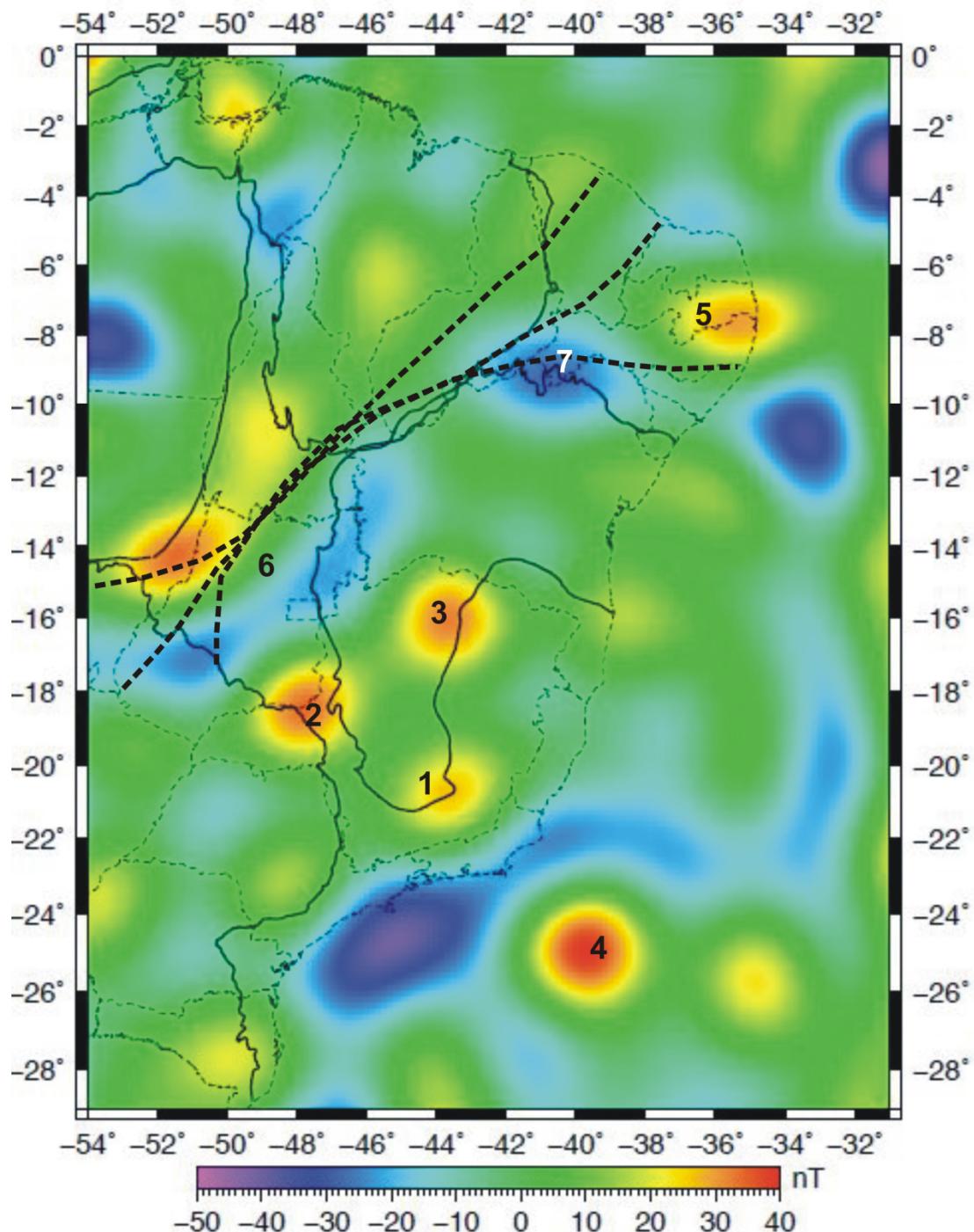


Figura 5.8: Mapa de anomalias geomagnéticas da componente vertical Z de altitude de 50 km da região cratônica e adjacências. 1 – Quadrilátero Ferrífero; 2 – Complexo Araxá; 3 – Alto Januária; 4 – Alto Cabo Frio; 5 – Província Borborema; 6 – Província Tocantins; 7 – Faixa Riacho do Pontal.

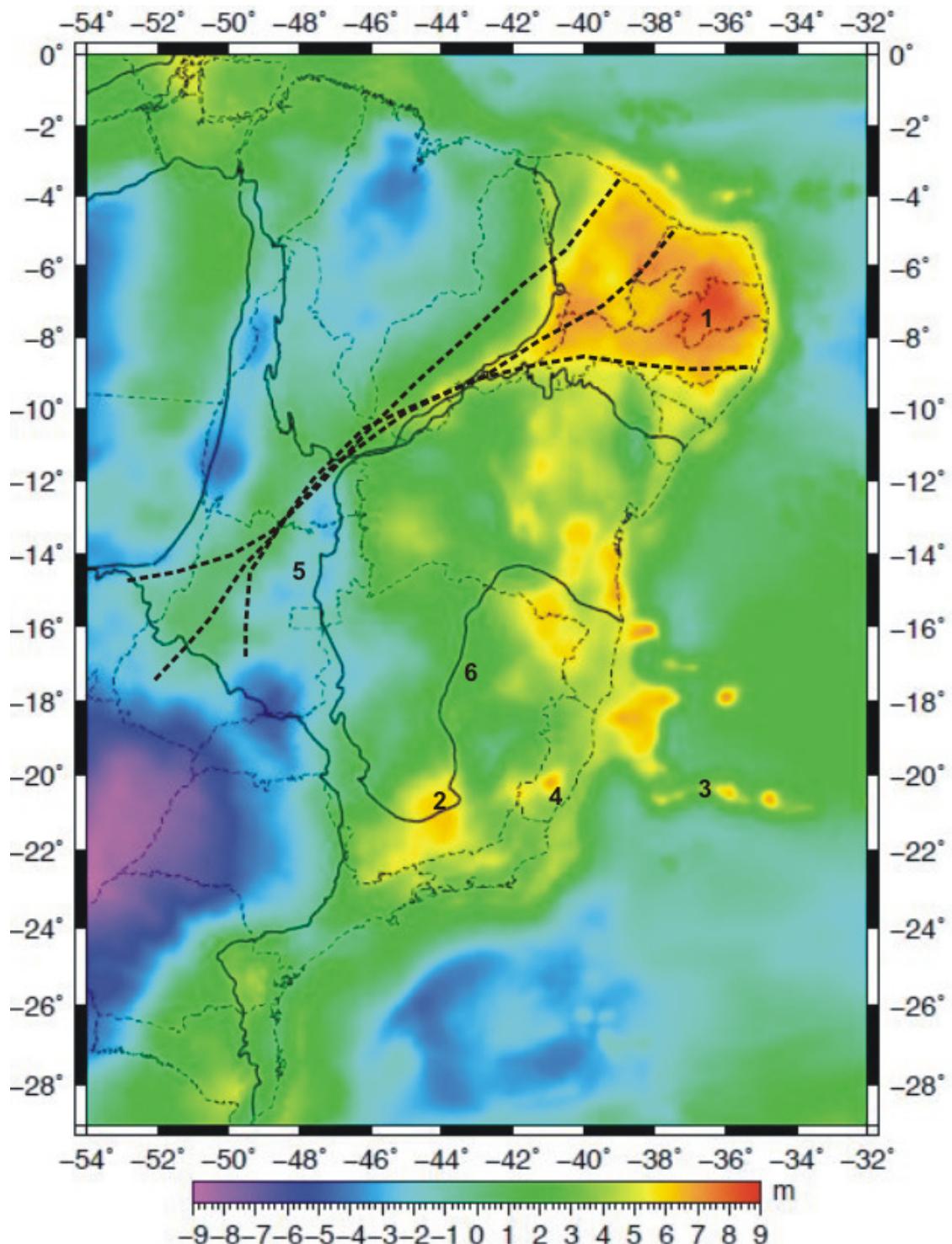


Figura 5.9: Mapa de Ondulações do Geóide na região do Cráton São Francisco. 1- Província Borborema; 2- Quadrilátero Ferrífero; 3- Lineamento Candeia – Vitória – Trindade; 4- Complexo Cachoeiro; 5- Faixa Brasília; 6- Faixa Araçuaí.

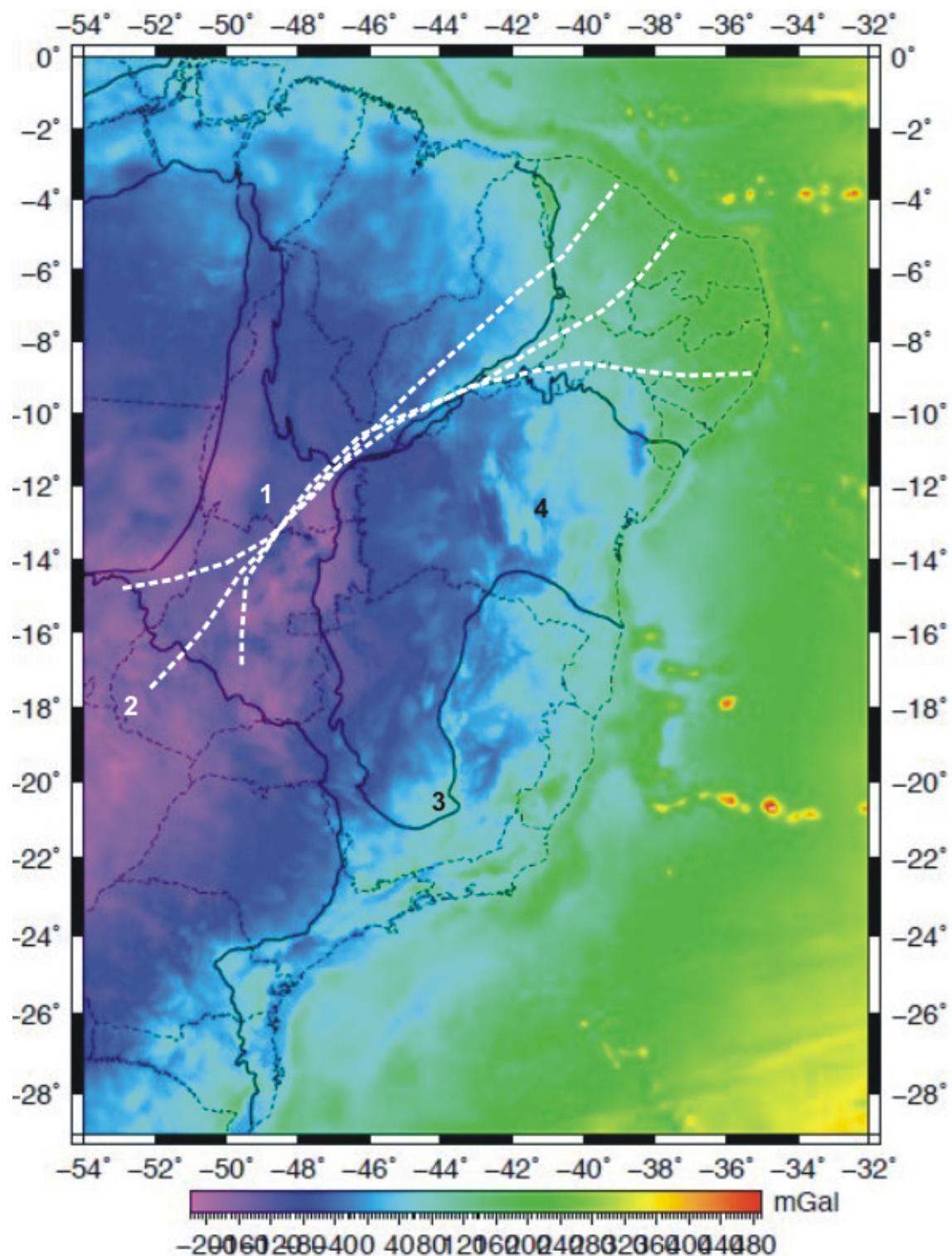


Figura 5.10: Mapa gravimétrico de anomalias Bouguer. 1- Província Tocantins; 2- Bacia Paraná; 3- Quadrilátero Ferrífero; 4- Cráton São Francisco Setentrional.

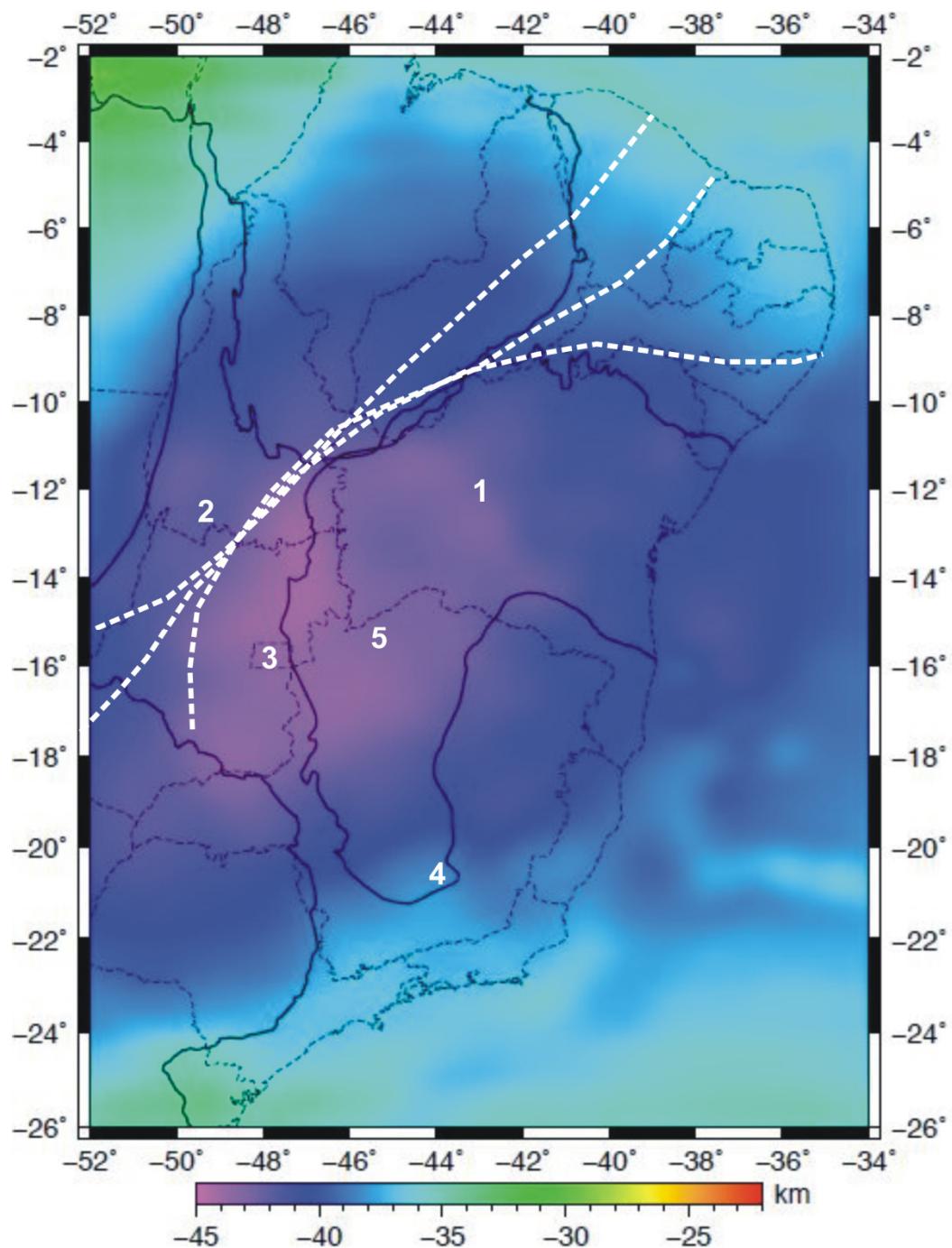


Figura 5.11: Mapa Moho da região do Cráton São Francisco e adjacências. 1 – Cráton São Francisco; 2 – Província Tocantins; 3 – Faixa Brasília; 4 – Quadrilátero Ferrífero; 5 – Bacia São Francisco.

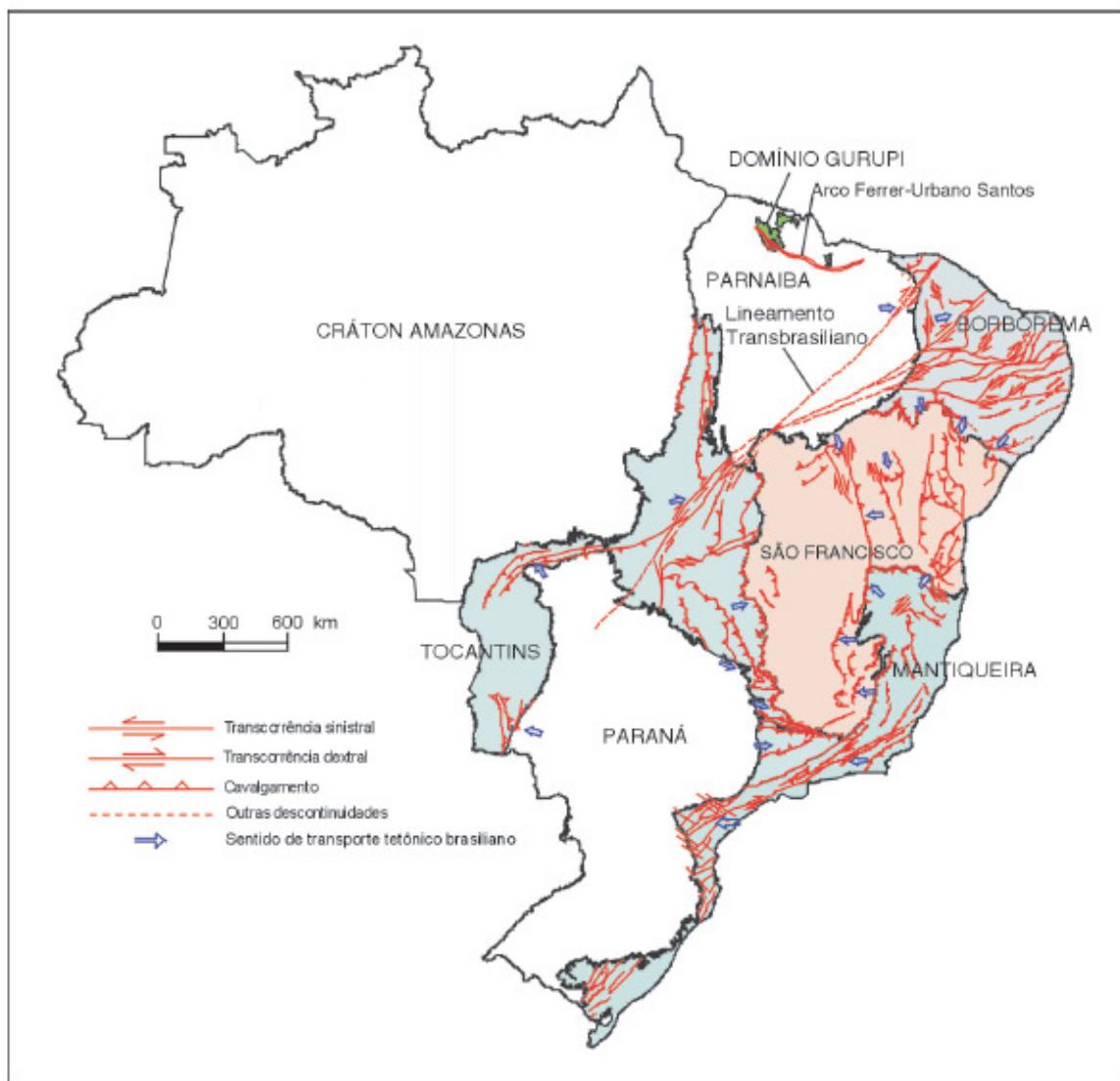


Figura 5.12: Mapa geotectônico destacando o lineamento Transbrasiliano e megaestruturas do tipo “rabo de cavalo”, na Província Borborema (CPRM, Delgado *et al.* 2003).

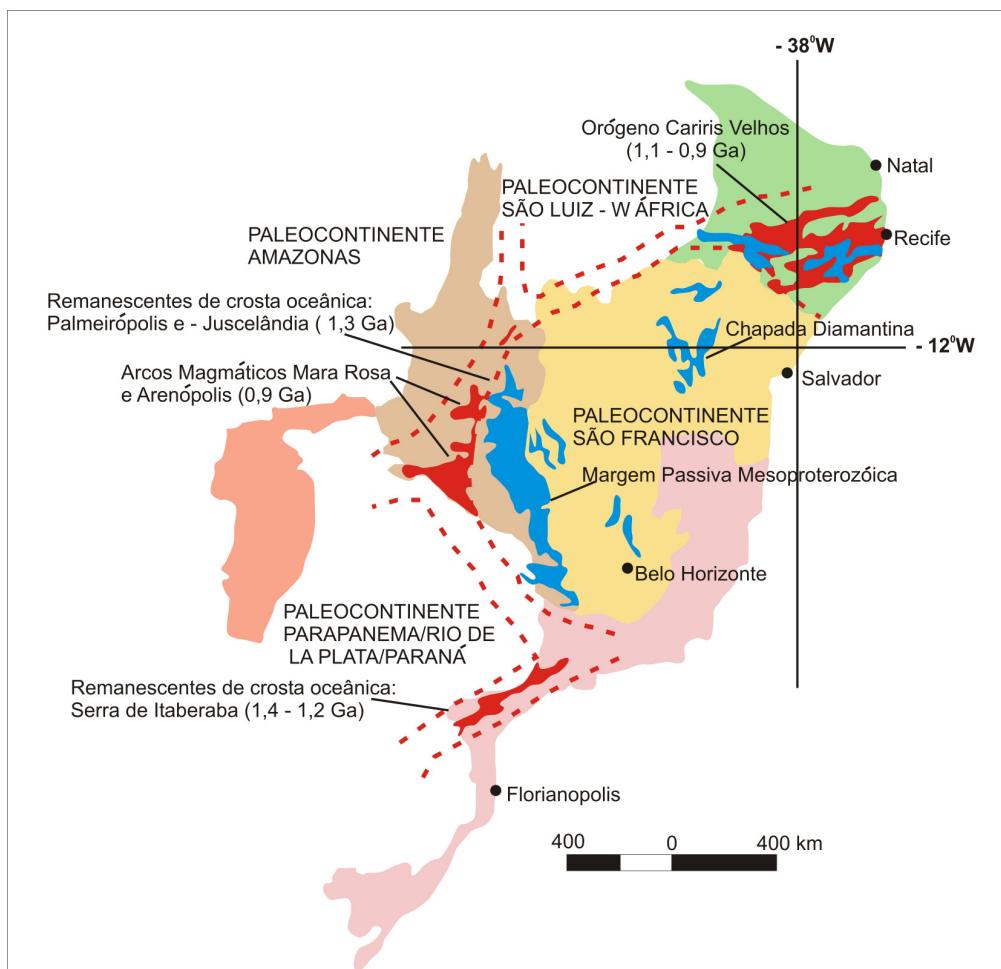


Figura 5.13: Reconstituição paleogeográfica do Oceano Ectasiano – Esteniano e seus registros da fase extensional (remanescentes de crosta oceânica, margens passivas) e compressional (arcos magnéticos) (Delgado et al. 2003).

5.5 – DISCUSSÕES DE RESULTADOS

A análise das anomalias magnéticas da região do cráton São Francisco e adjacências, obtidas a partir do processamento de dados oriundo da missão CHAMP-MF4, possibilitaram sua associação com estruturações provavelmente resultantes de alguns eventos tectônicos ocorridos, envolvendo a litosfera na região de interesse.

Na configuração paleogeográfica do oceano Ectasiano – Esteniano (Delgado *et al.* 2003) e seus registros da fase extensional (Fig. 5.13), os remanescentes da crosta oceânica em domínios tectônicos estruturados no Brasiliano em torno da província São Francisco, foi evidenciada nos mapas de Campo Total 400 e 50 km (Figs. 5.1, 5.7) e de Componente Vertical Z de altitude 100 km (Fig. 5.6).

De acordo com Delgado *et al.* (1994, 2003), os remanescentes apresentam idades variadas e coerentes com a abertura oceânica, estágio pré-orogênico no Ectasiano que se expandiu na metade deste período e subductando no final do mesmo, seguida de colisão na região nordeste (1.1 – 0.96Ga), região oeste (0.93 – 0.79Ga), caracterizando um sistema orogenético progressivo no final do Mesoproterozóico e continuidade no Neoproterozóico.

O fechamento da província Tocantins foi evidenciado pelos mapas de Bouguer (Fig. 5.10) e Moho (Fig. 5.11), onde a profundidade média da interface crosta/manto é de aproximadamente de 45 km na faixa Brasília, Bacia Paraná e na porção da Bacia São Francisco.

Na bacia São Francisco, os mapas Moho, Bouguer e ondulações do geóide (Figs. 5.9, 5.10 e 5.11), indicam um espessamento significante, aproximadamente de 45 km. Na porção setentrional do cráton um afinamento crustal no sentido W-E, destacou profundidades entre 37 e 43 km e na região meridional entre 35 e 40 km, consonantes com os resultados obtidos por Giese & Schutte (1975), Blitzkow *et al.* (1979), Motta *et al.* (1979), Ussami (1986), Soares(2005) e Oliveira (2009).

As amplitudes intermediárias do mapa ASA de altitude 100 km são destacadas na província Tocantins, provavelmente associadas aos ortognaisse pertencentes ao arco magmático e a melange ofiolítica da zona interna da faixa Brasília (Fig. 5.3).

O mapa de ondulações do geóide sugere um afinamento litosférico nas regiões da província Borborema e QFe, delimita os cones vulcânicos da Cadeia Vitória – Trindade, destaca os complexos granito-gnaisse de Cachoeiro do Itapemirim (ES) e, provavelmente, nas faixas Brasília e Araguaia implica em um espessamento litosférico (Fig. 5.9).

O lineamento Transbrasiliense é caracterizado por falhas transcorrentes rúpteis de direção NE 30° (Fig. 5.12) e se estende por mais de 400 km até o continente africano (Marini *et al.* 1984, Cordani *et al.* 2003). É a principal feição regional presente na porção central da província Tocantins no Brasil Central e foi destacado nos mapas magnéticos Campo Total de altitudes 50 km e 400 km, nos de Derivada em Z 400 km,

em X, Y e Z de altitude 100 km, a Derivada em Z 50 km. Hasui *et al.* (1994) interpretaram que o desenvolvimento dessa grande estrutura estaria ligado à justaposição de blocos litosféricos colocados por regime tectônico convergente oblíquo, resultando nas formações das Faixas Brasília e Araguaia.

De acordo com os resultados obtidos neste capítulo e suas associações aos resultados geológicos e geofísicos disponibilizados na literatura, é possível utilizar os dados geomagnéticos e gravimétricos para auxiliar no entendimento da estrutura litosférica da região do cráton São Francisco e adjacências.

CAPÍTULO 6

SUPERFÍCIE CURIE DA LITOSFERA CRATÔNICA SÃO FRANCISCO

6.1 – INTRODUÇÃO

No presente capítulo, será apresentado o mapa de superfície *Curie* da litosfera magnética do Cráton São Francisco e adjacências via inversão magnética 2D. A metodologia utilizada é baseada em Dymant & Arkani – Hamed (1998), que utiliza a expressão de anomalia magnética causada pelo dipolo magnético para estimar a profundidade *Curie*.

6.2 – SUPERFÍCIE CURIE

6.2.1 – Histórico

Pierre Curie (1859-1906) foi pioneiro na descrição de mudanças das propriedades magnéticas associadas à variação da temperatura. Vacquier & Affleck (1941), Searson & Hannaford (1957), Alldredge & Van Voorhis (1961) e Bhattacharyya & Morley (1965) propuseram estimar a profundidade do ponto *Curie* via interpretação magnética de modelos prismáticos. Muitos autores inferiram as espessuras da crosta magnética a partir de anomalias magnéticas (Tabela 6.1).

Bhattacharyya (1964, 1966) desenvolveu uma formulação matemática capaz de obter uma geometria simplificada de corpos prismáticos retangulares com polarização magnética arbitrária. Spector & Grant (1970), baseados na matemática estatística, aplicaram a análise espectral em interpretações de mapas aeromagnéticos, verificando os efeitos magnéticos associados às variações geológicas como a magnetização, profundidade, espessura e extensão do corpo investigado.

Posteriormente, Okubo *et al.* (1985) e Xia (1986) aplicaram o modelo estatístico (Spector & Grant 1970) no estudo de profundidades *Curie* nas regiões do Japão e Canadá, respectivamente.

A determinação de várias profundidades *Curie* em uma região permite o traçado de um mapa isotérmico, ou melhor, superfície *Curie*. Blum (1995) estimou as profundidades *Curie*, via espectro radial, a níveis crustais entre 30 e 37 km na região central do estado de Goiás.

Alsdorf & Nelson (1999) investigaram a isoterma *Curie* numa profundidade de aproximadamente 16km da crosta superior no platô Tibetano, sugerindo a interpretação de uma fusão granítica numa temperatura entre 600⁰ e 650⁰C.

A superfície *Curie* pode indicar diversas feições na litosfera:

- i. Mudança composicional vertical da crosta ou limite entre a crosta média e a inferior (Bulina 1961, Hall 1968, Gasparini *et al.* 1979, Hall *et al.* 1985);

- ii. A interface entre a crosta e o manto;
- iii. Variações laterais de composição crustal (Arkani-Hamed & Strangway 1985);
- iv. Relevo do embasamento magnético.

Cada interpretação depende da complexidade geológica da área estudada, da forma pela qual foram coletados os dados magnéticos (levantamentos de campo, marinho, aéreo ou de satélite) e da técnica utilizada no tratamento dos dados (Blum 1995).

Alguns fatores interferem na determinação da superfície feita por tentativa e erro, cujo resultado é comumente comparado com outro tipo de informação: sísmica (Hall 1974, Mayhew *et al.* 1982, 1985a, Frey 1985, Schnetzler 1985), anomalias gravimétricas (Mayhew *et al.* 1982) e fluxo térmico (Dymant & Arkani – Hamed 1998, Maule *et al.* 2005).

Tabela 6.1: Espessura da crosta magnética a partir de anomalias magnéticas (Blum 1995)

Local	TD	H (km)	Causa	Referência
Alpha Ridge	S	30	crosta continental cercada por crosta oceânica	Taylor (1983)
Arco das Aleutas	S	7	lascas subductante	Clark <i>et al.</i> (1985)
Arco vulcânico japonês	A	30	cinturão vulcânico-plutônico cretácico	Segawa & Oshima (1975)
Arizona	A	3-30	fusão parcial em profundidade no manto superior	Byerly & Stolt (1977)
Bacias do Pacífico e Atlântico	B, S	1	expansão do assolo oceânico, decaimento de TRM (magnetização termo-remanente), crescimento de CRM (magnetização remanente química) e reversões do campo geomagnético	Raymond & LaBrecque (1987)
Broken Ridge	S	17	alta VRM (magnetização remanente viscosa) em crosta espessa	Johnson (1985)
Columbia Britânica	A	30-40	isoterma Curie relacionada a subducção	Coles & Currie (1977)
Columbia Britânica	A	24	efeito do limite oeste do escudo canadense	Coles (1976)
Deccan, Índia	S	40±4	profundidade do Moho	Agrawal <i>et al.</i> (1992)
Escudos báltico e ucraniano	A	40-50	ondulações na base da crosta inferior	Krutikhovskaya & Pashkevich (1977, 1979)
EUA contérminos	S	20-55	relevo da base da crosta e variações laterais	Schnetzler (1985)
Fennoscandia	C	35	ondulações da isoterma Curie	Elming & Törne (1976)
Grécia	A	10-20	arco vulcânico helênico e litosfera africana	Tselentis (1991)
Índia	S	38-68	heterogeneidades no manto superior em larga escala	Negi <i>et al.</i> (1987)
Kentucky	A, S	40	complexo máfico intrusivo atravessando a crosta	Mayhew <i>et al.</i> (1982, 1985a)
Kyushu, Japão	A	6,5-12	fontes termais	Okubo <i>et al.</i> (1985)
Lord Howe Rise	S	2	crosta inferior alterada	Frey (1985)
Manitoba e Ontario	A	40	estrutura na crosta inferior	Hall (1974)
Nevada	A	5-30	zona de rift ativo	Blakely (1988)
Noroeste da Alemanha	A	várias	relevo do topo da crosta inferior	Hahn <i>et al.</i> (1976)
Norte da Califórnia	A	8-12	rochas antigas e possível intrusão	Xia (1986)
Oregon	A	6-14	ocorrência de corpos com dimensões horizontais	Connard <i>et al.</i> (1983)
Pacífico Oeste	B	>15	ondulações da crosta	LaBrecque <i>et al.</i> (1985)
República Centro-Africana	S, A	35	plutões máficos	Regan & Marsh (1982)
Sudeste de Minas Gerais	A	22-27	variação vertical na composição da crosta	Gasparini <i>et al.</i> (1979), Corrado <i>et al.</i> (1979)
Sudeste dos EUA	S	45	variações compostionais da crosta inferior	Ruder & Alexander (1986)
Suécia	A	10-23	complexo granítico anorogênico	Riddihough (1972)
Territórios do Noroeste	A	16	rochas vulcânicas pré-cambrianas	Coles (1976)
Uinta Basin	A	15-31	base da crosta magnética	Shuey <i>et al.</i> (1977)
Utah	A	20-35	ondulações da isoterma Curie	Shuey <i>et al.</i> (1973)
Utah High Plateaus	A	16-20	base da crosta magnética	Shuey <i>et al.</i> (1977)
Yellowstone National Park	A	11-12,5	isoterma Curie	Bhattacharyya & Leu (1975a)
Yellowstone National Park	A	7-17	base da crosta magnética	Shuey <i>et al.</i> (1977)

TD: tipo de dados; A - aeromagnéticos; B - magnetométricos de bordo; C - magnetométricos de campo; S - satélite magnético; H: espessura.

6.3 – METODOLOGIA

O método de inversão 2D de fonte equivalente é baseado na expressão do campo geomagnético no ponto \mathbf{r} causado pelo dipolo magnético localizado no ponto \mathbf{r}_1 . Cada expressão pode ser usada pela função de Kernel para o modelo de magnetização crustal arbitrária.

Para determinar a contribuição da magnetização remanescente na litosfera via anomalias magnéticas de satélite, Dymant & Arkani-Hamed (1998) encontraram sérios problemas nas equações de Frese *et al.* (1981).

A revisão feita para minimizar os problemas encontrados nas equações foi auxiliada via dados de satélite oriundo do projeto CHAMP (Reigber *et al.* 1996). O primeiro ponto a ser considerado nas equações de Frese é empregar a expressão correta para o campo magnético dipolar com sistema de coordenadas esféricas.

A equação de Frese *et al.* (1981) é expressa pelo campo magnético $F(\mathbf{r})$ para o ponto $\mathbf{r} (r, \theta, \phi)$ causada pelo ponto magnético dipolar localizado em $\mathbf{r}_1(r_1, \theta_1, \phi_1)$

$$Fr = Fre_r + Fe_\theta + Fe_\phi \quad (6.1)$$

Onde e_r , e_θ e e_ϕ denotam vetores unitários do sistema de coordenadas esféricas do ponto observado \mathbf{r} e

$$Fr = \frac{-A}{R^4} \tau \Delta j, \frac{-B}{R^4} \tau \Delta j, \frac{-C}{R^4} \tau \Delta j \quad (6.2)$$

Assim,

$$\tau = \left(\frac{R}{A} - \frac{3A}{R} \right) \sin I_1 + \left(\frac{R r_1 \cos \delta}{B} - \frac{3B}{R} \right) \cos I_1 \cos D_1 + \left(\frac{R r_1 \sin \theta_1 \cos(\Phi - \Phi_1)}{C} - \frac{3C}{R} \right) \cos I_1 \sin D_1 \quad (6.3)$$

Sendo

Δj é a magnitude do momento dipolar, I_1 e D_1 inclinação e declinação da coordenada da fonte magnética, R é a distância e δ é o ângulo entre \mathbf{r} e \mathbf{r}_1 ,

$$R = (r^2 + r_1^2 - 2rr_1 \cos \delta)^{1/2}, \cos \delta = \cos \theta \cos \theta_1 + \sin \theta \sin \theta_1 \cos(\Phi - \Phi_1), \\ A = r - r_1 \cos \delta, B = r_1 (\sin \theta \cos \theta_1 + \cos \theta \sin \theta_1 \cos(\Phi - \Phi_1)), C = r_1 \sin \theta_1 \sin(\Phi - \Phi_1) \quad (6.4)$$

A e R são diferentes de zero nos pontos externos da Terra. Porém, B e C podem desaparecer em determinados locais e causar divergência nos mesmos através da equação (6.3). A anomalia magnética

escalar \mathbf{T} no ponto \mathbf{r} gera uma anomalia magnética dipolar no ponto \mathbf{r}_1 , onde o vetor do campo magnético \mathbf{F} expressa o dipolar

$$\mathbf{T} = \hat{\mathbf{b}} \cdot \mathbf{F} \quad (6.5)$$

Onde $\hat{\mathbf{b}}$ é o vetor unitário do campo do núcleo a \mathbf{r} . A metodologia utilizada para calcular a componente escalar da anomalia magnética para cinco dipolos localizados em latitudes variadas e, de momentos magnéticos alinhados ao campo do núcleo de altitude de 400 km, gera erros durante a derivação do vetor do campo magnético para o potencial magnético.

De acordo com Dymant & Arkaani – Hamed (1998), a melhor forma de calcular o ponto dipolar magnético é pelo potencial magnético $V(r)$ de ponto observado r para um momento dipolar $J(Jr_1, J\theta_1, J\phi_1)$ localizado no ponto r_1 (Fig. 6.1).

$$V(r) = J \times \nabla_1 \left(\frac{1}{R} \right) \quad (6.6)$$

Onde ∇_1 é o operador gradiente para r_1

$$\nabla_1 = e_{r1} \frac{\partial}{\partial r_1} + e_{\theta 1} \frac{\partial}{r_1 \partial \theta_1} + e_{\phi 1} \frac{\partial}{r_1 \sin \theta_1 \partial \phi_1} \quad (6.7)$$

$e_{r1}, e_{\theta 1}$ e $e_{\phi 1}$ são vetores unitários do sistema de coordenadas no ponto r_1 . Substituindo as equações 6.4 e 6.7 por 6.6:

$$V = - \frac{(J_{r1}A_1 + J_{\theta 1}B_1 + J_{\phi 1}C_1)}{R^3} \quad (6.8)$$

Sendo

$$A_1 = r_1 - r \cos \delta$$

$$B_1 = r(\cos \theta \sin \theta_1 - \sin \theta \cos \theta_1 \cos(\Phi - \Phi_1)) \quad (6.9)$$

$$C_1 = -r \sin \theta \sin(\Phi - \Phi_1)$$

Assim, o campo magnético \mathbf{F} pode ser expresso no ponto observado r para o dipolo localizado em r_1 por

$$\mathbf{F} = -\nabla V \quad (6.10)$$

∇ é o operador gradiente do ponto r

$$\nabla = e_r \frac{\partial}{\partial r} + e_\theta \frac{\partial}{r \partial \theta} + e_\phi \frac{\partial}{r \sin \theta \partial \phi} \quad (6.11)$$

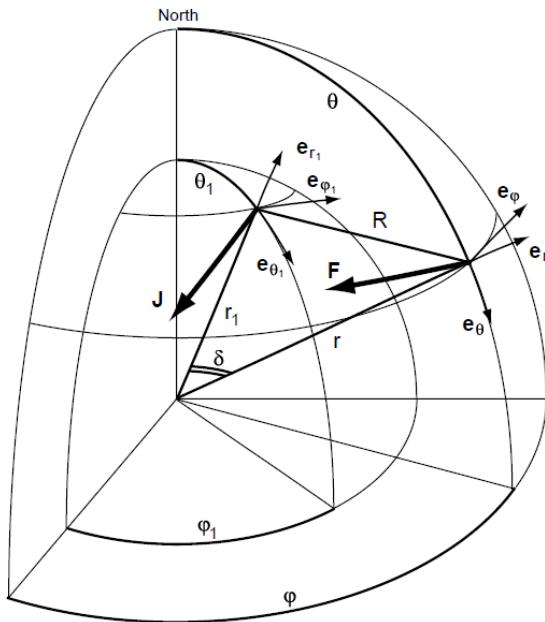


Figura 6.1: Geometria do ponto da fonte, ponto observado e a associação dos vetores unitários das coordenadas esféricas. Adotou-se o sistema de coordenadas esférica convencional com \mathbf{e}_r apontando para fora, \mathbf{e}_ϕ apontando para o sul e \mathbf{e}_θ para o leste. Frese *et al.* (1981) utiliza o sistema de coordenadas esféricas com \mathbf{e}_r apontando para dentro e \mathbf{e}_θ para o norte (Dymant & Arkani-Hamed 1998).

As expressões explícitas para as componentes do campo magnético de direções \mathbf{e}_r , \mathbf{e}_θ , e \mathbf{e}_ϕ são

$$Fr = \frac{-1}{R^3} \left[\left(\frac{3AA_1}{R^2} + \cos\delta \right) J_{r1} + \left(\frac{3AB_1}{R^2} - \frac{B_1}{r} \right) J_{\theta 1} + \left(\frac{3AC_1}{R^2} - \frac{C_1}{r} \right) J_{\phi 1} \right]$$

$$F\theta = \frac{-1}{R^3} \left[\left(\frac{3BA_1}{R^2} + \frac{B}{r_1} \right) J_{r1} + \left(\frac{3BB_1}{R^2} - D \right) J_{\theta 1} + \left(\frac{3BC_1}{R^2} - E \right) J_{\phi 1} \right] \quad (6.12)$$

$$F\Phi = \frac{-1}{R^3} \left[\left(\frac{3CA_1}{R^2} + \frac{C}{r_1} \right) J_{r1} + \left(\frac{3CB_1}{R^2} - F \right) J_{\theta 1} + \left(\frac{3CC_1}{R^2} - G \right) J_{\phi 1} \right]$$

Onde A, B e C já foram dados na equação 6.4 e

$$D = \sin\theta \sin\theta_1 + \cos\theta \cos\theta_1 \cos(\Phi - \Phi_1), E = \cos\theta \sin(\Phi - \Phi_1), F = \cos\theta_1 \sin(\Phi - \Phi_1) \text{ e} \\ G = \cos(\Phi - \Phi_1) \quad (6.13)$$

A expressão do campo geomagnético para o cálculo do dipolo magnético é validada a partir do ponto de observação fora da Terra e requer componentes de magnetização vetorial, de sistema de coordenadas esféricas.

6.4 – SUPERFÍCIE CURIE DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Para a realização da determinação da superfície *Curie* na região do Cráton São Francisco e adjacências, foi desenvolvido um algoritmo em linguagem FORTRAN baseado na metodologia proposta por Dymant & Arkani-Hamed (1998). O topo da litosfera magnética é representado pela topografia da região e a base é dada pela superfície *Curie*. Em linhas gerais, o funcionamento do mesmo é composto pelas seguintes etapas:

- i) Leitura do arquivo contendo os valores de espessura crustal determinados por Oliveira (2009) em formato ASCII;
- ii) Leitura do arquivo contendo os valores do campo total (modelo MF4 – 400km) derivados da missão CHAMP, em formato ASCII;
- iii) Entrada dos parâmetros de inversão (número de linhas e colunas dos *grids* dos dados magnetométricos, valores de susceptibilidades magnéticas continental e oceânica, além do critério de convergência;
- iv) Cálculo das componentes do campo total a partir dos valores de espessura crustal;
- v) Comparação entre os valores do campo total calculado e do campo total proveniente do modelo MF4;
- vi) Iterações necessárias para a determinação das profundidades da superfície Curie, via alteração dos valores de espessura crustal previamente fornecidos, baseadas no critério de convergência;
- vii) Armazenamento das profundidades obtidas, além de informações como o número de iterações utilizadas e o desvio médio quadrático (RMS), em um arquivo em formato ASCII.

Para a realização da inversão, foram tomadas as seguintes suposições (Maule *et al.* 2005):

- i) Magnetização induzida dominate nos continentes;
- ii) Variações laterais da profundidade da superfície Curie são dominantes em relação às variações de susceptibilidade magnética;
- iii) Magnetizações remanescentes nas áreas oceânicas dadas pelo modelo DAH (Dymant & Arkani-Hamed 1998);
- iv) Valores de susceptibilidade magnética (SI) de 0.035 e 0.040 para áreas continentais e oceânicas, respectivamente.

O critério de convergência utilizado para a determinação do número de iterações aplicadas assumiu um erro máximo de 2% entre a diferença dos valores do campo total calculados e os observados, gerando a superfície *Curie* (Oliveira 2009).

No mapa de superfície *Curie* ou litosfera magnética (Fig. 6.2), o cráton setentrional destaca espessuras adjacências, via algoritmo descrito acima. O topo da litosfera magnética é magnéticas entre 60 e 110 km. O Bloco Gavião é o mais antigo e de espessuras em torno de 70 e 100 km. Nos demais blocos, Serrinha, Jequié e Itabuna – Salvador – Curaçá as espessuras variam entre 90 e 110 km.

As espessuras magnéticas das regiões do Aulacógeno Paramirim e da Bacia do Recôncavo foram estimadas a 60 km. Na porção norte da Bacia São Francisco, nota-se um espessamento litosférico magnético em torno de 60 km e um afinamento de 30 km na porção sul.

No cráton meridional, nota-se um afinamento litosférico magnético considerável de 20 e 40 km, principalmente na região do Quadrilátero Ferrífero apresentando-se entre 20 e 30 km.

O espessamento litosférico magnético na Província Tocantins e, em especial na Faixa Brasília, varia entre 60 e 90 km. Esse espessamento é também observado na Faixa Sergipana, chegando a 95 km.

Nas faixas Rio Preto e Riacho do Pontal há um discreto afinamento entre 50 e 70 km. As faixas Araçuaí e Ribeira contribuem com um afinamento litosférico em relação às demais faixas marginais, de 40 a 60 km e de 20 a 50 km, respectivamente.

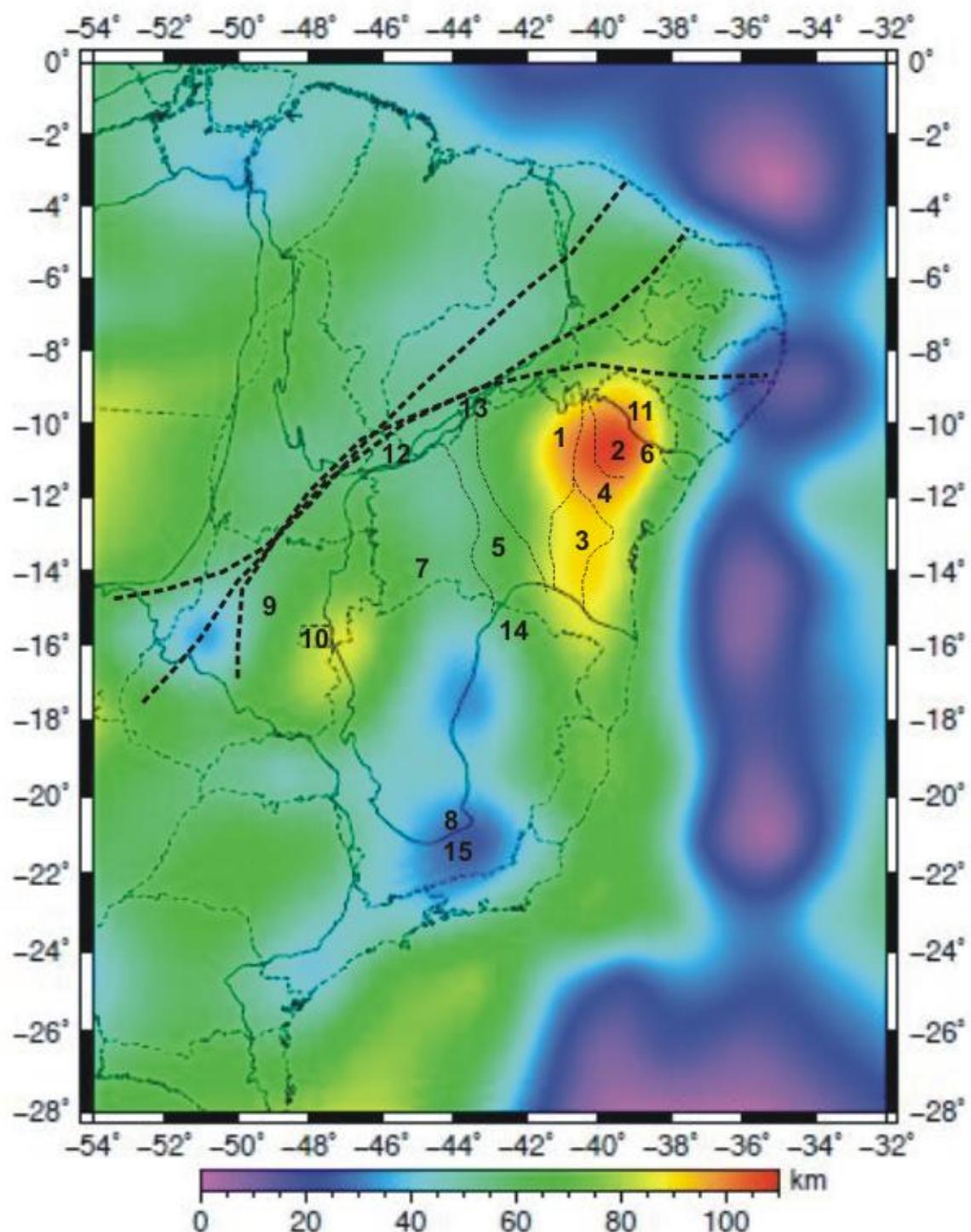


Figura 6.2: Superfície Curie representada pela litosfera magnética da região do Cráton São Francisco e adjacências. 1- Bloco Gavião; 2- Bloco Serrinha; 3- Bloco Jequié; 4- Bloco Itabuna – Salvador – Curaçá; 5- Aulacógeno Paramirim; 6- Bacia do Recôncavo; 7- Bacia São Francisco; 8- Quadrilátero Ferrífero; 9- Província Tocantins; 10- Faixa Brasília; 11- Faixa Sergipana; 12- Faixa Rio Preto; 13- Faixa Riacho do Pontal; 14- Faixa Araçuaí; 15- Faixa Ribeira.

6.5 – DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

Na porção setentrional do cráton observa-se um espessamento litosférico entre 60 e 110 km, na junção dos blocos Gavião, Serrinha, Jequié e Itabuna – Salvador – Curaçá, caracterizados como colagem de segmentos crustais arqueanos, durante a Orogênese Paleoproterozóica (Barbosa & Sabaté 2003). O Aulacógeno Paramirim e a Bacia do Recôncavo são definidas como riftes abortados (Alkmim *et al.* 2003, Magnavita *et al.* 1994) e são menos espessas e estimadas a 60 km.

A Bacia São Francisco apresenta um espessamento litosférico significante na região norte em torno de 60 km e um afinamento considerável de 30 km na porção sul. Possivelmente, a espessura da litosfera magnética acompanha a interface crosta/manto, que destaca uma tendência de afinamento crustal de direção N-S em todo o Cráton São Francisco.

No cráton meridional, nota-se um afinamento litosférico magnético considerável de 20 e 40 km e a interface crosta/manto é estimada entre 35 e 40 km. Na região do Quadrilátero Ferrífero é notável a tendência de afinamento litosférico. O espessamento litosférico magnético na Província Tocantins e, em especial na Faixa Brasília, é proveniente da consequência de colisão de blocos na região. É também observado na Faixa Sergipana um espessamento e nas faixas Rio Preto e Riacho do Pontal afinamento notável entre 50 e 70 km. Para evidenciar a tendência litosférica de afinamento de direção N-S, as faixas Araçuaí e Ribeira contribuem com um afinamento litosférico entre 20 e 60 km.

CAPÍTULO 7

FLUXO TÉRMICO DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

7.1 – INTRODUÇÃO

No presente capítulo serão abordados os resultados provenientes de dados de Fluxo Térmico da região litosférica do Cráton São Francisco.

As interpretações geofísicas advêm da integração geológica da região em questão e de uma série de ferramentas que auxiliam na identificação e no ajuste de profundidades de fontes magnéticas como a superfície Curie, interface crosta-manto e ondulações do geóide.

De acordo com Sandiford & McLaren (2002) a distribuição de elementos produtores de calor radiogênico (HPEs) na litosfera fornece um importante controle do regime termal continental e da resistência mecânica da mesma. Além disso, a temperatura depende da reologia, sugerindo a possibilidade da relação entre a deformação e a distribuição de HPEs. Modelos simples de reologia litosférica são usados para ilustrar como essa relação pode servir de controle sobre a variação espacial e a produção de elementos radioativos de calor na crosta. Estes modelos também implicam na organização de HPEs ao longo da estabilização tectônica da crosta continental.

Estes fatos são particularmente relevantes para a evolução de cráticos na história da Terra primitiva, onde a evidência mais marcante para a obtenção de processos tectônicos é a ordenação estável de HPEs (Sandiford & McLaren 2002).

Em termos de propriedades mecânicas da litosfera, a chave determinante é a temperatura do manto superior e a temperatura da Moho proveniente da força litosférica (Sonder *et al.* 1986). A temperatura da Moho se dá em função:

- da espessura da crosta;
- da distribuição dos elementos produtores de calor (HPEs) dentro da litosfera;
- do calor fornecido à base da litosfera por convecção no manto profundo;
- da estrutura de condutividade térmica da litosfera (Turcotte & Schubert 1982).

A relação de produção da superfície de fluxo de calor implica na concentração de HPEs na litosfera superior (10 - 15 km) de 50% ou mais do calor da superfície medida do fluxo térmico dos continentes, o que implica que a litosfera continental está fortemente estratificada em relação aos HPEs. O significado e a origem das características das estratificações geoquímicas da litosfera continental, no entanto, são pouco compreendidas (Sandiford & McLaren 2002).

7.2 – REDISTRIBUIÇÃO DE HPEs DURANTE A FORMAÇÃO DE UM CRÁTON

A formação de um cráton é sem dúvida um processo complexo, provavelmente envolvendo a interação crosta/manto e a análise da deformação tectônica, Sandiford & McLaren (2002) sugerem que a diferenciação de HPEs, em escala crustal, é a parte necessária e importante deste processo.

Os crátions podem ser considerados regiões tectonicamente estáveis durante um evento deformacional. A cratonização é normalmente precedida por uma longa história geológica, envolvendo não apenas acresção crustal, bem como o retrabalhamento crustal extensivo por bilhões de anos. Em termos mecânicos e térmicos, o retrabalhamento crustal pode ser visto em função da redistribuição de HPEs (McLaren & Sandiford 2001).

Tal visão pode ser consistente com a observação de terrenos arqueanos caracterizados não só, pelo fluxo térmico da camada inferior ($\sim 40 \text{ mW/m}^2$), mas pelos valores inferiores h (km) de províncias geológicas mais jovens. A compilação de dados de Taylor & McLennan (1985), Vitorello & Pollack (1980) e Morgan (1984) sugerem que a média e o desvio-padrão da escala de comprimento para a produção de calor em terrenos arqueanos é de aproximadamente $6,9 \pm 1,7 \text{ km}$ e $10,1 \pm 3,6 \text{ km}$ para terrenos proterozóicos.

A correlação entre a distribuição, diferenciação de HPEs e a força da litosfera continental é essencial para estabilidade da litosfera continental de longo prazo. A compreensão da estabilização da mesma está intimamente ligada com a noção de desenvolvimento do cráton (Sandiford & McLaren 2002).

Em parte, o baixo valor do fluxo térmico na camada inferior de regiões cratônicas arqueanas, se deve a atual abundância de HPEs. Porém, a presença de um manto litosférico muito espesso, tende a diminuir a contribuição do manto. McLennan & Taylor (1996) estima que o fluxo térmico em crátions arqueanos é de aproximadamente 14 mW/m^2 , implicando que o HPEs contribui em 25 mW/m^2 .

A produção de calor em regiões de 3,0 Ga atrás, era duas vezes maior que as taxas de fluxo térmico (mW/m^2) atualmente, chegaria a 50 mW/m^2 , isto é, cerca de 50 a 66% maior que as dos continentes modernos (Sandiford & McLaren 2002).

Uma maneira de estabilizar mecanicamente a litosfera é aumentar os valores e concentrações de HPEs a níveis crustais rasos. Muitos crátions arqueanos apresentam contribuições de HPEs na crosta, em formas de intrusões graníticas de grandes domos (Choukroune *et al.* 1997).

De fato, a origem da geometria característica de domos e quilhas de granitos e greenstones de terrenos arqueanos têm sido objeto de muita discussão e especulação de que tais geometrias podem ser um modo de incrementar o fluxo térmico e a redistribuição de HPEs na estabilização da crosta continental (Sandiford & McLaren 2002).

7.3 – FORMAÇÃO DE UM CRÁTON

De acordo com Artimieva & Mooney (2001), a formação litosférica é sintetizada em três etapas distintas do modelo geotérmico, integrados a dados geológicos. A transição da primeira etapa para a segunda corresponde ao final da extração de komatiítos do manto (2,5 Ga), seguida por uma constante diminuição de temperaturas do manto, decréscimo secular em profundidade da temperatura, bem como a mudança na composição mantélica após a extração komatiítos.

A primeira etapa ocorreu no período entre 4,0 e 2,5 Ga com um pico pronunciado na formação da litosfera em 2,7 Ga (Condé 1997, 1998). Dois tipos de litosferas foram formados por processos distintos durante a fase inicial, de composição semelhante (densidade), diferentes estruturas crustais e espessuras litosféricas. A litosfera mantélica formada por plumas de altas temperaturas resultam numa espessura de aproximadamente 350 km. As regiões litosféricas que atingem cerca de 220 km de espessura são produzidas por empilhamento tectônico gerado pela subducção de litosferas oceânicas de baixo ângulo.

A segunda etapa consiste na formação de litosferas do proterozóico inferior (2,5 – 1,8 Ga), evidenciado pelo regime transicional, devido à diminuição gradual da temperatura mantélica. Neste processo, a espessura seria inferior a 300 km, com espessuras intermediárias entre 160 e 240 km envolvendo a subducção das litosféricas oceânicas.

A terceira etapa está associada à formação de litosfera mais jovem, proterozóico médio a superior, em torno de 1,8 Ga. Richardson *et al.* (1993) forneceram evidências de que a litosfera térmica chega a 1300°C, com espessuras entre 170 a 189 km, profundidade necessária para o campo de estabilidade do diamante em 1300°C (Kennedy & Kennedy 1976).

Esses fatores podem ter contribuído para que a formação de raízes litosféricas proterozóicas seja quimicamente diferente das raízes Arqueanas (Herzberg 1995).

7.4 – FLUXO TÉRMICO DO CRÁTON SÃO FRANCISCO E ADJACÊNCIAS

A geração do mapa de fluxo térmico do cráton São Francisco foi baseado no algoritmo de Maule *et al.* (2005). O modelo de aproximação para determinar o fluxo térmico é proveniente de dados da espessura magnética crustal de dados de satélite, adicionados à equação de condução e algumas condições de estado, variações não lateral das propriedades do material e HPEs:

$$\frac{\partial^2 T(z)}{\partial z^2} = \frac{H(z)}{k} = -\frac{H_0(z)}{k} e^{-\left(\frac{z}{\delta}\right)} \quad (7.1)$$

onde T é a temperatura, z a profundidade da superfície abaixo, k a condução térmica das rochas, $H(z)$ é a produção de HPEs, com decaimento exponencial com escala de profundidade δ e H_0 é a produção de HPEs da superfície. As condições de contorno do problema são a temperatura T_{sur} da superfície do embasamento

($z = 0$), a equação da temperatura Curie T_c e a profundidade Curie z_c . A solução da profundidade e profundidade crustal é dada por

$$T(z) = T_{sur} + \frac{H_0\delta^2}{k} \left(1 - e^{-\frac{z}{\delta}} \right) + \frac{z}{z_c} \left(T_c - T_{sur} - \frac{H_0\delta^2}{k} \left(1 - e^{-\frac{z_c}{\delta}} \right) \right) \quad (7.2)$$

onde a relação entre o fluxo térmico e a temperatura é descrita por

$$q(z) = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (7.3)$$

Assim, a superfícies do fluxo térmico é

$$q(z=0) = -k \frac{k(T_c-T_{sur})}{z_c} - H_0\delta + \frac{H_0\delta^2}{z_c} \left(1 - e^{-\frac{z_c}{\delta}} \right) \quad (7.4)$$

Em relação à validação do modelo de aproximação do fluxo térmico, Maule *et al.* (2005) testaram na região Australiana e no oeste da Antártica, obtendo resultados bastante satisfatórios. Porém, há uma série incertezas de fontes primárias e secundárias para estimar o fluxo térmico.

As incertezas primárias estão associadas diretamente com o modelo do campo magnético, incluindo a contaminação de contribuições externas tanto da ionosfera, quanto da magnetosfera e a magnetização remanescente da região estudada. Já as incertezas secundárias, incluem o modelo termal e sísmico iniciais, as variações laterais da susceptibilidade magnética e da condutividade térmica e as condições de contorno da temperatura.

São esperadas as incertezas em relação ao modelo do campo geomagnético, por se tratar de um caráter dipolar, erro apresentado na fonte, ou seja, na coleta dos dados. A minimização pode ser feita através da remoção do campo externo, em larga escala, separar o campo interno do externo via harmônicos esféricos. As estimativas de valores do fluxo térmico para modelos em regiões cratônicas destacam entre ± 20 mW/m² e ± 10 mW/m².

A magnetização remanescente e a variação lateral da susceptibilidade magnética em muitas regiões (por exemplo, Regiões polares, Antártica), associadas às espessuras crustais podem mascarar o fluxo térmico ou mesmo gerar super anomalias. Entretanto, este erro é mínimo, abaixo de 5 mW/m². Já a variação lateral da condutividade térmica, depende da quantidade de quartzo existente nas rochas, a porosidade e fluidos contidos nas rochas. Para temperaturas acima de 300°C, pressões acima de 20 MPa e profundidades em torno de 10 km, a variação da condutividade térmica é insignificante.

A combinação de incertezas supracitadas para estimar o fluxo térmico, independentemente da fonte de origem, chega a 21 mW/m² para regiões tectônicas e 27 mW/m² para regiões cratônicas. Levando em

consideração as incertezas, para geração e obtenção do fluxo térmico da região do Cráton São Francisco (Fig. 7.1) foram utilizados os seguintes dados para a equação 7.4: K (condutividade térmica) = 3 W/mK, Tc – Tsur (ΔT) = 580 K, δ (profundidade) = 10000 m e H_0 (HPEs) = 0,0000025 W/m³ (Alexandrino 2008) e comparados aos resultados provenientes de Artimieva & Mooney (2001) e Alexandrino (2008).

Na região de estudo, a distribuição do fluxo térmico encontra-se em torno de 10 mW/m² na porção setentrional do Cráton São Francisco. Já no Aulacógeno Paramirim, o fluxo térmico é de aproximadamente de 20 mW/m² e a Bacia do Recôncavo não extrapola a 5 mW/m².

Na porção meridional, o fluxo térmico apresenta valores entre 30 e 40 mW/m², na região do Quadrilátero Ferrífero se encontra em torno de 30 mW/m². A Bacia São Francisco foi estimada em 20 mW/m². Nas adjacências do cráton, a Faixa Araçuaí apresenta valores de fluxo térmico em torno de 30 mW/m², a Faixa Brasília é menor que 10m W/m² e na Província Tocantins o fluxo térmico é estimado entre 10 e 25 mW/m² (Fig. 7.1, Tabela 7.1).

Artimieva & Mooney (2001) utilizaram a equação de estado estacionário de condutividade térmica para estimar a distribuição da temperatura e da espessura térmica da litosfera pré – Cambriana provenientes de dados de fluxo térmico global, compilados por Pollack *et al.* (1993), adicionalmente aos dados mais recentes de tomografia sísmica para calcular a produção de HPEs e fluxo térmico. No Cráton São Francisco, o fluxo térmico aparece na faixa de 25 mW/m² e 30 mW/m² e sua espessura litosférica em torno de 100 a 170 km (Figs. 7.2 e 7.3).

Alexandrino (2008) desenvolveu modelos térmicos crustais para analisar implicações das variações intracratônicas do fluxo de calor. Estes modelos levam em consideração tanto a variação da condutividade térmica com a temperatura, quanto o decréscimo de calor radiogênico HPEs com a profundidade. Os dados disponíveis sobre as velocidades das ondas sísmicas nas camadas crustais foram empregados nas estimativas de calor radiogênico. As temperaturas na crosta foram calculadas com base em um procedimento que aplica simultaneamente a transformadas de Kirchoff e transformadas Integrais, permitindo desta forma a obtenção de soluções analíticas em duas e três dimensões.

Os resultados de fluxo térmico e produção de HPEs (Tabela 7.2) no Cráton São Francisco obtidos por Alexandrino (2008) foram caracterizados por gradientes térmicos significativamente maiores, na faixa de 14 a 42° C/Km e os valores correspondentes ao fluxo térmico foram estimados entre 36 e 89 mW/m². Mapas das variações regionais indicam que a anomalia de fluxo térmico no Cráton São Francisco está limitada na região oeste da Serra do Espinhaço. As faixas metamórficas adjacentes são caracterizadas pelos valores estimados de fluxo geotérmico, situados entre 28 e 53 mW/m², ressaltando os menores valores na região cratônica (Figs. 7.4 e 7.5).

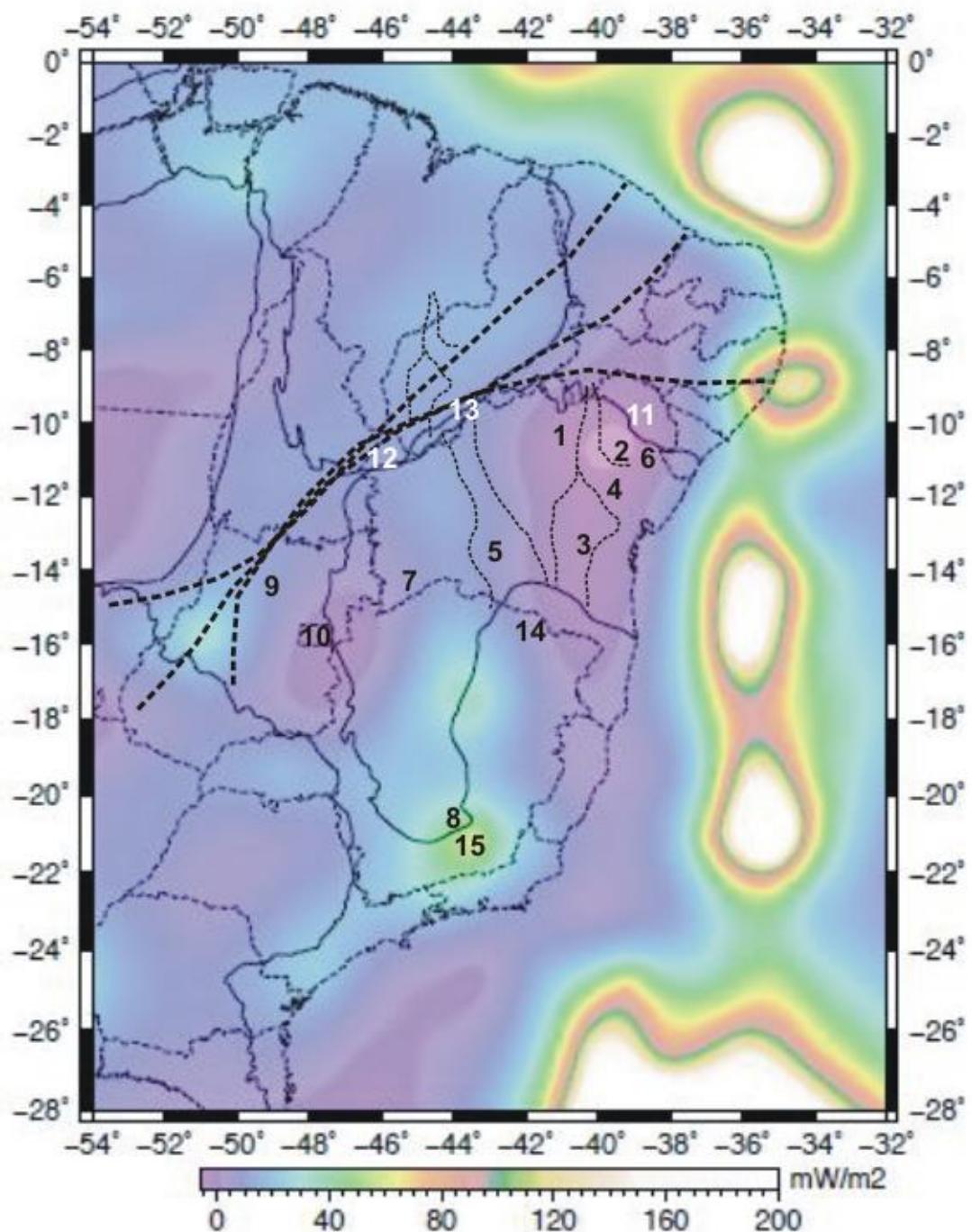


Figura 7.1: Mapa de Fluxo Térmico da região do Cráton São Francisco. 1- Bloco Gavião; 2- Bloco Serrinha; 3- Bloco Jequié; 4- Bloco Itabuna – Salvador – Curaçá; 5- Aulacógeno Paramirim; 6- Bacia do Recôncavo; 7- Bacia São Francisco; 8- Quadrilátero Ferrífero; 9- Província Tocantins; 10- Faixa Brasília; 11- Faixa Sergipana; 12- Faixa Rio Preto; 13- Faixa Riacho do Pontal; 14- Faixa Araçuaí; 15- Faixa Ribeira.

Tabela 7.1 - Valores médios da Moho (km), litosfera magnética (km) e fluxo térmico (mW/m^2) para as principais províncias tectônicas na área de estudo.

Domínios Estruturais do Cráton São Francisco (CSF) e adjacências	Moho (km)	Litosfera Magnética (km)	Fluxo Térmico (mW/m^2)
CSF Setentrional	37 – 43	60 – 110	5 – 10
Bacia do Recôncavo	40	60	5
Aulacógeno Paramirim	40	60	20
Bacia São Francisco	45	30 – 60	10 – 30
CSF Meridional	35 – 40	30 – 50	10 – 30
Quadrilátero Ferrífero	35	20 – 30	40
Província Tocantins	40 – 43	40 – 80	10 – 20
Faixa Brasília	45	60 – 90	5
Faixa Araçuaí	36 – 42	40 – 60	20 – 30
Faixa Ribeira	35 – 37	20 – 50	30 – 50
Faixa Sergipana	39 – 41	70 – 95	5 – 20
Faixa Rio Preto	40 – 43	50 – 70	20 – 30
Faixa Riacho do Pontal	40	50 – 70	5 – 10

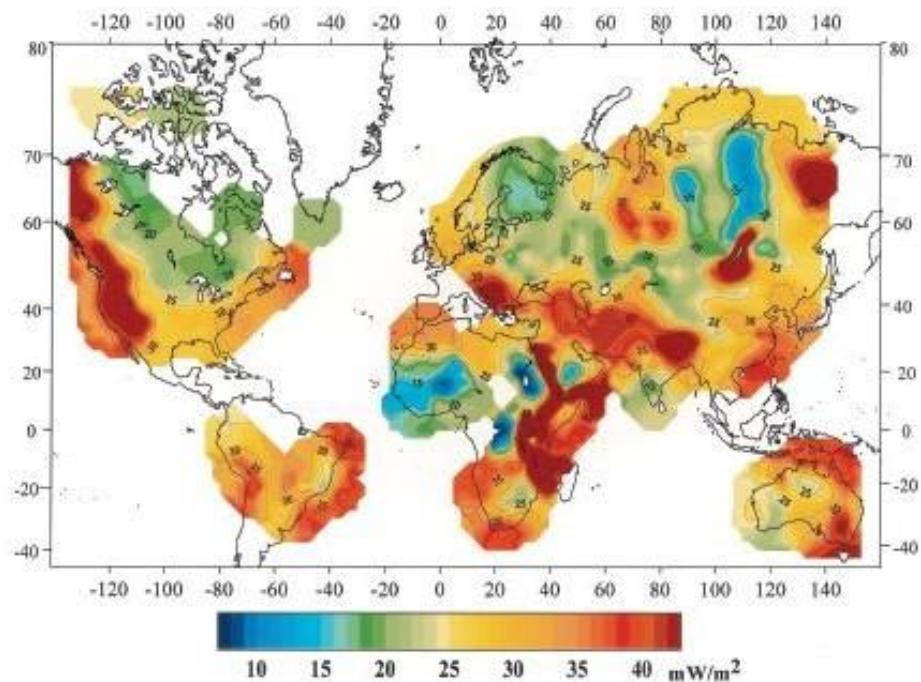


Figura 7.2: Fluxo Térmico do manto litosférico (interpolação $10^0 \times 10^0$). Regiões tectonicamente ativas correspondem ao estado de instabilidade e um valor de $Q_m = 50\text{mW/m}^2$ para produzir o mapa (Artimieva & Mooney 2001).

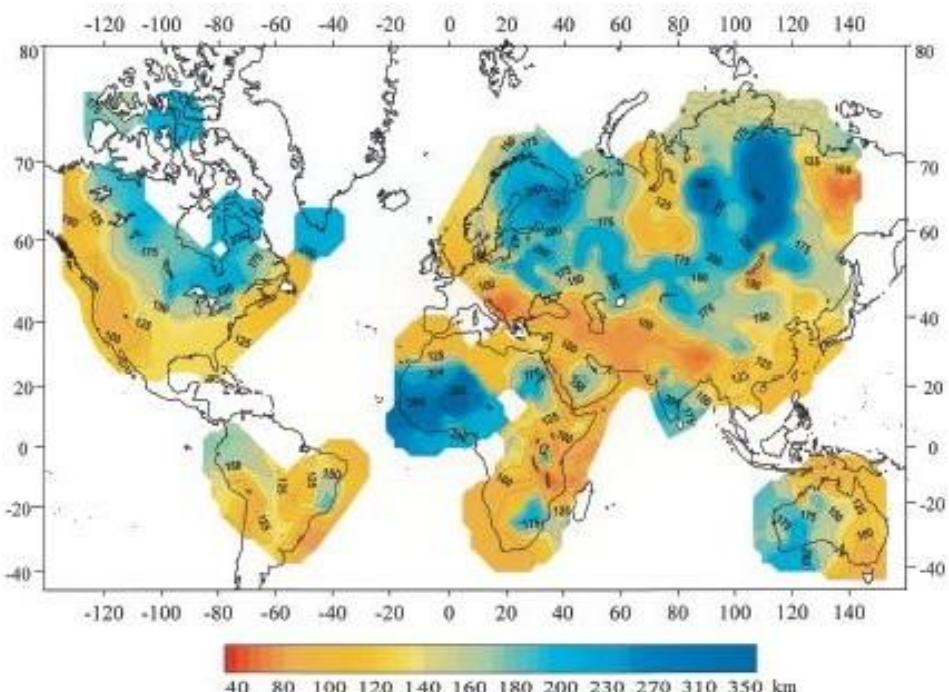


Figura 7.3: Mapa de espessura litosférica termal, assumindo a temperatura em torno de 1300^0C (interpolação $10^0 \times 10^0$). A faixa de espessura para a litosfera pré-cambriana é de aproximadamente 140 a 350 km para regiões: Leste Africano, Escudo Báltico e Siberiano (Artimieva & Mooney 2001).

Tabela 7.2 - Valores médios de gradiente de temperatura (Γ), condutividade térmica (λ) e fluxo geotérmico (q) para as principais províncias tectônicas na área de estudo (Alexandrino 2008).

Província Geológica	Γ (°C/Km)	λ (W/m K)	q (mW/m ²)
Cráton Salvador	14.4 ± 4.3	3.1 ± 1.1	40 ± 7
Província Tocantins	15.4 ± 4.2	3.2 ± 0.5	48 ± 11
Província Mantiqueira	17.5 ± 7.2	3.0 ± 0.3	52 ± 12
Cráton São Francisco	17.1 ± 3.7	3.0 ± 0.3	52 ± 7
Noroeste da Bacia do Paraná	28.7 ± 6.3	2.5 ± 0.6	70 ± 13
Bacia São Francisco	29.4 ± 7.8	2.6 ± 0.2	76 ± 7

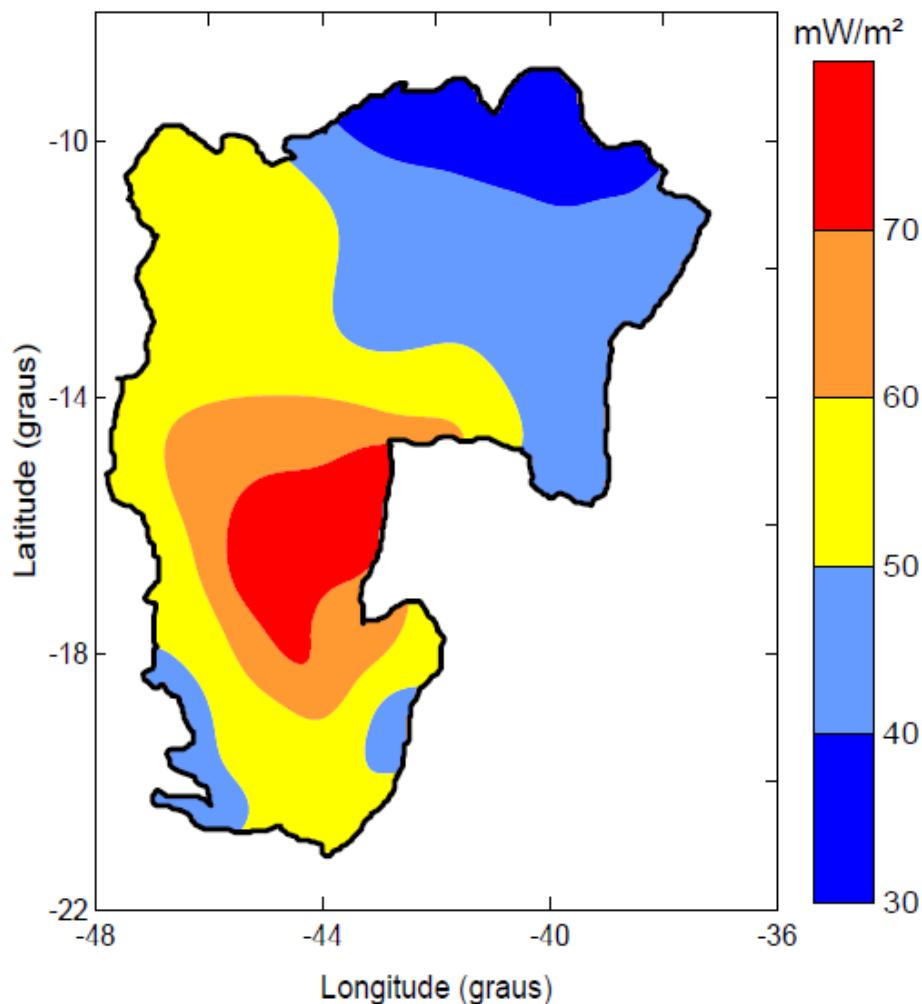


Figura 7.4: Distribuição de fluxo geotérmico na província São Francisco (Alexandrino 2008).

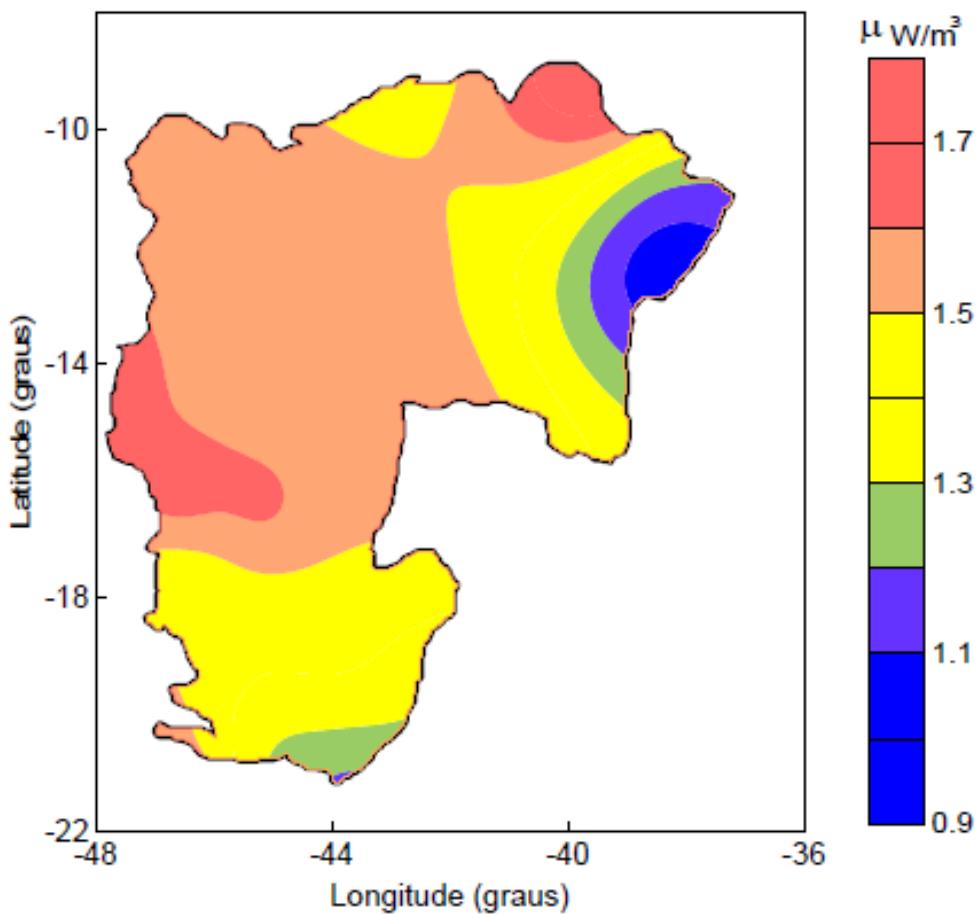


Figura 7.5: Distribuição da Produção de Calor Radiogênico (HPEs) na Província Estrutural do São Francisco (Alexandrino 2008).

7.5 – DISCUSSÕES DOS RESULTADOS

Esta análise revelou que o fluxo térmico e a distribuição de HPEs, em profundidade, são reduzidos nas províncias geológicas de idades tectonotermicas distintas e, contribuem de forma diferenciada nas crostas arqueanas e proterozoicas. A relação da superfície de fluxo térmico reduzido proposta por Pollack & Chapman (1977) foi avaliado separadamente para Arqueano, Proterozoico Inferior, Médio e Superior.

Descobriu-se que não mais de 30% do fluxo térmico observado nas regiões arqueanas e proterozoicas inferiores pode ser atribuído à radioatividade crustal em torno de 12 mW/m^2 e nas regiões proterozoicas superiores alcança 18 mW/m^2 . A distribuição de temperatura no pré-cambriano via mapas litosféricos em profundidades de 50, 100 e 150 km foi estimada por Pollack & Chapman (1977). Os estados térmicos do Arqueano e Proterozoico Inferior atingem valores entre 40 mW/m^2 e 55 mW/m^2 para as regiões proterozoicas médias e superiores.

A espessura da litosfera térmica foi calculada como uma camada condutora acima de um manto adiabático definido pela isoterma de 1300°C . Há uma tendência global de um adelgaçamento secular da

litosfera continental de 250 ± 70 km na litosfera Arqueana, 200 ± 40 km para o Proterozóico Inferior e temperaturas entre $300 - 500^{\circ}\text{C}$ e para a litosfera proterozóica média e superior em torno de 140 ± 40 km e $500 - 800^{\circ}\text{C}$.

Os crátons arqueanos apresentam duas características marcantes na litosfera, relacionadas às espessuras de 210 km e 350 km: Os crátons de raízes litosféricas mais finas, atualmente localizados no Hemisfério Sul e incluem a África do Sul, Western Austrália e América do Sul e os crátons arqueanos do Hemisfério Norte, destacado com uma litosfera mais espessa, incluem a região Báltica, plataforma da Sibéria, África Ocidental e, possivelmente, as regiões central e norte do Escudo Canadense (Artimieva & Mooney 2001).

Analizando os resultados via mapas litosféricos, o Cráton São Francisco encaixa nos crátons de raízes mais finas. Apesar de apresentar espessuras crustais variadas e fluxos térmicos diferenciados, em algumas áreas, é possível explicar pelas etapas tectonotermicas distintas.

Na porção setentrional do cráton, o fluxo térmico é de aproximadamente 10 mW/m^2 , apresentando um afinamento crustal no sentido EW, destacando profundidades entre 60 e 110 km. É caracterizada como colagem de segmentos crustais arqueanos, durante a orogênese paleoproterozóica (Barbosa & Sabaté 2003).

O Bloco Gavião apresenta uma litosfera magnética entre 60 a 80 km e fluxo térmico de aproximadamente 5 mW/m^2 . É o mais antigo da América do Sul ($\sim 3,4 \text{ Ga}$) e ocorre na parte WSW, composto essencialmente de rochas graníticas, granodioríticas e migmatíticas, remanescentes de suítes TTG e *greenstone belts* de idades Arqueanas. O segmento mais jovem, denominado de Itabuna-Salvador-Curaçá é exposto ao longo da Costa Atlântica, iniciando na parte SE da Bahia, passando por Salvador e estendendo-se para NE. É formado basicamente de tonalitos/trondhjemitos e, inclui também, as faixas de rochas supracrustais associadas aos gabros/basaltos de *back-arc* ou fundo oceânico, o fluxo térmico presente na região é de 10 mW/m^2 e a espessura litosférica entre 80 a 110 km.

O terceiro é o Bloco Jequié, situado em SE-SSW, composto por migmatitos granulíticos e inclusões de supracrustais intrudidas por charnockitos e a espessura litosférica é de aproximadamente de 90 km e fluxo térmico estimado em 5 mW/m^2 . O quarto segmento, Bloco Serrinha, ocorre na parte NE, de espessura litosférica em torno de 110 km e fluxo térmico estimado em 5 mW/m^2 . Compreende aos ortognaisses e migmatitos, os quais constituem o embasamento de seqüências *greenstone belts* Paleoproterozóicas. Estudos geocronológicos têm indicado que o metamorfismo regional resultante do espessamento crustal, gerado pelos processos colisionais ocorreu em torno de 2,0 Ga.

O Aulacógeno Paramirim é preenchido pelos supergrupos Espinhaço e São Francisco, presenciou duas fases riftes de subsidência ocorridas a 1,75 e 1,0 Ga (Schobbenhaus 1996, Danderfer Filho & Dardenne 2002). E, posteriormente, uma intensa inversão tectônica durante o Neoproterozóico, onde apenas uma

pequena porção de seu setor central foi poupada (Alkmim 2004). O fluxo térmico na região atinge 20 mW/m² e a espessura litosférica encontra-se em torno de 80 km.

Já a Bacia do Recôncavo, pode ser entendida como uma entidade tectônica de sistemas de rifte assimétrico que deu origem ao Atlântico Sul com extensão NS de aproximadamente 400 km e largura média de 80 km, mais da metade localiza-se no interior do Cráton São Francisco (Magnavita *et al.* 1994), onde o fluxo térmico não extrapola 5 mW/m² e espessura litosférica em torno de 60 km.

A Bacia São Francisco é considerada uma bacia intracratônica de idade Proterozóica, apresenta espessuras litosféricas entre 40 e 70 km e o fluxo térmico estimado em 30 mW/m².

A evolução tectônica na porção meridional do cráton apresenta diversos modelos, muitos complexos, alguns duvidosos e conflituosos. A espessura da interface crosta/ manto é estimada entre 35 e 40 km e o fluxo térmico entre 30 e 40 mW/m².

O Quadrilátero Ferrífero compreende a porção sul do Cráton do São Francisco. Engloba os complexos metamórficos arqueanos e os supergrupos Rio das Velhas e Minas de idades arqueanas e paleoproterozóicas, respectivamente. O principal período de geração da crosta ocorreu entre 3,0 – 2,9 Ga, conforme sugerido pela assinatura isotópica do Nd para os gnaisses TTG (Noce *et al.* 1998). Após este período, a progressiva amalgamação de blocos continentais ocasionou um intenso retrabalhamento da crosta primitiva, associado a diversos episódios de granitogênese e a deposição de seqüência do tipo *greenstone belt*. Uma extensa área cratônica foi consolidada após 2,6 Ga, sendo recoberta por sedimentos plataformais, de espessura litosférica aproximadamente de 20 a 30 km e fluxo térmico é de 40 mW/m².

Na Faixa Araçuaí, a espessura litosférica está entre 30 e 60 km e o fluxo térmico foi estimado a 30 mW/m². Já na Faixa Brasília, o fluxo térmico é menor que 10 mW/m² e no interior da Província Tocantins o fluxo térmico é estimado entre 10 e 25 mW/m², a profundidade da interface magnética está entre 40 e 80 km.

Em relação aos resultados de Alexandrino (2008), muitas regiões do Cráton São Francisco obtiveram resultados díspares. No caso, as metodologias adotadas nas duas teses são distintas. Na presente tese, seguiu-se o algoritmo de Maule *et al.* (2005) e de Alexandrino (2008), utilizou-se de dados de sete poços via perfilagem térmica, métodos geoquímicos e geofísicos.

CAPÍTULO 8

EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

8.1 – INTRODUÇÃO

O presente capítulo pretende abordar a evolução da litosfera cratônica, com base nos estudos de dados geomagnéticos, superfície *Curie*, fluxo térmico, aliados às informações geológicas e geofísicas conhecidas na literatura.

A análise dos mapas geomagnéticos, ondulações do geóide, profundidade da Moho e anomalias Bouguer, reforçam a separação de domínios de espessuras crustais e litosféricas do Cráton São Francisco e adjacências. Pelos mapas de profundidade da Moho e anomalias Bouguer são possíveis identificar as regiões de maior espessamento crustal como a Província Tocantins e a Bacia São Francisco.

Além deste fato, nota-se um afinamento crustal na região do Quadrilátero Ferrífero e na porção setentrional do Cráton São Francisco. As ondulações de geóide apontam uma tendência de afinamento litosférico nas regiões de anomalias positivas e um espessamento litosférico nas áreas associadas aos valores negativos para o geóide e correspondentes às amplitudes da espessura litosférica magnética imageada pela superfície *Curie*.

Vários fatores podem estar associados na geração de um cráton arqueano (Artemieva & Mooney 2001, Condé 2005), como as variações da espessura litosférica, a distribuição de fluxo térmico e de elementos produtores de calor radiogênico (HPEs), a tectônica atuante, aliadas às diferenciações químicas mantélicas e alterações compostionais, empobrecimento do manto em elementos como Fe e Mg, em decorrência de sua complexa evolução geológica.

8.2 – RELAÇÃO ENTRE O FLUXO TÉRMICO E RAIZ CRATÔNICA

A contribuição do fluxo térmico e a distribuição de HPEs estão diretamente relacionadas à formação de um cráton, sob forma de intrusões magmáticas formando grandes domos, por exemplo. As acresções crustais e o retrabalhamento ao longo da história geológica, as temperaturas da Moho e do manto superior também contribuem de forma positiva para a formação de um cráton.

No capítulo anterior, foram apresentados os fatores relacionados à cratonização de uma litosfera estratificada de HPEs e o baixo fluxo térmico na região inferior de um cráton arqueano. Partindo destes princípios, pode-se assumir que em regiões onde o manto litosférico é menos espesso, o fluxo térmico na camada inferior de regiões cratônicas arqueanas tende a aumentar. Corroborando com esta idéia, o Cráton São Francisco é classificado, de acordo com Artemieva & Mooney (2001) como um cráton de raiz mais fina,

espessuras litosféricas variadas e fluxos térmicos diferenciados. Na porção setentrional do cráton, o fluxo térmico é de aproximadamente 10 mW/m^2 , apresentando um afinamento crustal no sentido EW. É caracterizada como colagem de segmentos crustais arqueanos (Gavião, Jequié, Serrinha) e o segmento mais jovem (Itabuna – Salvador – Curaçá), durante a orogênese paleoproterozóica (Barbosa & Sabaté 2003).

A evolução tectônica na porção meridional do cráton é mais complexa, porém há colisões de segmentos crustais (Delgado *et al.* 2003, Alkmim 2004, Oliveira 2009). O principal período de geração da crosta ocorreu entre 3,0 – 2,9 Ga, conforme sugerido pela assinatura isotópica do Nd para os gnaisses TTG (Noce *et al.* 1998). Após este período, a progressiva amalgamação de blocos continentais (Trompette *et al.* 1993, Alkmim 2004, Oliveira 2009) ocasionou um intenso retrabalhamento da crosta primitiva, associado a sucessivos episódios de magmatismo intrusivo/extrusivo e a formação de seqüência do tipo *greenstone belt*. Uma extensa área cratônica foi consolidada após 2,6 Ga, sendo recoberta por sedimentos plataformais e apresentando fluxo térmico de aproximadamente 40 mW/m^2 .

8.3 – RELAÇÃO ENTRE A MORFOLOGIA DA SUPERFÍCIE CURIE E AS PROFUNDIDADES DA INTERFACE LITOSFERA/ASTENOSFERA CRATÔNICA

A superfície *Curie*, discutida no capítulo 6, aparece sob forma de domos e calhas ao longo da região do Cráton São Francisco e adjacências, representando a litosfera magnética. A geometria em domos e calhas aparentemente é causada pela amalgamação de diferentes blocos crustais em diferentes períodos geológicos. E, no entanto, esta geometria reflete na variação de profundidade que se deve às mudanças de temperatura, ou seja, relacionada à deformação tectônica.

Para melhor compreensão, foram feitos cinco perfis na região de estudo (Fig. 8.1), envolvendo as anomalias geomagnéticas de altitude de 50 km, a topografia, a interface crosta/manto, a superfície *Curie* e as informações da interface litosfera/astenosfera na área de estudo (Figs. 8.2a, 8.2b, 8.3, 8.4, 8.5, 8.6 e 8.7).

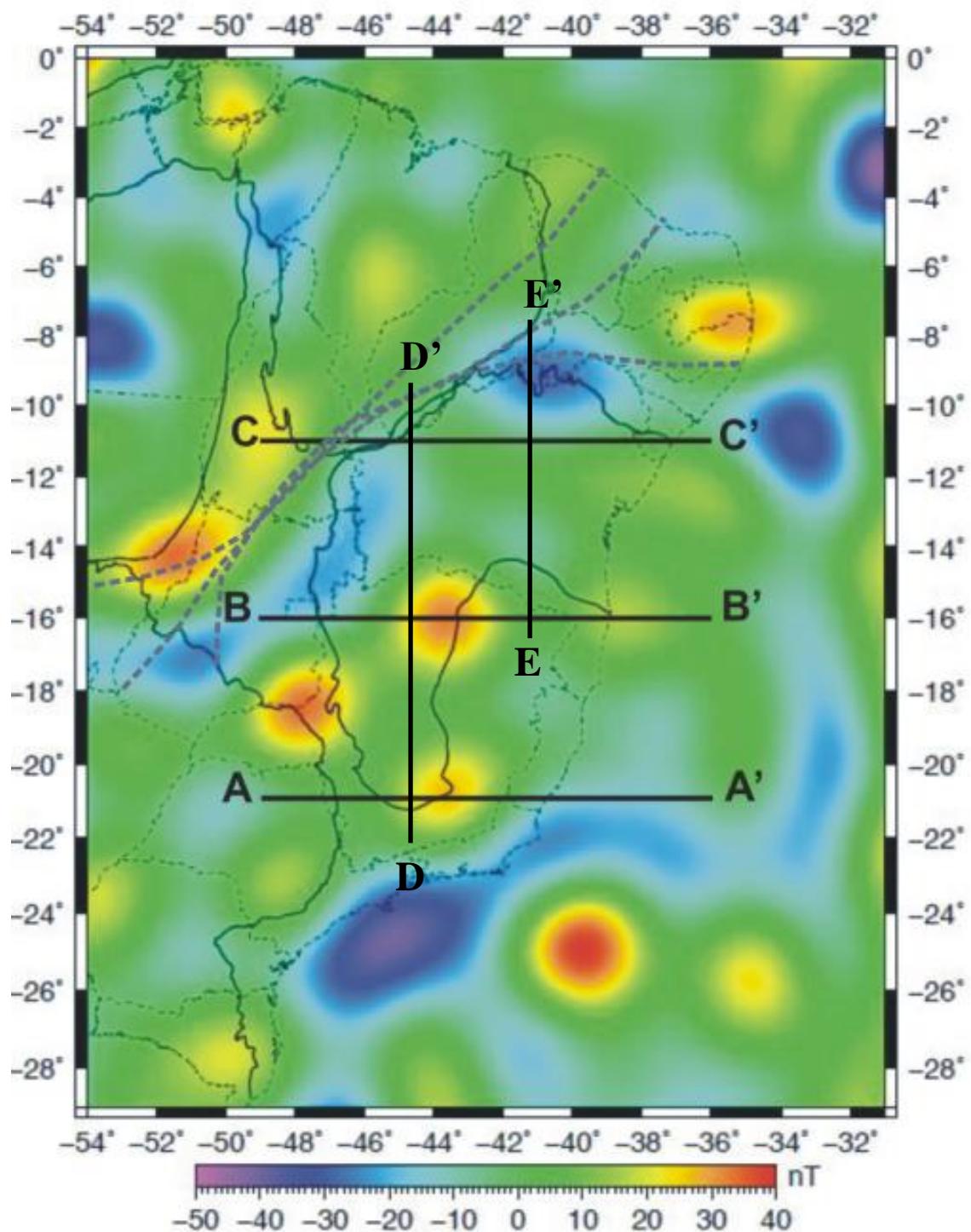


Figura 8.1: Mapa de localização dos perfis geomagnéticos de altitude 50 km.

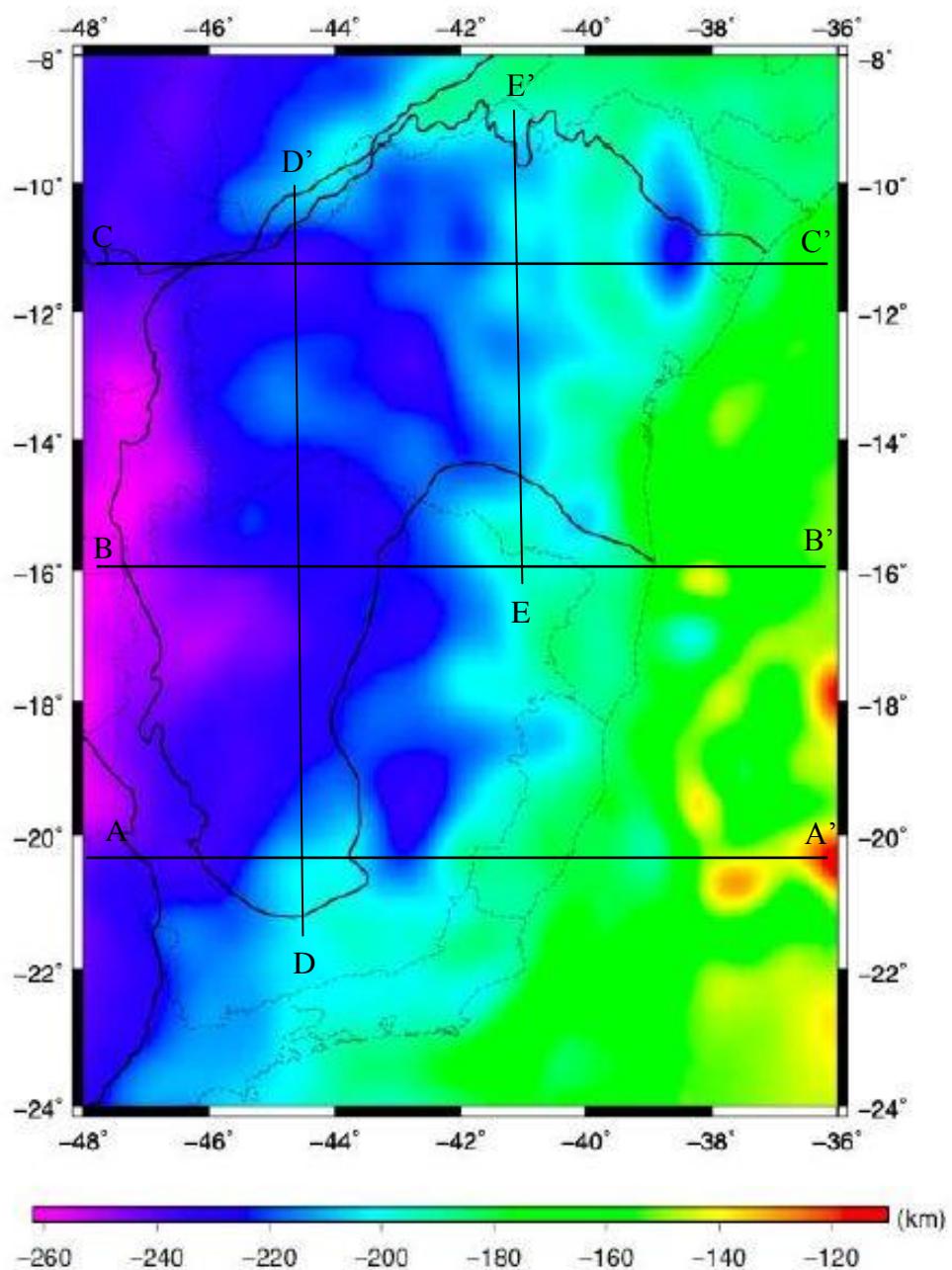


Figura 8.2a: Profundidades do limite litosfera/astenosfera na região do Cráton do São Francisco (Oliveira 2009).

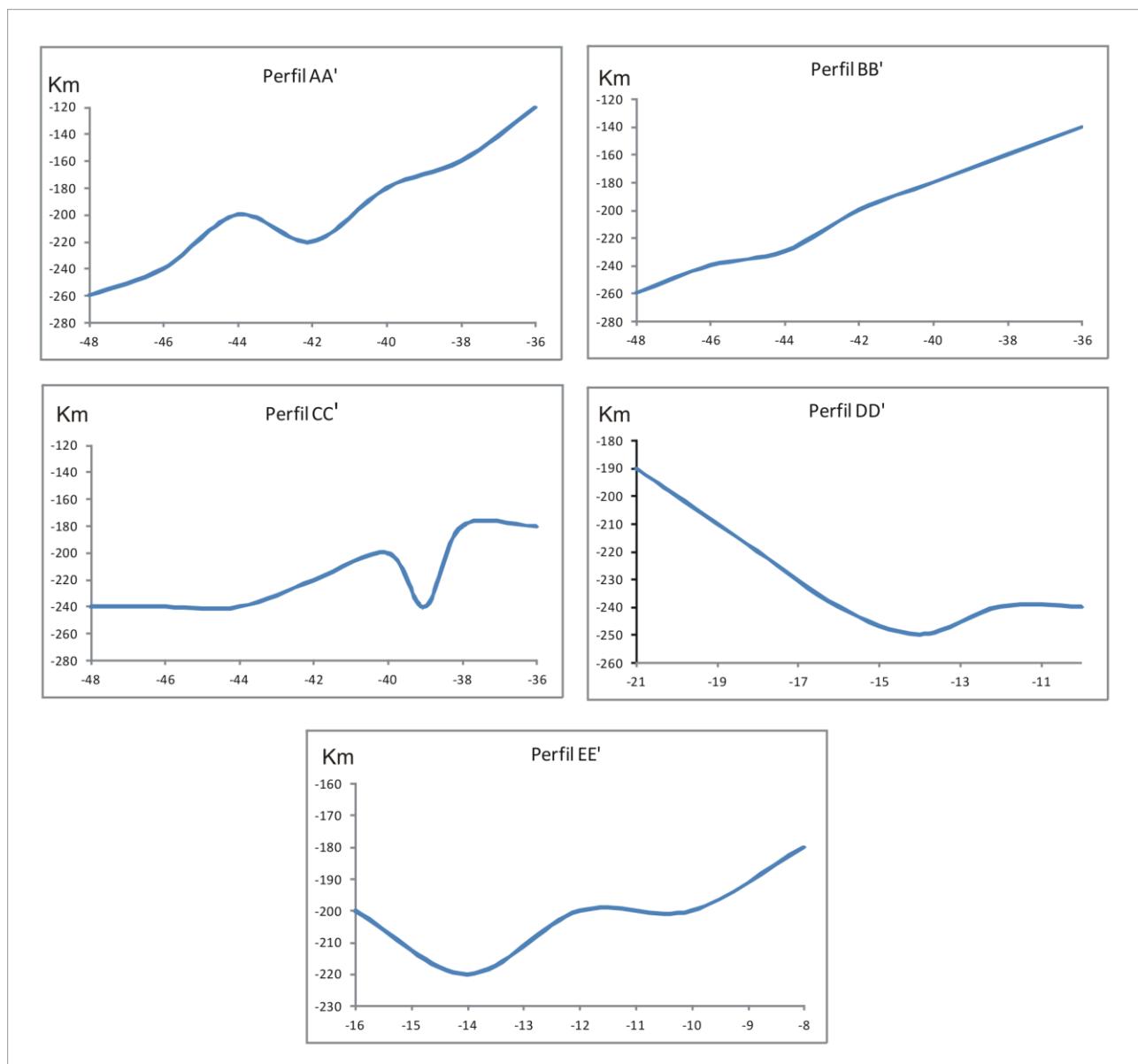


Figura 8.2b: Perfis de profundidades do limite litosfera/astenosfera na região do Cráton do São Francisco.

No perfil AA' (Fig. 8.3) é possível observar que na extremidade leste da Bacia do Paraná, a topografia é inferior a 1 km, as anomalias geomagnéticas apresentam amplitudes intermediárias, a interface crosta/manto, a espessura da litosfera magnética e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) atingem valores em torno de 45 km, 60 km, 240 km, respectivamente. No Cráton São Francisco Meridional, a topografia ultrapassa 1 km, as anomalias geomagnéticas variam de intermediárias a positivas, a interface crosta/manto entre 35 e 40 km, a espessura litosférica magnética e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) apresentam aproximadamente valores entre 30 e 50 km, 200 e 240 km, respectivamente.

A região do Quadrilátero Ferrífero apresenta topografia elevada, destacam-se as amplitudes positivas de anomalias geomagnéticas, a interface crosta/manto em torno de 35 km, a espessura da litosfera magnética entre 20 e 30 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) de aproximadamente de 200 km. Na Faixa Ribeira, a topografia encontra-se abaixo de 1 km, as anomalias geomagnéticas com amplitudes intermediárias, a interface crosta/manto entre 35 e 37 km, a espessura litosférica magnética em torno de 20 e 50 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) atinge a 180 km.

Já na plataforma continental, a topografia está abaixo do nível do mar, as anomalias geomagnéticas de amplitudes intermediárias a negativas, a interface crosta/manto inferior a 35 km, a espessura litosférica magnética entre 5 e 40 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) atinge a 160 km. A crosta transicional e crosta oceânica atingem a 120 e 160 km de limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b). É possível observar que a curva da superfície *Curie* acompanha a morfologia de profundidades da interface da litosfera/astenosfera (Fig. 8.2b) entre as coordenadas -49°W e -42°W. É notável que o inverso ocorra entre as coordenadas -42°W e -38°W e retorna a acompanhar a curva da interface entre -38°W e -36°W.

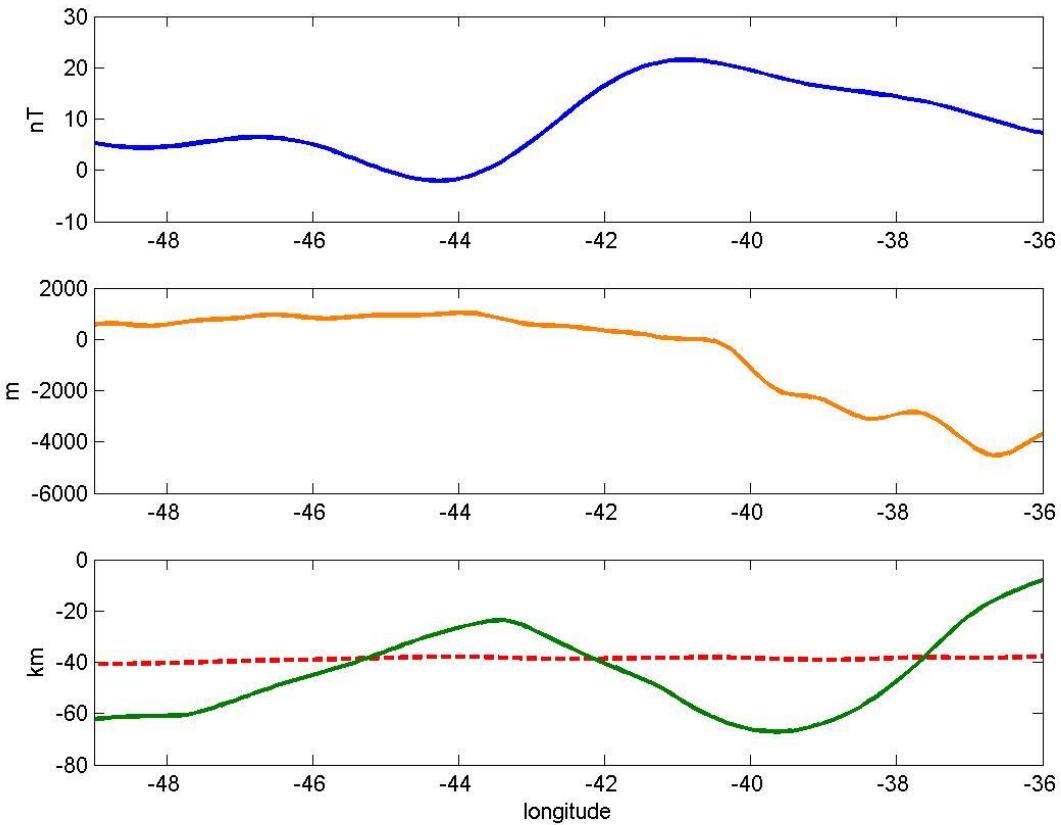


Figura 8.3: Perfil AA': Interface crosta/manto (vermelho); Litosfera Magnética (verde); Topografia (laranja); Curva Magnética de altitude 50 km (azul).

De acordo com o perfil BB' (Fig. 8.4), a Faixa Brasília apresenta a topografia em torno de 1 km e amplitudes positivas para as anomalias geomagnéticas. As profundidades associadas à interface crosta/manto são de aproximadamente 45 km, as da espessura litosférica magnética entre 80 e 90 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) em torno de 260 km.

No Cráton São Francisco, a Bacia São Francisco apresenta amplitudes geomagnéticas intermediárias, a profundidade da interface crosta/manto de 45 km, a da litosfera magnética em torno de 90 km e do limite litosférico/astenosférico está entre 260 e 240 km. No Alto Januária, os valores de amplitudes são altos, a interface crosta/manto de 37 km, a litosfera magnética de 40 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) é de 240 km aproximadamente.

A Faixa Araçuaí, apresenta valores topográficos variados e amplitudes geomagnéticas intermediárias, destacando a interface crosta/manto em torno de 38 km, a litosfera magnética de 80 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) em torno de 200 e 240 km. A zona transicional e crosta oceânica apresentam amplitudes intermediárias, a topografia chega a 4000 m abaixo do nível do mar, a interface

crosta manto em torno de 37 km. Já a litosfera magnética a 10 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) atingem entre 120 e 160 km.

É possível observar que a curva da superfície *Curie* acompanha a morfologia de profundidades da interface da litosfera/astenosfera (Fig. 8.2b) entre as coordenadas -49° e -42° . Já entre as coordenadas -42° e -38° , o padrão é inverso e retorna a acompanhar a curva da interface entre -38° e -36° .

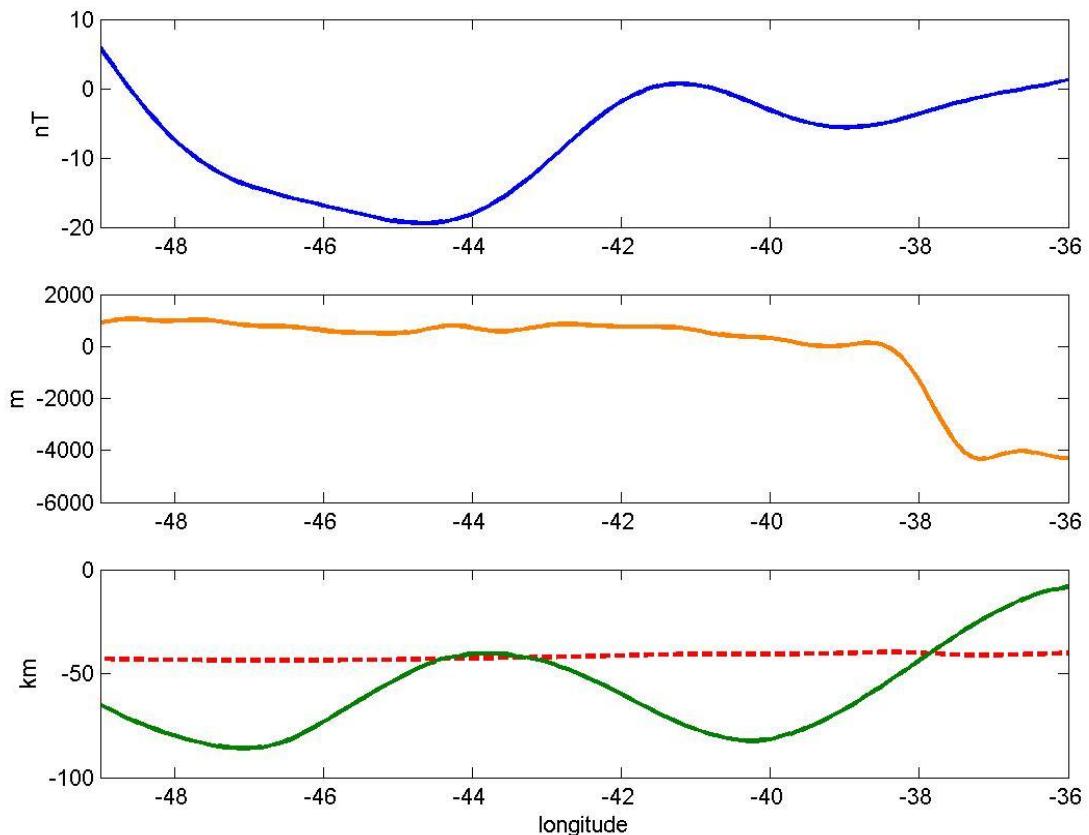


Figura 8.4: Perfil BB': Interface crosta/manto (vermelho); Litosfera Magnética (verde); Topografia (laranja); Curva Magnética de altitude 50 km (azul).

No perfil CC' (Fig. 8.5), na porção norte da Faixa Brasília, a topografia é inferior a 1 km, as anomalias geomagnéticas apresentam amplitudes positivas, a interface crosta/manto atinge 45 km, a espessura litosférica magnética em torno de 60 e 90 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) atinge a 240 km.

Na região do Cráton São Francisco Setentrional, a topografia é inferior a 1 km, as amplitudes das anomalias geomagnéticas variam de intermediárias a negativas, a interface crosta/manto está em torno de 37 e 43 km, a espessura litosférica magnética 60 e 110 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) entre 180 e 220 km. No Aulacógeno Paramirim, a topografia é inferior a 1 km, as anomalias geomagnéticas de

amplitudes intermediárias, a interface crosta/manto, a espessura litosférica magnética e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) atingem a 40 km, 60 km e 220 km, respectivamente.

Na Bacia do Recôncavo a topografia é inferior a 1 km, as anomalias geomagnéticas apresentam amplitudes intermediárias, a interface crosta/manto está em torno de 40 km, a espessura litosférica de 60 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) atinge a 220 km. Na plataforma continental e crostas transicional e oceânica, a topografia encontra-se abaixo do nível do mar, as amplitudes de anomalias geomagnéticas variam entre intermediárias e negativas, a interface crosta/manto atinge 35 km, a espessura litosférica magnética inferior a 20 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) inferior a 160 km.

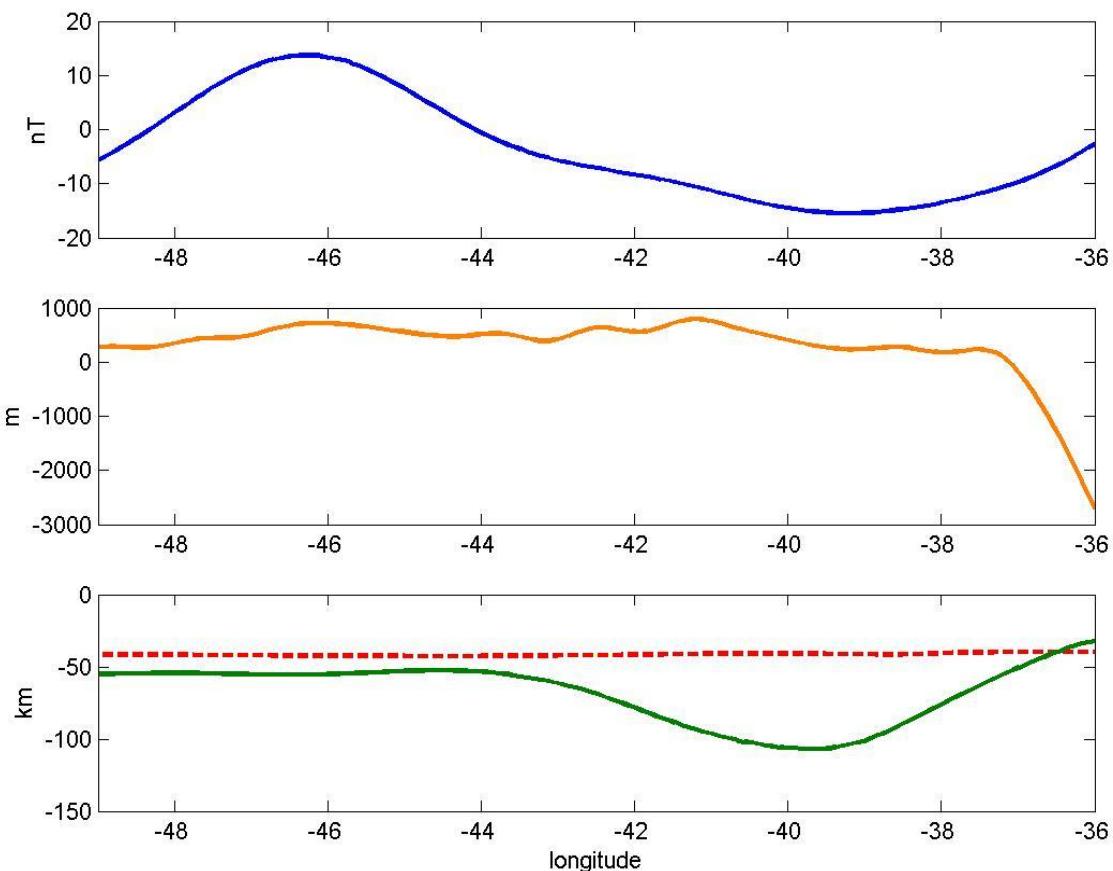


Figura 8.5: Perfil CC': Interface crosta/manto (vermelho); Litosfera Magnética (verde); Topografia (laranja); Curva Magnética de altitude 50 km (azul).

De acordo com o perfil DD' (Fig. 8.6) de direção NS, as profundidades associadas à interface crosta/manto são de aproximadamente 40 km, as da espessura litosférica magnética entre 50 e 100 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) entre 200 e 240 km. Já o perfil EE' (Fig. 8.7) paralelo ao perfil DD', apresenta também as profundidades associadas à interface crosta/manto em torno de 40 km, as da

espessura litosférica magnética entre 80 e 100 km e o limite litosférico/astenosférico (Fig. 8.2b) em torno de 180 e 220 km. Em todos os perfis, é possível observar que a interface crosta/manto se mantém constante, sendo que na região cratônica, ela tende a horizontalizar.

Os perfis supracitados permitem constatar que a litosfera magnética cratônica e a interface litosfera/astenosfera (Fig. 8.2b) apresentam variações de espessuras em toda região cratônica, sua morfologia confere um padrão análogo a uma caixa de ovos irregular, provavelmente, por intermédio do fluxo térmico, calor radiogênico (HPEs), depleção do manto e contribuições da tectônica.

Outras evidências possíveis relacionadas ao padrão de caixa de ovos irregular na região cratônica, seriam as deformações Paleoproterozóica de encurtamento NS. Em algumas regiões do Cráton São Francisco, como a Bacia de Irecê e Quadrilátero Ferrífero, o encurtamento EW do evento Brasiliano foram impressas, corroborando com o padrão de caixa de ovos irregular (Figs. 8.8a, b).

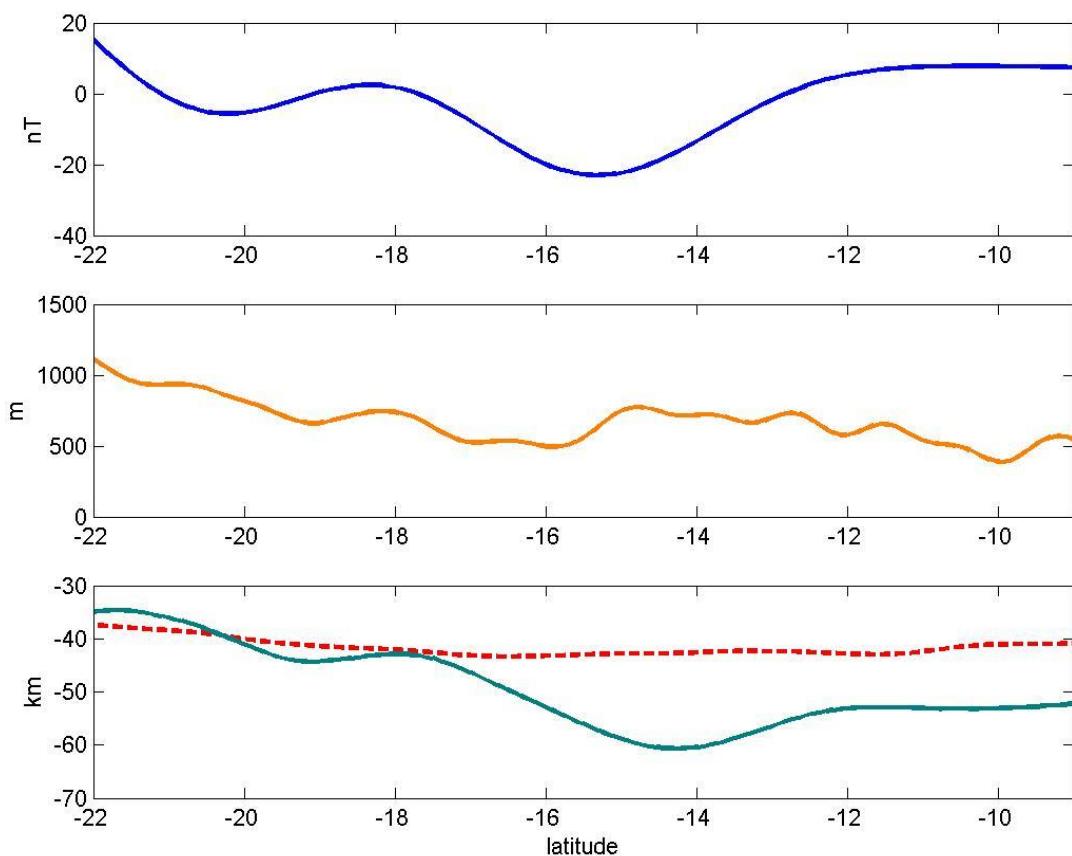


Figura 8.6: Perfil DD': Interface crosta/manto (vermelho); Litosfera Magnética (verde); Topografia (laranja); Curva Magnética de altitude 50 km (azul).

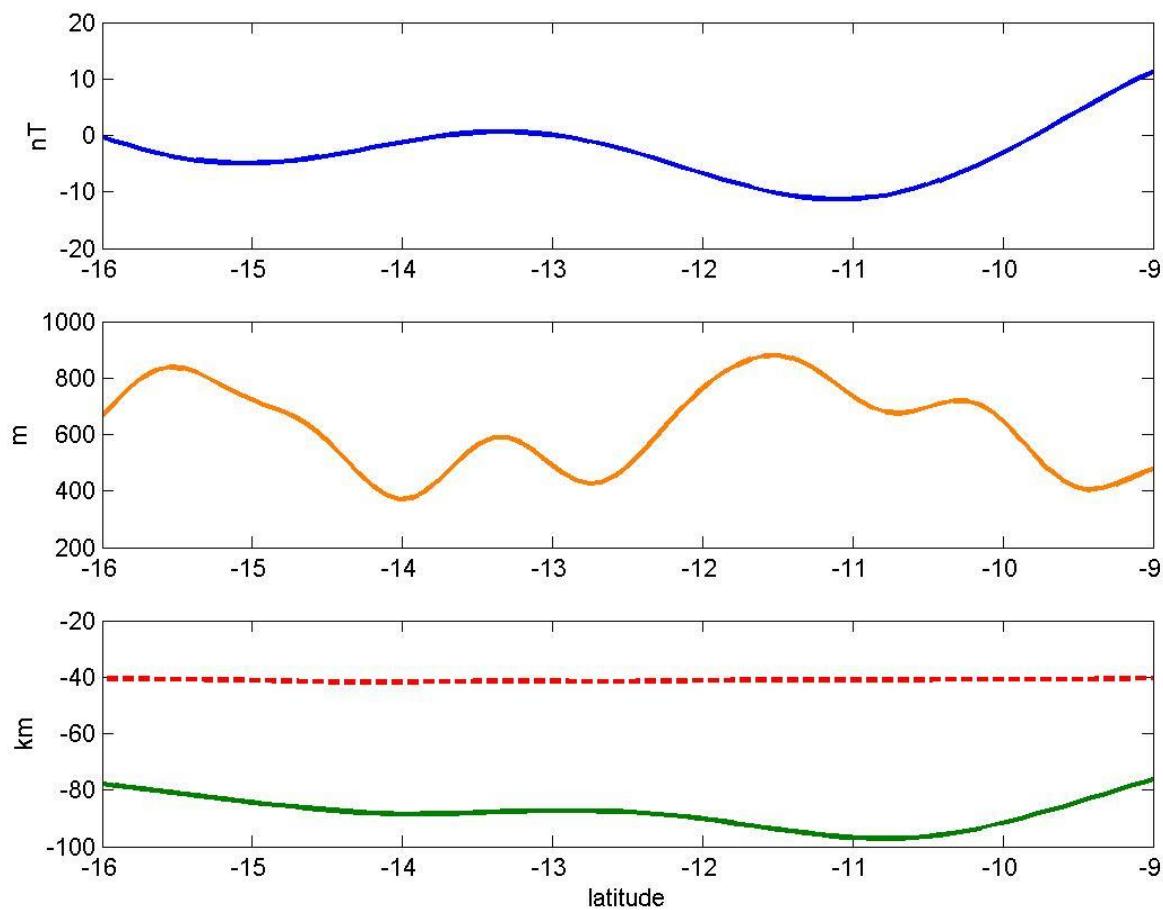


Figura 8.7: Perfil EE': Interface crosta/manto (vermelho); Litosfera Magnética (verde); Topografia (laranja); Curva Magnética de altitude 50 km (azul).

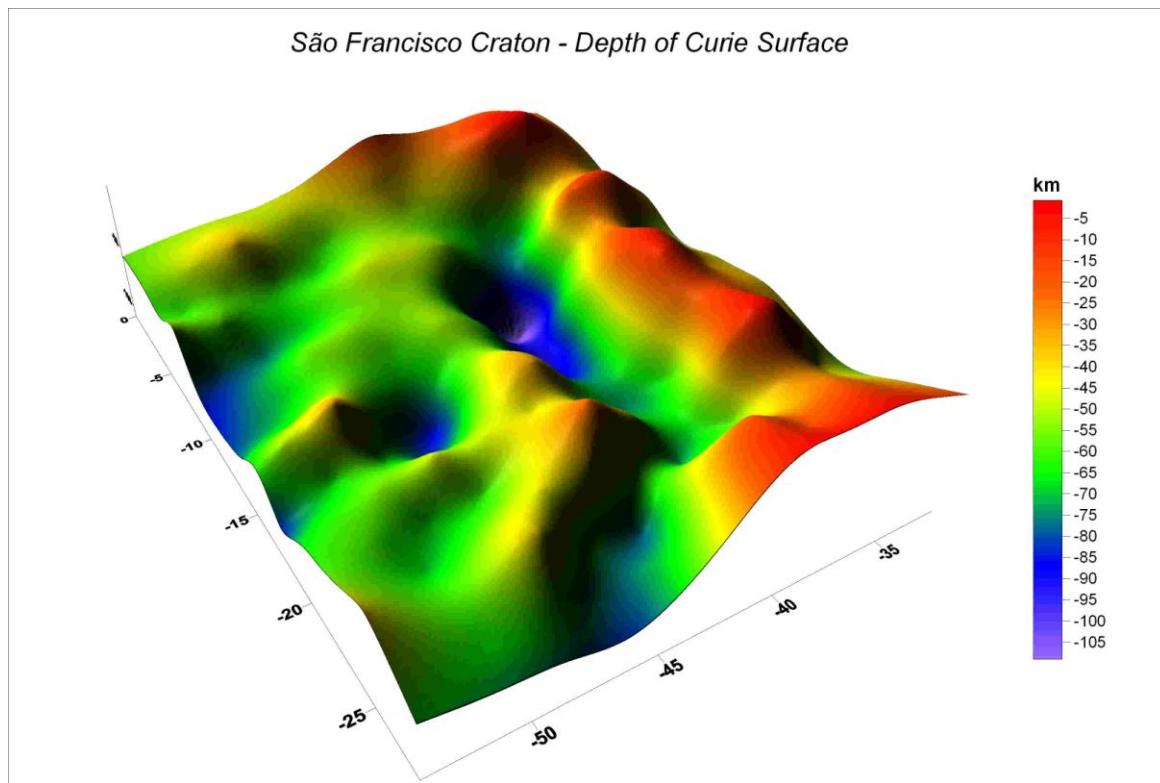


Figura 8.8a: Mapa 3D da litosfera magnética da região do Cráton São Francisco evidenciando um padrão de caixa de ovo irregular.

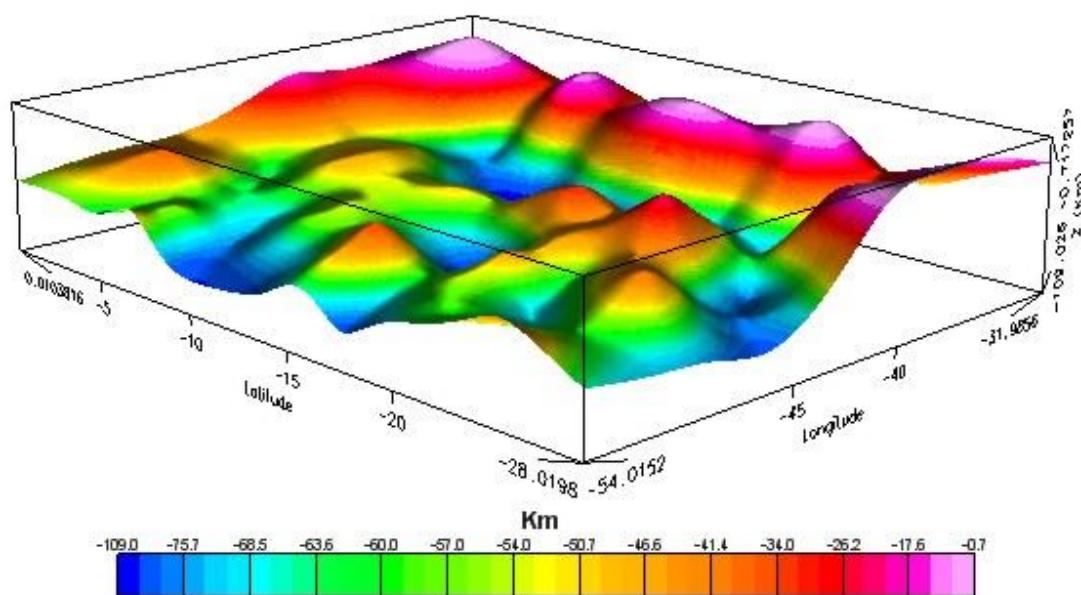


Figura 8.8b: Mapa 3D da litosfera magnética da região do Cráton São Francisco evidenciando um padrão de caixa de ovos irregular.

8.4 – EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Pelos resultados disponibilizados na presente tese e a integração de dados geológicos/geofísicos existentes na literatura, pode-se elaborar um modelo de evolução geodinâmica para o Cráton São Francisco compatível com as interpretações dos dados apresentados neste trabalho.

I) Formação da litosfera cratônica arqueana – Evento Jequié/Rio das Velhas

A formação da litosfera cratônica no arqueano provavelmente se deu a partir da diferenciação química da litosfera oceânica, em processos de subducção, fusão parcial e está diretamente ligada às distribuições intensas de fluxo térmico e HPEs durante a sua construção (Fig. 8.9a).

Os primeiros fragmentos de litosfera continental apresentavam um manto diferenciado quimicamente, além dos terrenos do tipo TTG (Noce *et al.* 1998) (Fig. 8.9a). Provavelmente, a velocidade dos processos colisionais diacrônicos era maior, as placas eram menores e com participação direta de arcos juvenis, deformando-se com maior facilidade, devido à grande quantidade de calor disponível. Um episódio magmático pós-tectônico, marca a consolidação final de uma grande massa arqueana continental de um bloco continental considerável (Alkmim 2004, Condie 2005, Oliveira 2009) (Fig. 8.9b).

Posteriormente a este evento, a grande massa continental consolidada fragmentou-se (Fig. 8.9c), desenvolvendo a margem passiva Minas, estendendo-se até a atual porção norte do cráton, representado pelo Grupo Jacobina. Assim, ficaria individualizado o Continente (ou Cráton) do Paramirim ou bloco Gavião (Almeida 1981, Alkmim 2004) (Fig. 8.9d).

II) Orogenia paleoproterozóica – Evento Transamazônico

No Paleoproterozóico, na porção setentrional do cráton São Francisco, a colagem dos blocos (Figs. 8.10a,b) individualizados Gavião e Gabão, juntamente com os arcos magnáticos (Itabuna – Curaçá – Salvador) e, possivelmente, as microplacas Jequié e Serrinha, apresentaram o clímax da convergência em aproximadamente a 2,1 Ga (Barbosa & Sabaté 2003) e a porção meridional do cráton, entra em colapso por volta de 2,06 Ga. E o front orogenético, na porção norte, em direção ao antepaís persiste entre 2,0 e 1,9 Ga. Nesta região, os blocos ainda não foram individualizados como na porção setentrional. Posteriormente, a placa São Francisco-Congo foi individualizada, delineando traços do que viria a ser o futuro Cráton São Francisco (Campos Neto 2000) (Fig. 2.10c).

III) Orogenia – Evento Brasiliano

Após a estabilização da litosfera cratônica, ocorreu um evento tectonotermal, onde a intensa deformação se instalou nas adjacências do Cráton São Francisco. A deformação se concentrou em regiões externas dos terrenos cratônicos formando as faixas marginais. Evidências de campo mostram que algumas regiões do Cráton São Francisco sofreram deformação Brasiliana, como por exemplo, a Bacia Irecê e o Quadrilátero Ferrífero (CPRM – Folha Jacobina, Silva & Gomes 2001).

Na porção do cráton meridional, especificamente na região do Quadrilátero Ferrífero (MG), ainda não há, na literatura, a discriminação dos blocos, terrenos ou microplacas. Porém, na presente tese, foi proposto uma individualização, dividindo a região em 5 blocos distintos: Blocos arqueanos Belo Horizonte, Bonfim, Bação e os possíveis blocos paleoproterozóicos Gandarela e Dom Bosco, segundo os dados magnetométricos (Fig. 8.11).

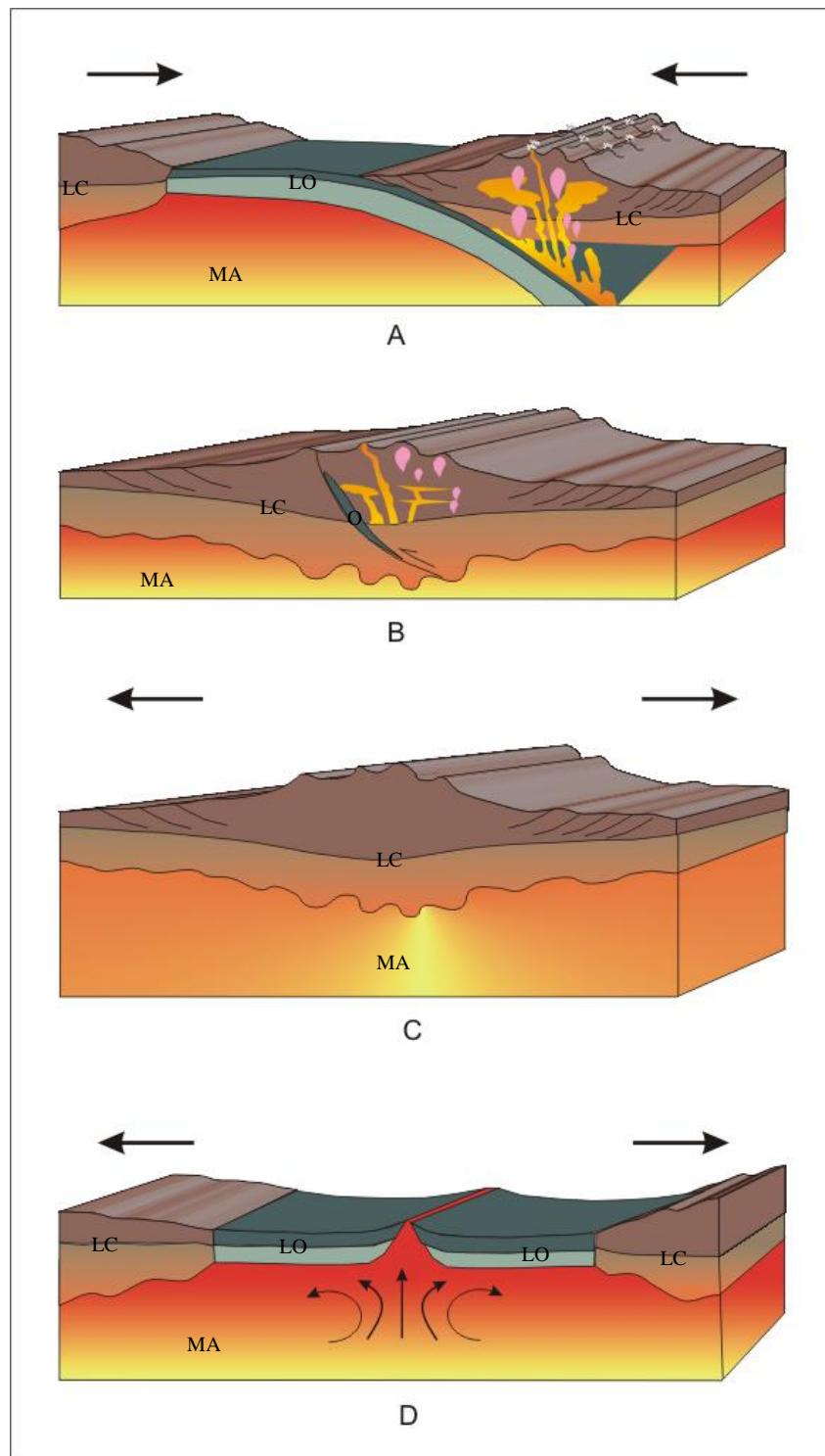


Figura 8.9: Desenho esquemático da evolução cratônica arqueana: a) colisão de placas continentais; b) pós-collisional; c) afinamento litosférico e, posterior desenvolvimento da margem passiva; d) continentes individualizados. LC = Litosfera Cratônica; LO = Litosfera Oceânica; O = Ofiolito; MA = Manto Astenosférico.

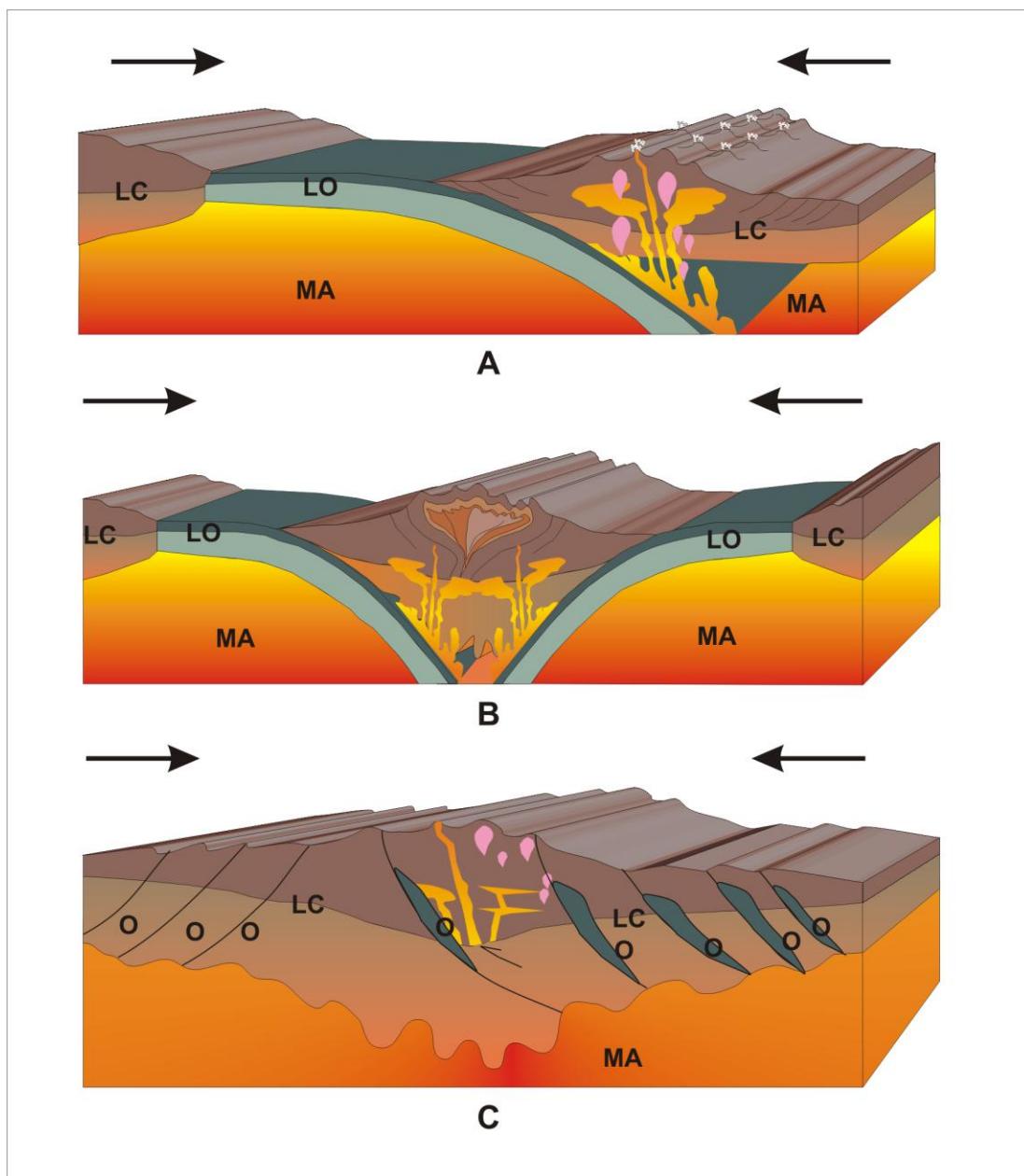


Figura 8.10: Desenho esquemático da evolução cratônica paleoproterozóica: a) continentes individualizados e estágio inicial das colisões; b) colisão de placas continentais; c) estágio do fechamento de blocos e pós-colisional. LC = Litosfera Cratônica; LO = Litosfera Oceânica; O = Ofiolito; MA = Manto Astenosférico.

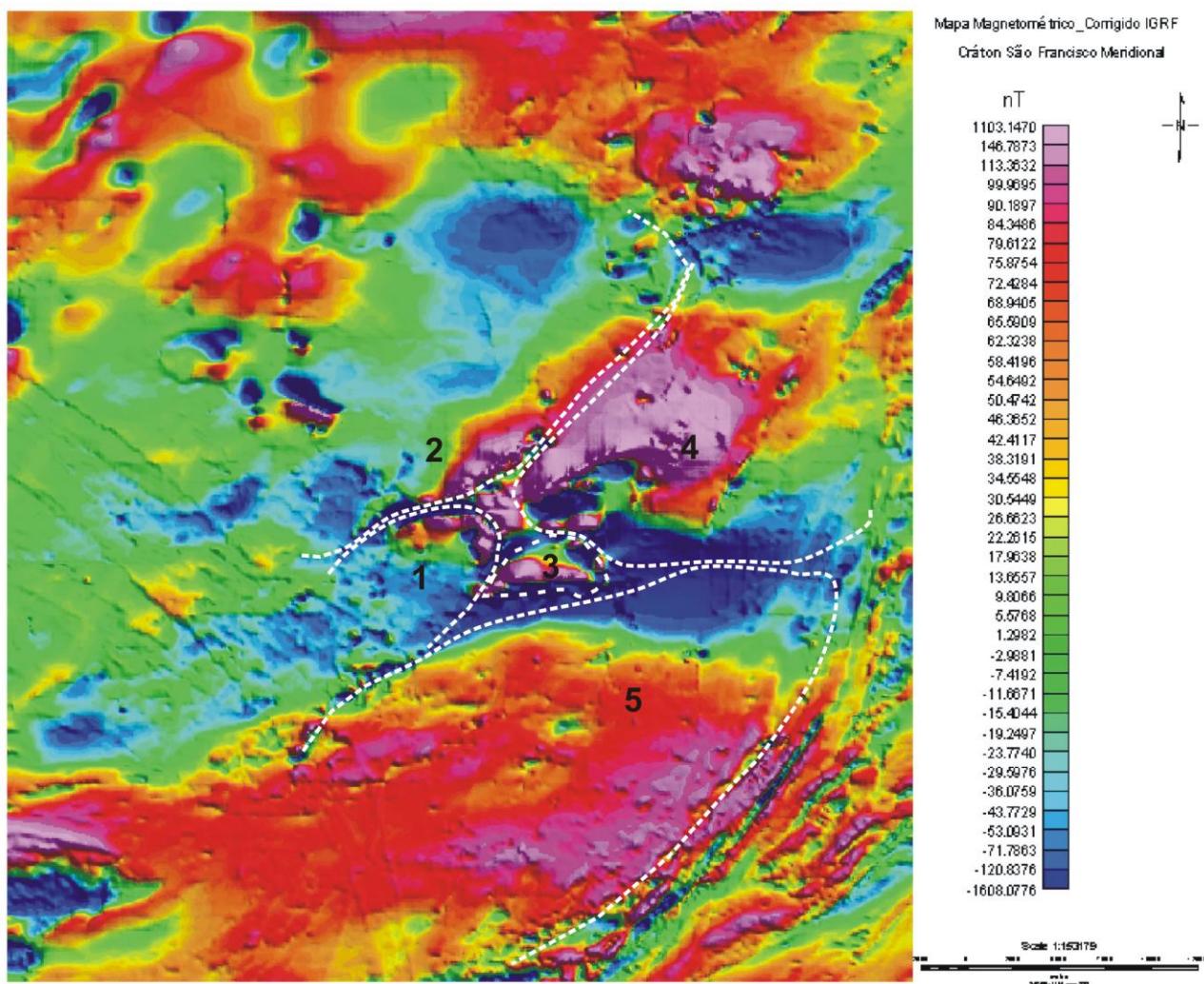


Figura 8.11: Mapa geomagnético com os prováveis blocos litosféricos da região do Quadrilátero Ferrífero: 1) Bloco Bonfim; 2) Bloco Belo Horizonte; 3) Bloco Bação; 4) Bloco Gandarela; 5) Bloco Dom Bosco.

CAPÍTULO 9

CONCLUSÕES

9.1 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A região do Cráton São Francisco tem sido bastante estudada devido à sua complexidade tectônica, estrutural e estratigráfica, aliadas às diversas ocorrências de mineralizações e descobertas de gás na Bacia São Francisco. A idéia de um cráton de raiz profunda, intacta e constante, tem levantado alguns questionamentos em virtude dos avanços tecnológicos, do desenvolvimento de equipamentos e processamento/tratamento dos dados geofísicos de alta resolução que contribuem para informações adicionais, conhecimento da estrutura litosférica, aumentando a confiabilidade dos resultados.

Os mapas temáticos geomagnéticos (Campo Total, Componente Vertical Z, Derivadas em X, Y e Z), integrados aos mapas de anomalia Bouguer, ondulações de geóide, profundidade da Moho, superfície *Curie* e fluxo térmico apresentaram resultados significativos em relação à magnetização cratônica, ao espessamento litosférico e as contribuições de calor radiogênico.

Na presente tese, foram levantadas algumas questões:

I) Qual o comportamento litosférico da região?

Na porção setentrional do Cráton São Francisco, um afinamento crustal foi destacado no sentido EW com profundidades entre 37 e 43 km. Na região meridional do cráton, entre 35 e 40 km e na Bacia São Francisco de aproximadamente de 45 km, corroborando com os resultados obtidos por Giese (1975), Blitzkow *et al.* (1979), Motta *et al.* (1979), Ussami (1986), Soares(2005) e Oliveira (2009).

As ondulações de geóide marcaram a diferença entre espessuras litosféricas, possivelmente evidenciando segmentos crustais resultantes de colisões. As contribuições do fluxo térmico e dos produtores de calor radiogênico (HPEs) fornecem um importante controle do regime termal continental para a resistência mecânica do cráton.

Os mapas temáticos (Campo Total 50 km, 400 km, Derivada em Z de 400 km, Dx, Dy e Dz de 100 km e Dz de 50 km) evidenciaram o Lineamento Transbrasiliano, uma estrutura que provavelmente, estaria ligada à justaposição de blocos litosféricos. Outra forte evidência está representada pelo padrão de caixa de ovos irregular da litosfera magnética do Cráton São Francisco que acompanha o limite litosférico/astenosférico.

A geometria de domos e calhas litosférica representada pelo padrão de caixa de ovos irregular pode ser justificada pelas colagens de segmentos crustais de diversas idades, composições litológicas e espessuras diferenciadas. E, principalmente, pelas contribuições termais, como magmatismo, empobrecimento de ferro

do manto, instalação de plumas mantélicas e pelo processo de erosão da litosfera cratônica (Artemieva & Mooney 2002, Oliveira 2009) (Anexo 1).

II) Qual o limite geofísico do cráton São Francisco?

Alguns estudos em regiões cratônicas e adjacências têm apresentado resultados ao conhecimento da estruturação e arquitetura litosférica, bem como, a velocidade da mesma, modelos termais (fluxo térmico e produção de HPEs), a geocronologia, a petrologia mantélica, entre outros (*e.g.* Artemieva & Mooney 2002, Soares 2005, Oliveira 2009, Begg *et al.* 2009).

As análises demonstraram que, em sua maioria, as espessuras litosféricas dos crátions estão diretamente associadas às influências termais, a idade e as dimensões laterais dos crátions. De acordo com Artemieva & Mooney (2002), os crátions são formados por vários segmentos crustais distintos como, por exemplo, os crátions Indiano e Australiano. O cráton é considerado um bloco rígido, de raiz profunda, intacto e constante. Porém, os estudos mostram que a geometria litosférica apresentada, nem sempre se apresenta horizontalizado e sim, em domos e calhas.

O Cráton São Francisco é formado por blocos arqueanos e paleoproterozóicos, inclusive o bloco mais antigo da Placa Sul-Americanana, o Bloco Gavião. A região investigada apresentou poucas impressões deformacionais no evento Brasiliano, na condição de cráton, a intensidade se concentrou nas bordas cratônicas, gerando as faixas marginais brasilianas. Porém, a sua formação e seu desenvolvimento de espessamento litosférico iniciaram-se no arqueano (Artemieva & Mooney 2001).

A região do Quadrilátero Ferrífero também foi analisada e, possivelmente, se insere no Cráton São Francisco. Tanto o fluxo térmico, quanto à espessura da litosfera contribuem para esta possibilidade. Mesmo impresso de eventos deformacionais brasilianos na região, a inclusão ainda assim é considerada.

As interfaces crosta/manto e litosfera/astenosfera na região do Quadrilátero Ferrífero são similares as do cráton meridional, vistos nos capítulos 5 e 8. Os valores de contribuições de fluxo térmico e de HPEs no Quadrilátero Ferrífero são característicos a de um cráton arqueano de raiz mais fina, mostrado no capítulo 7.

Outra evidência marcante é a anomalia de geóide positiva na região, onde há uma tendência de afinamento litosférico e a ascensão da astenosfera (Oliveira 2009). No entanto este afinamento litosférico é maior em relação ao cráton setentrional (Fig. 8.2a). Aparentemente a ocorrência de diamantes na região (Daniela Teixeira de Newman, Issamu Endo, comunicação pessoal) corroboraria com tal ajuste no limite cratônico. As ondulações de geóide indicam uma flutuabilidade que poderia estar associada ao enxame de diques ultramáficos que ocorrem na porção sul do Quadrilátero Ferrífero. Alguns desses corpos podem ser portadores de diamante.

De posse dessas informações, seria possível inferir o limite geofísico na porção meridional do Cráton São Francisco (Fig. 9.1), aliada às informações de campo. A Falha de Água Quente, a princípio, marcaria o

limite meridional na região leste do Quadrilátero Ferrífero por ser considerada uma falha de empurrão com transporte de N para S. Entretanto, no Brasiliano essa superfície sofreu uma rotação em torno de um eixo horizontal NS, adquirindo um mergulho para E. Assim, o que era cinemática de empurrão passa a ter cinemática aparente de movimento transcorrente dextral (Mariano, em preparação).

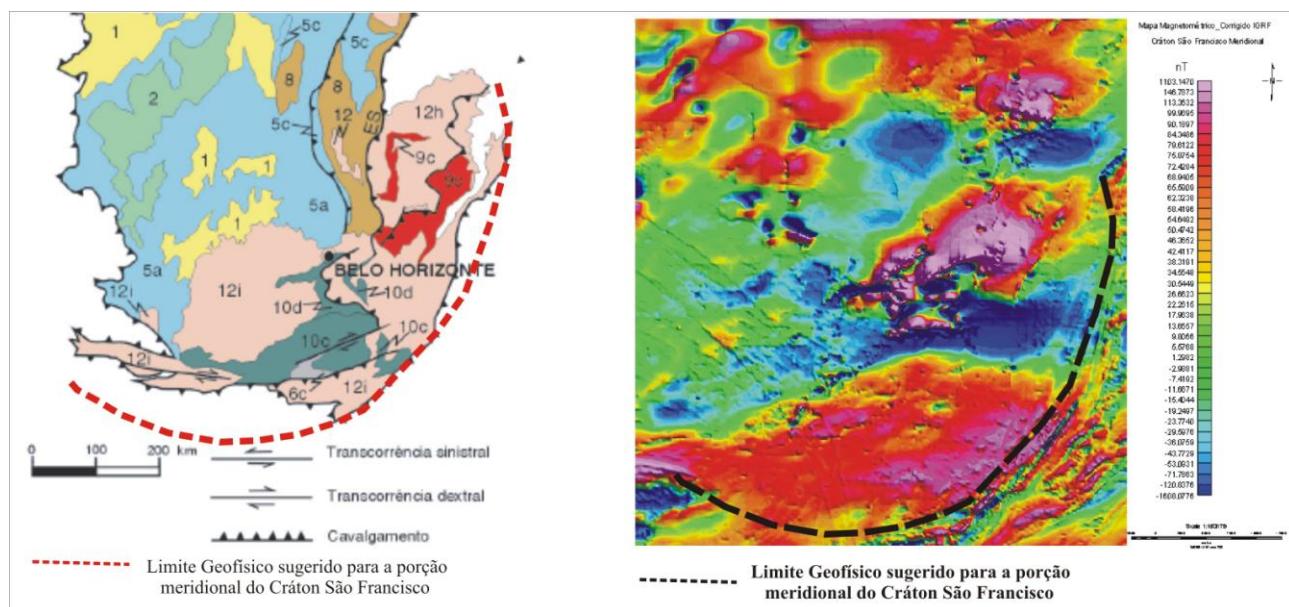


Figura 9.1: Mapa Geológico e Geomagnético do Cráton São Francisco Meridional apresentando o limite Geofísico.

III) Concepções distintas em relação ao cráton São Francisco: Um cráton ou dois crátons?

Em relação às concepções distintas de um cráton ou dois crátons, os mapas temáticos geomagnéticos, as análises do fluxo térmico não evidenciaram nenhuma anomalia ou padrão que mostrasse a existência de dois crátons.

Alguns autores têm classificado o Cráton São Francisco Meridional como um metacráton (“um cráton remobilizado durante um evento orogênico, mas que ainda é reconhecido principalmente por suas características reológicas, geocronológicas e isotópicas”) análogo ao metacráton Saharan a leste da África (Begg *et al.* 2009).

O metacráton Saharan é representado por migmatitos, gnaisses de médio grau e granitóides de idade Neoproterozóica. Provavelmente, resultantes de colagens de diversos terrenos distintos no evento Pan-Africano (750 – 550 Ma). Alguns estudos sugerem que o metacráton Saharan seja um bloco rígido pertencente ao escudo Tuareg, localizado na porção leste da África entre a zona orogenética da África Leste e a zona móvel a leste da África e remobilizado no evento Pan–Africano (Begg *et al.* 2009).

De acordo com as informações supracitadas e conhecimento, não somente da literatura, mas dos resultados da presente tese, pode-se considerar o Cráton São Francisco como cráton e não um metacráton.

Outra justificativa seria a tomografia sísmica obtidas na porção meridional do Cráton São Francisco e os cráticos africanos (Rocha 2003, Begg *et al.* 2009). Em termos gerais, as anomalias positivas de velocidades da tomografia sísmica refletem no material mais denso e mais frio. Por outro lado, as anomalias negativas de velocidades tendem a representar um material mais quente e menos denso.

Observando as tomografias dos cráticos Oeste Africano, Congo e Kaapvall e o metacráton Saharan em profundidades de 100, 175, 250 e 350 km (Anexos 2, 3, 4, 5 e 6), pode-se notar que as anomalias da porção meridional do Cráton São Francisco (150, 200, 300 e 400 km, Anexos 3, 4, 5 e 6) apresentam-se análogas as dos cráticos africanos Oeste e Congo em todas as profundidades. Já o Cráton Kaapval, apresenta anomalias negativas de velocidade, provavelmente pela influência da junção tríplice do sistema de rifte africano.

IV) Há ou não colagens de segmentos crustais resultantes da colisão arqueana e/ou paleoproterozóica?

Os resultados da presente tese confirmam as colagens de segmentos crustais já estudadas no Cráton São Francisco e conhecidas na literatura, resultantes de colisões arqueanas no evento Jequié (2.5-2.9Ga) (Alkmin 2004), epirogenias no neoarqueano (Fernandes & Carneiro 2000) e paleoproterozóicas (Barbosa & Sabaté 2003, Alkmin 2004, Hasui 2010). De acordo com o capítulo 8, esses segmentos crustais geram um padrão de caixa de ovos irregular evidenciando a geometria de domos e calhas litosféricas.

Estudos envolvendo sísmica de reflexão e tomografia sísmica poderiam corroborar com a determinação da geometria e espessura da litosfera da região do Cráton São Francisco. As modelagens 2D de dados gravimétricos e magnetométricos auxiliariam na determinação da geometria, profundidades e espessuras da litosfera.

Estudos de geocronologia, modelagem geoquímica, modelagem 3D de dados magnetotelúricos e disponibilidades de dados geológicos/geofísicos poderiam contribuir para verificar o efeito de estruturas e caracterização dos eventos geológicos relacionados à evolução cratônica, além de estimativas de área fonte, contribuições termais e radiogênicas.

REFERÊNCIAS

- Achache J., Abtou A. & LeMouel J. 1987. The downward continuation of Magsat crustal anomaly field over southeast Asia, *J. Geophys. Res.*, 92: 11.584–11. 596.
- Alexandrino C. H. 2008. Campo Termal da Província Estrutural São Francisco e Faixas Móveis Adjacentes. Observatório Nacional, Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, 184p.
- Alexandrino C. H. & Hamza V. M. 2008. Estimates of heat flow and heat production and a thermal model of the São Francisco craton. *International Journal of Earth Science*, 97: 289-306.
- Alkmim F. F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton São Francisco e suas revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Ré Carneiro C. D., Brito Neves B. B. 2004. *Geologia do Continente Sul-Americanano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, 673pp. 17-34p.
- Alkmim F. F., Chemale Jr. F., Bacellar L. A., Oliveira J. P., Magalhães P. M. 1989. Arcabouço Estrutural da Porção Sul da Bacia São Francisco. In: Simp. Geol. Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG/NMG, 5, 289-293.
- Alkmim F. F., Brito Neves B. B. & Castro Alves J. A. 1993. Arcabouço tectônico do cráton São Francisco – Uma Revisão. In: SBG, II Simpósio cráton São Francisco e suas faixas marginais. Publicação Especial, Atas, 45-62.
- Alkmin F. F. & Marshak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90: 29-58.
- Alkmim F. F. & Martins-Neto M. A. 2001. A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: C. P. Pinto & M. A. Martins-Neto (org.) *Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG/Núcleo de Minas Gerais, 9-30.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Cruz S.C.P., Peres G.G., Whittington A.G. 2003. Tectônica Quebra-Nozes e a Gênese do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. In: Simp. Nac. de Est. Tectôn., 9, Búzios. Resumos, 40-43.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Cruz S., Peres G.G., Whittington A.G. 2006. Kinematic Evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precamb. Res.*, 149: 43-64.
- Alkmim F.F., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Cruz S.C.P. 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15(1): 25-43.
- Alldredge L. R. & Van Voorhis G. D. 1961. Depth to Sources of Magnetic Anomalies. *Journ. Geophys. Res.*, 66: 3793-3800.
- Almeida F.F.M. 1969. Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congr. Bras. de Geol., 23, Salvador, Anais, 29-46.
- Almeida, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Acad. Bras. de Ciências*, Rio de Janeiro, 48(supl.): 15-26.
- Almeida F. F. M. 1977. O cráton São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7: 349-364.
- Almeida F. F. M. 1981. O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG, II Simpósio cráton São Francisco e suas faixas marginais. Publicação Especial, Atas, 1-10.

- Almeida J. C. H., Tupinambá M., Heilbron M., Trouw R. A. J. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, Anais: 32.
- Almeida L. G., Castro P. T., Endo I., Fonseca M. A. 2005. O Grupo Sabará no Sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero: Uma Revisão Estratigráfica. Rev. Bras. Geoc. vol. **35** (2): 177-186.
- Alsdorf D. & Nelson D. 1999. Tibetan satellite magnetic low: Evidence for widespread melt in the Tibetan crust? Geology, 27: 943-946.
- Antunes J.A. 2002. *Estruturação da crosta superior na região de Minaçu (GO), utilizando o método da refração sísmica*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 122 pp.
- Araújo Filho J.O. 2000. The Pirineus syntaxis: an example of intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in Central Brazil, and its implications for the tectonic evolution of Western Gondwana. Rev. Bras. Geoc. 30(1): 144-148.
- Arkani-Hamed J. & Strangway D. W. 1985. Lateral variations of apparent magnetic susceptibility of lithosphere deduced from MAGSAT data. Jour. Geophys Res., **90**: 2655-2664.
- Arkani-Hamed J. 1989. Thermoviscous remanent magnetization of oceanic lithosphere inferred from its thermal evolution. *Jour. Geophys. Res.*, **94**: 17421-17436.
- Arkani-Hamed J., Langel R. A. & Purucker M. 1994. Scalar magnetic anomaly maps of Earth derived from POGO and Magsat data, J. Geophys. Res., **99**: 24075-24090.
- Artemieva I. M. 2007. Dynamic topography of the east European craton: Shedding light upon lithospheric structure, composition and mantle dynamics. Global Planetary Change, 58: 411-434.
- Artemieva I. M. & Mooney W. D. 2001. Thermal structure and evolution of Precambrian lithosphere: a global study. Journal of Geophysical Research, 106: 16387-16414.
- Artemieva I. M. & Mooney W. D. 2002. On the relations between cratonic lithosphere thickness, plate motions and basal drag. Tectonophysics, 358: 211-231.
- Assumpção M. 1989. Patterns of focal mechanism and seismic provinces in Brail. In: SBGf, Congresso Int. Soc. Bras. Geof., Atas, 467-472.
- Assumpção M., James D., Snock A. 2002. Crustal thickness in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research*, **107**:1-14.
- Ávila C. A. 2000. Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos paleoproterozóicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João Del Rei, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutoramento, 401p.
- Ayala C., Kimbell G. S., Brown D., Ayarza P., Menshikov Y. P. 2000. Magnetic Evidence for the Geometry and Evolution of the Eastern Margin of the East European Craton in the Southern Urals. *Tectonophysics*, **320**: 31-44.
- Baars F. J. & Rosière C. A. 1997. Geological map of the Quadrilátero Ferrífero. In Baars, F. J. The São Francisco Craton. In De Wit, M. J., Ashwal, L. A. (eds.). Greenstone Belts, Oxford Monographs on Geology and Geophysics Series, Oxford University Press, 529-557.
- Banks R. J., Parker R. L., Huestis S. P. 1977. Isostatic compensation on a continental scale: local versus regional mechanisms. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **51**:431-452.
- Barbosa A. L. M. 1966. Síntese da evolução geológica da América do Sul. Bol. Inst. Geol. Esc. Minas, Ouro Preto, 1: 91-111.
- Barbosa P. A. R. & Silva A. 1992. Modelo deformacional para o sudeste de Goiás e suas implicações metalogenéticas. In: CONGR. BRÁS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. Anais...São Paulo, SBG, 2, p.315.

- Barbosa J. S. F. & Sabaté P. 2003. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do cráton do São Francisco na Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**: 7-14.
- Barker R. D. 1977. Absolute gravity measurements in the State of Bahia, Brazil. *Progr. E Pesq. E Pós-graduação em Geofísica*, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- Batista A. J., Castro W. B. M., Greco F. M., Uhlein A. & Karfunkel J. 1986. Geologia da Serra do Espinhaço entre Conselheiro Mata e Rodeador, Minas Gerais. *Anais XXXIV Cong. Bras. Geol.*, Goiânia, vol. 2: 949-959.
- Bhattacharyya B. K. & Morley L. W. 1965. The delineation of deep crustal magnetic bodies from total field aeromagnetic anomalies. *J. Geomag. and Geoelec.*, **17**: 237-252.
- Bhattacharyya B. K. 1964. Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics*, **29**: 517-531.
- Bhattacharyya B. K. 1966. Continous Spectrum of the Total Magnetic Field Anomaly due to rectangular prismatic body. *Geophysics*, **31**: 97-121.
- Berrocal J., Alarcon S., Pedreschi E. 1989. Modelo preliminar da estrutura crustal na região próxima do reservatório de Sobradinho (BA) através do método de refração sísmica profunda. In: SBGf, Congresso Bras. Int. Soc. Bras. Geof., Atas, 109.
- Berrocal J., Marangoni Y., Côgo de Sá N., Fuck R.A., Soares J.E.P., Dantas E., Perosi F., Fernandes C. 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, **388**: 187-199.
- Bilitza D. 2001. International Reference Ionosphere 2000. *Radio Sci.*, **36**: 261-275.
- Blackett P.M.S. 1947. The magnetic field of massive rotating bodies. *Nature*, **159**: 658-666.
- Blakely R. J. 1988. Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *Journal of Geophysical Research*, **93**: 11817-11832.
- Blakely R. J. 1996. Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications. Cambridge University Press, Cambridge, 441pp.
- Blitzkow D., Gasparini P., Mantovani M. S. M., Sá N. C. 1979. Crustal structures of SE Minas Gerais, Brazil deduced from gravity measurements. *Rev. Bras. Geoc.*, **9**: 39-43.
- Blum M. L. B. 1995. Superfície Curie da Região Central de Goiás e Relações com Geologia, Geotectônica e Recursos Minerais. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 82p.
- Bogdanova S. V., Pashkevich L. K., Gorbatschev R., Orlyuk M. I. 1996. Riphean rifting and major Paleoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European craton: geology and geophysics. *Tectonophysics*, **268**: 1-21.
- Brito Neves B. B., Winge M., Carneiro M. A. 1996. Orogêneses precedendo e tafrogêneses sucedendo Rodínia na América do Sul. São Paulo, IG/USP, p. 1-40. (Série Científica, Boletim 27).
- Brito Neves B. B. & Alkmim F. F. 1993. Cráton: evolução de um conceito. Livro sobre o II Simpósio do Cráton do São Francisco. vol. Cap. 1 , 1 – 10.
- Brito Neves B. B., Santos E. J., Van Schmus W. R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: Cordani, U. G., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31ST IGC, 151-182.
- Brito Neves B. B. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Livre Docência, 198p.
- Brunhes B. 1906. Recherches sur la direction d'aimentation des roches volcaniques. *Jour. Physique*, **5**: 705-724.

- Buffett B. A. 2000. Earth's core and the geodynamo. *Science*, **288**: 2007-2012.
- Bullard E. 1949. The magnetic field within the Earth. *Proc. Roy. Soc. London*, **197**: 433-453.
- Bulina L. V. 1961. The use of airborne magnetic prospecting data in deep-seated structure of the Earth's crust within the Siberian Platform. *Sovetskaya Geol.* **5**:134-138.
- Cain, J.C., Schmitz, D.R., Muth, L., 1984. Small-scale features in the earth's magnetic field observed by Magsat. *J. Geophys. Res.*, **89**: 1070-1076.
- Cain J. C. & Sweeney R. E. 1973. The POGO data, *J. Atm. Terr. Phys.*, **35**: 1231-1247.
- Cain J. C., Wang Z., Kluth C., Schmitz D. R. 1989. Derivation of a geomagnetic model to n = 63, *Geophys. J. Int.*, **97**: 431-441.
- Campos Neto M. C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-PanAfrican Cycle and Orogenic Collage in Southeastern. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.). Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, 31º International Geological Congress, p. 335-365.
- Carneiro M. A. 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolução Geológica de um segmento da Crosta Continental do Arqueano. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 233p.
- Carneiro M. A., Teixeira W., Nalini Jr. H. A., Billal E., Oliveira A. H. de, Carvalho Jr. I. M. 1996a. Archean ultramafic-mafic magmatism in the southern São Francisco Craton (Campo Belo Complex): Preliminary petrographic and geochemical results. In: SBG, Simpósio de Terrenos Arqueanos da Plataforma Sul-Americana, Anais...Brasília, p.32 - 33.
- Carneiro M. A., Teixeira W., Nalini Jr. H. A., Texeira W., Oliveira A. H. , Corrêa da Costa P. C., Carvalho Jr. I. M., Franco A. S. P., Camporez J. A. P. 1998b. The tectonic assembly of the southern São Francisco Craton, Brasil: Facts, fictions and new approaching. In: International Conference on Basement Tectonics, XIV. Ouro Preto. Abstracts, 149-151.
- Caxito F. A. 2010. Evolução Tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia / Sul do Piauí. Instituto de Geociências, Universidade de Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 150p.
- Chase C. & Sprowl D. 1983. The modern geoid and ancient plate boundaries. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**: 314-320.
- Chapman, D. S. & Pollack H. N. 1977. Heat flow and heat production in Zambia: Evidence for lithospheric thinning in central Africa, *Tectonophysics*, **41**: 79–100.
- Chemale F. Jr., Rosière C. A. & Endo I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precamb. Res.*, **65**: 25-54.
- Choukroune P., Ludden J. N., Chardon D., Calvert A. J., Bouhallier H. 1997. Archean crustal growth and tectonic processes: a comparison of the Superior province, Canada and the Dharwar Craton, India. In: Burg J. P., Ford M. (Eds.), Orogeny through Time, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **121**:63-98.
- Cohen Y. & Achache J. 1990. New global vector magnetic anomaly maps derived from Magsat data, *J. Geophys. Res.*, **95**: 10783-10800.
- Condie K. C. 1997. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Butterworth-Heinemann, Woburn, Mass, 282 pp.
- Condie K. C. 1998. Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**: 97–108.
- Cordani U. G., Sato K. & Nutman A. 1999. Single zircon SHRIMP determination from Archean tonalitic rocks near Uauá, Brazil. In: South American Symposium on Isotopic Geology, Córdoba, Actas, **2**: 27-30.
- Cordani U. G., Brito-Neves B. B., D'Agrella M. S., Trindade R. I. F. 2003. Tearing-up Rodínia: the Neoproterozoic paleogeography of South America cratonic fragments. *Terra Nova*, **15**: 343-349.

- Corrado G., Rapolla A., Gasparini P., Mantovani M. S. M. 1979. Depth of Curie temperature computed from aeromagnetic anomalies in southeastern Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **9**: 33-38.
- Costa L. A. M. & Mascarenhas J. F. 1982. The high-grade metamorphic terrains in the interval Mutuípe-Jequié: Archean and Lower Proterozoic of East-Central Bahia. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis, Abstracts Excursions, 19-37.
- Costa L. A. M. & Angeiras A. G. 1971. Geosyncinal evolution in the Epi-Baikalian Plataform of Central Brazil. *Geol. Rund.*, **60**(2): 1024-1050.
- Counil J. L., Achache J. & Galdeano A. 1989. Long-wavelength Magnetic Anomalies in the Caribbean: Plate Boundaries and Allochthonous Continental Blocks. *Journal of Geophysical Research*, **94**: 7419-7431.
- Christensen N. I. & Mooney W. D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *Journal of Geophysical Research*, **100**:9761-9788.
- CPRM. Folha Jacobina SC.24-Y-C, Chapada Diamantina, Estado da Bahia. Texto explicativo. Brasília: **CPRM**. (PLGB-Projeto de Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais).
- Cruz S. C. P. & Alkmim F. F. 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and Araçuaí Belt, São Francisco craton region, eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**: 151-173.
- D'agrella Filho M. S. & Pacca I. I. G. 1998. Paleomagnetism of Paleoproterozoic mafic dyke swarm from the Uauá region, northeastern São Francisco Craton, Brazil: tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:23-33.
- D'el Rey Silva, L. J. H. 1995. The evolution of basement gneiss domes of the Sergipano fold belt (NE Brazil) and its importance for the analysis of Proterozoic basins. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(3/4): 325-340.
- Dalton de Souza J. & Santos R. A. 1984. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais – Folha SC.24-Y-D (serrinha), Escala 1:250.000. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais: 3494-3508.
- Dana D. J. 1866. Observations on the origin of some of the Earth's features. *American J. Sci.*, **2**: 205-211.
- Danderfer Filho A. & Dardenne M. A. 2002. Tectonoestratigrafia da bacia Espinhaço na porção centro-norte do Cratônico do São Francisco: registro de uma evolução poliestórica descontínua. *Ver.Bras. de Geoc.*, **32**: 449-460.
- Dardenne M. A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. Anais, **2**: 597–610.
- Dardenne M. A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos Neto, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31st. IGC, 231-263.
- Dardenne M. A., Danni J. C. M. & Fuck R. A. 1981. Revisão Estratigráfica do Grupo Araxá na região da Serra Dourada, Goiás. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Goiânia. Anais, **1**, 664-678.
- Davison I. & Santos R. A. 1989. Tectonic evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, **45**: 19-342.
- Davino A. 1980. Delineamento dos Limtes e Estruturas do Cratônico do Paramirim por gravimetria. In: XXXI Congr. Bras. Geol., **5**: 2573-2582.
- Debeglia N. & Weber C. 1985. Geologic mapping of the basement of the Paris basin (France) by gravity and magnetic data interpretation. In: W. J. Hinze. (ed.) *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 154-153.
- Delgado I. M. & Dalton de Souza, J. 1975. Projeto Cobre-Curaçá: geologia econômica do Distrito Cuprifero do Rio Curaçá – Bahia – Brasil. Salvador, CPRM/DNPM, v.1.

- Delgado I. M., Souza J. D., Silva L. C., Filho N. C. S., Santos R. A., Pedreira A. J., Guimarães J. T., Angelim L. A. A., Vasconcelos A. M., Gomes I. P., Filho J. V. L., Valente C. R., Perrotta M. M., Heineck C. A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: L. A. Buzzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, CPRM, 227-334.
- Dennis J. G. 1967. International Tectonic Dictionary. English Terminology. Comm. For the Geological Map of the Word. *Am. Ass. Petrol. Geologist*, 196p.
- Dias L., Fernandes C. & Berrocal J. 1980. Estrutural Crustal na área do Reservatório de Sobradinho. In: *Congr Bras. Geol. Bol. Esp.*, 2: 352.
- DNPM 1974. Retrospectivas das atividades de convênio Brasil-Alemanha e trabalhos do Centro de Geofísica Aplicada. Boletim das Minas e Energia, DNPM, Brasília.
- Doin M. P., Fleitout L., McKenzie D. 1996. Geoid anomalies and the structure of continental and oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 101:16119-16135.
- Dorrrman L. M. & Lewis B. T. R. 1970. Experimental isostasy 1: theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load. *Journal of Geophysical Research*, 75:3357-3365.
- Dorr J. V. N. 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. USGS/DNPM, Whashington, Prof. Paper 641-A, 110p.
- Drake Jr. A. A. 1980. The Serra de Caldas Novas Wildow, Goiás. Denver: US Geological Survey, Professional Paper, n. 1119-A.
- Dussin I.A. & Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3(1): 19-26.
- Dymant J. & Arkani-Hamed J. 1998. Equivalent Source Magnetic Dipoles Revisited. *Geophysical Research Letters*, 25 (11): 2003-2006.
- Egydio-Silva M., Karmann I. & Trompette R. 1989. Litoestratigrafia do Supergrupo Espinhaço e Grupo Bambuí no noroeste do estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 19: 141-152.
- Endo I. 1997. Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozóico no Interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e Áreas Adjacentes, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 243p.
- Erofeeva S. & Egbert G. 1998. Efficient inverse modelling of barotropic ocean tides, *Journ. Ocean. Atmosph. Technol.*, 19: 183-204.
- Figueira E. P., Pedreira A. J. & Gonçalves J. C. V. 1979. Projeto Integração Geológico-Geofísico Itaberaba-Belmonte. Rel. Fin., Conv. DNPM/CPRM, Salvador.
- Figueiredo M. C. H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: A probably Early-Proterozoic subduction-related magmatic arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 131-145.
- Figueiredo M. C. H. & Barbosa J. S. F. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do cráton do São Francisco. In: J. M. L. Dominguez & A. Misi. (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SGM/SBG-BA, 63-84.
- Fonseca M. A. 1996. Estilos estruturais e o arcabouço Tectônico do Segmento Setentrional da Faixa Brasília. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 172 p.
- Fonseca M. A. & Dardenne M. A. 1994. Compartimentação estrutural de parte da zona externa da Faixa Brasília ao norte da inflexão dos Pirineus. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Brasília, Anais, 4: 81-183.
- Fonseca M. A., Dardenne M. A., Unbelein A. 1995. Faixa Brasília, setor setentrional: Estilos Estruturais e arcabouço tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25: 267-278.

- Fowler C. M. R. 1990. The solid Earth: An introduction to Global Geophysics. Cambridge University Press, New York, 472p.
- Frese R. R. B. von., Hinze W. J. & Braile L.W. 1981. Spherical Earth gravity and magnetic anomaly analysis by equivalent point source inversion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**: 69-83.
- Freitas-Silva, F. H. 1996. Metalogênese do depósito do Mosso do Ouro, Paracatu, MG. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 339 p.
- Frey H. 1985. Magsat and POGO magnetic anomalies over the Lord Howe Rise: evidence against a simple continental crustal structure. *J. Geophys Res.*, **90**: 2631-2639.
- Frost B. R. & Shive P. N. 1986. Magnetic Mineralogy of the Lower Continental Crust. *Journal of Geophysical Research*, **91**: 6513-6521.
- Fuck R. A. 1994. A faixa Brasília e a compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília, Anais, 184-187.
- Fuck R. A. & Marini O. J. 1981. O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: SBG, Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, Anais, 118-130.
- Fuck R. A., Pimentel M. M., D'el-Rey Silva L. J. H. 1994. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário de Camboriú. Anais, 1:215-216.
- Fuck R. A., Pimentel M. M., Soares J. E. P., Dantas E. L. 2005. Compartimentação da Faixa Brasília. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 9, Atas, p. 26-27.
- Fuck R. A., Pimentel M. M., Dantas E. L., Soares J. E. 2006. Faixa Brasília: Uma Revisão. In: XLIII, Aracaju, V. I. P., Anais... 27-27.
- Gama L. I. 1971. Valores de Gravidade no Nordeste e Região Centro-Oeste do Brasil. Publ. Serv. Grav. 2. *Observ. Nac.*, Rio de Janeiro.
- Gasparini P., Mantovani M. S. M., Corrado G., Rapolla A. 1979. Depth of Curie temperature in continental shields: a compositional boundary? *Nature*, **278**: 845-846.
- Gauss C. F. 1833. *Intensitas vis magneticae terrestris ad mensuram absolutam revocata*. Sumtibus Dieterichianis, Göttingen.
- Gauss C. F. 1848. *Allgemeine Theorie der Erdmagnetismus, Resultate aus den Beobachtungen des Magnetischen Vereins im Jahre 1838*. Taylor Pub., London, 1848, 1838.
- Gilbert W. 1600. De Magnete. English translation in 1893 by P.F. Mattelary, Dover Publications 1958, New York, 368pp.
- Glatzmaier G. A. 2002. Geodynamo simulations: how realistic are they? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **30**: 237-257.
- Giese P. & Schutte J. 1975. Preliminary results of seismic measurements in the brazilian coastal moutains. Univ. Freiburg, 11p. Relatório interno.
- Gomes R. A. A. D. 1980. Projeto Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia. Rel. Fin., Conv. DNPM/CPRM, Salvador.
- Gomes R. A. A. D. & Motta A. C. 1978. Projeto Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia. Rel. Prel., Conv. DNPM/CPRM, Salvador.
- Gomes R. A. A. D., Gomes P. J. P., Silveira N. C. 1996. O novo mapa Bouguer do estado da Bahia. In: Congresso Basileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, **2**: 423-424.

- Goleby B. R., Kennet B. L. N., Wright C., Shaw R. D., Lambeck K. 1990. Seismic reflection profile in the Proterozoic Arunta Block, central Australia: processing for testing models of tectonic evolution. *Tectonophysics*, **173**: 257-268.
- Gualda J. 1971. Levantamento Gravimétrico do Nordeste e Região Centro-Leste do Brasil. *Observ. Nac*, Rio de Janeiro.
- Guimarães D. 1951. Arqui-Brasil e sua Evolução Geológica. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 88, 314p.
- Hall D. H. 1968. Regional Magnetic Anomalies, Magnetic Units, and Crustal Structure in the Kenora District of Ontario. *Can. Journ. Earth Sci.*, **5**: 1277-1296.
- Hall D. H. 1974. Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crustal magnetization in Manitoba and northwestern Ontario, Canada. *J. Geophys.*, **40**: 403-430.
- Hall D. H., Noble I. A. & Millar T. W. 1985. Crustal Structure of the Churchill-Superior Boundary Zone Between 80° and 90°W Longitude from Magsat Anomaly maps and Stacked Passes. *Journ. Geophys. Res.*, **90**: 2621-2630.
- Hamoudi M., Cohen Y. & Achache J. 1998. Can the thermal thickness of the continental lithosphere be estimated from MAGSAT data? *Tectonophysics*, **284**: 19-29.
- Haralyi N. L. E. & Hasui Y. 1982. The gravimetric information and the Archean proterozoic structural framework of eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**: 160-166.
- Haralyi N. L. E. & Hasui Y. 1985. Interpretation of gravity and magnetic data, central and eastern Brazil. In: Hinze W. J. ed. *The utility of regional gravity and anomaly maps*. Tulsa, Oklahoma, Society of Exploration Geophysicists, 124-131.
- Hartley R., Watts A. B., Fairhead J. D. 1996. Isostasy of Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **137**: 1-18.
- Harrison C. G. A. & Carle H. M. 1981. Intermediate Wavelength Magnetic Anomalies over Ocean Basins. *Journal of Geophysical Research*, **86**: 11585-11599.
- Hartmann L. A. & Delgado J. M. 2001. Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. *Mineralium Deposita*, **36**: 207-217.
- Hackspacher P. C., Godoy D. F., Ribeiro L. F. B., Neto J. C. H., Franco A. O. B. 2007. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**: 76-86.
- Hasui Y. 2010. A Grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste Brasileiro e a Estruturação Regional. *UNESP, São Paulo, Geociências*, **29** (2): 141-169.
- Hasui Y & Mioto J. A. 1988. A zona sismogênica de Porangatu (GO). In: SBG, Congresso Bras. Geol., Atas, 2187-2196.
- Hasui Y. & Oliveira M. A. F. 1984. Província Mantiqueira, Setor Central. In: O Pré-Cambriano do Brasil, Almeida & Hasui coordenadores. Ed. Edgard Blucher, 378p.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A. C., Campos Neto M. C., Silva L. C., Trouw R. A. J., Janasi W. A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto et al. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 203-234.
- Hemant K., Maus S. & Haak V. 2005. Interpretation of CHAMP crustal field anomaly maps using a geographical information system (GIS) technique. In: *Earth Observation with CHAMP: Results from Three years in Orbit*. Eds Reigber C., Lühr H., Schwintzer P., Wickert J. Springer, Berlim, Heidelberg, 249-254.

- Herzberg C. 1995. Generation of plume magmas through time: An experimental perspective. *Chem. Geol.*, **126**: 1–16.
- Inda H. A. V. & Barbosa J. S. F. 1978. Texto explicativo para o mapa geológico da Bahia – escala 1:1.000.000. Salvador, SME, 122p.
- Jardim de Sá E. F., Moraes J. A. C., D’el-Rey Silva, L. J. H. 1986. Tectônica tangencial na faixa Sergipana. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. Anais, **3**: 1246-1259.
- Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H. F., Fuck, R. A. 1992. Terrenos Proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, **22**(4): 472-480.
- Jost H. & Oliveira A. M. 1991. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **4**: 201-214.
- Jost H., Resende M., Kuyumjian R. M. S., Queiroz C. L., Osborne G. A., Blum M. L. B., Pires A. C. B., Moraes R. A. V. 1995. Geologia da porção norte do greenstone belt de Guarinos, GO. Revista Brasileira de Geociências, **25**: 51-60.
- Karner G. D. & Watts A. B. 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *Journal of Geophysical Research*, **88**:10449-10477.
- Keary P. & Vine F. J. 1990. Global Tectonics. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 302p.
- Kennedy C. S. & Kennedy G. C. 1976. The equilibrium boundary between graphite and diamond, *J. Geophys. Res.*, **81**: 2467–2470.
- Knize S., Berrocal J. A., Oliveira D. M. 1984. Modelo preliminar de velocidades sísmicas da crosta através de explosões locais registradas pela rede sismográfica de Sobradinho, BA. *Rev. Bras. Geof.*, **2**: 95-104.
- Köber L. 1921. Der Bau Erde. Berlin, Gerbruder Bornstiger, 500p.
- Kosin M., Guimaraes J. T. & Abram M. B. 1999. Aracaju SW: Folha SC.24-Y: Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, DNPM/CPRM.
- Kuvshinov A. & Olsen N. 2005. 3-D Modelling of the Magnetic Field due to Ocean Tidal Flow. In: Earth Observation with CHAMP: Results from Three years in Orbit. Eds Reigber C., Lühr H., Schwintzer P., Wickert J. Springer, Berlim, Heidelberg, 359-365.
- Lühr H., Rother M., Maus S., Mai W., Cooke D. 2003. The diamagnetic effect of the equatorial Appleton anomaly: Its characteristics and impact on geomagnetic field modeling. *Geoph. Res. Lett.*, **30**: 407.
- LaBrecque J. L. & Cande S. C. 1984. Intermediate-wavelength magnetic anomalies over the Central Pacific. *Jour. Geophys.*, **89**: 11124-11134.
- Lacerda C. M. M., Oliveira E. P., Mello E. F., Barreto H. R. 2000. Nd isotope evidence of basement contribution to the genesis of the Ambrósio Dome, Itapicuru River greenstone belt, Bahia-Brazil. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Abstracts:CD-ROM.
- Ladeira E. A. 1980. Metallogenesis of gold at the Morro Velho mine and in the Nova Lima district, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. PhD. Thesis, University of Western Ontario, Canadá, Ontario, 272p.
- Langel R. A., Phillips J. D. & Horner R. J. 1982. Initial Scalar Magnetic Anomaly Map from Magsat. *Geophysical Research Letters*, **9**: 269-272.
- Langel R. A. & Estes R. H. 1982. A Geomagnetic Field Spectrum. *Geophysical Research Letters*, **9**: 250-253.
- Langel R. A. & Hinze W. J. 1998. The magnetic field of the Earth’s lithosphere - The satellite perspective, Cambridge Univ. Press.

- Langlais B., Mandea M., Ultré-Guérard P. 2003. High-resolution magnetic field modeling: application to MAGSAT and Ørsted data. *Phys. of the Earth and Planet. Int.*, **135**:77-91.
- Laske G. & Masters G. 1997. A global digital map of sediment thickness, EOS, *Trans. Am. Geophys. Un.*, **78**: 843.
- Leal L. R. B., Teixeira W., Macambira M. J. B., Cordani U. G. 1996. Evolução crustal dos terrenos TTG arqueanos do bloco Gavião, cráton de São Francisco, geocronologia U-Pb (Shrimp) e Pb-Pb em zircões. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, **6**: 539-541.
- Leal L. R. B., Teixeira W., Cunha J. C., Macambira M. J. B.. 1997. Crustal evolution of the Gavião block of the São Francisco craton: A geochronological study with U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar. In: South American Symposium on Isotopic Geology, Campos do Jordão, Extended Abstract, 161-162.
- Leal L. R. B., Teixeira W., Cunha J. C., Macambira M. J. B. 1998. Archean tonalitic-trondhjemite and granitic plutonism in the Gavião Block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geochemical and geochronological characteristics. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 209-220.
- Leite E. P. 2005. *Inversão 3-D de Anomalias do Geóide com Aplicação no Estudo da Evolução Térmica da Margem Continental Leste do Brasil*. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 135p.
- Lima C. C. & Melo J. A. G. 1989. Correlações entre sismicidade e feições presentes no mapa geológico do Brasil 1:2500000. In: Congresso Int. Soc. Bras. Geof., Atas, p.126.
- Lowes F. J. 1966. Mean-square Values on Sphere of Spherical Harmonic Vectors Fields. *Journal of Geophysical Research*, **71**: 2179.
- Lowes F. J. 1974. Spatial Power Spectrum on the Main Geoagnetic Field and Extrapolation to the Core. *Journal of Geophysical Research*, **36**: 717-730.
- Lowes F. J. & Wilkinson I. 1963. Geomagnetic dynamo: a laboratory model. *Nature*, **198**: 1158-1160.
- Luiz J. G. & Silva L. M. C. 1995. Geofísica de Prospecção. CEJUP, Belém, 311pp.
- Machado N. & Carneiro M. A. 1992. A major Archean tectonothermal event in the São Francisco shield, Brazil: U/Pb evidence from the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**(11): 2341-2346.
- McLaren S. & Sandiford M. 2001. Long-term thermal consequences of tectonic activity at Mt Isa: implications for polyphase tectonism in the Proterozoic. In: J.A. Miller, R.E. Holdsworth, I.S. Buick, M. Hand (Eds.), Continental Reactivation and Reworking, *Geol. Soc. London Spec. Pub.* **184**: 219-236.
- McLennan S. M. & Taylor S. R. 1996. Heat Flow and the chemical composition of continental crust, *J. Geol.*, **104**: 369-377.
- Morgan P. 1984. The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. In: Pollack H.N.& Murthy V.R. (Eds.), Structure and Evolution of the Continental Lithosphere, *Phys. Chem. Earth*, **15**: 107-185.
- Magnavita L. P., Davison I., Kusznir N. J. 1994. Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, **13**: 367-388.
- Mariano D F. Em preparação. Estratigrafia e Arcabouço Estrutural da borda leste do Quadrilátero Ferrífero no segmento frontal à Serra do Caraça. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto.
- Marini O. J. 1981. A formação Minaçu: estratigrafia, tectônica e metamorfismo. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Atas, 716-745.

- Marini O. J., Liberal G. S., Reis L. T., Trindade C. A. H., Souza S. L. 1978. Nova unidade litoestrutural do Pré-Cambriano do Estado de Goiás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Recife. Boletim, **1**:127-127.
- Marinho L. M. L. 1977. Reconhecimento Geofísico da Região de Irecê, Bahia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.
- Marshak S. & Alkmim F. F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil: a kinematic model relating Quadrilátero Ferrífero, São Francisco Basin and Cordilheira do Espinhaço. *Tectonics*, **8**(3): 555-571.
- Martin H., Sabaté P., Paucat J. J., Cunha J. C. 1991. Um segment de La croûte continentale d'âge archéean ancien (3.4 milliards d'années): Le massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **313**:531-538.
- Martin H., Paucat J. J., Sabaté P., Cunha J. C. 1997. Crustal evolution in Early Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia state, Brazil. *Precambrian Research*, **82**: 35-62.
- Martins A. A. M. & Santos R. A. 1997. Ibicaraí: Folha SC.24-Y-B-V: Estado da Bahia – Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, DNPM/CPRM, 237p.
- Martins-Neto M. A. 1998. O supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: registro de uma bacia rifte-sag do Paleo/Mesoproterozoico. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 151-168.
- Martins-Neto M. A. 2000. Tectonics and sedimentation in a Paleo/Mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço Basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, **103**: 147-173.
- Martins-Neto M. A. & Alkmim, F. F. 2001. Estratigrafia e Evolução Tectônica das Bacias Neoproterozóicas do Paleocontinente São Francisco suas Margens: Registro da Quebra de Rodínia e Colagem de Gondwana. In: C.P Pinto & M. A. Martins-Neto (org.). Bacia do Francisco. Geologia e Recursos Minerais. Belo Horizonte, SBG/Núcleo de Minas Gerais, 31-54.
- Mascarenhas J. F. & Silva E. F. A. 1994. Greenstone belt de Mundo Novo, caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco. Salvador, CBPM, Arquivos Abertos 5.
- Mascarenhas, J. F., Pedreira, A. J., Misi, A., Motta, A. C., Sá, J. H. S. 1984. Província São Francisco. In: Almeida, F. F. M. e Hasui, Y. (coords.) O Pré-cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher, 46-122.
- Maule C. F., Purucker M. E., Olsen N., Mosegaard K. 2005. Heat Flux Anomalies in Antarctica Revealed by Satellite Magnetic Data. In: Earth Observation with CHAMP, Reigber C., Lühr H., Schwintzer P., Wickert J., Eds. (Springer, Heidelberg, Germany).
- Maus S., Rother M., Holme R., Lühr H., Olsen N., Haak V. 2002. First scalar magnetic anomaly map from champ satellite data indicates weak lithospheric field, *Geophys. Res. Lett.*, **29**(14): 1702-1706.
- Maus S., Lühr H., Balasis G., Rother M., Mandea M. 2005. Introducing POMME, Postdam Magnetic Model of the Earth. In: Earth Observation with CHAMP: Results from Three years in Orbit. Eds Reigber C., Lühr H., Schwintzer P., Wickert J. Springer, Berlim, Heidelberg, 293-298.
- Maus S., Rother M., Hemant H., Stolle C., Lühr H., Kuvshinov A. 2006. Earth's Lithospheric Magnetic Field Determined to Spherical Harmonic degree 90 from CHAMP Satellite Measurements. *Geophys. Journ. Int.*, **164**: 319-330.
- Maus S. & Lühr H. 2006. A gravity-driven electric current in the Earth's ionosphere identified in CHAMP satellite magnetic measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **33**: 1-5.
- Mayhew M. A. 1979. Inversion of Satellite Magnetic Anomaly Data. *Journal of Geophysical Research*, **45**: 119-128.
- Mayhew M. A., Johnson B.D., Lange R. A. 1980. An equivalent source model of the satellite-altitude magnetic anomaly field over Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **51**:189-198.

- Mayhew M. A., Thomas H. H. & Wasilewski P. J. 1982. Satellite and surface geophysical expression of anomalous Crustal structure in Kentucky and Tennessee. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **58**:395-405.
- Mayhew M.A. 1985. Curie Isotherm Surfaces Inferred from High-altitude Magnetic Anomaly Data. *Jour. Geophys. Res.* **90**: 2647-2654.
- McClellan J. H. & Nawab S. H. 1979. Complex General-N Winograd Fourier Transform Algorithm (WFTA), in Programs for Digital Signal Processing, IEEE Press.
- Melo R. C. 1991. Pintadas: Folha SC.24-Y-D-V: Estado da Bahia – Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, DNPM/CPRM, 192p.
- Melo R. C., Loureiro H. S. C., Pereira L. H. M. 1995. Serrinha: Folha SC.24-Y-D-V: Estado da Bahia – Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, DNPM/CPRM, 80p.
- Mello E. F., Lacerda C. M. M., Oliveira E. P., Mcnaughton N. J. 1999. SHRIMP U-Pb geochronology on xenotime and zircon from Ambrósio dome, Rio Itapicuru greenstone belt, Brazil. In: South American Symposium on Isotopic Geology, Córdoba, Actas, 2: 331-334.
- Meyer J., Hufen J. H., Sibert M. Hahn A. 1983. Investigation of the internal geomagnetic field by means of a global model of the Earth's crust. *Jour. Geophys.*, **52**:71-84.
- Molina E. C. & Ussami N. 1999. The geoid in southeastern Brazil and adjacent regions: new constraints on density distribution and thermal state of the lithosphere. *Journal of Geodynamics*, **28**:357-374.
- Mooney W. D., Laske G., Masters G. 1998. Crust 5.1: a global crustal model at 5° x 5°. *Journal of Geophysical Research*, **103**:727-747.
- Motta A. C., Gomes R. A. A. T., Delgado I., Siqueira L. P., Pedreira A. J. 1979. Feições Gravimétricas e Magnéticas do Cráton São Francisco. Publ. Esp. Núcleo Bahia, Soc. Bras. Geo., Salvador.
- Motta A. C., Gomes R. A. A. D., Delgado I. M., Siqueira L. P. Pedreira A. J. 1981. Feições gravimétricas e magnéticas do cráton São Francisco. In: SBG/CPM, Simpósio cráton São Francisco e suas faixas marginais, Atas, 17-33.
- Moutinho da Costa L. A. & Inda H. A. V. 1982. O Aulacógeno do Espinhaço. Ciências da Terra, **2**: 13-18.
- Nagata T. 1961. Rock Magnetism. Maruzen Company Ltd. University of Tokyo, Tokyo, 350pp.
- Newman-Fernández, J. A. 2004. Integração de dados geológicos e geofísicos para a seleção de áreas alvos para a prospecção de esmeralda na Folha Itabira, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 192p.
- Noce C. M. 1995. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. São Paulo. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 128p.
- Noce C.M., Teixeira W., Machado N. 1997. Geoquímica dos Gnaisses TTG's e Granitóides Neoarqueanos do Complexo Belo Horizonte, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Revista Brasileira de Geociências, **27**:25-32.
- Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): ages constrains for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. Revista Brasileira de Geociências, **28**: 95-102.
- Noce, C. M., Machado N., Teixeira W. 2001. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the quadrilátero ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for archean and paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, no. b8, pages 16,387–16,414.
- Nutman, A. P. & Cordani, U. G. 1992. Shrimp U-Pb zircon geochronology of archean gneisses and Contendas-Mirante metaconglomerate, São Francisco Craton. In: Pedreira, A. J. (org.). *Petrologic and*

- geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil.* International Geological Correlation Project – IGCP. Project 280 – The Oldest Rocks on Earth. Salvador, CBPM, 77-91.
- Okubo Y., Graf R. J., Hansen R. O., Ogawa K. & Tsu H. 1985. Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, **53**:481-494.
- Oliveira A.H. de. 1999. Evolução tectônica de um segmento crustal Arqueano do Cráton São Francisco Meridional. Departamento de Geologia/EM, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 104 p.
- Oliveira E. P., Mello E., Mcnaughton N., Choudhuri A. 2002. Shrimp u-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone, NE São Francisco Craton. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 522.
- Oliveira L. G. S., Barbosa M. S. C., Endo I., Blitzkow D. 2004. Anomalias geodais e estrutura da litosfera no cráton São Francisco Meridional. In: SBGf, I Simpósio Regional da Soc. Bras. Geof., CD-ROM.
- Oliveira L. G. S., Endo I., Blitzkow D., Oliveira N. V. 2005. Gravity signature of Archean microplates based on geopotential models. Em preparação.
- Oliveira L. G. S. 2009. A Missão Grace e a Estrutura da Litosfera na Região do Cráton São Francisco. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 127p.
- Oliveira N. V. 2005. Modelagem e Inversão 2D de dados magnetométricos aplicados na caracterização geométrica do sinclinal Gandarela e Homoclinal Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 124p.
- Olsen, N., A model of the geomagnetic main field and its secular variation for epoch 2000 estimated from Ørsted data, *Geophys. J. Int.*, *in print*, 2002.
- Olson P., Christensen U. & Glatzmaier G. A. 1999. Numerical modeling of the geodynamo: Mechanisms of field generation and equilibration. *J. Geophys. Res.*, **104**: 10383-10404.
- Ortu J. C. 1990. Modelagem tectonofísica da porção sul da bacia do São Francisco, MG. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 148p.
- Pacca, I. G. & Ernesto, M. 1979. Introdução à Geofísica: Geomagnetismo. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, SP. 38p. Notas de aula.
- Pacheco R. P. 2003. *Imageamento tridimensional da onda S na litosfera do sudeste brasileiro e adjacências*. Observatório Nacional, Tese de Doutoramento, 481p.
- Padilha A. L. 1982. Implementação da Metodologia para Interpretação Magnética e sua Aplicação aos dados do Quadrilátero Ferrífero (MG). Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, 147p.
- Padilha A. L. 1983. Interpretação de anomalias aeromagnéticas da região do Quadrilátero Ferrífero. *Revista Brasileira de Geofísica*, **2**:31-38.
- Padilha A. V., Vasconcellos R. M., Gomes R. R. A. D. 1991. *Barbacena: Folha SF.23-X-C-III – Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. Brasília, CPRM: 111-133.
- Pádua M. B. 2005. *Estudo da indução eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do Cráton de São Francisco*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Paulo, Tese de Doutoramento, 162p.
- Paixão M. A. P., Lafon J. L. & Oliveira E. P. 1995. Geocronologia Pb-Pb do Complexo Anortositico-Leucogabroico de Lagoa da Vaca e rochas associadas, Complexo Uauá, Bahia. In: Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 3, Niterói, Anais: CD-ROM.

- Peucat J. J., Mascarenhas J. F., Barbosa J. S. F., Souza S. L., Marinho M. M., Fanning C. M., Leite C. M. M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U-Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *J. of South Am. Earth Sci.* (in press).
- Pedreira A. J., Cordani U. G., Iyer S. S., Almeida Campo D., Campos B. R. 1976. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Salvador (SD.24). Brasília, DNPM, 127p.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Vidal P., Monteiro R. L. B. P., Leonards O. H. 1992. Towards a new tectonic model for the upper Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) Belt. *J. South Am. Earth Sci.*, **6**: 33-47.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Wiedemann C. M., Pinto C. P. 2001. The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precamb. Res.*, **1-4**: 307-323.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Alkmim F. F., Silva L. C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15** (1): 1-16.
- Pedrosa-Soares A. C.; Alkmim, F. F.; Tack, L.; Noce, C. M., Babinski, M., Silva, L. C.; Martins-Neto M. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen. In: Pankhurst, J.R.; Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J.(eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society of London, Spec. Publ., **294**: 153-172.
- Pflug R., Schobbenhaus C. E., Renger F. 1969. *Contribuição à geotectônica do Brasil Oriental*. Recife, SUDENE, 59 p. (Divisão de Geologia, Série Especial, 9).
- Pimentel M. M., Fuck R. A., Jost H., Ferreira Filho C. F., Araújo S. M. 2000. The basement of the Brasília Fold belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31ST IGC, 195-229.
- Pinese J. P. P. 1997. Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrológicos dos diques maficos pré-cambrianos da Região de Lavras (MG), Porção Sul do Cráton São Francisco. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 178p.
- Pinto C. P. 1996. Projeto Rio das Velhas. Belo Horizonte, DNPM/CPRM. Relatório Final. 122p.
- Pinto M. A. S., Peucat J. J., Martin H., Sabaté J. 1998. Recycling of the Archean continental crust: the case study of the Gavião, state of Bahia, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 487-498.
- Pinto L. G. R., Ussami N., Sá N. C. 2007. Aquisição e interpretação de anomalias gravimétricas do Quadrilátero Ferrífero, SE do Cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geofísica*, **25**: 21-30.
- Pollack H. N., Hurter S. J. & Johnson J. R. 1993. Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data. *Rev. Geophys.*, **31**: 267-280.
- Qingsheng L., Shan G., Youngsheng L. 2000. Magnetic structure of the continental crust as revealed by the Wutai-Jining crust cross-section in the north China craton. *Jour. of Geodynamics*, **29**: 1-13.
- Quéméneur J.J.G. & Noce C.M. 2000. Geochemistry and petrology of felsic and mafic suites related to the Paleoproterozoic Transamazonian Orogeny in Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 87-90.
- Raju D. C. V. 2003. LIMAT: a computer program for least-square inversion of magnetic anomalies over long tabular bodies. *Comp. & Geosc.*, **29**: 91-98.
- Ralf A. D. & Mason R. G. 1961. Magnetic survey off the west coast of North America, 40°N latitude to 50°N latitude. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**:1267-1270.
- Rao K. N. N., Thakur N. K., Agrawal P. K. 1984. Fortran IV subroutines for the inversion of MAGSAT data using an algorithm of one-dimensional arrays. *Comp. & Geos.*, **11**:79-83.

- Ravat D. N., Hinze W. J. & von Frese R. R. B. 1991. Lithospheric magnetic property contrast within the South American plate derived from damped least-squares inversion of the satellite magnetic data. *Tectonophysics*, **192**:159-168.
- Ravat D., Whaler K. A., Pilkington M., Sabaka T., Purucker M. 2002. Compatibility of high-altitude aeromagnetic and satellite-altitude magnetic anomalies over Canada, *Geophysics*, **67**: 546–554.
- Ravat D., Langel R. A., Purucker M., Arkani-Hamed J., Alsdorf D. E. 1995. Global vector and scalar Magsat magnetic anomaly maps, *J. Geophys. Res.*, **100**: 20111–20136.
- Regan R. D., Cain J. C. & Davis W. M. 1975. A global magnetic anomaly map, *J. Geophys. Res.*, **80**: 794–802.
- Reigber C., Bock R., Förste C., Grunwaldt L., Jakowski N., Lühr H., Schwintzer P. & Tilgner C. 1996. CHAMP Phase B executive summary, Scientific technical report STR96/13, GeoforschungsZentrum Potsdam.
- Reigber C., Luehr H. & Schwintzer P. 2002. Champ mission status, *Adv. Space Res.*, **30**: 129–134.
- Reis L. A., Martins-Neto M. A., Gomes N. S., Endo, I., Jordt-Evangelista H. 2002. A bacia de antepaís paleoproterozóica Sabará, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. RBG, **32**(1): 27-42.
- Renger F. E., Noce C. M., Romano A.W., Machado N. 1994. Evolução Sedimentar do Supergrupo Minas: 500Ma de Registro Geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Geonomos*, **2**(1): 1-11.
- Ribeiro et al. 1990,
- Ritter P., Lühr H., Viljanen A., Amm O., Pulkkinen A., Sillanpaa I. 2004a. Ionospheric currents estimated simultaneously from CHAMP satellite and IMAGE ground-based magnetic field measurements: A statistical study at auroral latitudes. *Ann. Geophys.*, **22**: 417–430.
- Ritter P., Lühr H., Villanen A., Maus S. 2004b. High-latitude Ionospheric currents during very quiet times: Their characteristics and predictability. *Ann. Geophys.*, **22**: 2001-2014.
- Rolim S. B. A. 2001. Resposta Geofísica dos Depósitos de Ouro da Porção Central do Quadrilátero Ferrífero, MG. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Tese de Doutoramento, 290p.
- Rotanova M. N. & Odintsov S. D. 1999. Model of the MAGSAT magnetic anomaly field over Europe using spherical harmonic analysis. *Phys. Chem. Earth*, **24**:455-459.
- Sabaka T., Olsen N. & Langel R. A. 2002. A comprehensive model of the quiet-time, near-Earth magnetic field: phase 3, *Geophys. J. Int.*, **151**: 32–6.
- Sabaka T., Olsen N., and Purucker M. 2004. Extending comprehensive models of the Earth's magnetic field with Øersted and CHAMP data, *Geophys. J. Int.*, **159**: 521– 547.
- Sabaté P. 1996. Estruturas e tectônica do embasamento Arqueano e Proterozóico Inferior do estado da Bahia In: In: J. S. F. Barbosa & J. M. L. Dominguez (coord.) Geologia da Bahia: texto explicativo. Salvador, SICM: 201-226.
- Salk M. 1999. Distribution of crustal magnetização deduced from the inversion of MAGSAT data over Turkey. *Jour. Balkan Geophys. Soc.*, **3**: 84-89.
- Sandiford M. & MacLaren S. 2002. Tectonic feedback and the ordering of heat producing elements within the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, **204**: 133-150.
- Santos R. A., Martins A. A. M., Neves J. P., Leal R. A. (orgs.) 1998. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe: texto explicativo do mapa geológico do Estado de Sergipe 1 mapa color. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil –PLGB. Brasília, CPRM, 156 p.
- Schmucker U. 1985. Electrical properties of the Earth's interior. In: Landolt-Börnstein Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-Series, **5/2b**: 370–397.

- Schnetzler C. C. 1985. An estimation of continental crust magnetization and susceptibility from MAGSAT data for the conterminous United States. *Jour. Geophys. Res.*, **90**: 2617-2630.
- Schobbenhaus C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**: 265-276.
- Schobbenhaus, C. (coord.). 2001. Mapa Geológico do Brasil, Escala 1:5.000.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil-CPRM, 1 CDRom com Sistema de Informações Geográficas – SIG (português e inglês).
- Schobbenhaus C. & Bellizzia A. 2000. Mapa Geológico da América do Sul, 1:5.000.000, CGMW, CPRM-DNPM-UNESCO, Brasília.
- Schobbenhaus C., Campos D. A., Derze G. R., Asmus H. E. (eds.). 1984. *Geologia do Brasil* texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 501 p.
- Sharma P. V. 1986. *Geophysical Methods in Geology*. Elsevier, Amsterdam, 442pp.
- Schimmel M., Assumpção M., VanDecar J. C. 2003. Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions. *J. Geophys. Res.*, **108**:1-15.
- Searson P. H. & Hannaford W. L. W. 1957. A Statistical Analysis of Magnetic Profiles. *Journ. Geophys. Res.*, **62**: 1-18.
- Silva, A. M. 1999. Integração de dados geológicos e geofísicos utilizando-se uma nova técnica estatística para seleção de alvos para exploração mineral, aplicada ao Greenstone Belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutoramento, 195p.
- Silva R. G. & Gomes C. J. S. 2001. Análise da deformação na porção centro-sul do Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Geo. Br*, **1**: 1-23.
- Silva C. M. T. 2010. O sistema transcorrente da porção sudeste do orógeno Araçuaí e norte da faixa. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Tese de Doutorado, 221p.
- Simões, L. S. & Valeriano C. M. 1990. A Porção Meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, Anais, **6**: 2564-2575.
- Simons F. J, Zuber M. T., Korenaga J. 2000. Isostatic response of the Australian lithosphere: Estimation of effective elastic thickness and anisotropy using multitaper spectral analysis. *Journal of Geophysical Research*, **105**:19163-19184.
- Spector A. & Grant F. S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, **35**(2):293-302.
- Soares J.E.P. 2005. *Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central*. Tese de Doutorado nº 73, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 167 pp.
- Sonder L. & England P. 1986. Vertical averages of rheology of the continental lithosphere; relation to thin sheet parameters, *Earth Planet. Sci. Lett.* **77**: 81-90.
- Stille H. 1913. Der subsequent “Magmatism”. *Abhandlung zur geotektonik*, **3**: 9-19.
- Stille H. 1936. The present tectonic state of the earth. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **20**: 849-879.
- Stille H. 1940. *Einführung in den Bau Amerikas*. Berlim, Gebrder Borntraeger, 171p.
- Stille H. 1955. Recent Deformation of the earth’s crust in the light of those of earlier epochs. *Bul. Geol. Soc. Americ.*, **62**: 171-192.
- Strieder A. J. 1990. Análise Estrutural da Região de Abadiânia (GO). *Res. Bras. Geoc.*, **20**: 239-257.

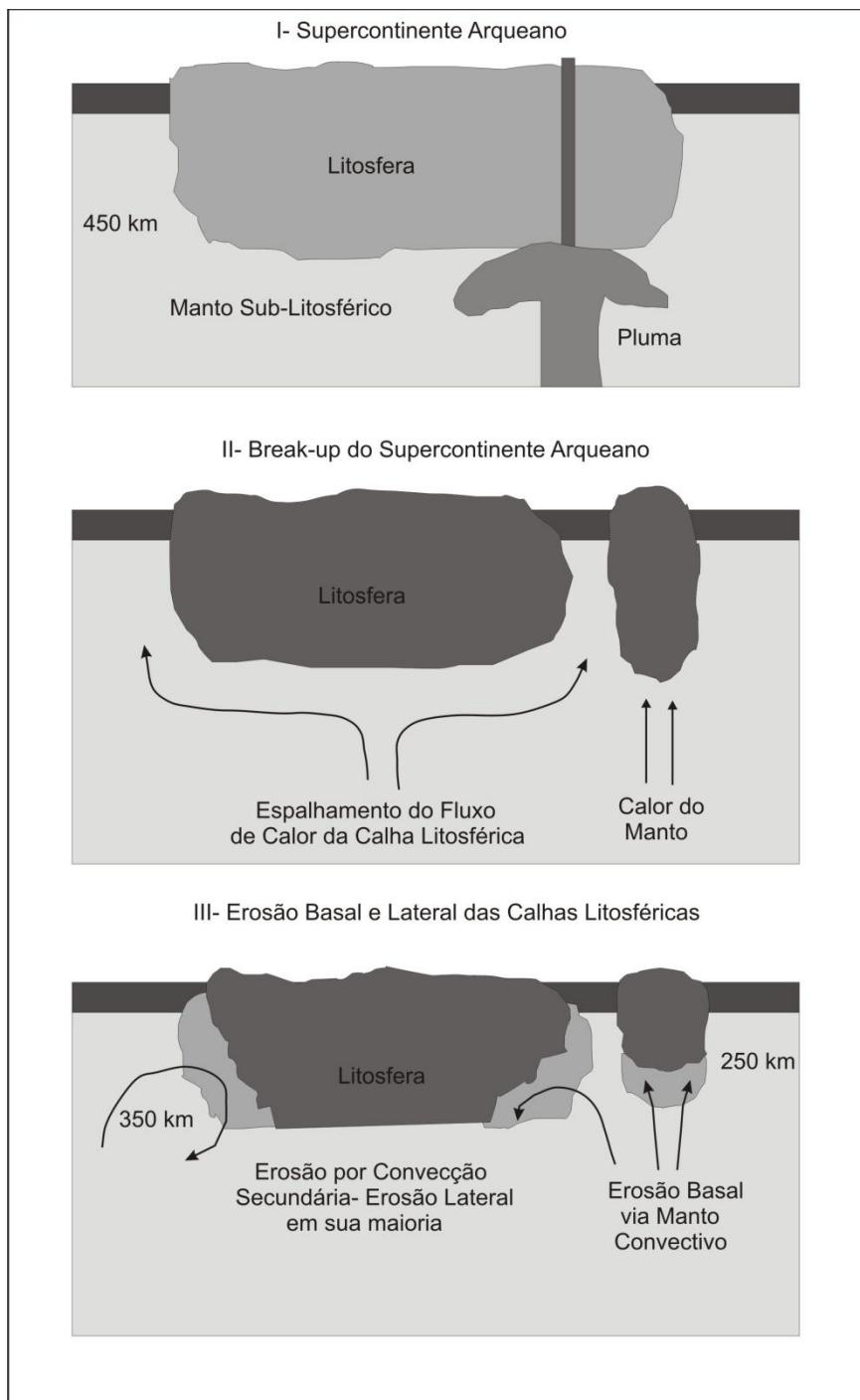
- Strieder, A. J. 1993. Deformação metamórfica na região de Santa Cruz de Goiás: correlação tectono-estratigráfica e evolução tectônica regional. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. Tese de Doutorado, 258 p.
- Suess E. 1883. *La Face de La Terre*. Paris, Armand Colin, 3V. Trad. E. de Margerie.
- Sutcliffe P. R. & Lühr H. 2003. A comparison of pi2 pulsations observed by champ in low earth orbit and on the ground at low latitude. *Geophys. Res. Lett.*, **30**:
- Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O. 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics*, **306**: 461-470.
- Tavares, P. 1998. Identificação de Áreas Potencialmente Favoráveis à Mineralização Aurífera, a partir de Dados Estruturais e Aerogeofísicos aplicados a Terrenos do tipo "Greenstone Belt": O Caso da Folha Caeté, QF, MG. Departamento de Geologia, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, MG, Dissertação de Mestrado, 209p.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell Scientific, Oxford, 312 pp.
- Teixeira W. & Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: A review. *Precambrian Research*, **53**:1-22.
- Teixeira W., Carneiro M. A., Noce C. M., Machado N., Sato K., Taylor P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Cráton. *Precambrian Research*, **78**: 151-164.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J. S. F., Noce C. M., Carneiro M. A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31º International Geological Congress, 101-137.
- Trompette R., Egydio-Silva M., Tommasi A., Vauchez A., Uhlein A. 1993. Amalgamação do Gondwana Ocidental no Panafricanobrasiliiano e o papel da Geometria do Cráton São Francisco na Arquitetura da Faixa Ribeira. *Rev. Bras. Geoc.*, **23**(3): 187-193.
- Trompette R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma) – Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. Amsterdam, Balkema. 350p.
- Trouw R. A. J., Ribeiro A., Paciullo F. V. P., Heibron M. L. 1984. Os Grupos São João del Rey, Carrancas e Andrelândia interpretados como continuação dos Grupos Canastra e Araxá. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, Anais, **7**: 3227-3240.
- Trouw R. A. J., Heilbron M., Ribeiro A., Paciullo F., Valeriano C. M., Almeida J. C. H., Tupinambá M., Andreis R. R. 2000. The central segment of the Ribeira belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. Int. Geol. Congr., 31st, Rio de Janeiro, 287-310.
- Turcotte D. L. & Schubert G. 1982. *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, Wiley, New York, 450 pp.
- Tupinambá M, Heilbron M., Duarte B. P., Nogueira J. R., Valladares C., Almeida J., Silva L. G. E., Medeiros S. R., Almeida1 C. G., Miranda A., Ragatky C. D., Mendes J., Ludka I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões Com a Faixa Araçuaí . *Geonomos*, **15** (1): 67-79.
- Tyler R., Maus S. & Lühr H. 2003. Satellite observations of magnetic fields due to ocean tidal flow. *Science*, **299**: 239–241.
- Uhlein A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliiano) no Estado de Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 295p.

- Ussami N. 1981. Interpretação dos dados aeromagnéticos na área compreendida entre 42° - 47° W e 15° - 19° S (Minas Gerais, Brasil). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 119p.
- Ussami N. 1986. *Interpretation of gravity anomalies of Bahia State, Brazil*. Universidade de Durham, Tese de Doutoramento, 130p.
- Ussami N. 1993. Estudos geofísicos no cráton do São Francisco: Estágio atual e perspectivas. In: II Simpósio cráton São Francisco e suas faixas marginais. Publicação Especial, Atas, 35-43.
- Ussami N. 1999. *Estruturação e limites da Placa Litosférica São Franciscana: contribuição gravimétrica*. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 62p.
- Ussami N. & Bott M. H. P. 1989. A gravity study of the Paramirim Granito, Bahia State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 19:170-176.
- Vacquier V. & Affleck J. 1941. A Computation of the Average Depth to the Bottom of the Earth's Crust, basead on a Statistical Study of Local Magnetic Properties. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 446-450.
- VanDecar J. C., James D. E., Assumpção M. 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, 378:25-31.
- Ventura D. B. R. 2010. Parâmetros elásticos da crosta sob a linha de refração sísmica profunda de Porangatu (GO). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 161p.
- Vine F. J. & Matthews D. H. 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199:947-949.
- Vitorello I. & Pollock H.N. 1980. On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents, *J. Geophys. Res.*, 85: 983-995.
- Xia H. 1986. Curie point depths of the Klamath and Cascades area in Northern California. Colorado School of Mines, *Geophys. Dept., Center for Potential Field Studies, Annual Report 1985/86*, 143-157.
- Xia J. & Sprowl D. R. 1995. Moho depths in Kansas from gravity inversion assuming exponential density contrast. *Computers & Geosciences*, 21: 237-244.
- Yergorova T. P., Stephenson R. A., Kozlenko V. G., Starostenko V. I., Legostaeva O. V. 1999. 3-D gravity analysis of the Dniper-Donets Basin and Donbas Foldbelt, Ukraine. *Tectonophysics*, 313:41-58.
- Yukutake T. 1962. The westward drift of the magnetic field of the earth. Bulletin of the Earthquake Research Institute, 40:1-65.
- Wasilewski P., Thomas H. & Mayhew M. A. 1978. The Moho as a magnetic boundary. *Geophysical Research Letters*, 6: 541-544.
- Warner M. 1990. Basalts, water, or shear zones in the lower continental crust? *Tectonophysics*, 173:163-174.
- Wellman P. 1985. Block structure of continental crust derived from gravity and magnetic maps, with Australian examples. In: W. J. Hinze. (ed.) *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists, 102-108.
- Wessel P. & Smith W. H. F. 1991. Free software helps map and display data. *EOS Trans. AGU*, 72: 441.
- Wessel P. & Smith W. H. F. 1995. New version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Transactions*, 72: 329.
- Wessel P. & Smith W. H. F. 1998. New improved version of the Generic Mapping Tools Released, *Eos Trans. AGU*, 79: 579.
- Winograd S. 1978. On computing the discrete Fourier transform. *Math. Computation*, 32 (141): 175–199.
- Zuber M. T., Bechtel T. D., Forsyth D. W. 1989. Effective elastic thickness of the lithosphere and mechanisms of isostatic compensation in Australia. *Journal of Geophysical Research*, 94:13919-13930.

- Zuber M. T., Solomon S. C., Phillips R. J., Smith D. E., Tyler G. L., Aharonson O., Balmino G., Barnedt W. B., Head J. W., Johnson C. L., Lemonine F. G., McGovern P. J., Neumann G. A., Rowlands D. D., Zhong S. 2000. Internal structure and early thermal evolution of Mars from Mars Global Surveyor topography and gravity. *Science*, **287**:1788-1793.
- Begg G. C., Griffin W. L., Natapov L. M., O'Reilly S. Y., Grand S. P., O'Neil C. J., Hronsky J. M. A., Djomani Y. P., Swain C. J., Deen T., Bowden P. 2009. The Lithospheric Architecture of Africa: Seismic Tomography, Mantle Petrology and Tectonic Evolution. *Geosphere*, **5**: 23-50.
- Rocha M. P. 2003. *Ampliação da Tomografia Sísmica do Manto Superior no Sudeste e Centro-Oeste do Brasil com ondas P*. IAG, Departamento de Geofísica, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 86p.

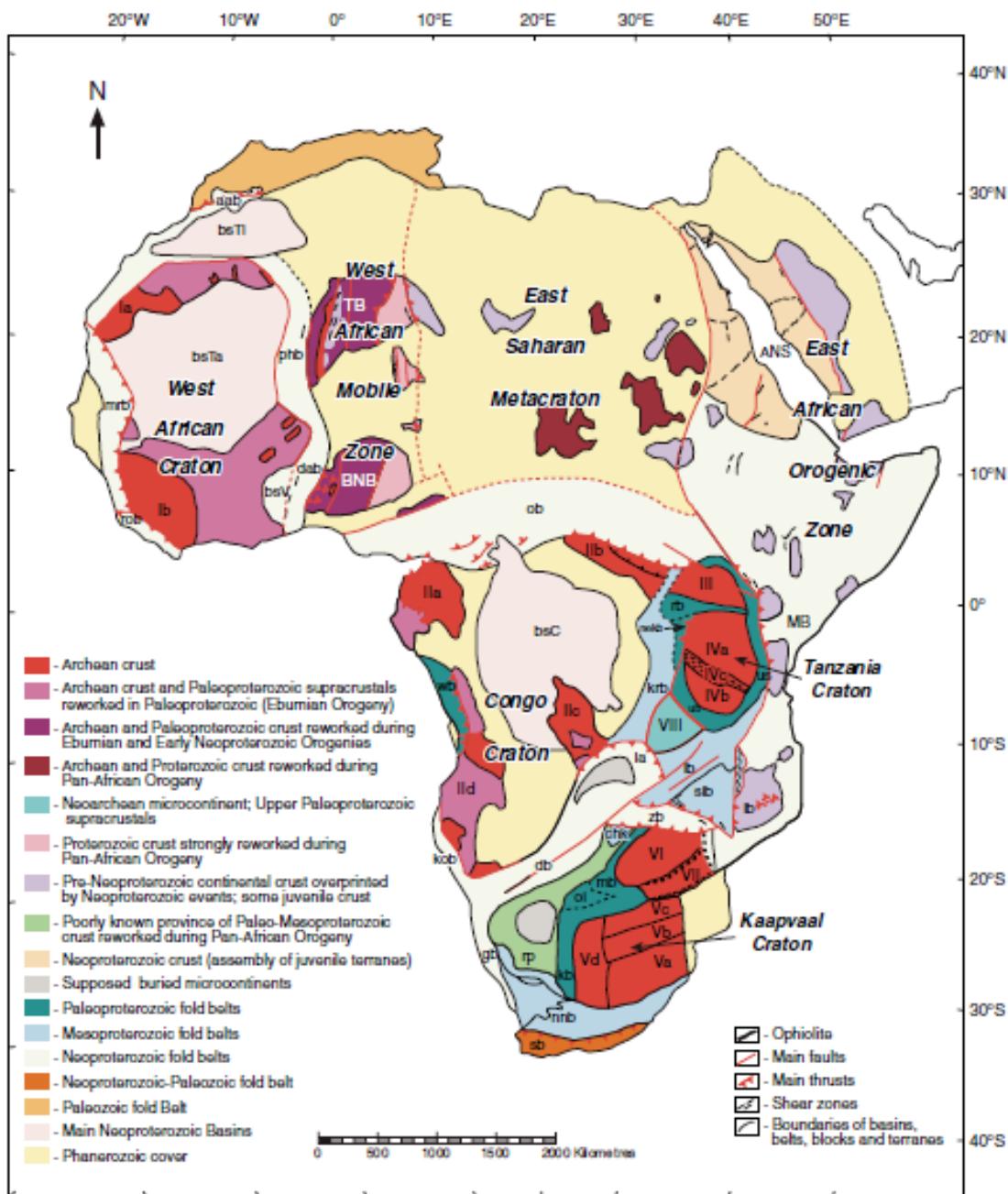
ANEXOS

Anexo 1



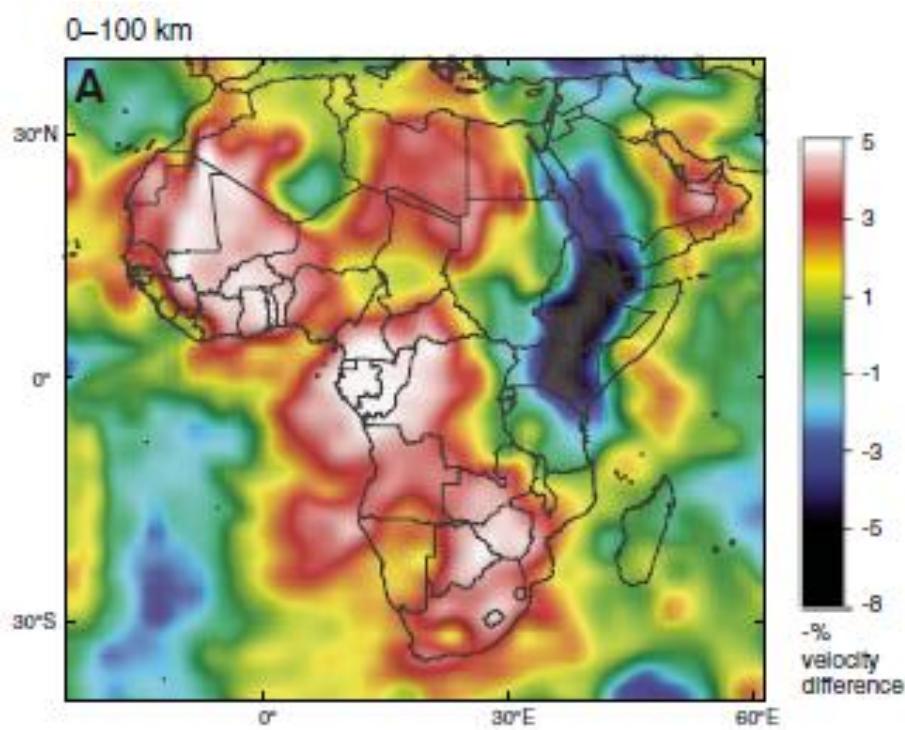
Desenho esquemático do processo de erosão cratônica: A princípio, um supercontinente com calha voltada para a zona transicional do manto (400-450 km) e a instalação de uma pluma mantélica, dividida em duas partes de dimensões desiguais. O fato é que a fragmentação deste supercontinente é determinada pelas dimensões laterais. O cráton maior desvia o calor do manto de sua base e, é principalmente afetado pela convecção secundária em suas margens. Este processo promove a preservação de uma calha de espessura (350 km) no interior de um cráton, mas conduz a erosão das margens cratônicas e, portanto, uma gradual diminuição do tamanho cratônico. Quando a área de um cráton maior é reduzido a um valor crítico, cerca de $6-8 \times 10^6 \text{ km}^2$, evolui-se para um cráton menor. Este cráton menor não será eficiente para o espalhamento do fluxo de calor pela dimensão lateral, mas será sujeito à erosão basal via convecção mantélica até a espessura de equilíbrio litosférico seja alcançado ($\sim 200 \text{ km}$) (Artemieva & Mooney 2002).

Anexo 2

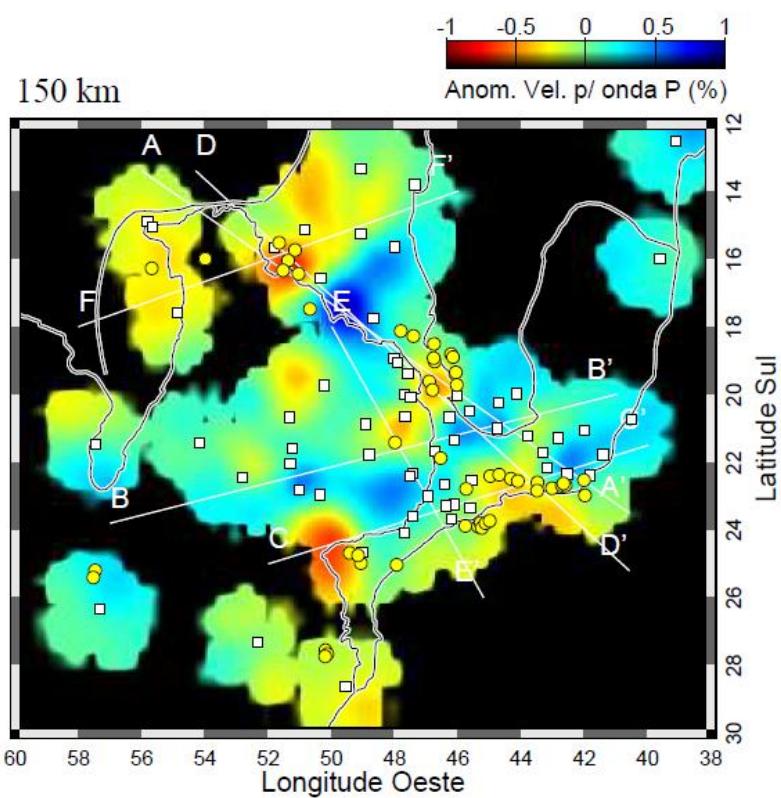


Mapa Geológico da África (Begg *et al.* 2009).

Anexo 3

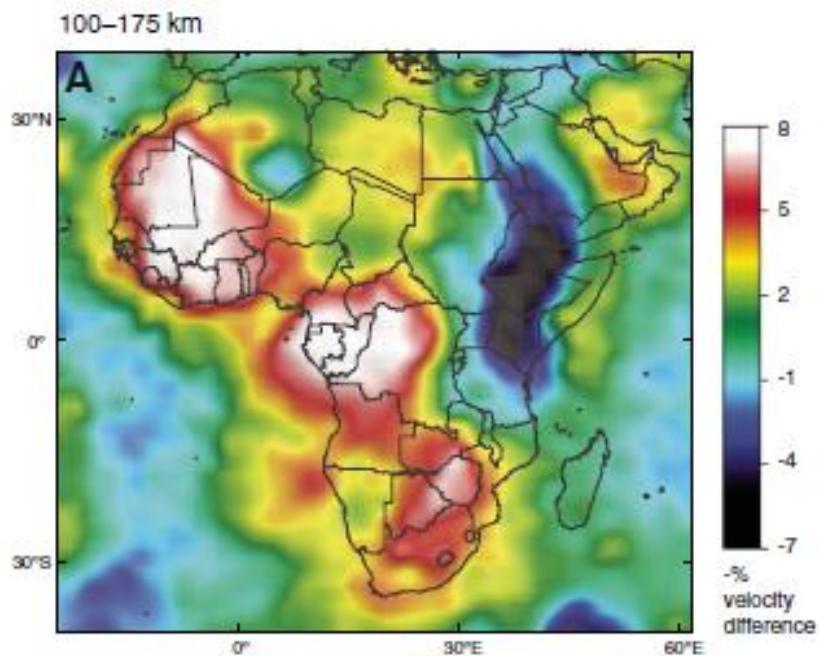


To mografia Sís mica de onda S dos crátons africanos (Begg *et al.* 2009).

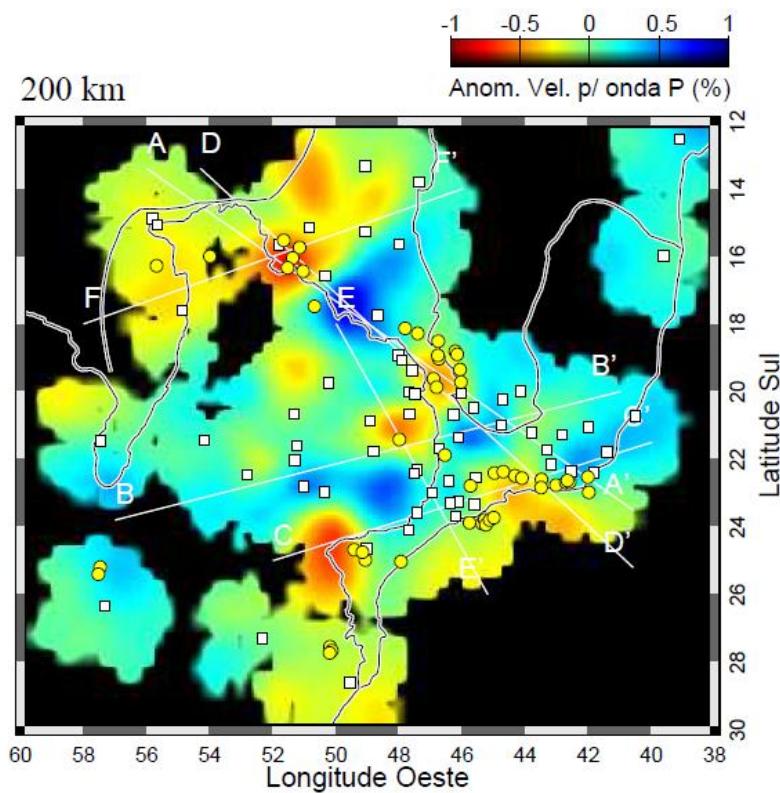


To mografia Sís mica de onda P do Cráton São Francisco Meridional (Rocha 2003).

Anexo 4

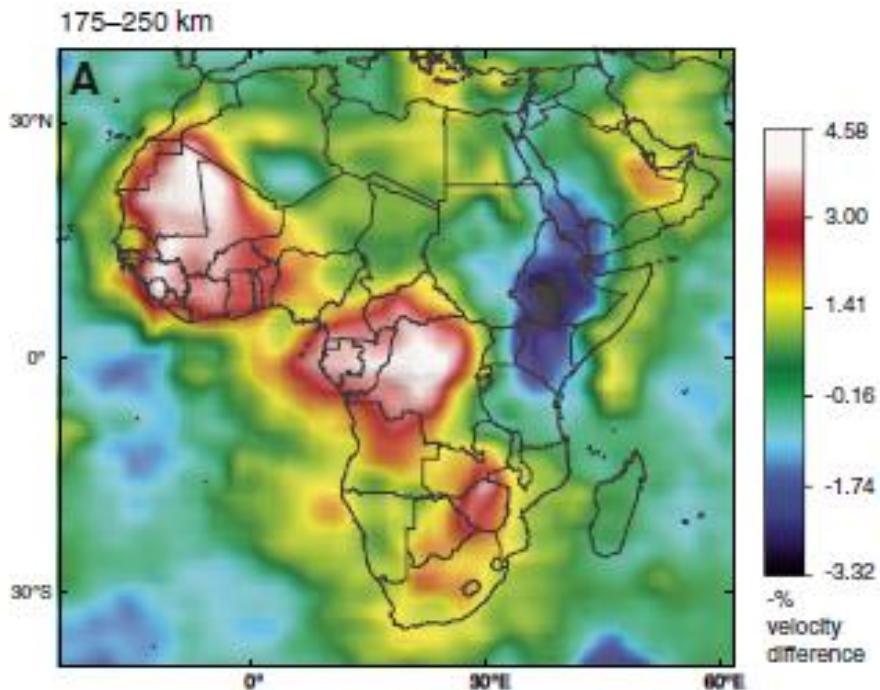


To mografia Sísmica de onda S dos crátons africanos (Begg *et al.* 2009).

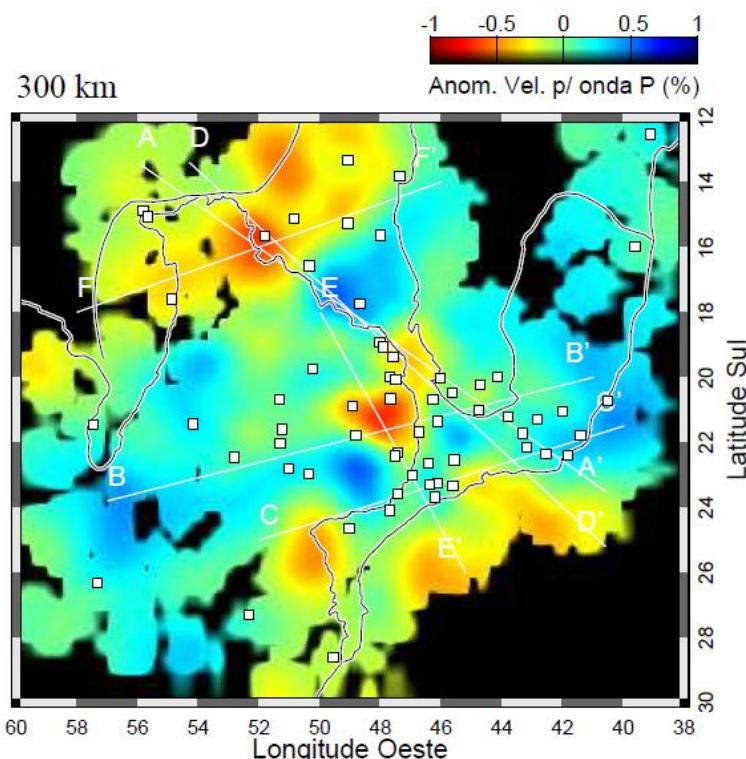


To mografia Sísmica de onda P do Cráton São Francisco Meridional (Rocha 2003).

Anexo 5

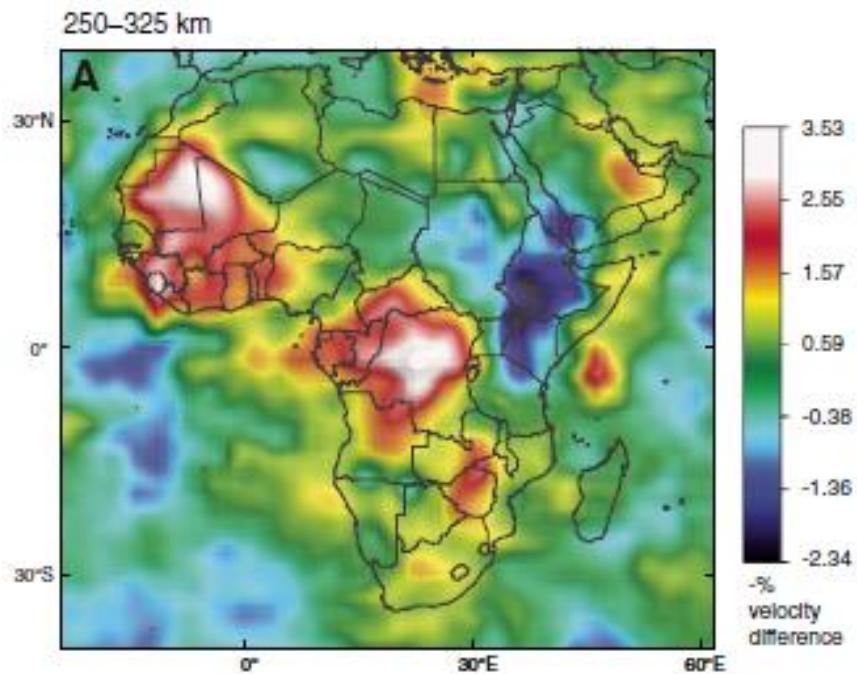


To mografia Sísmica de onda S dos crâtones africanos (Begg *et al.* 2009).

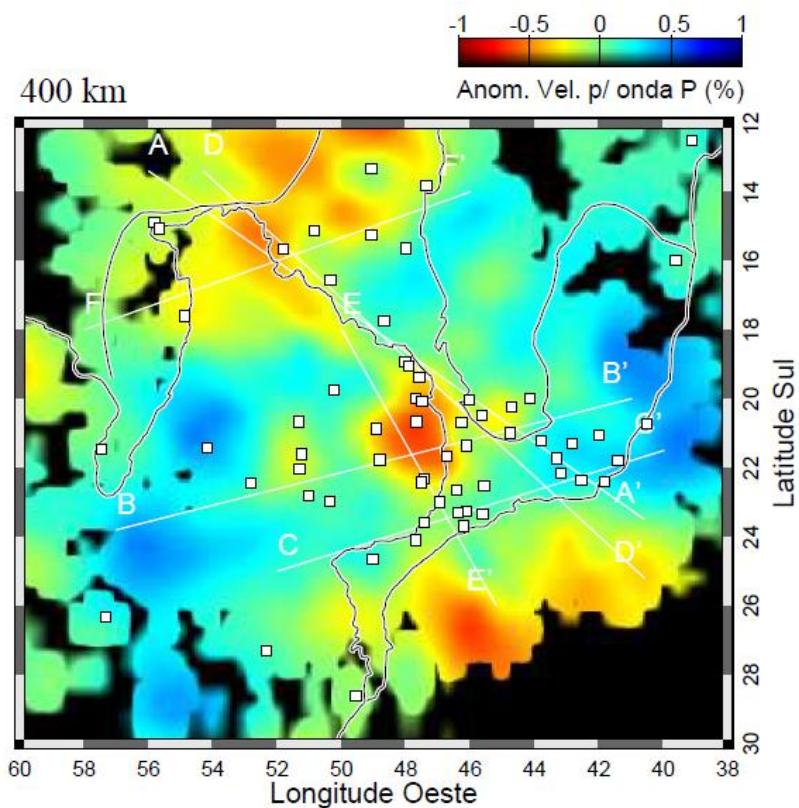


To mografia Sísmica de onda P do Cráton São Francisco Meridional (Rocha 2003).

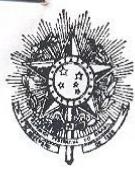
Anexo 6



To mografia Sísmica de onda S dos crátons africanos (Begg *et al.* 2009).



To mografia Sísmica de onda P do Cráton São Francisco Meridional (Rocha 2003).



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
Universidade Federal De Ouro Preto
Escola de Minas – Departamento de Geologia
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais



OK

TERMO DE CONCESSÃO DE GRAU DE DOUTOR

Aos 28 de fevereiro de 2012, no Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, procedeu-se a concessão do GRAU DE DOUTOR em CIÊNCIAS NATURAIS a **Natália Valadares de Oliveira**, concluinte do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, na área de concentração Geologia Estrutural e Tectônica. Como parte integrante dos requisitos institucionais, a aluna apresentou a tese intitulada “**Uma investigação litosférica no Cráton São Francisco por dados magnetométricos de satélite - champ**” tendo sido implementadas e atendidas integralmente quaisquer exigências e ou prescrições apresentadas pela banca examinadora.

Desta forma, este termo passa a constituir dispositivo legal e regulamentar para a expedição e registro do diploma, sendo datado e assinado pela doutoranda, pelos membros da banca examinadora e pelo Presidente do Colegiado do Programa de Pós-Graduação.

Ouro Preto, 28 de fevereiro de 2012.

Natália Valadares de Oliveira

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Issamu Endo (Presidente)

Prof. Dr. André Danderfer Filho

Pro^a . D^a. Caroline Janette Souza

Prof. Dr. Sérgio Luiz Fontes

Prof. Dr. José Eduardo P. Soares

Prof. Hermínio Arias Nalini Jr.
Presidente do Colegiado de Pós-Graduação
Departamento de Geologia – EM/UFOP