



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**  
**ESCOLA DE MINAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**ANÁLISE GEOFÍSICA DA JUNÇÃO HOMOCLINAL CURRAL E  
SINCLINAL MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG**

**Ramon Danilo de Souza**

**MONOGRAFIA nº 357**

Ouro Preto, abril de 2021



**ANÁLISE GEOFÍSICA DA JUNÇÃO HOMOCLINAL  
CURRAL E SINCLINAL MOEDA, QADRILÁTERO  
FERRÍFERO, MG**

---





## **FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

### **Reitora**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Cláudia Aparecida Marlière de Lima

### **Vice-Reitor**

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

### **Pró-Reitora de Graduação**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Tânia Rossi Garbin

### **ESCOLA DE MINAS**

#### *Diretor*

Prof. Dr. Issamu Endo

#### *Vice-Diretor*

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

### **DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

#### *Chefe*

Prof. Me. Edison Tazava



# **MONOGRAFIA**

**Nº 357**

## **ANÁLISE GEOFÍSICA DA JUNÇÃO HOMOCLINAL CURRAL E SINCLINAL MOEDA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG**

**Ramon Danilo de Souza**

*Orientadora*

**Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Maria Sílvia Carvalho Barbosa**

*Co-Orientador*

**Prof. Dr. Issamu Endo**

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2020/1.

**OURO PRETO**

**2021**

---

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/>  
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita  
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais  
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

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.

Revisão geral:

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

**S729a Souza, Ramon Danilo de.**

Análise geofísica da junção homoclinal Curral e sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG. [manuscrito] / Ramon Danilo de Souza. - 2021.

79 f.: il.: color., tab., mapa. (Série: 357)

Orientadora: Profa. Dra. Maria Sílvia Carvalho Barbosa.

Coorientador: Prof. Dr. Issamu Endo.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto.  
Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geofísica. 2. Falhas (Geologia). 3. Gravimetria. 4. Magnetometria. I. Barbosa, Maria Sílvia Carvalho. II. Endo, Issamu. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 550.3:551.243.1

<http://www.sisbin.ufop.br>



# Ficha de Aprovação

---

## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

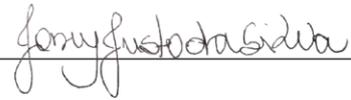
**TÍTULO:** Análise Geofísica da Junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda, Quadrilátero Ferrífero, MG.

**AUTOR:** Ramon Danilo de Souza

**ORIENTADORA:** Maria Sílvia Carvalho Barbosa

**Aprovado em:** 28/04/2021

### BANCA EXAMINADORA:

Prof. <sup>a</sup> Dr. <sup>a</sup> Maria Sílvia C. Barbosa		DEGEO/UFOP
Prof. Dr. Joney Justo da Silva		DEGEO/UFOP
Prof. <sup>a</sup> Dr. <sup>a</sup> Maria Eugênia Silva de Souza		DEGEO/UFOP

**Ouro Preto, 28/04/2021**



# SUMÁRIO

---

<b>SUMÁRIO .....</b>	<b>ix</b>
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>xi</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>xiii</b>
<b>LISTA DE QUADROS.....</b>	<b>xv</b>
<b>RESUMO.....</b>	<b>xvii</b>
INTRODUÇÃO .....	1
1.1 APRESENTAÇÃO .....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO .....	2
1.3 OBJETIVOS .....	3
1.4 JUSTIFICATIVA .....	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS .....	4
2 CONTEXTO GEOLÓGICO .....	7
2.1 LITOESTRATIGRAFIA .....	8
2.1.1 Complexos Metamórficos .....	9
2.1.2 Supergrupo Rio das Velhas .....	11
2.1.3 Supergrupo Minas .....	11
2.1.4 Supergrupo Estrada Real .....	12
2.1.5 Suítes Intrusivas Máficas e Ultramáficas.....	13
2.1.6 Unidades Cenozoicas.....	14
2.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E TECTÔNICO .....	15
2.2.1 Evolução do Pensamento.....	15
2.2.2 Evolução tectono-estrutural do QFe.....	17
2.3 NAPPE CURRAL.....	19
2.3.1 Junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda.....	21
3 MÉTODOS GEOFÍSICOS .....	25
3.1 MÉTODOS POTENCIAIS .....	25
3.1.1 Gravimetria.....	25
3.1.2 Magnetometria.....	32
3.2 TÉCNICAS DE FILTRAGENS .....	37
3.2.1 Filtros Freqüenciais .....	38
3.2.2 Derivadas .....	38
3.2.3 Técnicas de Alta Centricidade.....	39
3.2.4 Continuações .....	40

3.3 CONVOLUÇÕES .....	40
3.3.1 Deconvolução de Euler .....	41
4 TRATAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS .....	43
4.1 BANCO DE DADOS .....	43
4.1.1 Banco de dados gravimétrico .....	43
4.1.2 Banco de dados magnetométricos .....	43
4.2 ANALISE QUALITATIVA.....	49
4.2.1 Gravimetria .....	49
4.2.2 Magnetometria .....	50
4.3 ANALISE QUANTITATIVA.....	52
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	59
5.1 ANÁLISE QUALITATIVA.....	60
5.1.1 Análise gravimétrica – Anomalia <i>Bouguer</i> .....	60
5.1.2 Análise magnetométrica – Amplitude do Sinal Analítico (ASA).....	61
5.2 ANÁLISE QUANTITATIVA.....	63
5.2.1 Perfis de deconvolução de Euler .....	63
5.2.2 Modelos tridimensionais .....	69
6 CONCLUSÕES .....	73
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	75

## INDÍCE DE FIGURAS

---

<b>Figura 1.1:</b> Localização do Quadrilátero Ferrífero (QFe) no contexto brasileiro e do estado de Minas Gerais. ....	3
<b>Figura 2.1:</b> a) Mapa tectônico da América do Sul b) Mapa regional do cráton São Francisco identificando a localização do QFe. ....	7
<b>Figura 2.2:</b> Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero .....	9
<b>Figura 2.3:</b> Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. ....	10
<b>Figura 2.4:</b> Mapa esquemático de articulação do sistema de <i>nappes</i> do Quadrilátero Ferrífero e as principais falhas/zonas de cisalhamento. : .....	20
<b>Figura 2.5:</b> Modelo de evolução tectônica simplificado proposto para a região da junção entre o homoclinal Curral e o sinclinal Moeda. ....	20
<b>Figura 2.6:</b> Diagramas de projeção estereográfica .....	21
<b>Figura 2.7:</b> Seções da junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda. ....	23
<b>Figura 3.1</b> - Imagem esquemática da redução do valor de gravidade medida ao elipsoide de referência. ....	27
<b>Figura 3.2</b> - Correções ar livre (A), <i>Bouguer</i> (B) e terreno (C) de uma medida situada a uma altura $h$ do <i>datum</i> . ....	29
<b>Figura 3.3</b> – Representação gráfica do Espectro de Potência .....	35
<b>Figura 4.1</b> – Mapa de identificação dos distintos projetos de aeromagnetometria. ....	44
<b>Figura 4.2</b> – Mapa de identificação do projeto de aeromagnetometria Rio das Velhas. Identificado nas áreas de estudo A1 e A2 e no mapa temático ASA. ....	45
<b>Figura 4.3</b> – Mapa de identificação do projeto de aeromagnetometria PLAMG área 2. Identificado nas áreas de estudo A1 e A2 e no mapa temático ASA. ....	46
<b>Figura 4.4</b> – Mapa de identificação do projeto de aeromagnetometria PLAMG área 3. Identificado nas áreas de estudo A1 e A2 e no mapa temático ASA .....	47
<b>Figura 4.5</b> – Mapa de identificação do projeto de aeromagnetometria PLAMG área 10. Identificado nas áreas de estudo A1 e A2 e no mapa temático ASA. ....	48
<b>Figura 4.6</b> – Demonstração da sistemática para a elaboração do mapa <i>Bouguer</i> . ....	49
<b>Figura 4.7</b> – Demonstração da sistemática para a elaboração dos mapas temáticos das derivadas horizontais. ....	50
<b>Figura 4.8</b> – Processo de confecção do mapa temático Amplitude do Sinal Analítico .....	51
<b>Figura 4.9</b> – Demonstração da sistemática para a elaboração dos mapas temáticos das derivadas horizontais. ....	51
<b>Figura 4.10</b> – Mapa de localização da malha de deconvolução determinada para o estudo. ....	52
<b>Figura 4.11</b> – Perfil magnetométrico obtido por meio da deconvolução de Euler .....	53

<b>Figura 4.12</b> – Visualização do modelo 3D dos dados de magnetometria da primeira área de estudo. .....	54
<b>Figura 4.13</b> – Mapa de localização da segunda malha de deconvolução determinada para o estudo.	55
<b>Figura 4.14</b> – Perfil magnetométrico obtido por meio da deconvolução de Euler .....	56
<b>Figura 4.15</b> – Visualização do modelo 3D dos dados de magnetometria da segunda área de estudo. .....	566
<b>Figura 4.16</b> – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero indicando a localização dos perfis.....	57
<b>Figura 5.1</b> – Bases cartográficas utilizadas para integração dos resultados. ....	59
<b>Figura 5.2</b> – Mapa de anomalia <i>Bouguer</i> realizado para a área A1.....	60
<b>Figura 5.3</b> – Lineamentos gravimétricos. ....	61
<b>Figura 5.4</b> – Mapa magnetométrico de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) .....	62
<b>Figura 5.5</b> – Mapa de Magnetofácies. (A) Base geológica. (B) Mapa ASA. (C) Mapa de Magnetofácies .	622
<b>Figura 5.6</b> – Lineamentos magnetométricos. ....	63
<b>Figura 5.7</b> – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero indicando as localidades dos perfis apresentados.....	644
<b>Figura 5.8</b> – Perfil 1 bidimensional. (A) Sinal magnetométrico e janela com os parâmetros utilizados no processo de inversão.. ....	65
<b>Figura 5.9</b> – Perfil 2 bidimensional. (A) Sinal magnetométrico e janela com os parâmetros utilizados no processo de inversão.. ....	66
<b>Figura 5.10</b> – Perfil 3 bidimensional. (A) Sinal magnetométrico e janela com os parâmetros utilizados no processo de inversão. ....	67
<b>Figura 5.11</b> – Perfil 4 bidimensional. (A) Sinal magnetométrico e janela com os parâmetros utilizados no processo de inversão. ....	68
<b>Figura 5.12</b> – Visualização tridimensional do perfil 4. ....	69
<b>Figura 5.13</b> – Modelo tridimensional interpolado para A2 com identificação dos traços das Falhas Curral e Mário campos.....	70
<b>Figura 5.14</b> – Exemplificação da correspondência dos dados magnetométricos e gravimétricos interpolados para A2. ....	71

## ÍNDICE DE TABELAS

---

<b>Tabela 1.1</b> - Coordenadas em UTM, <i>Datum</i> WGS 84 Zona 23S dos pontos delimitadores dos polígonos de estudo. ....	2
<b>Tabela 3.1</b> - Variação de densidade e densidade média de rochas sedimentares, ígneas e metamórficas. ....	26
<b>Tabela 3.2</b> - Susceptibilidade magnética das rochas. ....	33



## ÍNDICE DE QUADROS

---

<b>Quadro 2.1</b> - Síntese dos eventos tectônicos que atuaram no QFe indicando os principais processos e produtos tectono-deformacionais.....	18
<b>Quadro 4.1</b> - Síntese dos dados relevantes dos levantamentos aeromagnetométricos utilizados....	48



## Resumo

---

O Quadrilátero Ferrífero (QFe) localiza-se na região centro-sul do estado de Minas Gerais, mais precisamente na borda sul do cráton São Francisco, no domínio de antepaís do Cinturão Mineiro. As principais unidades que o compõem são as rochas dos Supergrupos Rio das Velhas, Minas e Estrada Real, os complexos metamórficos basais além de um substancial volume de granitoides arqueanos a paleoproterozoico. Neste trabalho realizou-se uma análise geofísica da porção noroeste do QFe, mais precisamente a junção entre o Homoclinal Curral e o Sinclinal Moeda, interpretada em um dos modelos de desenvolvimento tectônico propostos para a região como a zona de charneira da *Nappe* Curral, totalmente estrangulada pelo envolvimento do Gnaiss Souza Neschese no núcleo da *nappe*. Para tanto, utilizou-se um compilado de bancos de dados de aerolevantamentos de magnetometria e dados de satélite para a análise gravimétrica. Estes dados foram processados para a confecção dos diversos mapas temáticos e tratados em uma análise qualiquantitativa, permitindo extrair informações relevantes das rochas em subsuperfície, por meio da confecção de perfis bidimensionais e modelos tridimensionais geofísicos para a área selecionada. Os perfis magnetométricos invertidos caracterizaram muito bem as estruturas planares nas profundidades investigadas. A análise gravimétrica foi importante para calibrar as interpretações dos resultados da magnetometria e os modelos tridimensionais gerados caracterizaram as principais zonas de falha (Falha Curral e Falha Mário Campos) que afloram na área alvo. A comparação dos resultados obtidos com o modelo adotado de desenvolvimento tectônico para a região da junção entre o Homoclinal Curral e o Sinclinal Moeda mostrou a consistência entre as estruturas observadas neste estudo com as propostas pelo modelo.

**Palavras chave:** Métodos Potenciais, Falha de infracavalgamento (*Underthrust*), Homoclinal Curral, Sinclinal Moeda.





### 1.1 APRESENTAÇÃO

A geofísica é uma ciência que estuda as propriedades físicas da Terra (calor, magnetismo, radioatividade, gravidade, eletricidade, propagação de ondas elásticas, etc.) para investigar seu interior, tanto nas camadas mais superficiais quanto nas porções mais profundas do planeta. Podendo então, ser utilizada como uma ferramenta de investigação para as mais diversas situações geológicas.

Na última década, o aumento da utilização da geofísica como ferramenta de análise em problemas geológicos tem aumentado exponencialmente. Sendo muitas vezes utilizada para a compreensão da estruturação interna de sítios geológicos distintos, uma vez que a análise de dados geofísicos juntamente com a aplicação de técnicas de inversão e a integração com o contexto geológico permite a criação de modelos geofísicos para diversas configurações geológicas, baseando-se no contraste de propriedades físicas e estruturação dos litotipos em subsuperfície.

O Quadrilátero Ferrífero (QFe) localiza-se na região centro-sul do estado de Minas Gerais, mais precisamente na borda sul do cráton São Francisco, no domínio de antepaís do Cinturão Mineiro (Alkmin *et al.* 1993) e é bastante conhecido no meio acadêmico e empresarial devido sua importância econômica e complexa estruturação. Suas principais unidades são as rochas dos Supergrupos Rio das Velhas, Minas e Estrada Real, os complexos metamórficos basais além de um substancial volume de granitoides arqueanos a paleoproterozoico.

Neste trabalho analisou-se a porção noroeste do QFe, especificamente a junção entre o Homoclinal Curral e o Sinclinal Moeda, por meio da interpretação de mapas temáticos geofísicos e o estudo qualiquantitativo dos dados utilizados.

Para a análise geofísica da área selecionada, utilizou-se de um compilado de bancos de dados de aerolevantamentos de magnetometria, realizados para o estado de Minas Gerais, e de dados de satélite para a análise gravimétrica. Os dados adquiridos foram utilizados para a confecção de diversos mapas temáticos geofísicos que passaram por um tratamento qualiquantitativo, permitindo extrair informações relevantes das rochas em subsuperfície.

Os resultados aqui alcançados permitiram a ampliação do conhecimento da região de estudo, proporcionando um melhor entendimento do arcabouço estrutural da junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda.

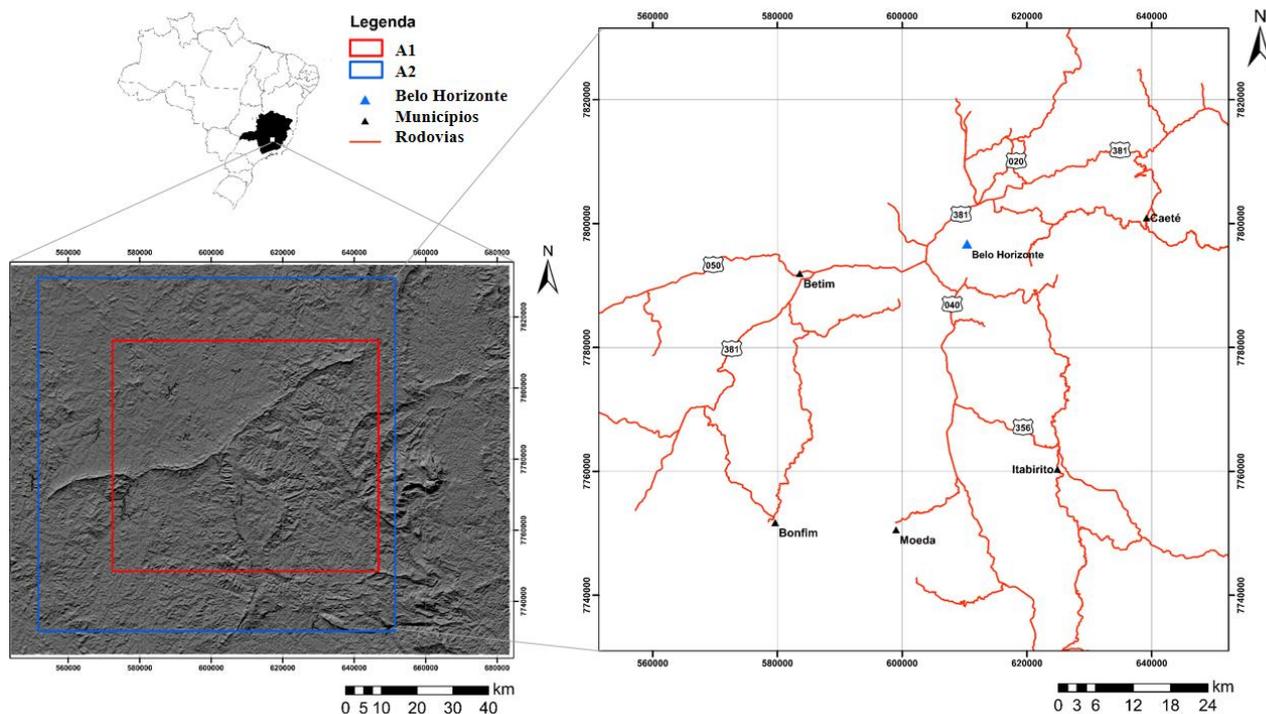
## 1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo foi definida com base no trabalho de mapeamento litoestrutural de Endo *et al.* (2005), e encontra-se na região noroeste do Quadrilátero Ferrífero, MG, especificamente na junção entre o Homoclinal Curral e o Sinclinal Moeda. Durante os trabalhos observou-se a necessidade de se trabalhar em duas escalas diferentes, portanto foram definidos dois polígonos distintos para a confecção dos mapas temáticos geofísicos (Figura 1.1). O primeiro deles representa a primeira área de estudo selecionada, A1, que possui aproximadamente 4.694 km<sup>2</sup> e o segundo representa a segunda área de estudo, A2, que possui aproximadamente 9.914 km<sup>2</sup>, ambos polígonos abrangem as folhas na escala 1:1.000.000 mapeadas pela CPRM: SE-23 Belo Horizonte e SF-23 Rio de Janeiro. E limitam-se pelas coordenadas dos pontos delimitadores ( $X_{\text{mín}}/Y_{\text{mín}}$  e  $X_{\text{máx}}/Y_{\text{máx}}$ ) em UTM (WGS 84 Zona 23S), demonstrados na Tabela 1.1.

**Tabela 1.1** Coordenadas em UTM, Datum WGS 84 Zona 23S dos pontos delimitadores dos polígonos de estudo

ÁREA	COORDENADAS			
	$X_{\text{mínimo}}$	$Y_{\text{mínimo}}$	$X_{\text{máximo}}$	$Y_{\text{máximo}}$
<b>A1</b>	574428	7748444	646799	7813305
<b>A2</b>	551700	7731607	651466	7830989

A região estudada engloba a capital do estado, Belo Horizonte, e abrange uma área que vai desde o município de Bonfim até o município de Caeté (Figura 1.1). As principais vias de acesso que cortam à área, saindo da capital do estado, são as rodovias: BR-356, que corta a área em direção à Itabirito; BR-040, que corta a área em direção à Moeda e a BR-381, que corta a área em direção à Betim. Além disso, várias estradas vicinais que interligam as localidades, distritos, vilas e fazendas da região, completam o sistema viário da área de estudo.



**Figura 1.1:** Localização do Quadrilátero Ferrífero (QFe) no contexto brasileiro e do estado de Minas Gerais. Localização das áreas de estudo A1 e A2 no contexto do QFe indicado na imagem SRTM, juntamente com o mapa indicando as principais vias de acesso que cortam a região de interesse. Fontes: IBGE (<https://www.ibge.gov.br/geociencias/downloads-geociencias.html>, acesso em 06/06/2019 às 15:00h). Os dados foram integrados em ambiente SIG utilizando o *software* ArcGis v.10.3.

### 1.3 OBJETIVOS

O objetivo precípua do projeto consiste na visualização em profundidade da estruturação interna na junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda, especificamente na visualização da falha de infracavalcamento (*underthrust*), proposta por Endo *et al.* (2005 e 2020)

Como objetivo específico e metas, tem-se a confecção de diversos mapas geofísicos temáticos dos Métodos Potenciais e a integração geofísica/geológica destes para a área selecionada.

### 1.4 JUSTIFICATIVA

O Quadrilátero Ferrífero (QFe) tem sido intensamente estudado ao longo das últimas décadas, dado a sua complexidade estrutural e importância econômica. A geofísica, por sua vez, tem sido cada vez mais utilizada como uma ferramenta, que de forma indireta e baseando-se no contraste de propriedades físicas dos materiais, auxilia profissionais da área das geociências a compreender melhor as distintas configurações geológicas.

Especificamente, a área em estudo, a junção entre o Homoclinal Curral e o Sinclinal Moeda, possui uma complexidade estrutural intensa e é considerada uma peça chave para o melhor entendimento dos vários e controversos modelos tectônicos propostos para a região do QFe.

Embora a discussão sobre a estruturação da área de estudo seja intensa, poucos trabalhos utilizam a geofísica como ferramenta para ajudar na compreensão da estruturação da área. Apenas os trabalhos de Oliveira (2005) e Madeira *et al.* (2017) utilizam a geofísica para analisar e visualizar a estruturação da junção em profundidade, mas nenhum destes trabalhos faz uma caracterização da falha de infracavalgamento (*Underthrust*) proposta por Endo *et al.* (2005 e 2020). Esta falha é apresentada por esses autores, como um produto da tectônica de *nappes* proposta por Endo (1997). Onde o deslocamento da Nappe Curral com vergência para N provoca uma falha de infracavalgamento no embasamento na porção norte da junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda, tendo como resultado um processo de espessamento crustal na região.

Portanto o estudo geofísico da junção supracitada como o objetivo específico de identificação da falha do tipo *underthrust* proposta por Endo *et al.* (2005 e 2020), pode complementar os trabalhos realizados na área.

## 1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

Este tópico descreve de forma sucinta as etapas adotadas para a elaboração desta monografia a fim de facilitar a compreensão da mesma.

- **Revisão bibliográfica**

A princípio foi feita uma revisão bibliográfica dos principais trabalhos de mapeamento geológico litoestrutural realizados no Quadrilátero Ferrífero (QFe), buscando maiores informações sobre a geologia regional, com enfoque na porção noroeste do QFe, especificamente a junção entre o Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda. Também foram levantados dados e informações sobre os métodos geofísicos aplicados para a análise da junção supracitada.

A principais bases de consulta de cunho geológico foi: Endo (1997, 2005 e 2020) por possuir os estudos mais condizentes com os resultados esperados na análise geofísica da área selecionada.

As principais bases bibliográficas para o entendimento dos métodos geofísicos aplicados consistem em: Telford *et al.* (1990) e Kearey *et al.* (2009), além da análise de trabalhos que aplicam metodologias semelhantes às utilizadas nesta monografia como Oliveira (2005) e Madeira *et al.* (2017).

- **Levantamento dos bancos de dados utilizados**

O banco de dados aeromagnetométrico utilizado para o trabalho consiste de um banco integrado do estado de Minas Gerais, compilado e processado pelo geofísico da CPRM, Antonino Juarez Borges (*in memorium*). Para tal, Antonino utilizou como base, os bancos de dados disponibilizados pela CODEMIG (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais) áreas 1 a 21, e os Projetos Itabira-Ferros e Rio das Velhas, do DNPM. A área selecionada para o estudo proposto abrange apenas as áreas 2, 3, 10 do projeto da CODEMIG e o projeto Rio das Velhas (Figura 4.1). Para a análise gravimétrica foi utilizado o banco de dados gravimétrico obtido por satélite, na missão TOPEX/Poseidon disponíveis em <http://topex.ucsd.edu>.

- **Análise qualitativa**

A partir dos bancos de dados geofísicos, geraram-se os diversos mapas temáticos de magnetometria e gravimetria, por meio do *software* Oasis Montaj v.8.4 do sistema GEOSOFT. Posteriormente, utilizando-se o *software* ArcGis v.10.3 do sistema ERSI, os diversos mapas temáticos geofísicos produzidos, foram integrados aos dados geológicos em ambiente SIG e interpretados qualitativamente, por meio da interpretação das anomalias observadas e dos lineamentos geofísicos traçados.

- **Análise quantitativa**

Com a utilização da versão livre do *software* Euldeph v.1.00, procedeu-se a Deconvolução de Euler (2D) dos perfis magnetométricos e gravimétricos. Visando a análise quantitativa dos dados geofísicos, por meio da estimativa de profundidade média do topo das anomalias magnetométricas e gravimétricas, em perfis esquemáticos. Nesta etapa fez-se necessário trabalhar em duas escalas diferentes justificando a utilização de duas áreas de estudo.

Posteriormente os perfis gerados foram integrados em ambiente SIG utilizando o submódulo ArcMap do *software* ArcGis v.10.3, e a confecção de modelos em três dimensões (3D) para a visualização da estruturação da junção supracitada em profundidade foi possível utilizando o submódulo ArcScene do *software* ArcGis v.10.3 por meio do método da *krigagem*.

- **Integração geofísica-geológica**

Posteriormente às análises quali-quantitativas, foi realizado a integração dos dados obtidos com o contexto geológico regional da área. Afim de interpretar as anomalias geofísicas e os perfis de deconvolução de acordo com as estruturas e litologias mapeadas na região, além da comparação dos produtos alcançados com os trabalhos publicados para a área.

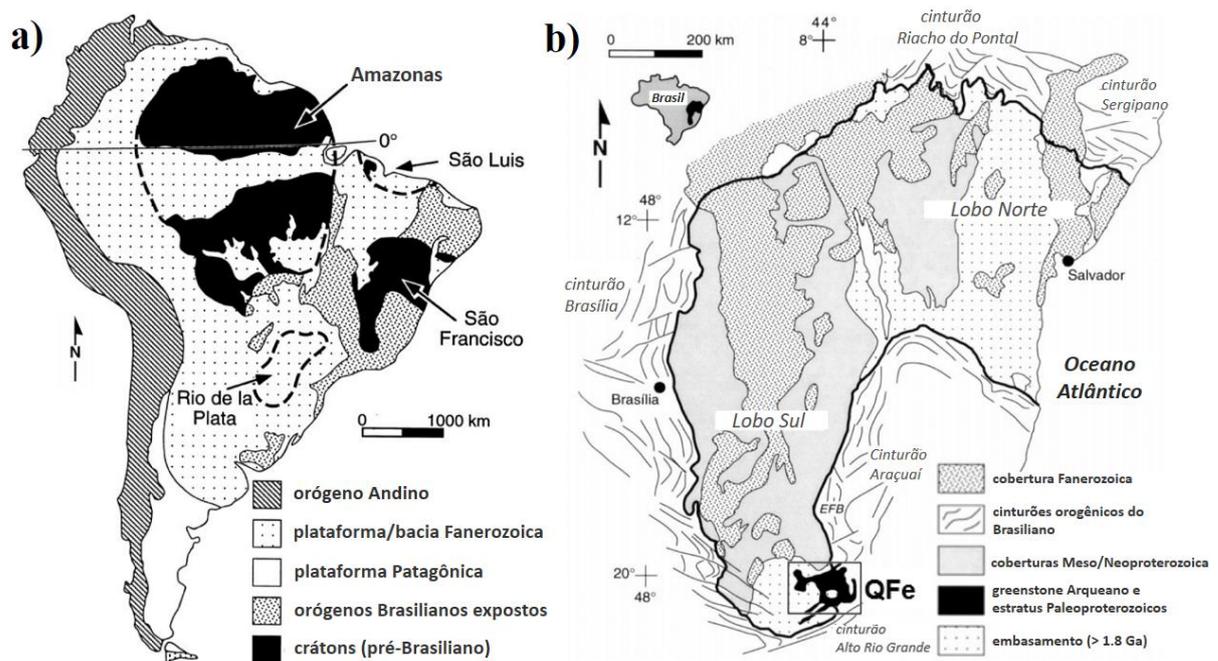


## CAPÍTULO 2

### CONTEXTO GEOLÓGICO

O Quadrilátero Ferrífero (QFe) está localizado na porção meridional do Cráton São Francisco (CSF), um dos representantes dos crátons que compõe os terrenos Arqueanos e Paleo-proterozoico da América do Sul que não sofreram significativamente com os eventos orogênicos do brasileiro e outros processos orogênicos mais jovens (Figura 2.1).

A geologia enigmática do QFe, com pacotes rochosos de idades muito distintas aflorando lado a lado, é resultado de processos geológicos complexos e superpostos, iniciados pela formação de bacias sedimentares antigas, que passaram por sucessivos eventos orogênicos de inversão/fechamento tanto no Arqueano quanto no Proterozoico (Chemale Jr *et al.* 1992 e 1994, Almeida *et al.* 2000, Uhlein & Noce 2012).



**Figura 2.1:** a) Mapa tectônico da América do Sul identificando os quatro crátons (Amazonas, São Luis, São Francisco e Rio de la Plata). Modificado de Almeida *et al.* (1981). b) Mapa regional do cráton São Francisco identificando a localização do QFe. Modificado de Alkmin *et al.* (1993).

Em 1969, uma nova referência na geologia pré-cambriana do Brasil foi instituída, quando Dorr e seus colaboradores sintetizaram os resultados do mapeamento geológico em escala 1:25.000 de 42 quadriculas na região do QFe. Além da consolidação de um mapa geológico integrado em escala 1:150.000. Este trabalho foi realizado por meio do convênio entre o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) e o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) entre os anos de 1946 à 1962.

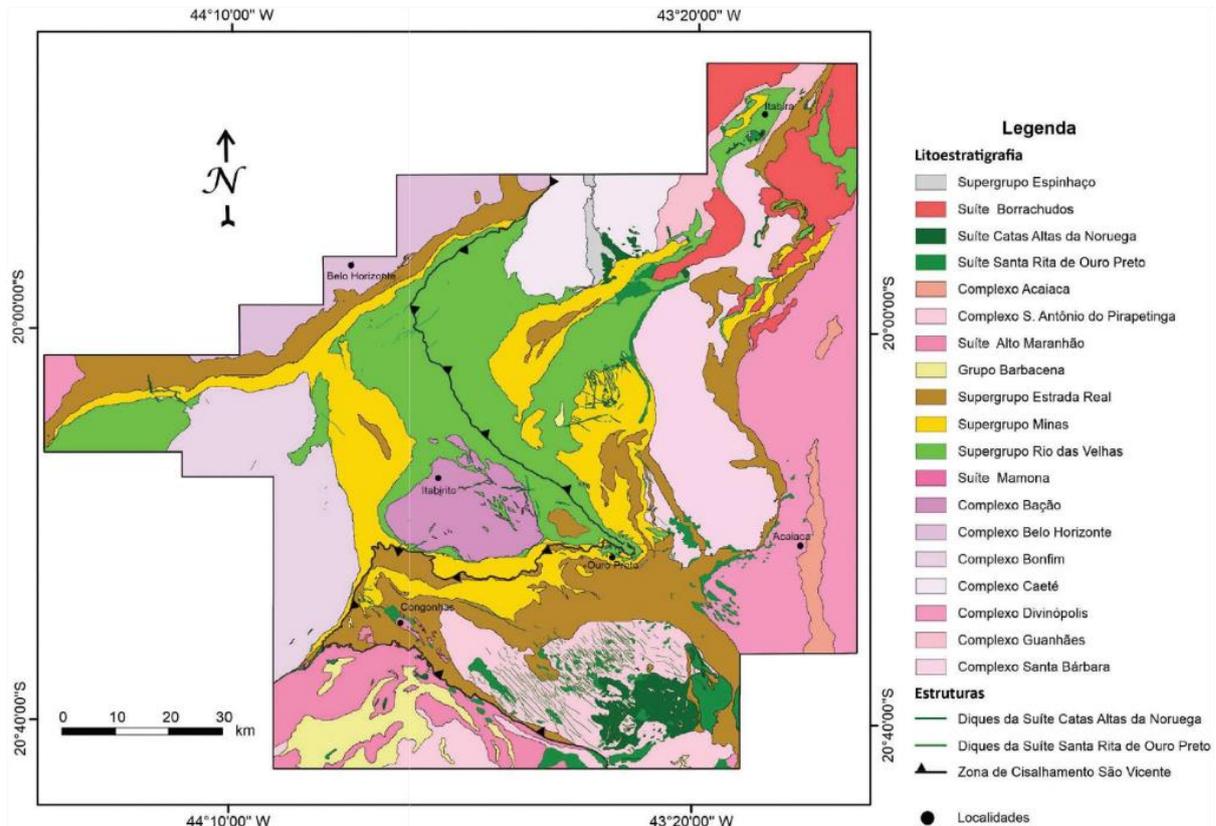
Desde então, os estudos no QFe evoluíram nas mais diversas escalas e áreas do conhecimento e em 2020 publicou-se o livro “*Quadrilátero Ferrífero - Avanços do conhecimento nos últimos 50 anos*” que contempla os resultados de trabalhos realizados nos últimos 20 anos dentro do Departamento de Geologia da Escola de Minas-UFOP, programas de pós-graduação de outras universidades e setor privado. A publicação supracitada incorpora novos dados sobre a estratigrafia e a geologia estrutural para a região do QFe, que tem sua área expandida para além dos limites originalmente definidos por Dorr (1969).

Para a melhor compreensão do trabalho adotou-se a cartografia geológica, a estratigrafia e a evolução tectônica apresentados pelo livro supracitado, por fornecer uma compilação dos trabalhos realizados após a publicação de Dorr (1969) na região do QFe

## **2.1 LITOESTRATIGRAFIA**

O QFe é constituído por unidades litoestratigráficas e litodêmicas do Arqueano, do Paleo-Mesoproterozoico e do Cenozoico (Figura 2.2), retratadas por complexos metamórficos, os Supergrupos Rio das Velhas, Minas e Estrada Real, Supergrupo Espinhaço e unidades sedimentares, correspondentes às coberturas do Paleógeno ao Holoceno, constituídas por sedimentos terrígenos (Endo *et al.* 2020).

Além disso, inclui-se no mapa do Quadrilátero Ferrífero o Grupo Barbacena e as suítes intrusivas máfica/ultramáfica Paraopeba e Santa Cruz (Carneiro 1992), Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega (Endo *et al.* 2019b) e Pedro Lessa (Heineck *et al.* 2003), ocorrendo ainda pequenos corpos de granitoides, aplitos e veios pegmatíticos (Endo *et al.* 2020).



**Figura 2.2:** Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (Endo *et al.* 2019a).

### 2.1.1 Complexos Metamórficos

Os complexos metamórficos (Figura 2.3) são constituídos por ortognaisses bandados, contendo localmente corpos de anfibolitos, ortognaisses finamente laminados, migmatitos, corpos intrusivos de granitoides leucocráticos, veios aplíticos e diques máficos de diferentes gerações (Guimarães *et al.* 1967, Herz 1970, Cordani *et al.* 1980, Gomes 1986, Carneiro 1992, Schorscher 1992, Noce 1995, Endo 1997, Lana *et al.* 2013, Farina *et al.* 2016).

Os gnaisses bandados exibem uma alternância de bandas leucocráticas e meso a melanocráticas, espessuras variáveis, de milimétricas a centimétricas, apresentando, por vezes, injeções leucocráticas e bandas anfibolíticas. Apresentam-se dobrados, com as bandas leucocráticas e mesocráticas exibindo uma foliação gnáissica plano-axial de dobras transpostas. Nas bandas melanocráticas, a xistosidade tende a se paralelizar ao bandamento gnáissico. Os domínios migmatíticos definem as zonas de charneiras antiformais de dobras regionais (Endo *et al.* 2019b).



### 2.1.2 Supergrupo Rio das Velhas

Dorr *et al.* (1957) e Dorr (1969) estabeleceram a clássica divisão do Supergrupo Rio das Velhas nos grupos Nova Lima e Maquiné. Onde o Grupo Nova Lima é sobreposto pelo Grupo Maquiné em contato gradacional a discordante (Gair 1962) e sua base não é reconhecida no QFe.

O Grupo Nova Lima é constituído, principalmente, por intercalação de rochas de origem sedimentar e vulcânica que, com a imposição de uma forte deformação cisalhante e ação de processos hidrotermais, foram transformadas em xistos, xistos cloríticos e filitos. Ocorrem, ainda, de forma subordinada e descontínua, camadas ou lentes de filitos grafitosos, formações ferríferas, dolomitos e quartzo-ankerita xisto (Lapa Seca), metagrauvas e quartzitos (Dorr 1969, Vial *et al.* 2007).

O Grupo Maquiné corresponde à unidade molássica constituída por duas formações (da base para o topo): Palmital e Casa Forte. A Formação Palmital é composta por sericita filito, quartzo-clorita xisto e xistos. A Formação Casa Forte é composta de quartzitos, metaconglomerados e metadiamicritos (Dorr 1969).

A sucessão de rochas do Supergrupo Rio das Velhas forma uma típica sequência arqueana do tipo *greenstone belt*, caracterizada por um conjunto de litofácies em associação da base para o topo de rochas metavulcânicas máfica-ultramáficas e félsicas, metavulcanoclásticas, metavulcanossedimentar química, metassedimentar clástica marinha e metassedimentar costeiro (Zucchetti *et al.* 1998, Baltazar & Pedreira 1998, Baltazar & Zucchetti 2007).

Estas unidades foram previamente inseridas nos grupos Nova Lima e Maquiné por Dorr (1969). Posteriormente Schorscher (1978) propõe a designação de Grupo Quebra Osso ao conjunto de rochas vulcânicas ultramáficas, que ocorrem na borda leste do QFe. Endo *et al.* (2019a,b) adotam a distribuição de associações de litofácies com base na ambiência tectonossedimentar, proposta por Baltazar & Pedreira (1998) e Baltazar & Zucchetti (2007), sendo agrupadas da base para o topo em: Grupo Quebra Osso, constituído pela associação de rochas metavulcânicas máfica-ultramáficas e félsicas; Grupo Nova Lima, constituído pelas associações metavulcanossedimentar química, metavulcanoclásticas, metassedimentar clástica marinha e o Grupo Maquiné, constituído pela associação metassedimentar não-marinha.

### 2.1.3 Supergrupo Minas

Endo *et al.* (2019a) propõem uma nova subdivisão das unidades paleoproterozoicas do QFe nos Supergrupos Minas e Estrada Real. O Supergrupo Minas possui idade paleoproterozoica e dispõe-se em discordância sobre o Supergrupo Rio das Velhas (Dorr 1969). A deposição das unidades do Supergrupo Minas se deu entre 2.584 +/- 10 Ma (Hartmann *et al.* 2006) e 2.420 +/- 19 Ma (Babinski *et al.* 1995). Sendo composto, da base para o topo, pelos grupos Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba, constituindo

uma sucessão continental-marinha de pelo menos 3.424 m de espessura (Dorr 1969) e representa um dos estágios de evolução de uma bacia de margem passiva (Alkmim & Martins Neto 2012).

Os grupos Tamanduá (Simmons & Maxwell 1961, Dorr 1969) e Caraça (Dorr *et al.* 1957) são constituídos predominantemente por psamitos e, subordinadamente, por pelitos e conglomerados aluviais a marinhos (Dorr 1969), os quais registram a fase rifte e a transição para o desenvolvimento da margem passiva (Renger *et al.* 1995; Alkmim & Marshak 1998).

O Grupo Itabira (Dorr *et al.* 1957) é constituído de 1.100 m de rochas metassedimentares marinhas (Dorr 1969) e representa o registro integral da bacia de margem passiva (Alkmim & Marshak 1998). Consiste em itabiritos, itabiritos dolomíticos, itabiritos anfíbolíticos e, subordinadamente, de filitos, quartzitos e mármore da Formação Cauê com espessura de 350 m. É sobreposta por mármore dolomíticos, filitos dolomíticos, dolomitos ferruginosos, filitos e itabiritos da Formação Gandarela (Dorr 1958, Spier *et al.* 2007).

O Grupo Piracicaba (Dorr *et al.* 1957), com 1.280 m de espessura de rochas metassedimentares marinhas, é constituído de quatro formações, da base para o topo: Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro. A Formação Cercadinho é constituída de quartzitos ferruginosos, filitos prateados e, subordinadamente, por dolomitos, xistos sericíticos e metaconglomerados, sendo sobreposta em contato gradacional por filitos, filitos dolomíticos, metassiltitos, dolomitos quartzosos e argilosos da Formação Fecho do Funil. Completam o grupo os ortoquartzitos da Formação Taboões e os filitos grafitosos, filitos e xistos subordinados da Formação Barreiro.

#### **2.1.4 Supergrupo Estrada Real**

A designação Estrada Real provém da redefinição do Grupo Sabará de Almeida *et al.* (2005). O Supergrupo Estrada Real é composto pelos grupos Sabará e Itacolomi, seguindo a proposição de Teixeira da Costa (1961), e representa uma sucessão do tipo *flysch* e molassa sin-orogênicos de pelo menos 3.625 m de espessura (Dorr 1969, Noce 1995, Reis *et al.* 2002). As rochas metassedimentares marinhas do Grupo Sabará e as continentais do Grupo Itacolomi encontram-se interdigitadas na região do pico do Itacolomi (Barbosa 2018), em que os filitos do Sabará sotopostos aos quartzitos Itacolomi cavalgam o Grupo Itacolomi. A provável idade de deposição destas unidades é fornecida por seus zircões detríticos com idades de 2.125 +/- 4 Ma para o Grupo Sabará e de 2.059 +/- 58 Ma para o Grupo Itacolomi (Machado *et al.* 1996), que as posicionam por volta de 2.100 Ma. Adicionalmente, Endo *et al.* (2019a,b) formalizaram a proposta de duas novas unidades litoestratigráficas, as formações Córrego do Germano na base do Grupo Sabará e Florália na base do Grupo Itacolomi.

O Grupo Sabará (Gair 1958) é composto pelas formações Saramenha (Almeida *et al.* 2005), Córrego do Germano e Catarina Mendes (Endo *et al.* 2019a,b), as quais ocorrem em todo o QFe. A

Formação Saramenha é constituída, principalmente, por clorita xistos, mica xistos com intercalações de metagrauvas, quartzitos e formação ferrífera bandada (Endo *et al.* 2019b).

A Formação Córrego do Germano é a unidade basal do Grupo Sabará, sendo constituída essencialmente de formação ferrífera bandada do tipo granular e quartzitos ferruginosos. Foi descrita por Gair (1958) como uma formação ferrífera lenticular com laminação mal definida, interpretada como um metachert ferruginoso. Barbosa (1969a,b) descreve a ocorrência de extensas camadas de quartzitos ferruginosos e itabiritos nas quadrículas de Ouro Preto e Mariana e Maxwell (1960) descreve estas mesmas unidades na quadrícula de Santa Rita Durão.

A Formação Catarina Mendes é a unidade de topo do Grupo Sabará, sendo constituída por biotita-quartzo xistos, quartzitos e filitos. Esta unidade aflora no núcleo da Anticlinal de Mariana em uma janela estrutural cuja idade é estimada em 2.114 +/- 5 Ma (Endo *et al.* 2020).

O Grupo Itacolomi compõe-se das formações Florália (inferior) e Pico do Itacolomi (superior). A Formação Florália, a unidade basal, consiste de ortoquartzitos, cuja ocorrência se estende de Cláudio Manoel, passando por Florália e Rio Piracicaba, a leste de Itabira, e estendendo-se para NNE, para além das fronteiras do QFe, podendo ser observado até nas imediações de Santa Maria de Itabira, perfazendo de forma descontínua uma extensão superior a 70 km (Endo *et al.* 2020). A Formação Pico do Itacolomi corresponde aos quartzitos do Grupo Itacolomi de Dorr (1969). Consiste, predominantemente, de quartzitos com estratificação cruzada acanalada, marcada por trilhas de óxido de ferro, metaconglomerados com seixos, calhaus e raramente matações de veios de quartzo, quartzito, itabirito, filito e granito. Na localidade tipo, região do pico do Itacolomi, situado a sul de Ouro Preto, o quartzito Pico do Itacolomi encontra-se interdigitado com filitos e xistos da Formação Saramenha (Barbosa 2018). O Grupo Itacolomi da região da serra do Pires contém, adicionalmente, camada de formação ferrífera detrítica, que possui espessura de algumas dezenas de metros e extensão de até 1,5 km (Endo *et al.* 2020).

### **2.1.5 Suítes Intrusivas Máficas e Ultramáficas**

As intrusões máficas e ultramáficas pós-Minas manifestam-se em todo o QFe, sendo que na sua porção meridional, nos domínios do Complexo Metamórfico Santo Antônio do Pirapetinga (Raposo 1991), concentra-se o maior número desses corpos intrusivos (Suíta *et al.* 2007, 2013, Endo *et al.* 2019a,b).

A Suíte Santa Rita de Ouro Preto caracteriza-se pela manifestação de um magmatismo ultramáfico intrusivo nas unidades metassedimentares do Paleoproterozoico, representado por um batólito na região de Santo Antônio do Pirapetinga, e por vários stocks e um enxame de diques com extensões que variam de 2 km a 15 km (Endo *et al.* 2019a,b). Os corpos ultramáficos encontram-se

metamorfisados em fácies xisto-verde, indicados pela paragênese mineral com clorita ± serpentina ± talco ± tremolita ± carbonato (Gonçalves *et al.* 2011). Os diques possuem direção NW-SE, espessuras métricas a decamétricas, com deformação cisalhante sinistral superimposta (Gonçalves *et al.* 2011). As principais rochas metaultramáficas são o esteatito (pedra-sabão) e o serpentinito (Jordt-Evangelista & Silva 2005).

A Suíte Catas Altas da Noruega corresponde à manifestação de um evento magmático de natureza máfica pós-Suíte Santa Rita de Ouro Preto, formando um enxame de diques máficos intrusivos nos xistos cloríticos do Grupo Sabará e nos ortognaisses do Complexo Metamórfico Santo Antônio do Pirapetinga (Raposo 1991). A direção preferencial dos diques é NW-SE e raramente NE-SW na região meridional do QFe e E-W e N-S nos demais setores (Endo *et al.* 2019a,b). Os corpos máficos apresentam espessuras de alguns metros a dezenas de metros, e exibem comumente uma foliação de cisalhamento bastante pronunciada na borda. A idade provável desta suíte é 1.714+/- 5 Ma, obtida pelo método U/Pb em baddeleyíta (Silva *et al.* 1995).

### **2.1.6 Unidades Cenozoicas**

Os principais depósitos sedimentares de idade cenozoica do QFe encontram-se restritos às bacias do Fonseca (Gorceix 1884, Dorr 1969, Maxwell 1972), do Gandarela (Gorceix 1884) e do Gongo Soco (Saadi *et al.* 1992, Maizatto 1993), sendo formalmente designadas, respectivamente, por formações Fonseca (Dorr 1969, Maxwell 1972), Fazenda do Gandarela e Gongo Soco (Endo *et al.* 2020).

A Formação Fonseca (Gorceix 1884, Dorr 1969, Maxwell 1972) é uma unidade litoestratigráfica de aproximadamente 85 m de espessura, assentada nos gnaisses do Complexo Metamórfico Santa Bárbara. É constituída, predominantemente, por argilitos, siltitos, arenitos, linhitos e conglomerados de origem flúvio-lacustre. A sedimentação teria ocorrido entre o Neoeoceno e Oligoceno (Maizatto 2001).

A Formação Fazenda do Gandarela é constituída, predominantemente, por argilitos, arenitos e linhitos recobertos por uma camada de argila avermelhada e canga, e está assentada na Formação Gandarela (Gorceix 1884). Maizatto (2001) sugere que a sedimentação ocorreu entre Neoeoceno e Eomioceno e que as fácies sedimentares foram associadas a depósitos lacustres e de fluxos de detritos. Maizatto (2001) identificou na referida bacia que a direção do aporte sedimentar durante o Neoeoceno foi de sul para norte, e que durante o Oligoceno foi de NE para SW.

A Formação Gongo Soco consiste de um espesso pacote de sedimentos formados por fluxos de detritos associados a leques aluviais, sendo dividido da base para o topo em cinco fácies: i) diamictitos com fragmentos de dimensões entre 1 cm e 8 cm de hematita, itabirito e quartzo, ii) brechas com fragmentos de itabirito e hematita de dimensões que variam de 10 cm até 30 cm, iii) diamictitos com

fragmentos de itabirito com tamanhos entre 15 cm e 20 cm, dispersos em matriz argilosa, iv) arenitos de granulação média e coloração amarelada; v) diamictitos com fragmentos de itabirito e hematítico e matriz hematítica. Os sedimentos apresentam mergulhos entre 25° a 55° para SSE e são afetados por estruturas como falhas inversas e normais e dobras de arrasto (Maizatto 1993).

## 2.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E TECTÔNICO

### 2.2.1 Evolução do Pensamento

Nos domínios do QFe diversas e controversas são as propostas de evolução tectônica apresentadas pelos pesquisadores, sobretudo no que diz respeito ao desenvolvimento das estruturas Transamazônicas. Nesta monografia, citam-se os trabalhos de Guimarães (1951), Dorr (1969), Chemale Jr. *et al.* (1992, 1994), Alkmim & Marshak (1998), Endo (1997) e Endo & Machado (1998) que formularam hipóteses sobre a evolução da região.

Guimarães (1951) sugere a existência de cinco eventos deformacionais que afetaram o arcabouço da região. O primeiro deles seria relativo à fase de sedimentação Minas seguida de atividade vulcânica epirogênica, com geração de fraturas/falhamentos de direções N-S e E-W. O segundo evento corresponde à orogenia paleoproterozoica pós-Minas e pré-Itacolomi com direção preferencial de fraturamento e colocação de granitos, N40E. O terceiro evento corresponde a orogenia pós-Itacolomi, cujo fraturamento crustal é de direção N40W. O quarto e quinto eventos são relativos à orogenia Caledoniana que tiveram como resultados a deformação das rochas do Grupo Bambuí e concomitante reativação de falhas do embasamento com movimentos verticais.

Para Dorr (1969), foram três os eventos responsáveis pela estruturação do QFe. O primeiro evento corresponde ao evento deformacional que afetou apenas o Supergrupo Rio das Velhas. O segundo evento ocorreu entre o tempo de deposição do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi, com soerguimentos e arqueamentos do Minas. O terceiro evento e de maior expressão afetou todas as sequências pré-cambrianas e foi responsável pelos dobramentos sinformais e antiformais de eixos N-S, E-W, NE-SW e NW-SE, pelo soerguimento parcial do Complexo Bação e também pelos cavalgamentos responsáveis pela inversão dos flancos Leste e Sudeste das megadobras.

Para Chemale *et al.* (1992 e 1994), a estruturação do QFe se deu em dois eventos; o primeiro relacionado à Orogênese Transamazônica e o segundo relacionado à Orogênese Brasileira. O primeiro evento é de natureza compressional e deu origem aos megasinclinais contínuos Serra do Curral (NW-SE), Moeda (N-S), Dom Bosco (E-W) e Santa Rita (N-S). Nesse evento, segundo Rosiere *et al.* (1990 *apud* Chemale *et al.* 1994) também foram formados os sinclinais Gandarela, João Monlevade e Itabira. A esse evento estão relacionados a formação de zonas de cisalhamento vergentes para E e SE,

soerguimento do embasamento cristalino e abatimento das sequências supracrustais, dando origem aos sinclinais e anticlinais. O vetor regional da extensão é considerado de direção WNW-ESE.

O segundo evento, de origem Brasileira, foi dividido em três fases deformacionais compressivas, D1, D2 e D3. Na fase D1 ocorre metamorfismo de fácies xisto-verde a anfibolito com desenvolvimento de zonas de cisalhamento relacionadas a empurrão, falhas de rasgamento e zonas transcorrentes conjugadas. Na fase D2, sob condição de metamorfismo de fácies xisto-verde baixo, são formadas dobras mesoscópicas com crenulação de direção E-W, clivagem espaçada e falhas transcorrentes. A fase D3 dá-se sob mesmas condições metamórficas que a fase D2 gerando dobras mesoscópicas N-S, associadas com formação de clivagem vertical espaçada e falhas inversas.

Alkmim & Marshak (1998), por meio de estudos de geometria e cinemática, propõem quatro eventos para estruturação do QFe. O primeiro evento é relacionado à orogênese Transamazônica. De caráter compressional, foi responsável pela geração das estruturas vergentes para NW, xistosidade regional em condições de fácies xisto-verde alto a anfibolito baixo, megadobras, tais como o Sinclinal Gandarela, parte do Sinclinal Ouro Fino e Anticlinal de Conceição. O segundo evento, também compressional, é responsável por estruturação N-S, dobras normais com clivagem E-W e falhas inversas associadas, além da acomodação dos sinclinais Dom Bosco e Moeda junto ao Complexo Bação. O terceiro evento é de natureza extensional com formação de falhas normais e colocação de diques máficos. O quarto e último evento, correspondente ao evento Brasileiro, foi responsável pela estruturação do cinturão de dobramentos do Espinhaço, falhamentos N-S na Serra do Caraça e cavalgamento do Complexo Bação sobre o flanco leste do Sinclinal Moeda. Orogenia Caledoniana que tiveram como resultados a deformação das rochas do Grupo Bambuí e concomitante reativação de falhas do embasamento com movimentos verticais.

Endo (1997) e Endo & Machado (1998) consideram três ciclos tectono-deformacionais principais para a estruturação do QFe. O primeiro deles se refere ao Ciclo Jequié (2780-2560 Ma), o segundo é relativo à Orogenese Transamazônica (2250-1900 Ma) e o terceiro ciclo corresponde à Orogenese Brasileira (650-500 Ma).

O Ciclo Jequié, segundo Endo (1997), é resultado de três eventos tectono-deformacionais sucessivos desenvolvidos em regime transpressional, segundo o mesmo plano de fluxo N-S. O primeiro evento é a Orogenia Rio das Velhas (Neo-Arqueano), de caráter transpressional NS dextral, é considerado o evento mais intenso, sendo responsável pelo forte magmatismo e metamorfismo nos Grupos Nova Lima e Quebra Osso e colocação dos granitos cálcio-alcálicos no QFe. O segundo evento é transpressional sinistral de direção NE-SW, com geração de calhas que propiciaram a deposição sedimentar e ascensão de magma básico da sequência Maquiné. No terceiro evento tectono-

deformacional ocorre a inversão da Bacia Maquiné (Orogênese Maquiné) em regime transpressional dextral com geração de plutonismo granítico sintectônico.

O ciclo Transamazônico no QFe manifesta-se por meio de quatro eventos tectono-deformacionais, alternadamente compressionais e extensionais. O primeiro evento é de natureza transpressional dextral dirigido de NE para SW. Nesse evento ocorre a inversão da Bacia Minas, com geração de zonas de cisalhamento e cavalgamentos. O segundo evento é de natureza extensional com esforços dirigidos de NW para SE. Os produtos desse evento consistem na formação dos megassinclinais e domos gnáissicos do QFe e também dos entes tectônicos: Zona de Cisalhamento Moeda-Bonfim, Zona de Cisalhamento Souza Noschese, Falha do Curral e Falha do Engenho. O terceiro evento do ciclo Transamazônico é compressional, transpressivo sinistral, com esforços dirigidos de SE para NW. O quarto evento é distensivo com campo tectônico orientado para SE. Os resultados desses dois eventos foram inversão da Bacia Itacolomi, colocação de diques máficos e corpos graníticos e colapso orogenético associado aos descolamentos normais de NW para SE.

O ciclo Brasileiro, no QFe, apresenta dois eventos tectônicos em regimes transpressionais e grau metamórfico em condições de fácies xisto-verde. O primeiro evento apresenta cinemática dextral, dobramentos e cavalgamentos com vergência para NW, passando para uma tectônica de embasamento envolvido com transporte W. Durante o segundo evento ocorre geração da Falha Furquim com estruturas extensionais. Evento tardio em cinemática transpressiva sinistral gerando dobramentos suaves, clivagens EW e reativações locais de estruturas pré-existentes.

### **2.2.2 Evolução tectono-estrutural do QFe**

O modelo de evolução estrutural e tectônico para o QFe, adotado para este trabalho, se apoia nas proposições apresentadas pela recente publicação Endo *et al.* (2020), onde descrevem o QFe como sendo constituído por rochas supracrustais arqueanas e paleoproterozoicas alóctones sobre o embasamento cristalino, sendo polideformadas e metamorfizadas em grau baixo a médio, organizando-se em dois sistemas de idade transamazônica, a *Nappe* Curral com vergência para NNE e o Sistema de *Nappes* Ouro Preto com vergência para SSW. Tais proposições encontram-se sintetizadas no Quadro 2.1.

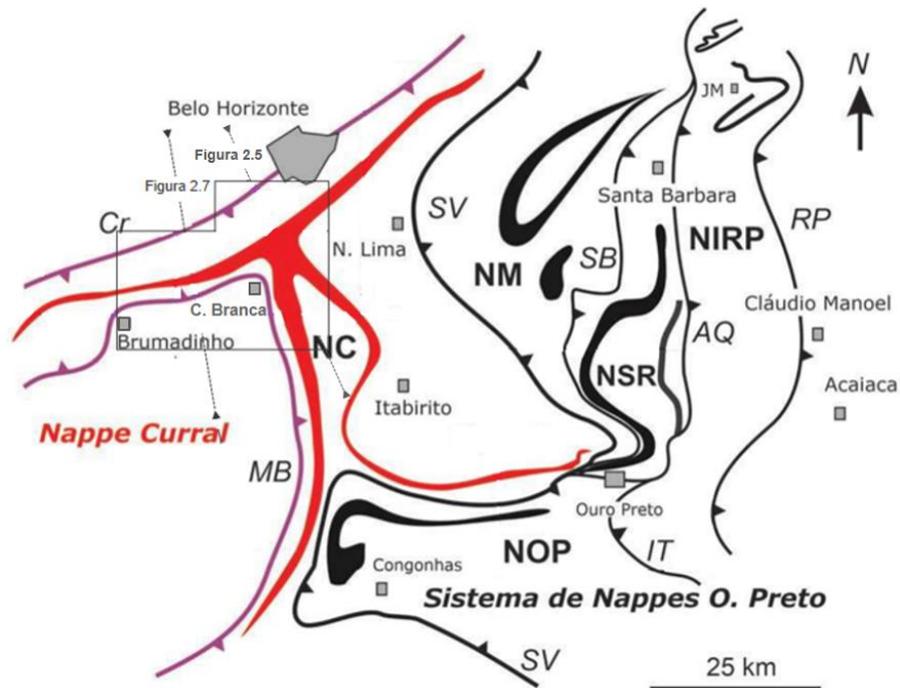
**Quadro 2.1:** Síntese dos eventos tectônicos que atuaram no QFe indicando os principais processos e produtos tectono-deformacionais, magmáticos e sedimentares (Endo *et al.* 2020).

Era	Eventos Tectônicos	Regime Tectônico	Fase de Deformação	Processos e Produtos Tectônicos	
				Domínio da <i>Nappe</i> Curral	Domínio do Sistema de <i>Nappes</i> Ouro Preto
Cenozoico	Sul-Atlântico			Formação de depósitos terrígenos, aluviões, elúvios e colúvios	
		Compressão	F5	Fase de fraturamentos, falhamentos e reativações de descontinuidades crustais herdadas.	
		Extensão		Deposição dos sedimentos que compõem as formações Fonseca, e Fazenda do Gandarela e Gongo Soco e posteriormente das formações Cata Preta e Chapada de Canga.	
Mesozoico		Extensão	Magmatismo máfico: Suite Santa Cruz		
Neoproterozoico	Brasiliano			Nucleação dos sinformes Dom Bosco, Nova Lima-Brumal e Itabira e antiformes Furquim e João Monlevade de direções axiais EW por processo de indentação do bloco Barbacena com movimento de sul para norte. Redobramento do sinforme Dom Bosco: Dobra em "L" de Almas-Segredo ( <i>miter folding</i> ). Formação de clivagens de crenulação E-W e dobras de escala mesoscópica vergentes para N. Intrusão de corpos de granitos e pegmatitos no domínio do sinforme Dom Bosco. Reativação das falhas Marinho da Serra, Cata Branca, Congonhas e correlatas (cinemática dextral). Rotação horária, de aproximadamente 45°, dos diques das suítes Santa Rita de Ouro Preto e Catas Altas da Noruega no domínio de influência do bloco Barbacena. Amplificação e rotação dos sinclínios de Itabira e João Monlevade-Rio Piracicaba por mecanismo de <i>flanking folds</i> .	
		Compressão NS	F4		
		Compressão EW	F3	Formação de clivagens de crenulação N-S e dobras de escala mesoscópica vergentes para W e, localmente, para E. Inversão do flanco E do Sinclinal Moeda. Nucleação do Sinclinal Cláudio Manoel e Anticlinal Acaiaca. Reativação de descontinuidades pretéritas com geração de foliação nas rochas máficas e ultramáficas. Geração dos sinclinais Alegria e Fábrica Nova por mecanismo de <i>flanking folds</i> sem geração de clivagem plano-axial associada. Geração de estruturas Andersonianas (fraturas conjugadas, de alívio e de tração) e posteriormente basculadas para E. Fraturas de alívio NS preenchidas por veios de quartzo e de tração preenchidas por corpos de hematitito. Falhas Marinho da Serra, Cata Branca, Congonhas e correlatas (cinemática sinistral).	
		Extensão	Magmatismo máfico: Suite Pedro Lessa		

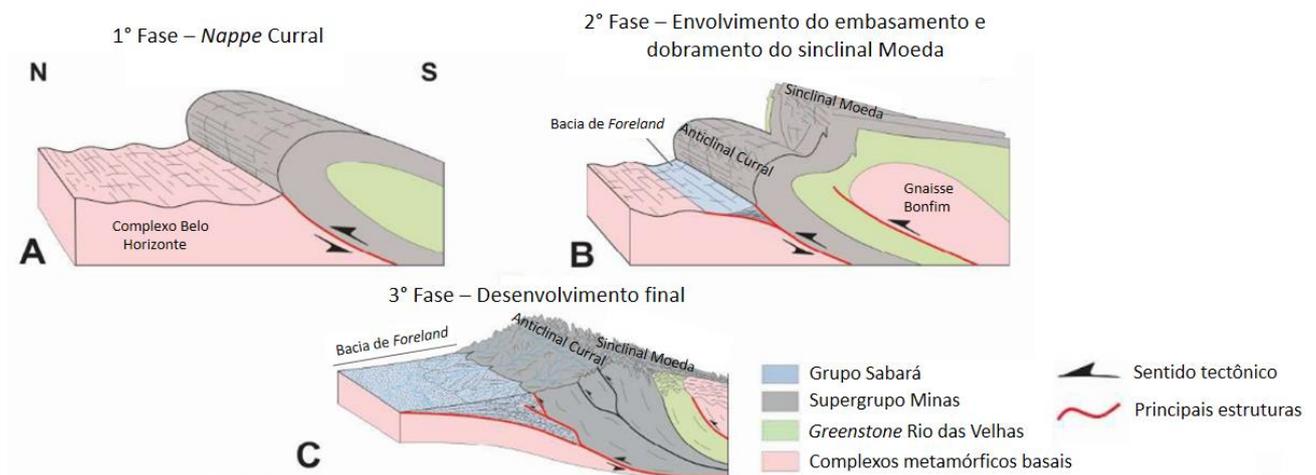
Era	Eventos Tectônicos	Regime Tectônico	Fase de Deformação	Processos e Produtos Tectônicos
Meso-proterozoico	Espinhaço	Extensão	Formação da bacia Espinhaço	
Paleoproterozoico	Pós-Minas	Extensão	Magmatismo máfico/ultramáfico e alcalino: diques de direção E-W e N-S: Suíte Santa Rita de Ouro Preto/Suíte Catas Altas da Noruega e Suíte Borrachudos.	
	Minas	Compresão	F2	Fase F2: Localmente presente no domínio da estrutura <i>pop-up</i> delimitado pelas falhas Casa Branca e Serra das Gaivotas. Dobras de propagação da falha Cata Branca: Morro do Chapéu e Pau Branco. Xistosidade plano-axial S2 associada na dobra de Morro do Chapéu.
			F1	Fase F1: Nucleação da <i>Nappe</i> Curral com vergência para NNE. Polaridade metamórfica crescente para SSW de fácies xisto-verde para anfíbolito. Xistosidade plano-axial S1 associada. Intrusão de corpos graníticos no domínio de antepaís (Sinclinal Mangabeiras e Serra do Curral): Ex. Morro do Papagaio
		Inversão da bacia Minas		Nucleação da <i>Nappe</i> da fase F1 com vergência para sul: Pré-Sistema de <i>Nappes</i> Ouro Preto.
Arqueano	Mamona, Rio das Velhas (I e II) e Santa Bárbara	Eventos tectono-metamórficos pré-Minas		

### 2.3 NAPPE CURRAL

Segundo Endo *et al.* (2005), a *Nappe* Curral é uma megadobra alóctone vergente para norte que domina o cenário estrutural da porção ocidental do QFe (Figura 2.4), onde a sequência Minas que se dispõe na serra do Curral, em posição estratigráfica invertida, representa o flanco inverso dessa *nappe* (Figura 2.5a,b). No geral, o núcleo dessa *nappe* é ocupado pelas unidades do Supergrupo Rio das Velhas; no entanto, na região entre Casa Branca a Brumadinho, o núcleo da *nappe* está representado pelos gnaisses Souza Noschese e Alberto Flores, que pela sua peculiaridade é designado de anticlinal Bonfim (Figura 2.5b). A zona da charneira da *Nappe* Curral compreende a região da junção homoclinal Curral-sinclinal Moeda (Figura 2.5b) e o seu flanco normal se encontra dobrado formando o sinclinal Moeda (Figura 2.5b).



**Figura 2.4:** Mapa esquemático de articulação do sistema de *nappes* do Quadrilátero Ferrífero e as principais falhas/zonas de cisalhamento. : NC- *Nappe* Curral, NM- *Nappe* Maquiné, NSR- *Nappe* Santa Rita, NIRP- *Nappe* Itabira-Rio Piracicaba, NOP- *Nappe* Ouro Preto Falhas: SB- São Bento, AQ- Água Quente, RP- Rio Piracicaba, IT- Itacolomi, Cr- Curral Zonas de cisalhamento: MB- Moeda Bonfim (descolamento basal da *Nappe* Curral), SV- São Vicente (descolamento basal do Sistema de Ouro Preto). Polígono identificando a área de estudo do trabalho de Endo *et al.* (2005) e linhas tracejadas identificando a localização da seções apresentada na Figura 2.5 e Figura 2.7. Modificado de Endo *et al.* (2020).

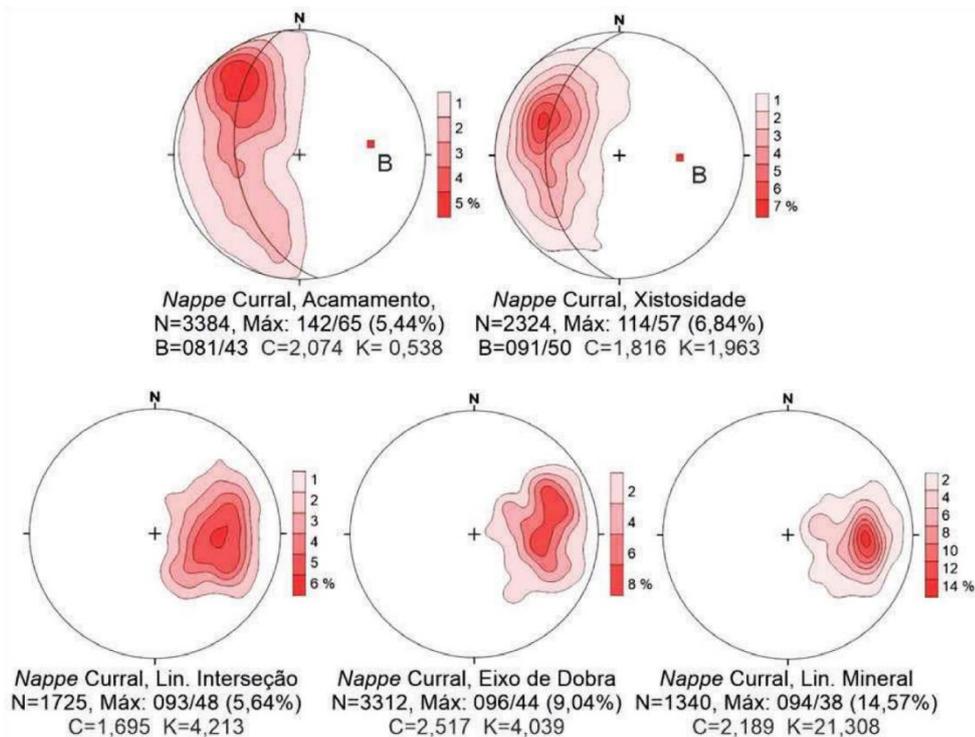


**Figura 2.5:** Modelo de evolução tectônica simplificado proposto para a região da junção entre o homoclinal Curral e o sinclinal Moeda. Noroeste do QFe. (A) Desenvolvimento de uma mega dobra recumbente com vergência para N. (B) Nucleação de domo do embasamento e redobramento do flanco normal. (C) Fase final da evolução tectônica e erosão das rochas.. Modificado de Madeira *et al.* (2017).

### 2.3.1 Junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda

Endo *et. al.* (2005), por meio de um estudo litoestrutural na escala 1:10.000 realizado na região demarcada na Figura 2.4, propõem uma macroestrutura principal para a região da serra do Curral bastante diversa, em maior ou menor grau, daquelas anteriormente postuladas para a área.

Segundo Endo *et. al.* (2005), a trama penetrativa observada em todos os litotipos das unidades do Supergrupos Minas é a xistosidade S1 plano-axial de dobras F1 sempre oblíqua ao acamamento. As lineações de interseção, mineral e os eixos de dobras são notavelmente subparalelas entre si (Figura 2.6). A xistosidade impressa nas rochas do Supergrupo Rio das Velhas é a mesma xistosidade observada no Minas e em toda a serra do Curral predominam as relações entre a xistosidade e o acamamento bem como as assimetrias de dobras mesoscópicas de flanco inverso [Z] e no sinclinal da Moeda de flanco normal [S] com transição na região de junção entre as duas estruturas.



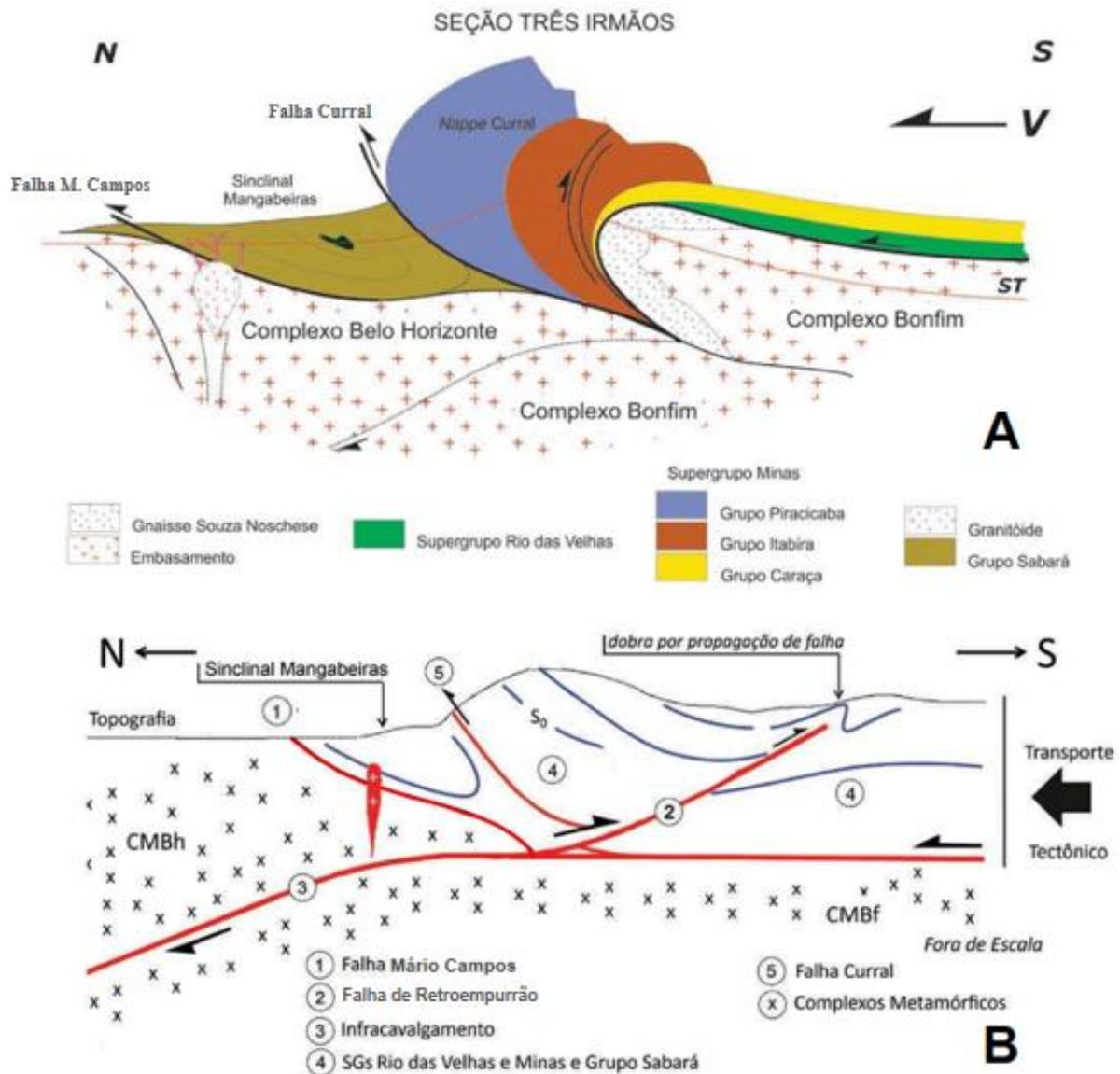
**Figura 2.6:** Diagramas de projeção estereográfica (hemisfério inferior) de acamamento (S0), xistosidade plano-axial (Sn), lineação de interseção entre S0xSn, eixos de dobra (B) e lineação mineral/estiramento mineral da Nappe Curral. N = Número de medidas, K = Parâmetro de forma, C = Parâmetro de consistência. Modificado de Endo *et al.* (2020).

Endo *et. al.* (2005) articulam os elementos tectono-estratigráficos observados em seu trabalho por meio de uma tectônica de *nappes* com vergência para nordeste onde as unidades do Supergrupo Rio das Velhas ocupam o núcleo de uma megadobra recumbente alóctone denominada de *Nappe Curral*. O flanco inverso da *nappe* corresponde toda a sequência Minas/Rio das Velhas que se dispõem na serra

do Curral e o flanco normal, que se encontra redobrado, se estende para sul formando o sinclinal Moeda. A zona de charneira compreende a junção Curral-Moeda complexamente estrangulada pelo envolvimento do Gnaiss Souza Noschese no núcleo da *nappe*, indo constituir a anticlinal Curral-Bonfim (Figura 2.5). Madeira (2018) também caracteriza por meio de estudo estratigráfico/estrutural a área da junção Curral-Moeda, bem como a zona de charneira redobrada da megaestrutura envolvendo o embasamento cristalino.

Endo *et. al.* (2005) descrevem que o transporte da *Nappe* Curral se deu sobre uma superfície de descolamento basal localizada sobre os gnaisses do Complexo Bonfim, onde o traço desta superfície a sul da serra do Curral e a oeste do sinclinal Moeda acompanha o contato do Gnaiss Bonfim com as rochas supracrustais. O front da *nappe* é materializado pela falha de empurrão do Curral que emerge na interface entre o Grupo Sabará e o Supergrupo Minas, a norte da Serra do Curral. A sinclinal Mangabeiras de traço axial subparalelo ao traço da falha do Curral é resultante do avanço da *Nappe* Curral sobre o Grupo Sabará. Nesse contexto surge um arranjo típico de falhas de empurrão delimitando o sinclinal de antepaís chamadas de *out-ofsyncline thrusts* (Figura 2.7a). São falhas que se moldam em torno do sinclinal, uma com cinemática sintética e a outra antitética. A falha sintética está representada pela falha de empurrão Mário Campos. A falha antitética não foi observada em superfície, porém, o efeito da movimentação de massas antitéticas se manifesta por meio de meso a mega dobras do tipo *kink* com vergência para S-SW.

Endo *et al.* (2020) adicionalmente descrevem a reversão do fluxo de massa para sul no terço setentrional do sinclinal Moeda, evidenciada pela inversão de vorticidade de anti-horária para horária no flanco W, e de horária para anti-horária, no flanco E. O arranjo destas feições estruturais e a deformação associada (*strain*) são compatíveis com o modelo de rampa frontal-retroempurrão em estilo *pop-up* (Figura 2.7b).



**Figura 2.7:** Seções da junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda. (A) Seção transversal Três Irmãos, *Nappe* Curral. Seção submeridional ortogonal ao eixo da *nappe*. V - Vergência, ST - Superfície topográfica. Localização da seção: vide figura 2.4. (B) Seção transversal Três Irmãos realçando as principais estruturas. Modificado de Endo *et al.* (2020).

A fase tardi-tectônica da ascensão de blocos do embasamento cristalino foi acompanhada pela intrusão de vários pequenos corpos de granitoides nas rochas do Grupo Sabará, posicionados ao longo da direção axial do sinclinal Mangabeiras (Noce 1995, Endo *et al.* 2019a,b). Na gênese dos granitoides, admite-se a hipótese de fusão parcial da crosta em resposta a interação entre os blocos dos complexos metamórficos Belo Horizonte e Bonfim por meio de uma falha de infracavalcamento (Figura 2.7a). Oliveira (2009) caracterizou um espessamento da litosfera a partir da serra do Curral para NW.



## CAPÍTULO 3

### MÉTODOS GEOFÍSICOS

---

O conhecimento teórico sobre os métodos geofísicos e ferramentas matemáticas contribui na compreensão das respostas físicas dos diferentes meios materiais. Sendo possível entender as limitações de cada método geofísico e sua aplicabilidade, ajudando na escolha de métodos adequados na elucidação de problemas específicos em que a geofísica pode ser aplicada.

Desta forma este capítulo é dedicado ao estudo dos métodos potenciais e métodos de estimativas de profundidades por meio da Deconvolução de Euler, métodos estes, escolhidos por serem os mais adequados no estudo de estruturas profundas.

#### 3.1 MÉTODOS POTENCIAIS

A gravimetria e a magnetometria recebem o nome de métodos potenciais por analisarem as variações dos campos potenciais da terra, o gravitacional e o magnético, respectivamente. São considerados métodos geofísicos passivos, pois seus equipamentos de medida apenas captam as variações nos campos equipotenciais da terra. Na gravimetria as perturbações no campo gravitacional são provocadas pelas diferentes densidades litológicas, enquanto na magnetometria são as heterogêneas distribuições de minerais magnéticos que promovem as variações no campo.

##### 3.1.1 Gravimetria

A gravimetria pode ser definida, de forma geral, como o ramo da geofísica que se ocupa da medida, análise e interpretação do campo gravitacional terrestre. As anomalias gravimétricas resultam dos contrastes de densidade existentes entre um corpo rochoso e as suas vizinhanças (Telford *et al.* 1990). E são detectadas por meio da força de atração gravitacional que as rochas exercem sobre corpos de prova localizados no instrumento de medida gravimétrica, o gravímetro (Equação 3.1).

$$|F| = \left| \frac{GM}{r^2} m \right| = |mg| \quad (\text{Equação 3.1})$$

Através da Equação 3.1 observa-se que o princípio físico do método gravimétrico nada mais é do que a Lei da Atração Gravitacional Universal, ou seja, a força de atração (F) entre dois corpos depende apenas de uma relação entre suas massas (M, m) e da distância entre seus centros de gravidade (r). Onde G é a constante da gravitação universal (Serway & Jewett Jr. 2004).

A força (F) e massa (m) se relacionam por meio da aceleração gravitacional (g). Observe que  $|g| = \left| \frac{GM}{r^2} \right|$  e a partir desta relação é definido o potencial gravitacional (U) (Equação 3.2).

$$U = -\frac{GM}{r} \quad \text{(Equação 3.2)}$$

A primeira derivada potencial gravitacional (U) em qualquer direção dá o componente da gravidade naquela direção. Portanto, U promove uma simplificação de extrema importância na geofísica: o conceito de superfícies equipotenciais. As superfícies são níveis de um mesmo potencial dentro do campo onde o trabalho é nulo. O nível do mar, por exemplo, é uma superfície equipotencial amplamente conhecida e utilizada na gravimetria (Telford *et al.* 1990, Luiz & Silva 1995, Kearey *et al.* 2009).

Nas Equações 3.1 e 3.2 a gravidade é constante para um modelo ideal. No entanto, a forma elipsoidal, rotação, topografia, efeitos de marés e a distribuição interna das massas da Terra fazem com que a gravidade varie significativamente (Kearey *et al.* 2009).

A maior parte da massa da Terra (~ 99,7%) localiza-se no manto e núcleo. Do restante, estimasse que 0,001% da gravidade medida na superfície referem-se à litologias relacionadas à prospecção geológica (Telford *et al.* 1990, Luiz & Silva 1995).

A densidade das rochas depende da composição e da porosidade. De um modo geral, as rochas ígneas e metamórficas têm baixa porosidade e as diferenças de densidades competem às diferenças de composição. As rochas sedimentares, devido à compactação, apresentam aumento da densidade em função da profundidade (Telford *et al.* 1990, Luiz & Silva 1995).

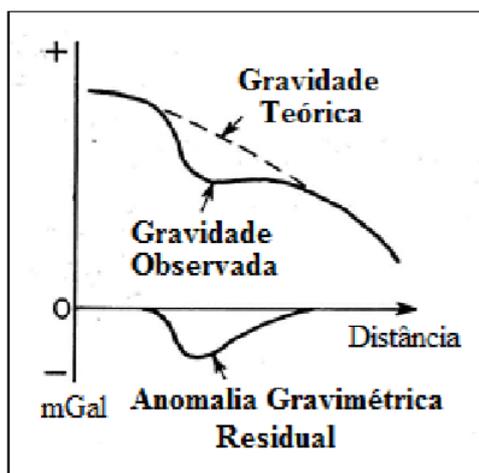
Na tabela 3.1, apresentam-se as variações de densidades e as densidades médias de algumas destas rochas.

**Tabela 3.1** Variação de densidade e densidade média de rochas sedimentares, ígneas e metamórficas (adaptação de Telford *et al.* 1990)

	Rochas	Variação de densidade (g/cm <sup>3</sup> )	Densidade Média (g/cm <sup>3</sup> )
<b>Sedimentares</b>	Arenito	1,61 – 2,76	2,35
	Folhelho	1,77 – 3,20	2,40
	Calcário	1,93 – 2,90	2,55
	Dolomito	2,28 – 2,90	2,70
<b>Ígneas</b>	Andesítica	2,40 -2,80	2,61
	Basalto	2,70 – 3,30	2,99
	Riolito	2,35 – 2,70	2,52
	Granito	2,50 – 2,81	2,50
<b>Metamórficas</b>	Anfibolito	2,90 – 3,04	2,96
	Gnaisse	2,59 – 3,00	2,80

### 3.1.1.1 Reduções Gravimétricas

Simplificadamente, anomalia gravimétrica pode ser explicada como a atração gravitacional observada deduzida da atração gravitacional de um geóide de referência (Figura 3.1). O geóide de referência corresponde à superfície equipotencial gravimétrica do nível médio dos mares, definida pela Associação Internacional de Geodésia, em 1967 (Luiz & Silva 1995, Blakely 1996).



**Figura 3.1** - Imagem esquemática da redução do valor de gravidade medida ao elipsoide de referência afim da obtenção das anomalias gravimétricas (Kearey *et al.* 2009).

Reduzir o valor da gravidade medida ao elipsoide de referência significa descobrir o valor de gravidade existente entre o ponto teórico e o observado. Para isto, todas as acelerações que não decorrem exclusivamente da atração gravitacional da massa que preenche o espaço entre a superfície e o elipsoide devem ser removidas através das seguintes correções: correção dos efeitos de maré, da deriva instrumental, de Eötvös, de latitude, de ar livre, de Bouguer e topográfica.

**Correção dos efeitos de maré.** Os efeitos de maré são produzidos pela atração gravitacional da Lua e do Sol, acarretando em variações gravimétricas de até 0,3mgal na aceleração gravitacional. Devido a forma da Terra mudar periodicamente por uma distorção causada pela atração dos astros citados e a distância da superfície ao centro variar. O que gera a oscilação da medida gravimétrica.

Compreendendo que estas variações são previsíveis e periódicas, monitora-se e faz-se possível suas correções em *softwares* a partir das coordenadas geográficas e temporais.

**Correção da deriva instrumental.** A gradual mudança na leitura gravimétrica decorrente de falhas mecânicas do equipamento é dita Deriva Instrumental ou *Drift* Instrumental. Resultado da imperfeita elasticidade das molas, esse fenômeno é inerente aos atuais equipamentos gravimétricos.

Amostragens sucessivas de um ponto fixo em um longo período de tempo, permitem a detecção e correção da deriva instrumental. Os dados contemplados abrangem pequenas deformações inelásticas que as molas apresentam ao longo do tempo e dilatações/compressões devido à variação da temperatura.

Tem-se um *drift* instrumental, se após a remoção do efeito de maré, persistir nas leituras do ponto fixo uma variação gravimétrica aproximadamente linear. A correção do *drift* dá-se extraindo, em módulo, a variação linear de cada ponto amostrado.

Em levantamentos de campo, o *drift* instrumental pode ser corrigido junto com o efeito de maré pela reocupação de estações gravimétricas em intervalos de duas a três horas (Luiz & Silva 1995).

**Correção de Eötvös (EC).** Para dados gravimétricos obtidos em veículos (navios e aviões), com deslocamento faz-se necessária a correção de Eötvös (EC). Trata-se da remoção da aceleração decorrente do movimento (Telford *et al.* 1990).

A aceleração do receptor é obtida pela aproximação matemática da Equação 3.3.

$$EC = 7,503V \sin \alpha \cos \Phi + 0,004154V^2 \quad (\text{Equação 3.3})$$

Na qual,  $V$  é a velocidade do medidor, em nós,  $\alpha$  é a direção azimutal e  $\Phi$  é a latitude. Os valores entre latitudes distintas não podem ser comparados sem a correção de latitude, visto que, o valor da aceleração gravitacional nominal aumenta ao se afastar do equador em direção aos polos (Telford *et al.* 1990, Luiz & Silva 1995, Blakely 1996).

A variação do campo gravitacional terrestre ao longo dos meridianos deve-se à força centrípeta, provocada pela rotação, e também à distribuição de massa decorrente do arqueamento equatorial (Telford *et al.* 1990).

Em razão do formato de elipsoide achatado da Terra, que resulta em um raio equatorial cerca de 21km maior que o raio polar, há uma proximidade maior do centro gravitacional nas superfícies do polo do que nas superfícies próximas ao equador. Baseando-se na Equação 3.1, tem-se que a diferença entre os raios faz com que a atração gravitacional da região equatorial seja menor do que na região polar.

Contudo, a amplitude desse efeito é reduzida pelas diferentes distribuições de massa do arqueamento equatorial. Dado que a massa sob a região equatorial é maior do que sob os polos (Kearey *et al.* 2009).

Em um sólido de revolução, a velocidade angular é máxima na zona equatorial e anula-se sobre o eixo de rotação. Por isso, a aceleração centrípeta que se soma vetorialmente a aceleração gravitacional é máxima na região equatorial e se anula próximo aos polos (Telford *et al.* 1990). De acordo com Kearey *et al.* (2009), a resultante desses fatores faz com que a gravidade nos polos exceda a gravidade no

equador em 3,186mGal e que a gravidade da Terra tenha um gradiente norte-sul de  $0,812\text{sen}^2\phi$  (mGal.Km<sup>-1</sup>).

Em 1930, a União Internacional de Geodésia e Geofísica calculou o valor teórico da gravidade ( $g$ ) sobre a superfície do geoide de referência. No entanto, este valor estava superestimado devido a truncamentos de séries matemáticas e foi recalculado em 1967.

A Fórmula Internacional da Gravidade de 1967 (GRS-67) é apresentada pela Equação 3.4 (Telford *et al.* 1990).

$$g_{teor} = 978031,85 (1 + 0,005238895 \sin^4 \phi + 0,000023462 \sin^4 \phi) \quad (\text{Equação 3.4})$$

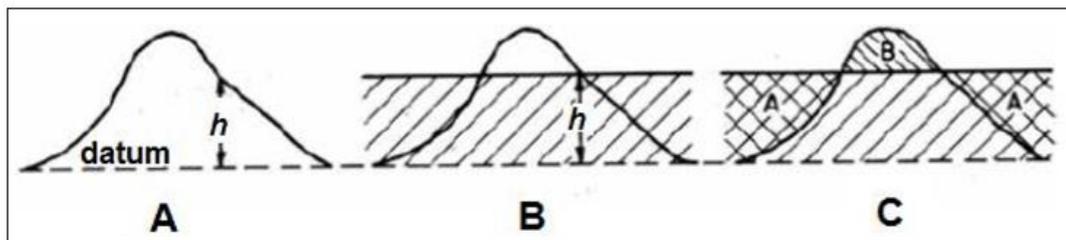
Onde:  $g_{teor}$  é o valor teórico da gravidade no nível médio dos mares na latitude  $\phi$ .

**Correção de latitude (CL).** Quando o levantamento abrange duas ou mais latitudes faz-se necessária a correção de latitude (CL). Trata-se de transportar os dados de uma latitude ( $\phi_1$ ) para outra ( $\phi_0$ ) de modo que os dados possam ser comparados (Equação 3.5) (Luiz & Silva 1995).

$$C_L = g_1 - g_0 \approx 5162,83(\sin^2 \phi_1 - \sin^2 \phi_0) \quad (\text{Equação 3.5})$$

Usualmente, adota-se o equador como latitude de referência de modo a facilitar a análise entre levantamentos com altitudes distintas.

A próxima etapa a ser discutida são as correções ar livre (*Free Air*), *Bouguer* e terreno (Figura 3.2).



**Figura 3.2** - Correções ar livre (A), *Bouguer* (B) e terreno (C) de uma medida situada a uma altura  $h$  do datum (Kearey *et al.* 2009).

**Correção de ar livre (CAL).** Com o propósito de ajustar a diferença de altitude das medidas em relação ao geoide de referência (Figura 3.2), emprega-se a correção de ar livre. Infere-se a CAL calculando a diferença da aceleração gravitacional entre o nível médio dos mares e a estação observada a uma altitude  $h$  (em metros) (Luiz & Silva 1995, Blakely 1996).

A gravidade no nível de referência é apresentada na Equação 3.6 por:

$$|g| = \left| \frac{GM}{r^2} \right| \quad (\text{Equação 3.6})$$

Logo, a aceleração da gravidade em uma altitude  $h$  (Equação 3.7) será:

$$|g_h| = \left| \frac{GM}{(r+h)^2} \right| \quad (\text{Equação 3.7})$$

A CAL é calculada a partir da variação da gravidade entre o geoide de referência e o ponto observado (Equação 3.8):

$$CAL = \Delta g = |g - g_h| \approx \frac{GM}{r^3} = 0,3086h \quad (\text{Equação 3.8})$$

Tem-se, então, a gravidade teórica ( $g_h$ ) para qualquer altitude ( $h$ ) (Equação 3.9):

$$g_h = g - C_{AL} \text{ ou } g_h = g - 0,3086h \quad (\text{Equação 3.9})$$

Utiliza-se a correção de elevação ar livre para reduzir o valor da gravidade medida para o nível do terreno. Uma vez calculada a CAL, obtém-se a anomalia gravimétrica ar livre (AL). Para tal, basta reduzir do valor gravimétrico medido em campo ( $g_{obs}$ ), corrigido da maré e *drift*, o valor da gravidade prevista para a altitude de medida ( $g_h$ ) (Equação 3.10).

$$AL = g_{obs} - g_h = g_{obs} - g_h + 0,3086h \quad (\text{Equação 3.10})$$

Ressalta-se que a CAL não aborda nenhum efeito gravitacional provocado pelas rochas entre a superfície real de medida e o *datum* gravimétrico, elimina-se neste processo apenas a variação de altitude ortométrica.

**Correção Bouguer** - Para estudar as perturbações no campo gravitacional provocadas pela massa entre o ponto estudado e o geoide utiliza-se a Correção de *Bouguer* (CB) (Telford *et al.* 1990, Luiz & Silva 1995, Blakely 1996). Visando corrigir o excesso ou a falta de massa existente entre a superfície equipotencial de referência e a superfície real aplica-se a Equação 3.11.

$$C_B = 2\pi G\rho h = 0,04185\rho h \quad (\text{Equação 3.11})$$

Onde,  $h$  é a altitude ortométrica da estação (em metros) e  $\rho$  é a densidade do pacote rochoso.

O cálculo da correção Bouguer simples (CB) parte da hipótese de que a massa em torno do ponto amostrado é uma placa de extensão infinita com densidade  $\rho$  e espessura equivalente a altura  $h$  (Figura 3.2). Em áreas continentais, costuma-se utilizar a densidade média das rochas de 2,67g/cm<sup>3</sup> e em áreas oceânicas de 2,80g/cm<sup>3</sup> (Blakely 1996).

**Correção de terreno** - A altitude ortométrica pode ser considerada constante quando o levantamento é realizado em uma região muitíssimo plana. Contudo, quando não obedecida esta propriedade, faz-se necessário a realização da Correção de Terreno (CT), para que o modelo topográfico

preencha a massa existente acima da h de referência ou retire as massas inexistentes abaixo deste mesmo h (Figura 3.2).

Correções de terreno são feitas por modelos digitais de terreno, que calculam pontualmente a atração gravitacional de cada coordenada. Empiricamente, transforma-se o grid do modelo digital de terreno em um canal pontual para que o valor da atração gravitacional decorrente da variação topográfica seja somado, em módulo, à Anomalia Bouguer.

A CT está diretamente relacionada à atração gravimétrica das massas, desta maneira a anomalia Bouguer só está completa com sua presença (Telford *et al.* 1990, Luiz & Silva 1995, Shiraiwa & Ussami 2002).

A anomalia Bouguer completa (B) é representada pela Equação 3.12.

$$B = g_{obs} - g_{teor} - C_{AL} - C_B + CT \quad (\text{Equação 3.12})$$

Onde,  $g_{obs}$  é o valor da gravidade medida no gravímetro corrigida de maré e *drift*,  $g_{teor}$  é o valor da gravidade teórica,  $C_{AL}$  é a correção ar livre,  $C_B$  é a correção Bouguer; e CT é a correção de terreno.

Assim, conhecida a Anomalia de Ar Livre, pode-se obter a Anomalia de Bouguer somando-se a Correção de Bouguer, uma vez que essas anomalias diferem-se no processamento apenas por essa correção.

### 3.1.1.2 Contribuição dos Satélites para Gravimetria

O avanço científico tecnológico dos satélites, aliado ao contínuo progresso da informática e ao desenvolvimento de novos algoritmos, estão aumentando a velocidade do processamento dos dados e ampliando a resolução dos mapas gravimétricos. Os dados obtidos de satélite são de alta definição espacial. A tecnologia empregada na aquisição das informações utiliza medidas de topografia a laser e o potencial gravitacional da Terra é determinado pontualmente.

A confecção de mapas gravimétricos tem como base o gradiente georadial do potencial da anomalia de geóide. Os elementos do campo gravitacional podem ser expressos através de funções lineares (Equação 3.13).

$$U = -\frac{GM}{r} \quad (\text{Equação 3.13})$$

Onde, U é definido como o potencial gravitacional, G é a constante da gravitação universal, M a massa e r o raio da Terra.

A correlação da altura medida via satélite ( $h'$ ) com o potencial anômalo ( $U_{h'}$ ) e aceleração da gravidade ( $g_{h'}$ ) é tradicionalmente conhecida como fórmula de Bruns (Equação 3.14).

$$h' = \frac{U_{h'}}{g_{h'}} \quad (\text{Equação 3.14})$$

A Equação 3.14 representa a anomalia de altitude, onde, no nível do mar  $h'$  é coincidente com a altura geoidal e fora do nível do mar é a somatória da altitude ( $h$ ) e do raio da Terra ( $r$ ) (Turcotte & Schubert 2002).

Uma vez conhecendo a altitude ( $h$ ) e tendo em mente que o potencial gravitacional ( $U$ ) é uma função harmônica expressa no exterior das massas atrativas, calculam-se as anomalias ar-livre (Equação 3.10) e Bouguer (Equação 3.12), conforme descrito nos tópicos anteriores.

### 3.1.2 Magnetometria

Variações do campo magnético terrestre são utilizadas para investigar a geologia através das susceptibilidades magnéticas das rochas. A indução magnética de um corpo submetido a qualquer campo magnético externo é dado pela Equação 3.15.

$$B = \mu H \quad (\text{Equação 3.15})$$

Onde  $B$  é indução magnética (campo magnético total),  $H$  é o campo magnético pré-existente e  $\mu$  é a permeabilidade magnética relativa. Quando não há materiais magnéticos imersos no campo, não há perturbação na magnetização resultante. Elucida-se que devido as constantes de permeabilidade magnética do ar e da água serem muito próximas a do vácuo, adota-se na magnetometria  $\mu$  como a constante de permeabilidade magnética do vácuo ( $\mu_0$ ). No entanto, quando corpos magnéticos perturbam o campo, o valor da permeabilidade magnética é alterado por indução ( $M$ ) (Kearey *et al.* 2009).

Para campos de baixa intensidade, a indução magnética ( $M$ ) é linearmente proporcional à magnetização ( $H$ ). Onde a constante de proporcionalidade é a própria susceptibilidade magnética do material ( $k$ ) (Equação 3.16).

$$M = kH \quad (\text{Equação 3.16})$$

Logo, o campo total será dado pela resultante dos campos presentes na região do material magnético analisado (Equação 3.17).

$$B = \mu_0 H + kH = \mu_0 [(1 + k)H] \quad (\text{Equação 3.17})$$

É através da susceptibilidade magnética da concentração dos minerais magnetizáveis nas rochas que a magnetometria contribui ao conhecimento geológico (Telford *et al.* 1990, Luiz & Silva 1995, Blakely 1996). Na Tabela 3.2, são apresentadas as susceptibilidades magnéticas de rochas e minerais.

**Tabela 3.2** Susceptibilidade magnética das rochas (grandeza adimensional) (Telford *et al.* 1990).

<b>Rochas</b>		
	<b>Tipo</b>	<b>K<sub>média</sub></b>
<b>Sedimentares</b>	Arenito	0,4
	Folhelho	0,6
	Calcário	0,3
	Dolomito	0,1
<b>Ígneas</b>	Granito	2,5
	Diabásio	55
	Basalto	70
	Diorito	85
	Peridotito	150
	Andesito	160
<b>Metamórficas</b>	Quartzito	4
	Anfibolito	0,7
	Gnaisse	0,1 - 25
<b>Minerais</b>		
	Quartzo	-0,01
	Hematita	6,5
	Ilmenita	1800
	Magnetita	6000

De acordo com Telford *et al.* (1990), a susceptibilidade magnética média das rochas ígneas ácidas está em torno de 8 e das ígneas básicas está em torno de 23. As rochas metamórficas e sedimentares tem essa grandeza adimensional na ordem de 4,2 e 0,9, respectivamente.

Poucos grupos geoquímicos geram minerais magnéticos. O grupo ferro-titânio-oxigênio é o mais importante para magnetometria devido a característica ferromagnética. Sua série de solução sólida vai da magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) ao ulvoespínélio ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ). A hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) é o representante mais abundante do grupo óxido de ferro comum, geralmente, antiferromagnético. Este grupo não gera anomalias magnéticas, exceto se houver antiferromagnetismo parasita. A pirrotita ( $\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$ ,  $0 < x < 0,2$ ), do grupo ferro-enxofre, dependendo da composição química, também pode apresentar susceptibilidade magnética (Kearey *et al.* 2009).

O mineral ferromagnético mais comum na natureza é a magnetita. A abundância desse mineral é tamanha, em comparação aos demais minerais magnéticos, que se classifica o comportamento magnético das rochas em função da sua concentração (Telford *et al.* 1990, Luiz & Silva 1995, Blakely 1996). A Equação 3.18 é a aproximação matemática entre a susceptibilidade magnética da rocha em função da concentração de magnetita.

$$k = 0,3p \quad (\text{Equação 3.18})$$

Onde  $k$  é a susceptibilidade magnética da rocha e  $p$  é a porcentagem (em volume) de magnetita disseminada.

Em decorrência da alta concentração de magnetita, as rochas ígneas básicas, em geral, são muito magnéticas. Com o aumento da acidez a concentração de magnetita tende a diminuir. Por isso, quanto mais ácidas as rochas ígneas, menor sua magnetização. As rochas metamórficas variam muito o caráter magnético em função do grau de metamorfismo. Quando a pressão parcial de oxigênio é baixa, a magnetita é reabsorvida e os átomos de ferro e oxigênio são incorporados em outras fases minerais. Mas, quando a pressão parcial de oxigênio é alta, pode haver a formação de magnetita como mineral acessório.

Analisando a Tabela 3.2, observa-se que as rochas sedimentares apresentam baixíssima susceptibilidade magnética decorrente, na maioria das vezes, da baixíssima concentração de magnetita. Mesmo se os sedimentos das rochas sedimentares provierem de litotipos com alta concentração de magnetita, estes minerais perdem a orientação coletiva no processo de sedimentação e, geralmente, não geram magnetização resultante.

Desta forma, a presença de sedimentos e rochas sedimentares não influencia nas anomalias magnéticas. Portanto, magnetometria pode ser utilizada para mapear o embasamento, intrusões e extrusões básicas recobertas por sedimentos e rochas sedimentares.

Os litotipos magnéticos terrestres são obtidos durante a formação da rocha e/ou quando submetidos a processos metamórficos. Naturalmente os spins são orientados pelo geocampo vigente no período de sua magnetização. Assim, o valor medido é a resultante entre a magnetização induzida pelo campo atual e a magnetização remanescente promovida pela orientação dos spins e da histerese (Feynman *et al.* 2008).

### 3.1.2.1 Origem e Diferenciação das Fontes do Campo Geomagnético

Gauss, século XVII, melhorou as técnicas de observação direta do campo magnético terrestre e o descreveu matematicamente. Compreendeu que a Terra possui cargas elétricas internas e externas, e que o campo geomagnético possui três diferentes origens- campo interno, externo e crustal. Quase todo o campo magnético é gerado no núcleo externo e o modelo mais aceito sobre sua origem é o geodínamo. Neste modelo, as correntes de convecções do núcleo externo formam correntes elétricas que, por sua vez, induzem o campo magnético. A mais importante corrente de convecção é a térmica. O fluido da zona mais profunda, por ser mais quente e leve, sobe perdendo calor. Com a diminuição de temperatura, torna-se mais denso e afunda em um processo contínuo de transferência energia. Neste percurso, a rotação da Terra faz com que o magma percorra rotas helicoidais e as forças de Coriolis surgem naturalmente. A diferenciação química dos elementos envolvidos na cristalização do núcleo

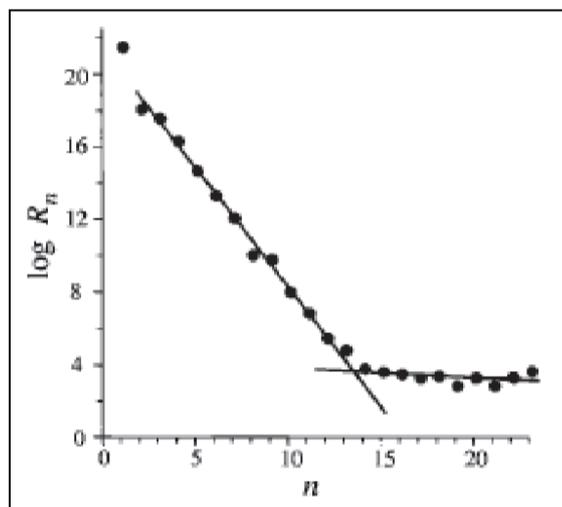
interno forma a chamada corrente de convecção composicional. E por fim, o decaimento radioativo contribui na energização do fluido iônico e, automaticamente, para a formação do campo magnético.

O campo magnético crustal origina-se nos cinco primeiros quilômetros da crosta, onde a temperatura é inferior à temperatura de Curie dos minerais magnéticos. Para a magnetita a temperatura de Curie é 575° C.

A grande diferença de profundidade entre as fontes que geram o campo magnético interno permite a sua diferenciação. Quanto menor a frequência do campo magnético medido na superfície da Terra maior a profundidade em que estão localizadas, e vice-versa. O espectro de potência (Equação 3.19) descreve uma das melhores formas de correlacionar o campo magnético com a profundidade da fonte geradora (Blakely 1996).

$$R_n = (n + 1) \sum_{m=0}^n [(g_n^m)^2 + (h_n^m)^2]^{1/2} \quad (\text{Equação 3.19})$$

Onde,  $R_n$  é a potência do campo magnético em função do grau  $n$ . As grandezas  $g_n^m$  e  $h_n^m$  são denominadas coeficientes de Gauss. Estas grandezas possuem dimensões de indução magnética e descrevem a contribuição do campo originado no núcleo externo e na crosta, respectivamente. A representação gráfica do espectro de potência está ilustrada na Figura 3.3.



**Figura 3.3** – Representação gráfica do Espectro de Potência (Blakely 1996).

A Figura 3.3 ilustra o decréscimo intenso dos valores do espectro de potência até o grau ( $n$ ) 13 e a partir do grau 14 o espectro é praticamente invariável. Até o grau 13 as contribuições ao campo magnético da Terra decorrem do núcleo externo e a partir do grau 14 da litosfera (Blakely 1996). Logo, para o estudo das magnetofácies voltadas para a geofísica de subsuperfície os 13 primeiros graus são eliminados.

A terceira parcela do campo geomagnético, o campo magnético externo, representa menos de 1% do campo total. É produzido nas camadas mais externas da atmosfera, especialmente na magnetosfera e na ionosfera. A própria cinemática atmosférica orienta o deslocamento dos íons na parte inferior da ionosfera, gerando corrente elétrica e, automaticamente, campo magnético. Na magnetosfera o campo magnético é dominado pelo movimento do plasma. Quando em contato com os ventos solares (gases ionizados) a magnetosfera impede parcialmente a penetração de partículas iônicas. A cinemática do plasma iônico promove a variação da carga elétrica e gera um pequeno, mas relevante campo magnético (Telford *et al.* 1990).

As erupções do Sol emitem fluxos corpusculares que atingem Terra e provocam variações na intensidade do campo magnético total ao longo do dia. Tais emissões são relativamente constantes, mas sua absorção é heterogênea. A rotação terrestre é que faz o campo magnético de um ponto qualquer variar de maneira gaussiana. Próximo ao meio-dia a intensidade da emissão solar é máxima e tem-se o ápice da gaussiana. Este fenômeno recebe o nome de variação diurna.

Quando as erupções solares saem desse patamar aproximadamente constante, a emissão de partículas solares tornasse heterogênea e a variação do campo geomagnético diurno deixa de ser gaussiano. Neste caso, disse-se que ocorreu uma tempestade magnética. Como a tempestade magnética não altera o campo terrestre de forma uniforme, sua influência é muito difícil de ser removida. Geralmente, são previstas com alguns dias de antecedência e, normalmente, duram de um a três dias. O ideal é não realizar levantamento magnetométrico neste período (Kearey *et al.* 2009).

Como na gravimetria, a magnetometria também utiliza um campo de referência. A Associação Internacional de Geomagnetismo e Aeronomia (IAGA) é quem o define. O Campo Geomagnético de Referência Internacional (IGRF) é o campo magnético teórico na superfície da Terra. Matematicamente, a expansão de harmônicos esféricos das fontes magnéticas e de suas componentes é variável ao longo do tempo. Por isso, são empregados algoritmos desenvolvidos pela IAGA para atualizá-lo a cada 5 anos (Kearey *et al.* 2009).

### **3.1.2.2 Reduções Magnéticas**

Duas correções, a retificação da variação diurna e a remoção do campo de geomagnético de referência (IGRF), são essenciais aos dados magnetométricos.

Inicia-se a correção da variação diurna monitorando-a, sendo este acompanhamento executável de duas maneiras. A primeira é a reocupação de estações em intervalos de tempo regulares, tendo em vista que a precisão da correção aumenta quanto menor for o intervalo temporal de reocupação (Kearey *et al.* 2009).

A variação diurna consiste na diferença entre os valores do campo magnético medido durante a ocupação e a reocupação. Tendo isto em vista, faz-se a correção subtraindo, em módulo e linearmente, o valor encontrado em todas as amostragens do intervalo de tempo analisado (Kearey *et al.* 2009).

Outro meio de monitorar a variação diurna realiza-se designando um magnetômetro para que colete dados do campo magnético em um ponto fixo. Haja vista que as variações diurnas diferem significativamente de um lugar para outro, o magnetômetro fixo não pode ultrapassar a distância de 100km do local do levantamento.

A correção da variação diurna se dá com a remoção das alterações observadas nas leituras do ponto fixo, em módulo, das leituras do levantamento de acordo com o horário de medida (Kearey *et al.* 2009).

Remover o IGRF (*International Geomagnetic Reference*) consiste em eliminar a influência do campo geomagnético de referência do levantamento magnetométrico, ou seja, remover a contribuição constante do campo magnético total.

A correção da variação diurna e a remoção do IGRF são praticamente as duas únicas reduções realizadas nos levantamentos magnetométricos.

Entretanto, cabe relatar que, em grandes levantamentos utilizam-se linhas de controle perpendiculares às linhas do levantamento. Assim, aumenta-se a confiabilidade dos dados e facilita-se o processamento.

Elucida-se, ainda, que a correção topográfica não é comum na magnetometria. Pois, o gradiente vertical do campo geomagnético é muito baixo, de 0,03nT/m nos polos e -0,015nT/m no equador (Kearey *et al.* 2009). Desta forma, não se justifica o oneroso trabalho de um preciso levantamento topográfico em estudos de distribuição espacial da magnetização.

Efetuada as correções acima descritas, que objetivam retirar as interferências de fontes cujas respostas não são de interesse para estudo geológico em subsuperfície, tem-se a parcela do campo magnético total provocada por irregularidades rochosas. Este campo resultante é denominado campo anômalo (CA).

### **3.2 TÉCNICAS DE FILTRAGENS**

A versatilidade das filtragens as põe em destaque dentre as ferramentas utilizadas no tratamento dos dados obtidos pelos métodos potenciais. Pois permite relacionar a frequência do sinal geofísico com a profundidade da fonte emissora, distinguindo diversas características da região.

Quanto menor a frequência do campo medido na superfície da Terra maior a profundidade das fontes geradoras. Analogamente, quanto maior a frequência menor a profundidade. A correlação entre o domínio da frequência e domínio da profundidade é realizada a partir de transformadas de Fourier. Por isso, não alteram a polaridade natural dos dipolos magnéticos (Blakely 1996).

As técnicas de filtragem podem ser aplicadas separadamente ou em conjunto, entre si ou com outras ferramentas. Permitindo, por exemplo, eliminar a interferência de fontes profundas na investigação de fontes rasas, e vice-versa. É possível, ainda, descrever qualitativamente a cronologia de eventos geológicos e mapear o embasamento de bacias sedimentares.

### **3.2.1 Filtros Frequenciais**

O intervalo do comprimento de onda de interesse é selecionado a partir da análise direta do domínio da frequência.

No filtro Passa Baixa, removem-se os curtos comprimentos de onda, alusivos às altas frequências, para que as fontes profundas sejam analisadas. O inverso ocorre com o filtro Passa Alta, onde se retiram as baixas frequências, relacionadas aos altos comprimentos de onda, para a análise de fontes rasas.

O Passa Banda é utilizado quando se objetiva seletar um domínio específico de frequência, conseqüentemente de profundidade.

### **3.2.2 Derivadas**

A Primeira Derivada Vertical, ou Gradiente Vertical, destaca-se como a técnica de maior notabilidade. Pois, a partir da primeira derivada da componente vertical do campo anômalo magnético, realçam-se as altas frequências do sinal magnético, salientando as anomalias de mais baixa profundidade.

Aplicando-se essa derivada é possível mensurar a taxa de variação do campo magnético à medida que se afasta ou se aproxima da fonte causadora. Desta forma, as componentes de fontes profundas, ligadas às baixas frequências, atenuam-se e não são enfatizadas.

Denomina-se Segunda Derivada Vertical ou Residual, a derivada de segunda ordem da componente vertical. Quando utilizada evidencia as maiores frequências e anomalias provocadas por fontes bem próximas à superfície, as anomalias de alto comprimento de onda são descartadas.

A direção das fontes de anomalia é analisada com contribuição das Derivadas Horizontais, em X e Y.

Derivando na direção das abcissas, Derivada Horizontal em X, destacam-se as estruturas norte-sul. Para realçar as estruturas de direção E-W, realiza-se a derivada na direção das ordenadas, ou seja, a Derivada Horizontal em Y (Blakely 1996).

### **3.2.3 Técnicas de Alta Centricidade**

Com o intuito de simplificar a interpretação das anomalias magnéticas, haja vista o caráter dipolar do campo magnético, desenvolveram-se técnicas de alta centricidade.

Para polarizar simetricamente as magnetofácies em relação à fonte, substancialmente, utiliza-se Amplitude do Sinal Analítico, Redução ao Polo e ao Equador Magnético.

A Amplitude do Sinal Analítico e a Redução ao Polo vêm se consagrando, entre os geocientistas, por simplificarem as respostas dipolares do campo magnético em uma grandeza diretamente proporcional a força, de modo análogo à gravimetria.

Na técnica de Redução ao Polo o campo magnético total atua como se fosse observado no próprio polo magnético. Com isto, a inclinação do campo magnético torna-se aproximadamente 90 graus. Analogamente, na Redução ao Equador, o campo atua como se fosse observado do Equador. Desse modo, a inclinação do campo é anulada, ou seja, o campo torna-se paralelo ao dipolo.

Satisfatoriamente, a Redução ao Polo e a Amplitude do Sinal Analítico são de mais simples interpretação. Pois, tornando-se o dipolo perpendicular à visão do interprete, um único polo é observado. Na Redução ao Equador, o dipolo torna-se paralelo à observação. Então, a centralização da fonte magnética ocorre por ambos os polos do dipolo.

Por indução, o campo magnético produz pequenas anomalias nas interfaces dos litotipos das fontes orientadas em azimutes próximos ao ângulo de declinação magnética (rentes a direção N-S), em baixas latitudes. Enquanto as estruturas de orientação E-W são realçadas.

Não é de grande ganho a aplicação da Redução ao Equador de baixas latitudes para a latitude zero. Pois, o aspecto dipolar da interpretação mantém-se. A Redução ao Polo também é desencorajada nessas condições. Haja vista, a dificuldade em analisar as pequenas anomalias de direção norte-sul e pela instabilidade numérica que esta dificuldade causa (Cordani & Shukowsky 2009). Aconselha-se ainda, na presença de remanescência, o não uso das técnicas de redução. A menos que se tenha conhecimento da direção do campo remanescente.

Também conhecida como Método do Gradiente Total, por ser obtida a partir das derivadas direcionais do campo magnético nos três eixos cartesianos, a Amplitude do Sinal Analítico é considerada a mais apropriada para as anomalias magnéticas brasileiras. A resultante das derivadas acentua as bordas dos corpos magnéticos, centralizando as magnetofácies simetricamente em relação à fonte.

### 3.2.4 Continuações

A Continuação Para Cima transforma a resposta geofísica de determinada altitude para outra maior, mais distante da fonte. Isto é, simula-se o levantamento geofísico a uma altitude maior do que ele foi realmente realizado.

Esta técnica é muito utilizada para unir levantamentos adquiridos em altitudes distintas. Atenuam-se, efetivamente, todas as frequências possuindo significativa estabilidade matemática.

A principal redução ocorre para os curtos comprimentos de onda. Mantendo-se as anomalias de maior comprimento de onda, ajudando assim, a estimar a componente regional do campo.

A Continuação Para Baixo, pelo contrário, é instável matematicamente e ao invés de atenuar os baixos comprimentos de onda tende a amplificá-los. Ressaltando-se as anomalias rasas, porém amplificando ruídos, tornando sua utilização reduzida.

## 3.3 CONVOLUÇÕES

Menciona-se convolução sempre que existirem transformações lineares e invariantes de uma determinada grandeza. Trata-se de uma operação de filtragem linear.

Estas operações são aplicáveis em funções integráveis, e respeitam as propriedades dos sistemas lineares de comutatividade, associatividade e distributividade. Utilizar-se-ão de forma igualitária em funções complexas, reais, multidimensionais, contínuas e discretas.

O Teorema da Convolução elucida que a convolução de duas funções resulta apenas no produto de suas transformadas no domínio da frequência (Equação 3.20).

$$F(f_t * g_t) = F(f_t).F(g_t) \quad (\text{Equação 3.20})$$

Por exemplo, uma convolução no domínio do tempo é equivalente à multiplicação de suas transformadas no domínio da frequência.

A aplicação de operações de convolução permite a análise do sinal de origem, dos obstáculos transformadores deste sinal e do sinal resultante. Sendo assim, tornam-se uma ferramenta matemática de grande importância para a análise dos sinais geofísicos.

A distorção da voz emitida atrás de uma parede ilustra aplicabilidade desta ferramenta. A parede ao distorcer a voz funciona como um filtro, ou seja, uma função de convolução que atua distintamente sobre diferentes frequências. Analogamente, se sobre a voz distorcida atuar um filtro de deconvolução, retira-se a influência da parede e obtêm-se o som original.

### 3.3.1 Deconvolução de Euler

A deconvolução de Euler é a mais popular e eficiente técnica geofísica de estimativa de profundidade, contudo não é a única. Cabe, ainda, destacar os métodos de *Naudy*, *CompuDepth* e as deconvoluções de Werner (Barbosa & Silva 2005).

Utilizando os fundamentos de convolução, as deconvoluções de Euler e Werner se sobressaíram aos demais métodos. Elas estimam, simultaneamente, a magnetização e o volume da fonte geradora.

A partir da década de 90, as deconvoluções de Euler receberam diversos implementos matemáticos, sobressaindo-se em relação às deconvoluções de Werner. Consagrando-se como a técnica mais popular no meio geocientífico, com a implementação de interfaces amigáveis (Barbosa & Silva 2005).

O método de inferência de profundidade a partir da deconvolução de Euler, iniciado por Thompson (1982), é continuamente aprimorado. Baseando-se na equação homogênea de Euler, Thompson (1982) correlacionou a distribuição de densidade e a heterogeneidades de susceptibilidade magnética das fontes geradoras com sua geometria em profundidade (Reid *et al.* 1990)

Isento de interferências de outras fontes ou ruídos, qualquer anomalia gravimétrica ou magnetométrica produzida por uma fonte pontual tridimensional satisfaz a equação homogênea de Euler (Equação 3.21):

$$(x - x_0) \frac{\delta T}{\delta x} + (y - y_0) \frac{\delta T}{\delta y} + (z - z_0) \frac{\delta T}{\delta z} = -\eta T \quad (\text{Equação 3.21})$$

Sendo os campos potenciais regidos por funções homogêneas, temos, como função de campo produzido por uma fonte pontual tridimensional situada em coordenadas, e de um sistema cartesiano destrá. Onde,  $z$  é a altitude do levantamento,  $x$  e  $y$  as coordenadas do ponto de medição,  $\eta$  é a medida da taxa de decaimento da intensidade do campo, em função do aumento da distância entre a fonte e o ponto medido.

$\eta$  varia com o grau de complexidade da fonte geradora. Diante disso,  $\eta$  é um parâmetro indicador da forma geométrica da anomalia e recebe o nome de índice estrutural (Reid *et al.* 1990).

Sua aplicação sem a necessidade de presumir-se uma direção no vetor de magnetização, e ainda, fazendo-se dispensável um modelo interpretativo inicial, compõem as duas grandes vantagens das deconvoluções de Euler (Barbosa & Silva 2005).

Contudo, presume-se o conhecimento prévio do índice estrutural para a anomalia em análise. Quando o interprete não tem uma ideia preliminar da geometria da fonte de anomalia, o desvio padrão da resposta do campo total o auxilia a encontrar a menor dispersão dos dados. Desta forma, o índice

estrutural que melhor se adequa a fonte é obtido pela metodologia empírica de tentativas múltiplas (Reid *et al.* 1990, Blakely 1996).

Ressalta-se, ainda, que a aplicação das deconvoluções de Euler nas anomalias de sinal analítico facilita a interpretação dos dados magnéticos em profundidade. O método utiliza as amplitudes do sinal analítico para conhecer as coordenadas horizontais ( $x_0$ ,  $y_0$ ) e com elas estima-se a profundidade média do topo da fonte através da coordenada vertical ( $z$ ) de máxima amplitude (Salem & Ravat 2003).

## CAPÍTULO 4

### TRATAMENTO DOS DADOS GEOFÍSICOS

---

O objetivo deste capítulo é a apresentação dos bancos de dados geofísicos utilizados na elaboração desta monografia e da metodologia utilizada para a confecção dos diversos mapas temáticos magnetométricos e gravimétricos, além da descrição da sistemática utilizada para a inversão dos dados por meio da deconvolução de Euler. OS *softwares* utilizados para a elaboração dos produtos desta monografia foram o Oasis Montaj v.8.4 do sistema GEOSOFT, ArcGIS v.10.3 do sistema ESRI e Euldeph v.1.00.

#### 4.1 BANCO DE DADOS

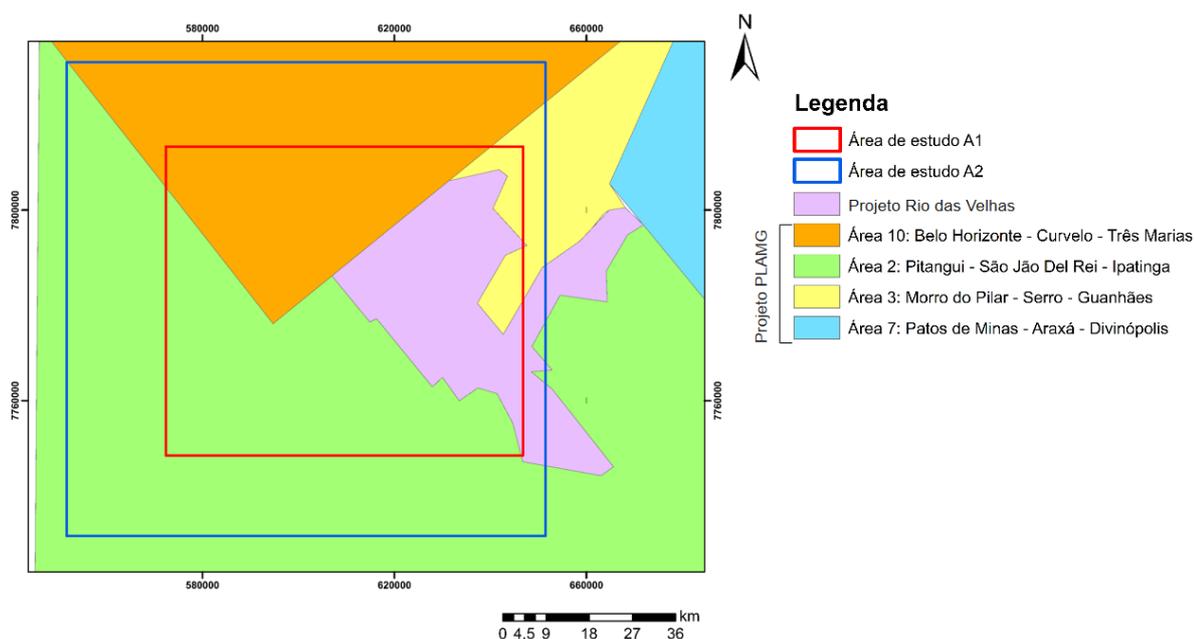
##### 4.1.1 Banco de dados gravimétrico

Os dados gravimétricos (*Free-air*) e topográficos, obtidos via satélite, utilizados para a confecção deste trabalho foram adquiridos pela missão espacial Topex/Poseidon, originado da parceria científica entre as agências espaciais NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e CNES (*Centre National d'Études Spatiales*).

Estes dados (*Free-air* e topográfico) foram obtidos gratuitamente no site <http://topex.ucsd.edu>, mediante a definição das coordenadas geográficas extremas da área desejada em grau decimal no sistema WGS-84. Os arquivos são disponibilizados em formato \*.ASCII XYZ.

##### 4.1.2 Banco de dados magnetométricos

O dados aeromagnetométricos utilizados para análise geofísica neste trabalho, provém de diferentes aerolevantamentos realizados no estado de Minas Gerais. O responsável pela junção destes bancos de dados foi o geofísico sênior da CPRM, Antonino Juarez Borges (*in memorium*). Especificamente, a região de estudo abrange quatro aerolevantamentos de dois projetos distintos (Figura 4.1).



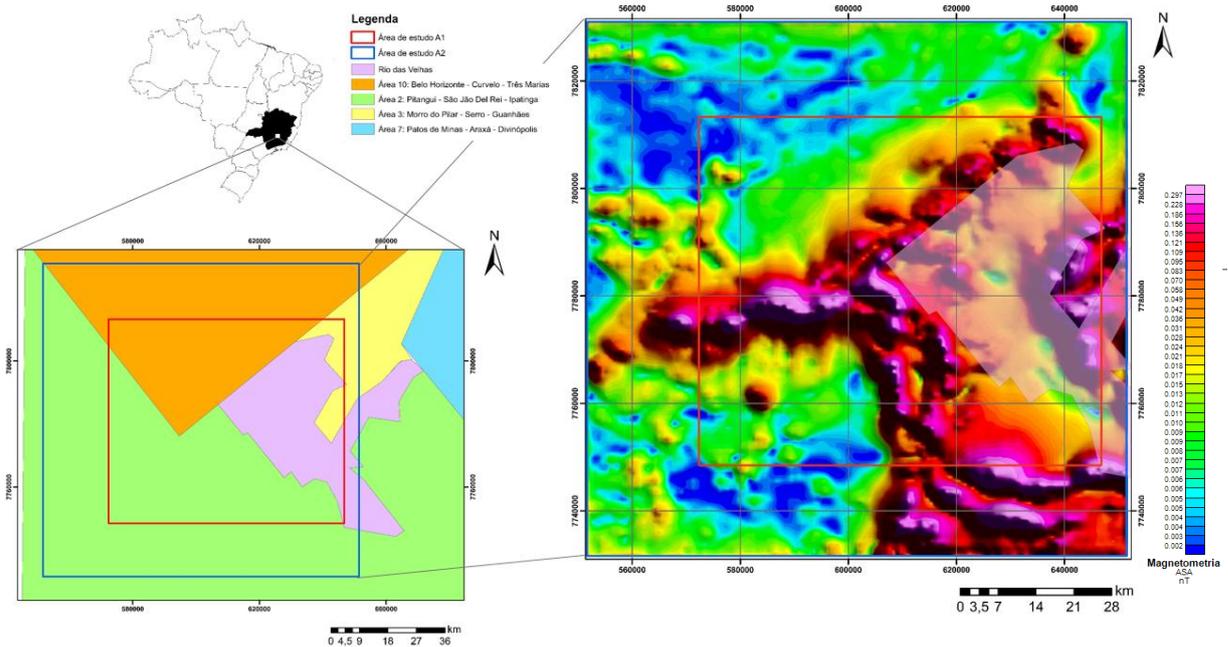
**Figura 4.1** – Mapa de identificação dos distintos projetos de aeromagnetometria, Projeto Rio das Velhas e o Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais (PLAMG), que recobrem as áreas de estudo (A1 e A2), identificadas na imagem.

### Projeto Rio das Velhas

O Projeto Rio das Velhas (PRV) teve suas campanhas de levantamento de dados em 1992, entre os meses de julho e outubro, cobrindo uma área 1700 km<sup>2</sup> do *greenstone belt* Rio das Velhas e realizados pela empresa PROSPEC S.A. – Geologia, Prospecção e Aerolevantamentos, contratada pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM (Figura 4.2).

Neste projeto, os levantamentos aerogeofísicos constaram do recobrimento de 6.726 km de perfis aerolevantados de magnetometria, gamaespectrometria e eletromagnetometria (EM) a nível de detalhamento, com linhas de voo espaçadas de 250 metros e linhas de controle com espaçamento de 5.000 metros. O levantamento foi dividido em quatro blocos, sendo que nos blocos I e III as linhas de voo foram orientadas na direção N40W, enquanto nos blocos II e IV, tiveram orientação N50E. Esta divisão se deu com o intuito de realizar os levantamentos de forma perpendicular às estruturas geológicas e tão próximas quanto possível da direção do campo magnético terrestre.

As velocidades de voo variaram de 70 a 110 km/h e a altura de voo foi fixada em 80 metros, acompanhando o relevo do terreno. Onde o sensor eletromagnético foi fixado a uma altura de 30 metros sobre o relevo, o sensor magnético a 45 metros e o gamaespectrométrico a 60 metros.



**Figura 4.2** – Mapa de identificação do projeto de aeromagnetometria Rio das Velhas. Identificado nas áreas de estudo A1 e A2 e no mapa temático ASA (Amplitude do Sinal Analítico).

O projeto resultou em 4 volumes de relatórios, sendo um técnico e três de anexos, com o total de 36 mapas geofísicos.

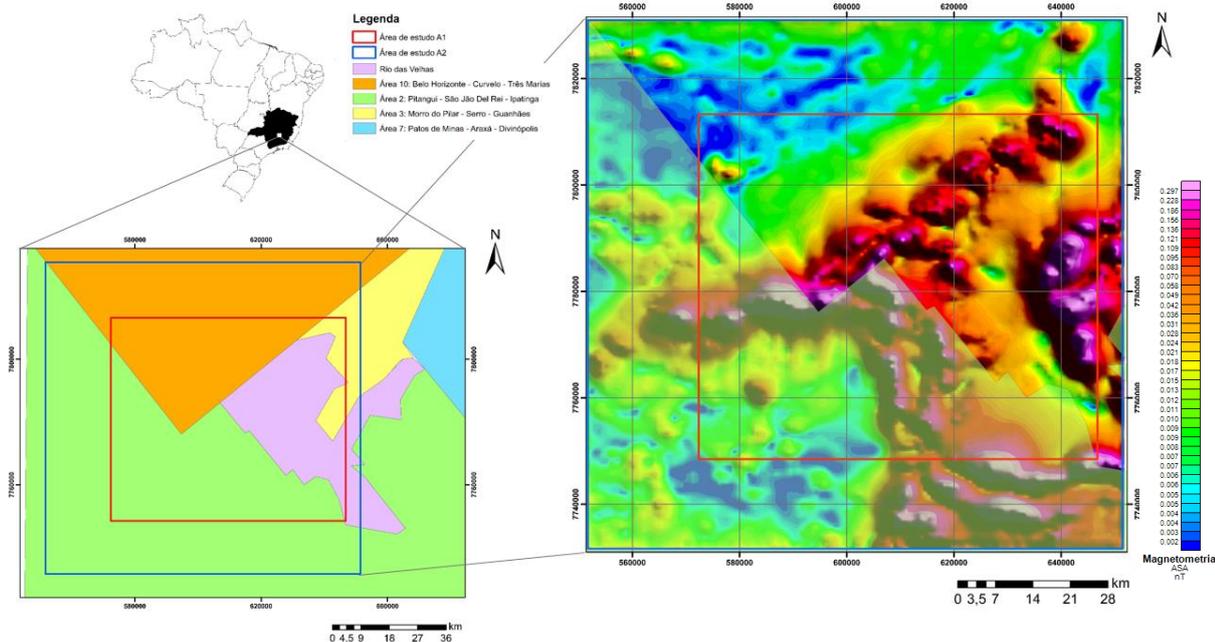
### **Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais**

O Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais (PLAMG) abrange a maior parte do estado mineiro, e é dividido em 21 áreas. Para este trabalho, foram utilizados os dados das áreas 2, 3 e 10.

A Área 2 – Pitangui - São João Del Rei –Ipatinga, foi produto de um contrato entre a SEME – Secretaria de Estado de Minas e Energia do Governo de Minas Gerais e a Lasa Engenharia e Prospecções S.A.com objetivo de fornecer uma base de dados geofísicos-geológicos a fim de reduzir os riscos da pesquisa mineral na região (Figura 4.3).

O levantamento aerogeofísico foi executado entre os meses de agosto de 2000 e março de 2001, utilizando-se como base de operações as cidades de Ponte Nova e Santo Antônio do Amparo.

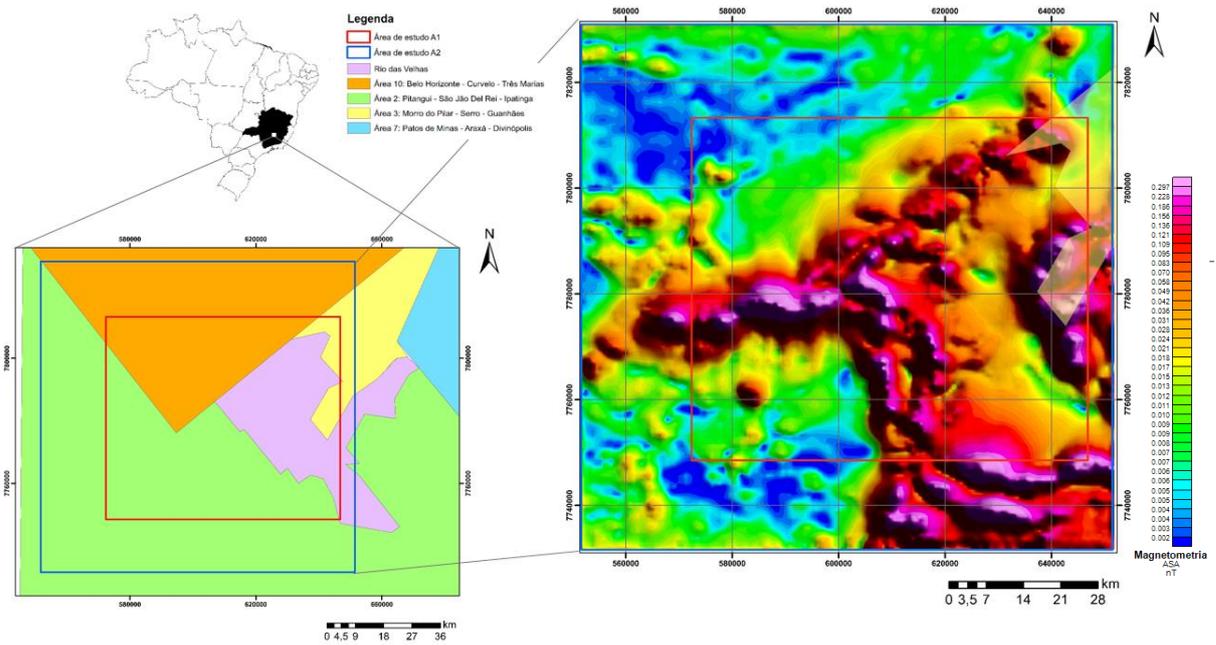
Para o recobrimento aerogeofísico da Área 2, foram divididos dois blocos: Oeste e Leste. O Bloco Oeste compreendeu uma superfície de 21.564 km<sup>2</sup> com direção de linhas de produção N30E e linhas de controle N60W e o Bloco Leste, uma superfície de 13.611 km<sup>2</sup> com direção de linhas de produção N30W e linha de controle N60E. Ambos os blocos tiveram como espaçamento entre linha de produção 250 metros e entre linhas de controle 2.500 metros.



**Figura 4.3** – Mapa de identificação do projeto de aeromagnetometria PLAMG área 2. Identificado nas áreas de estudo A1 e A2 e no mapa temático ASA (Amplitude do Sinal Analítico).

A Área 3 – Morro do Pilar-Cerro-Guanhães, foi produto de um contrato entre a SEME (Secretaria de Estado de Minas e Energia do Governo de Minas Gerais) e a Lasa Engenharia e Prospecções S.A. Para o levantamento da Área 3, a SEME autorizou a Lasa a subcontratar a MEGAFÍSICA Survey Aerolevantamentos S.A. para executar os serviços de aquisição e processamento de dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos compreendendo cerca de 49.501 km de perfis e cerca de 10.141 km<sup>2</sup> de superfície (Figura 4.4).

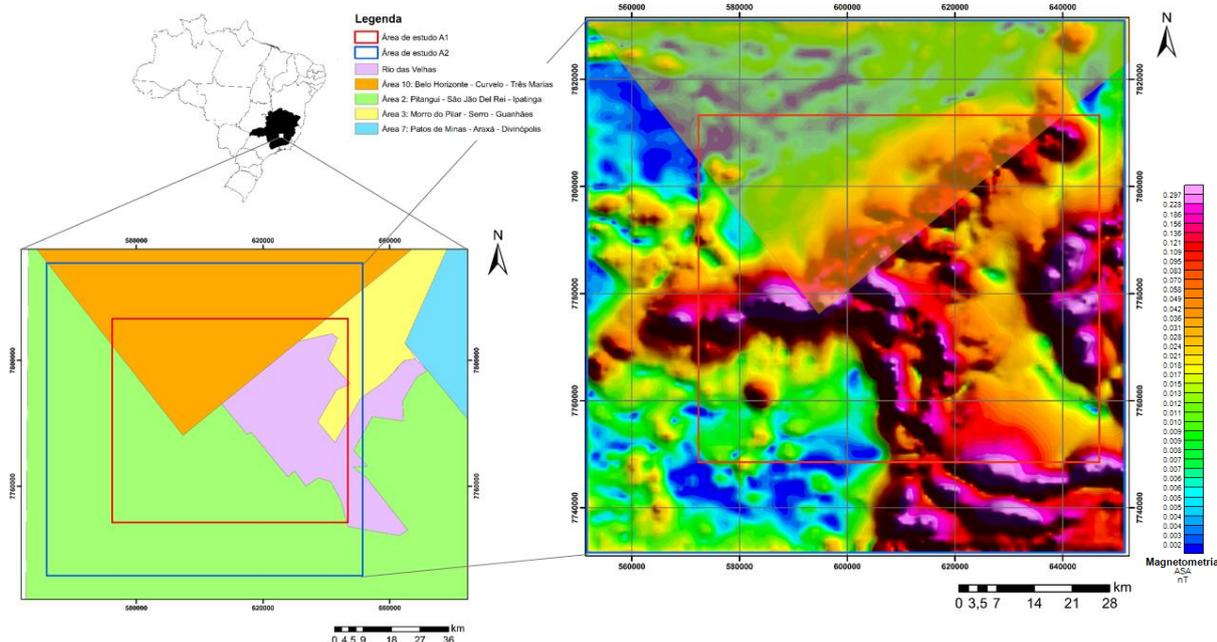
Para o recobrimento aerogeofísico da Área 3 foram sobrevoadas linhas de produção na direção N30W e linhas de controle na direção N60E. O espaçamento entre linhas de produção foi de 250 metros e entre linhas de controle foi de 2.500 metros. A altura média de voo foi de 100 metros em relação ao terreno.



**Figura 4.4** – Mapa de identificação do projeto de aeromagnetometria PLAMG área 3. Identificado nas áreas de estudo A1 e A2 e no mapa temático ASA (Amplitude do Sinal Analítico).

A Área 10 – Belo Horizonte-Curvelo-Três Marias, também foi produto de um contrato entre a SEME e a Lasa Engenharia e Prospecções S.A. Mas desta vez os serviços de aquisição e processamento de dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos foram realizados pela PROSPECTORS Aerolevantamentos e Sistemas LTDA (Figura 4.5).

Para o recobrimento aerogeofísico da Área 10 foram sobrevoadas linhas de produção na direção N-S e linhas de controle na direção E-W. O espaçamento entre linhas de produção foi de 500 metros e entre linhas de controle foi de 10.000 metros. A altura média de voo foi de 100 metros em relação ao terreno.



**Figura 4.5** – Mapa de identificação do projeto de aeromagnetometria PLAMG área 10. Identificado nas áreas de estudo A1 e A2 e no mapa temático ASA (Amplitude do Sinal Analítico).

As informações relevantes de cada projeto, estão sintetizadas na quadro 4.1 e foram retiradas dos relatórios técnicos dos respectivos projetos, que se encontram listados nas referências bibliográficas.

**Quadro 4.1** Síntese dos dados relevantes dos levantamentos aeromagnetométricos utilizados para no estudo da junção Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda (Modificado de Barbosa & Oliveira 2020).

Projeto	Localização	Ano	Área Km <sup>2</sup>	Velocidade de voo Km/h	Altura de voo m	Linhas de produção		Linhas de controle		Datum	Amostragem	
						Espaçamento m	Direção	Espaçamento m	Direção		Magnetometria	
											(s)	(m)
Rio das Velhas	Bloco 1	Nova lima - Caeté	1.700	70 a 110	80	250	N60W	5.000	N30E	SAD 69	0,1	2 a 3
	Bloco 2	Santa Bárbara - Barão de Cocais										
	Bloco 3	Nova lima - Caeté										
	Bloco 4	Santa Bárbara - Barão de Cocais										
Aerogeofísico de Minas Gerais	Área 2	Bloco W	2.156	200	100	250	N30E	2.500	N60W	Córrego Alegre	0,1	5,5
		Bloco E	São João Del Rei - Ipatinga									
	Área 3	Morro do Pilar - Serro - Guanhães	10.141									
		Área 10	Belo Horizonte - Curvelo - Três Marias									

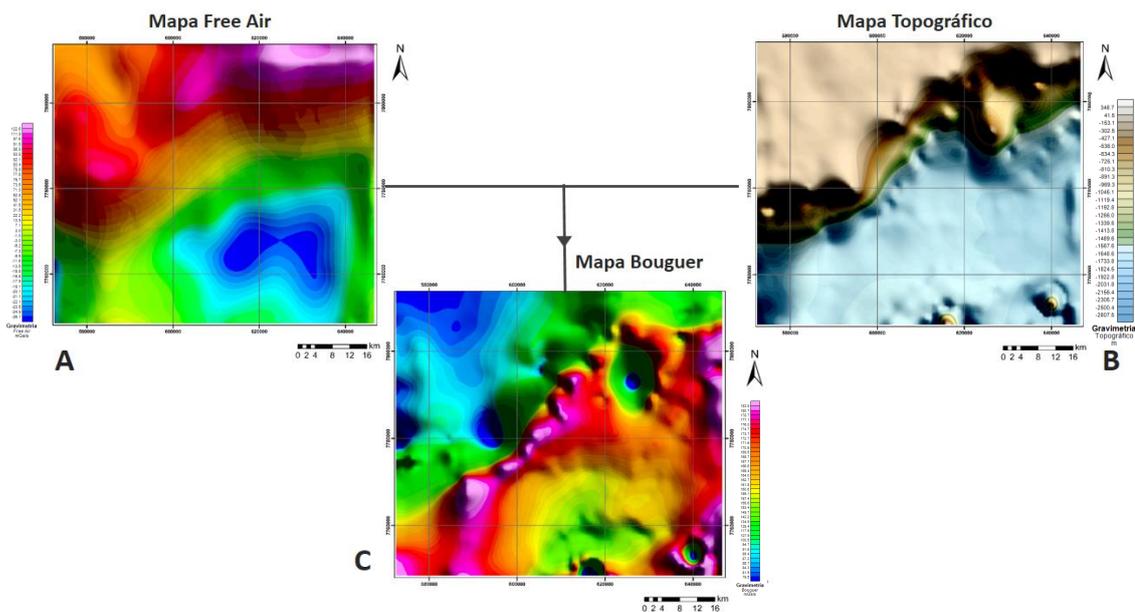
## 4.2 ANÁLISE QUALITATIVA

Esta fase do tratamento de dados consiste na geração dos diferentes mapas temáticos geofísicos, produzidos para ambos os métodos potenciais (magnetometria e gravimetria) e na determinação dos lineamentos geofísicos. Para tal, utilizou-se dos *softwares* Oasis Montaj v.8.4 e ArcGIS v.10.3.

### 4.2.1 Gravimetria

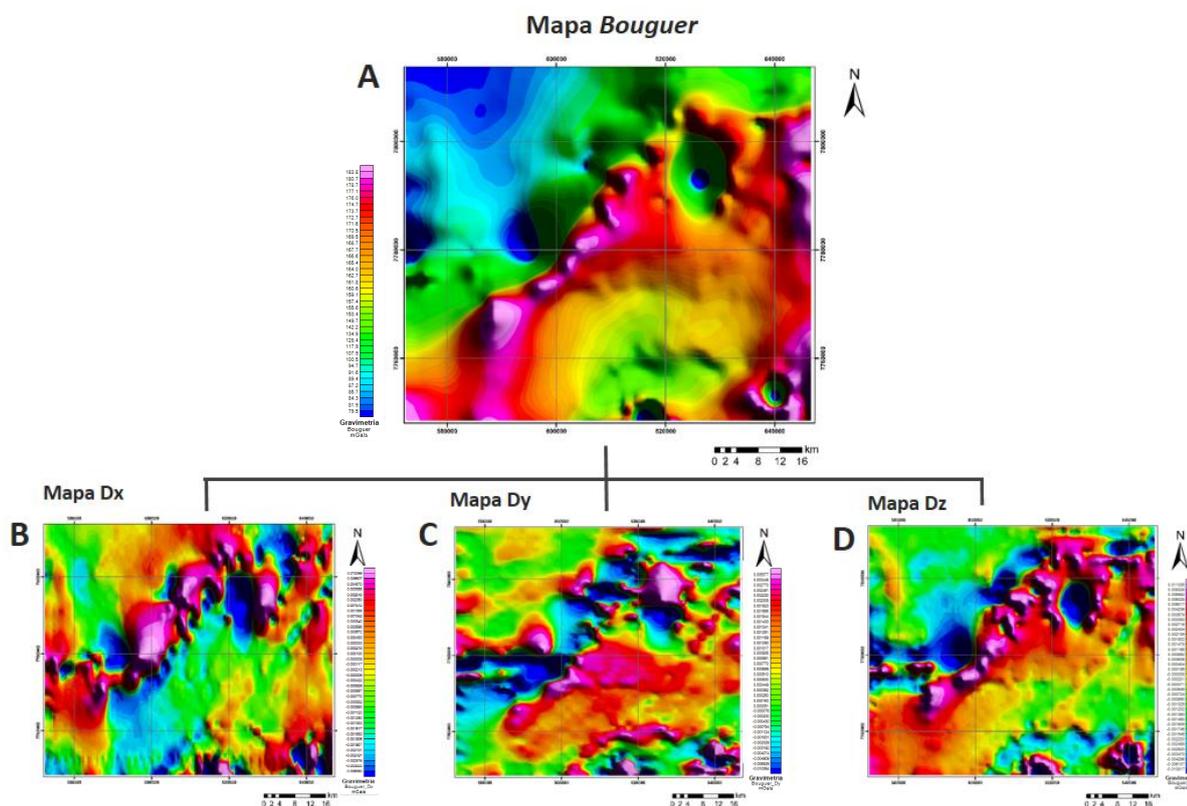
Para a geração dos mapas temáticos gravimétricos, os dados obtidos do satélite Topex/Poseidon (anomalia *free-air* e topografia), em formato \*.ASCII XYZ, foram importados para o *software* Oasis Montaj v.8.4 e convertidos para \*.gdb. Em seguida, foi aplicada a rotina WINXY desse *software* e os dados interpolados através do método de mínima curvatura em malha regular. A interpolação do grid foi ajustada, a partir da análise prática dos resultados, até chegar a melhor resolução, com o tamanho das células de 750m.

Utilizando a Equação 3.11 obteve-se a correção *Bouguer* (CB). Com este parâmetro, aplicou-se a Equação 3.12, com a finalidade de obter o mapa de anomalia *Bouguer* (Figura 4.6)



**Figura 4.6** – Demonstração da sistemática para a elaboração do mapa *Bouguer*. (A) Mapa temático *Free Air*; (B) Mapa temático de topografia; (C) Mapa temático *Bouguer*, resultante da aplicação da equação 3.12.

De posse do *grid* que originou o melhor mapa de anomalia *Bouguer*, foi realizado o pré-processamento por meio da Transformada Rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform* - FFT), realizando a mudança de domínio do espaço para o domínio da frequência. Posteriormente foi realizado a aplicação da rotina MAGMAP do *software* Oasis Montaj v.8.4 para a aplicação de filtros, possibilitando a confecção dos diversos mapas temáticos: derivada horizontal em X e Y e derivada vertical de primeira ordem (Figura 4.7).

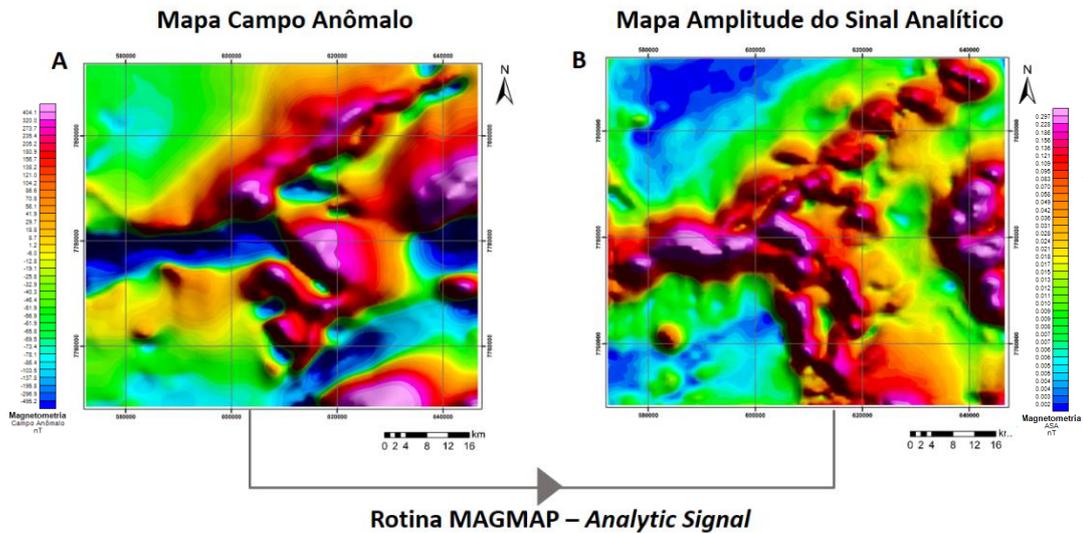


**Figura 4.7** – Demonstração da sistemática para a elaboração dos mapas temáticos das derivadas horizontais de primeira ordem e vertical de primeira ordem a partir do mapa *Bouguer*, após a aplicação da transformada rápida de Fourier (FFT). (A) Mapa temático *Bouguer*; (B) Mapa temático derivada horizontal de primeira ordem em X; (C) Mapa temático derivada horizontal de primeira ordem em Y; (D) Mapa temático derivada vertical de primeira ordem em Z.

## 4.2.2 Magnetometria

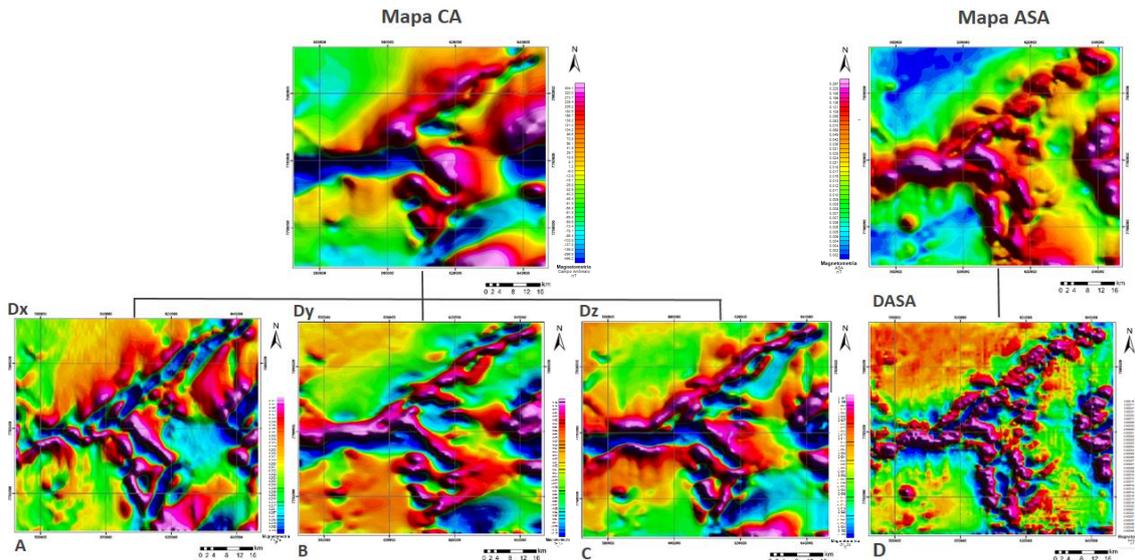
Para a geração dos mapas temáticos magnetométricos, foi utilizado um arquivo do tipo *.gdb* produzido pelo geofísico da CPRM (vide item 4.1.2). Os dados processados tiveram o IGRF subtraído, foram nivelados e micronivelados para uma base comum e o *trend* regional removido.

Assim o arquivo *\*.gdb* com dados de Campo Magnético Anômalo, foram importados para o Oasis Montaj v.8.4, em seguida foi aplicada a rotina WINXY desse *software* e os dados foram interpolados por meio do método de mínima curvatura em malha regular. A interpolação do grid foi ajustada, a partir da análise prática dos resultados, até chegar a melhor resolução com espaçamento das células de 700m, gerando o mapa temático de Campo Anômalo (CA). Posteriormente foi executada a rotina MAGMAP – *Analytic Signal*, que possibilitou a confecção do mapa temático Amplitude do Sinal Analítico (ASA) por meio da transformação do dado dipolar em monopolar (Figura 4.8).



**Figura 4.8** – Processo de confecção do mapa temático Amplitude do Sinal Analítico pela rotina MAGMAP – *Analytic Signal*, do *software* Oasis Montaj 8.4 do sistema GEOSOF. (A) Mapa magnetométrico de Campo Anômalo (CA); (B) Mapa magnetométrico de Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

De posse do *grid* que originou o melhor mapa de campo anômalo (CA) e de amplitude do sinal analítico (ASA), foi realizado o pré-processamento através da Transformada Rápida de Fourier, realizando a mudança de domínio do espaço para o domínio da frequência. Pela aplicação de filtros e da rotina MAGMAP, foi possível gerar os mapas temáticos de gradiente vertical de primeira ordem para os mapas CA e ASA e gradiente horizontal de primeira ordem em X e Y para CA (Figura 4.9).

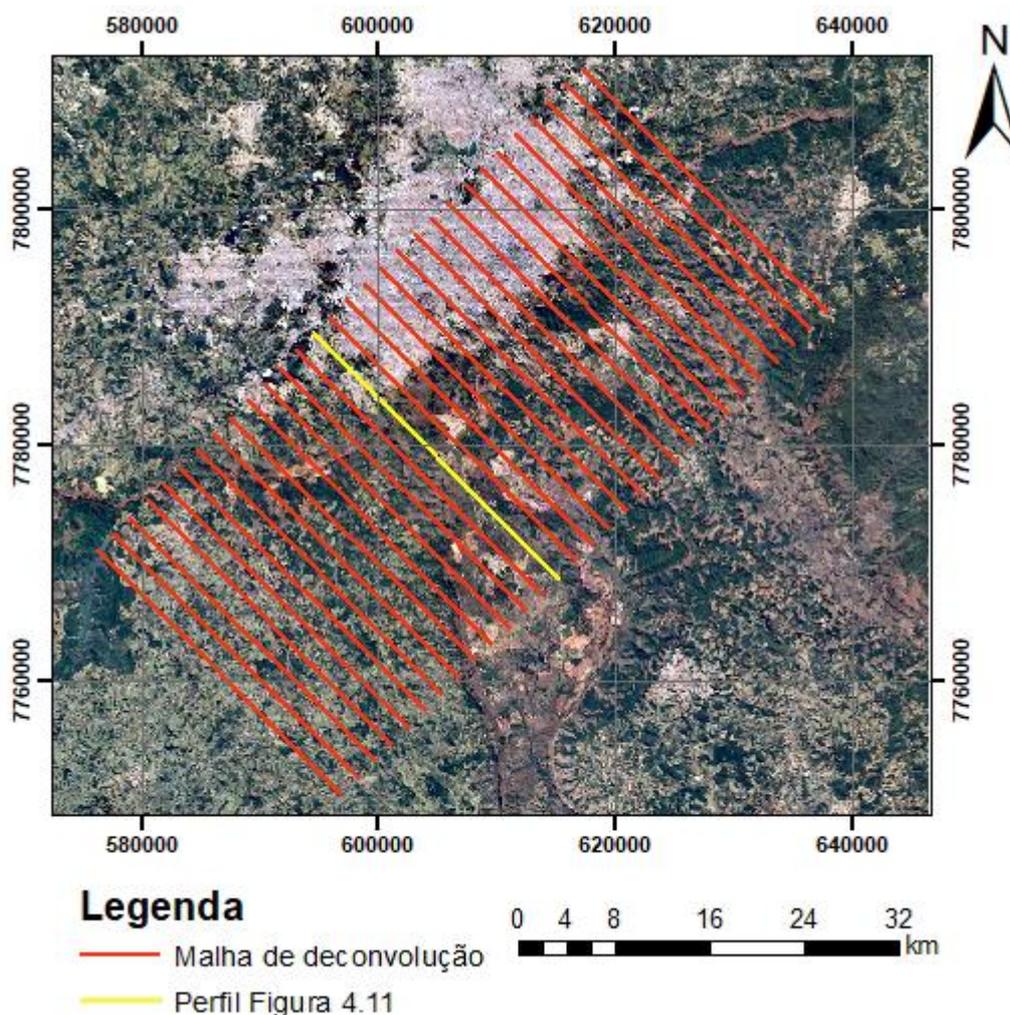


**Figura 4.9** – Demonstração da sistemática para a elaboração dos mapas temáticos das derivadas horizontais de primeira ordem e vertical de primeira ordem a partir do mapa de Campo Anômalo (CA) e Amplitude do Sinal Analítico (ASA). (A) Mapa temático CA derivada horizontal de primeira ordem em X; (B) Mapa temático CA derivada horizontal de primeira ordem em Y; (C) Mapa temático CA derivada vertical de primeira ordem em Z; (D) Mapa temático ASA derivada vertical de primeira ordem em Z.

### 4.3 ANÁLISE QUANTITATIVA

A análise quantitativa consiste na inversão dos dados dos métodos potenciais (gravimetria e magnetometria). Para tanto, efetuaram-se perfis (2D) de inversão utilizando-se a deconvolução de Euler em malhas regulares equidistantes, no intuito, de obter a profundidade média de topo de corpos anômalos dos dados de gravimetria e magnetometria. Para tal foram utilizados os *softwares* ArcGIS v.10.3, Oasis Montaj v.8.4 e Euldeph v.1.00 da *School of Geosciences – School of the Witwatersrand*.

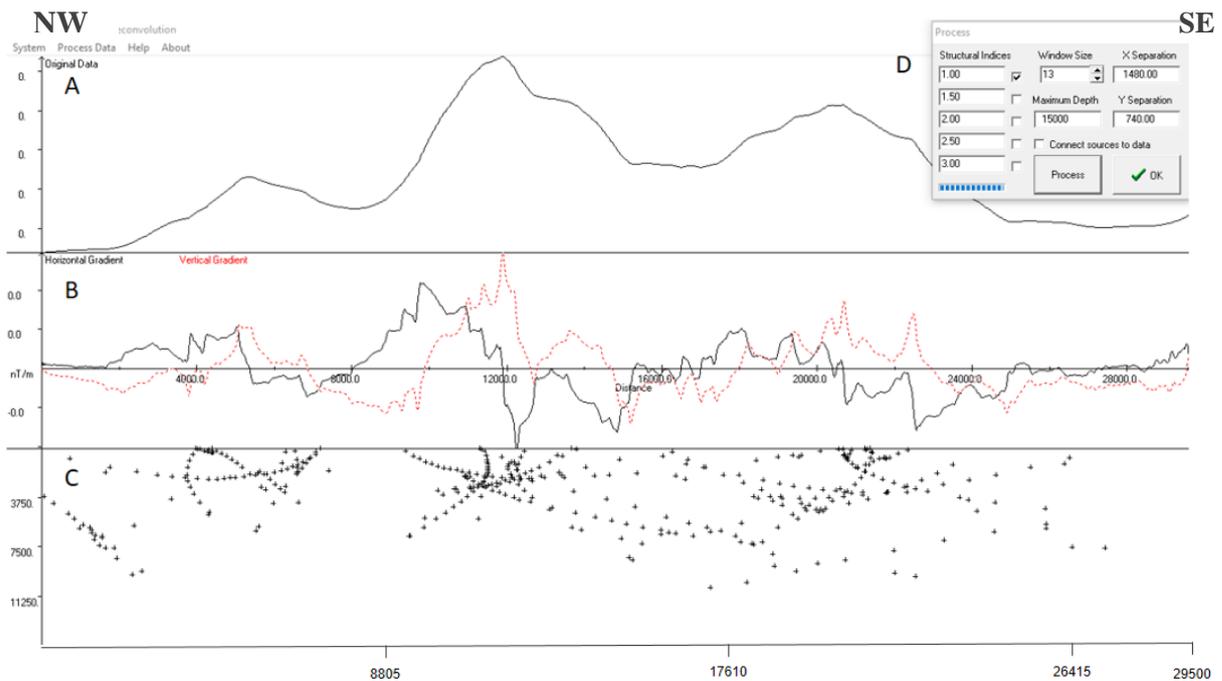
Inicialmente determinou-se uma malha de 30 perfis aproximadamente perpendiculares ao Homoclinal Curral, com direção N45W, espaçados de 2 km com comprimento de 29,5 km. Estes foram traçados em ambiente SIG, no *software* ArcGis v.10.3 (Figura 4.10).



**Figura 4.10** – Mapa de localização da malha de deconvolução determinada para o estudo. Em amarelo encontra-se a localização do perfil apresentado na Figura 4.11.

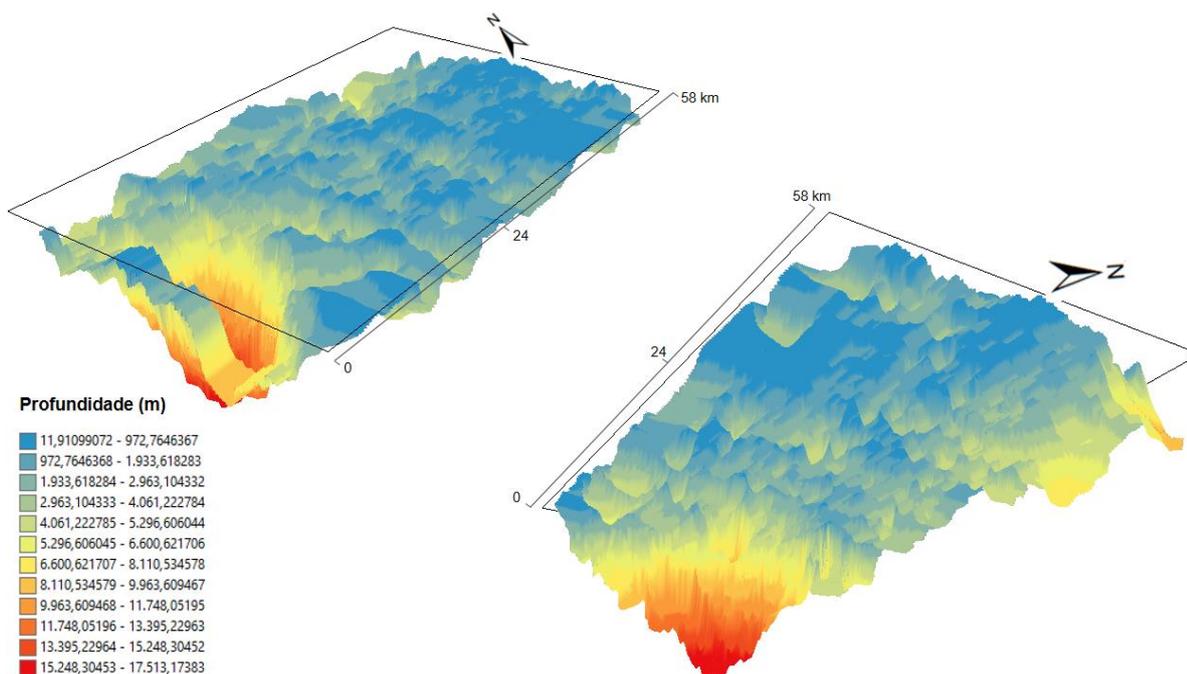
A malha de perfis supracitada foi importada para o *software* Oasis Montaj 8.0.4, onde foi feita as extrações dos perfis gravimétricos e magnetométricos por meio da rotina GRID PROFILE do mesmo

*software*. Os dados geofísicos extraídos dos perfis foram importados para o *software* Euldeph (versão 1.0). O programa utiliza a altura do levantamento de obtenção dos dados e os processa analisando as relações entre comprimento de onda e amplitude dos sinais, para estimar a profundidade do topo médio dos corpos que geraram as anomalias gravimétricas e magnetométricas. Para refinar os resultados desse processo, o operador determina os parâmetros que melhor se ajustam à situação geológica investigada, como a profundidade máxima estimada, o índice estrutural e o tamanho da janela (Figura 4.11).



**Figura 4.11** – Perfil magnetométrico obtido por meio da deconvolução de Euler e identificado na Figura 4.10. (A) Perfil magnetométrico extraído do mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA). (B) Gradiente vertical e gradiente horizontal. (C) Perfil esquemático representando o topo médio das anomalias magnetométricas. (D) Janela identificando os parâmetros utilizados (índice estrutural, tamanho de janela e profundidade máxima estimada).

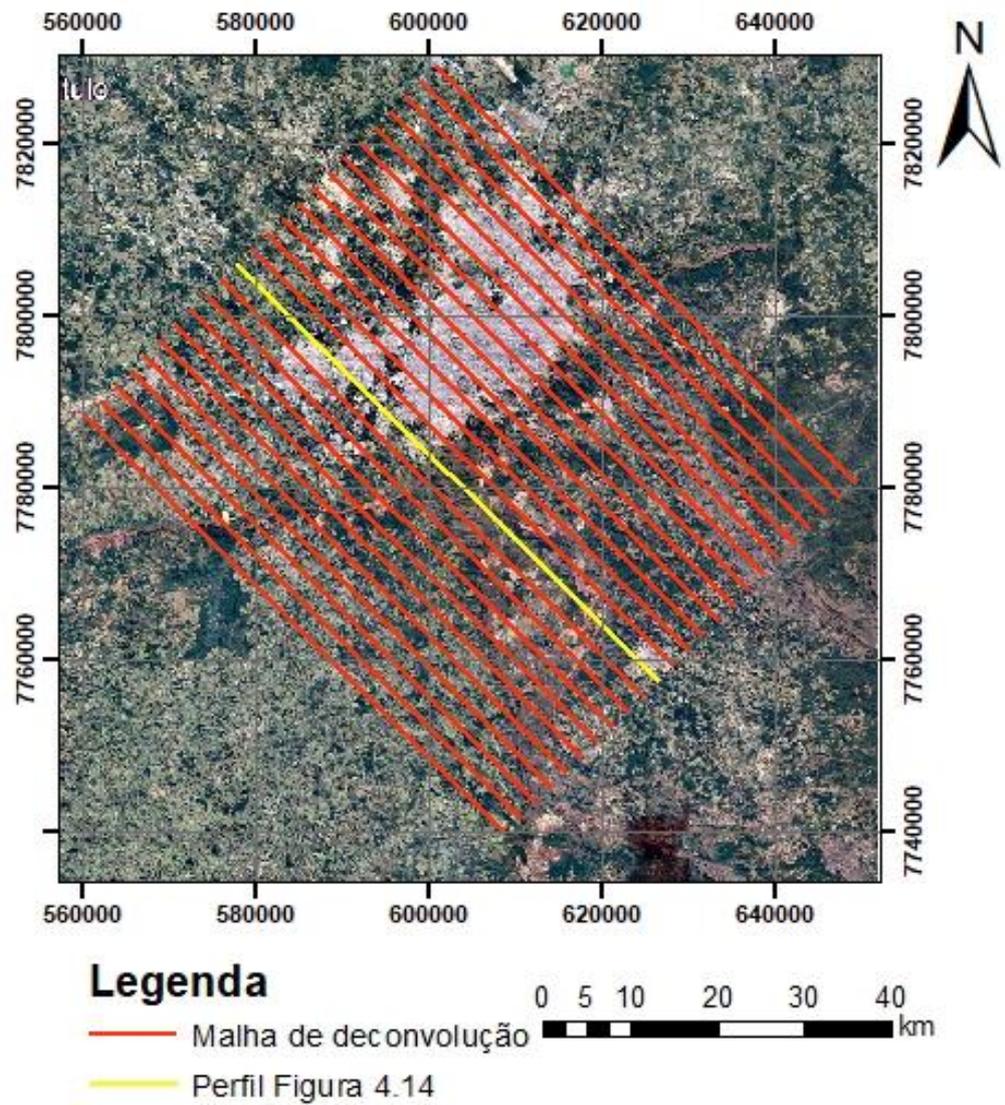
Os resultados obtidos dos perfis de deconvolução de Euler foram interpolados pelo método de *krigagem* obtendo, assim a visualização em 3D da profundidade do topo médio dos corpos que geraram as anomalias gravimétricas e magnetométricas (Figura 4.12).



**Figura 4.12** – Visualização do modelo 3D dos dados de magnetometria da primeira área de estudo obtido pela interpolação (*krigagem*) da inversão dos 30 perfis no ArcScene v.10.3.

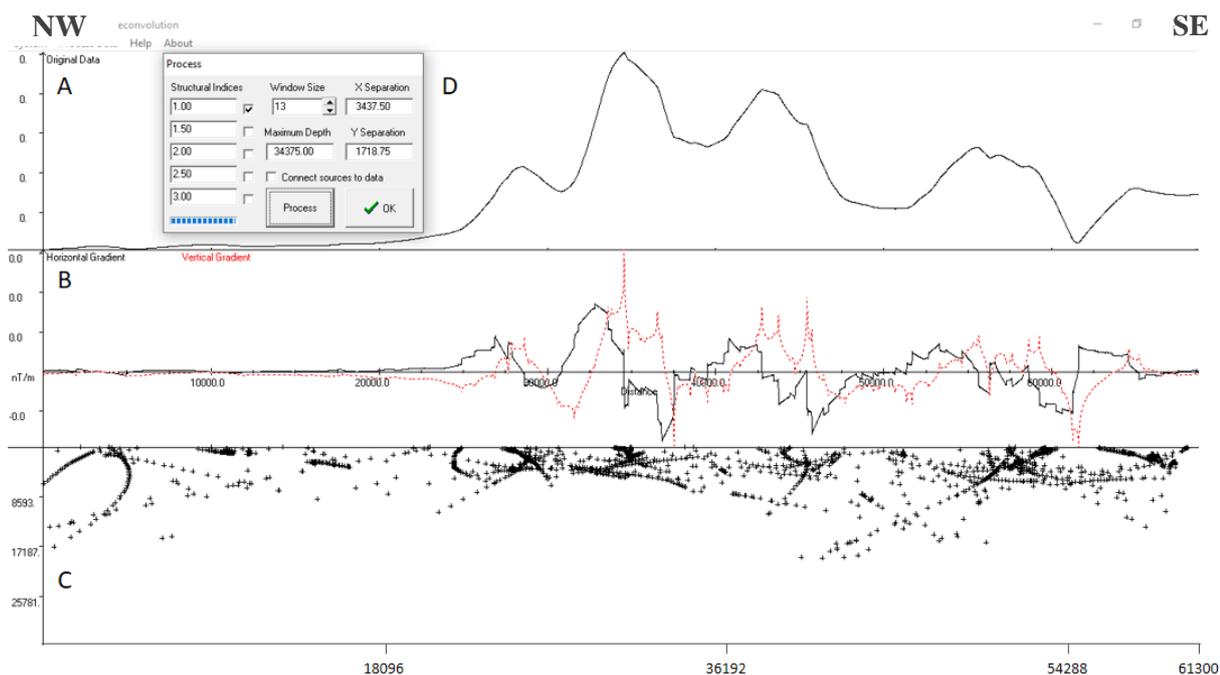
A análise dos resultados dos perfis não alcançou a profundidade esperada, uma vez que o comprimento dos perfis utilizado não foi suficiente para representar a estrutura objeto do estudo, a falha de infracavalcamento (Endo *et al.* 2005). Isso se deve ao comprimento de onda das anomalias observadas nesses perfis com essa extensão, ou seja, o alto comprimento de onda (baixa frequência) das anomalias não eram representadas nos perfis, conseqüentemente não alcançavam maiores profundidades.

Desta forma, realizaram-se os perfis de inversão dos dados em uma segunda malha com 24 perfis de maior extensão, mais precisamente 62 km, mesma direção e espaçados de 2,5 km, na expectativa de alcançar maiores profundidades (Figura 4.13)



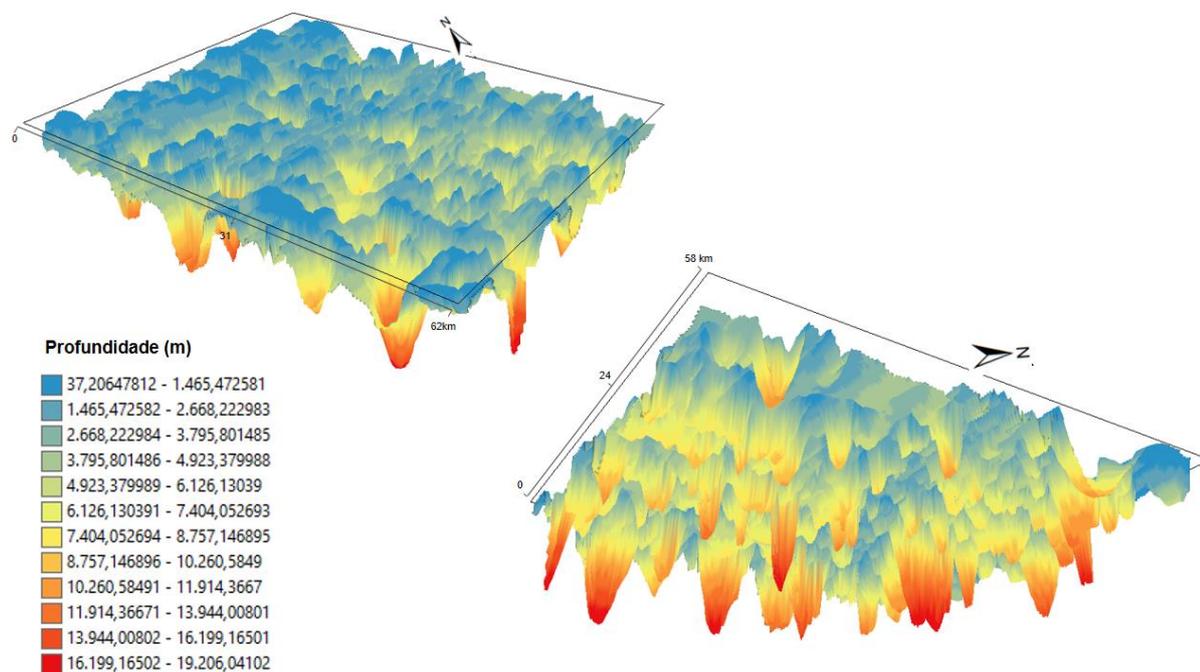
**Figura 4.13** – Mapa de localização da segunda malha de deconvolução determinada para o estudo. Em amarelo encontra-se a localização do perfil apresentado na Figura 4.14.

Como esperado, os perfis obtidos alcançaram uma profundidade maior, permitindo a visualização em profundidade da estrutura objeto de estudo (Figura 4.14).



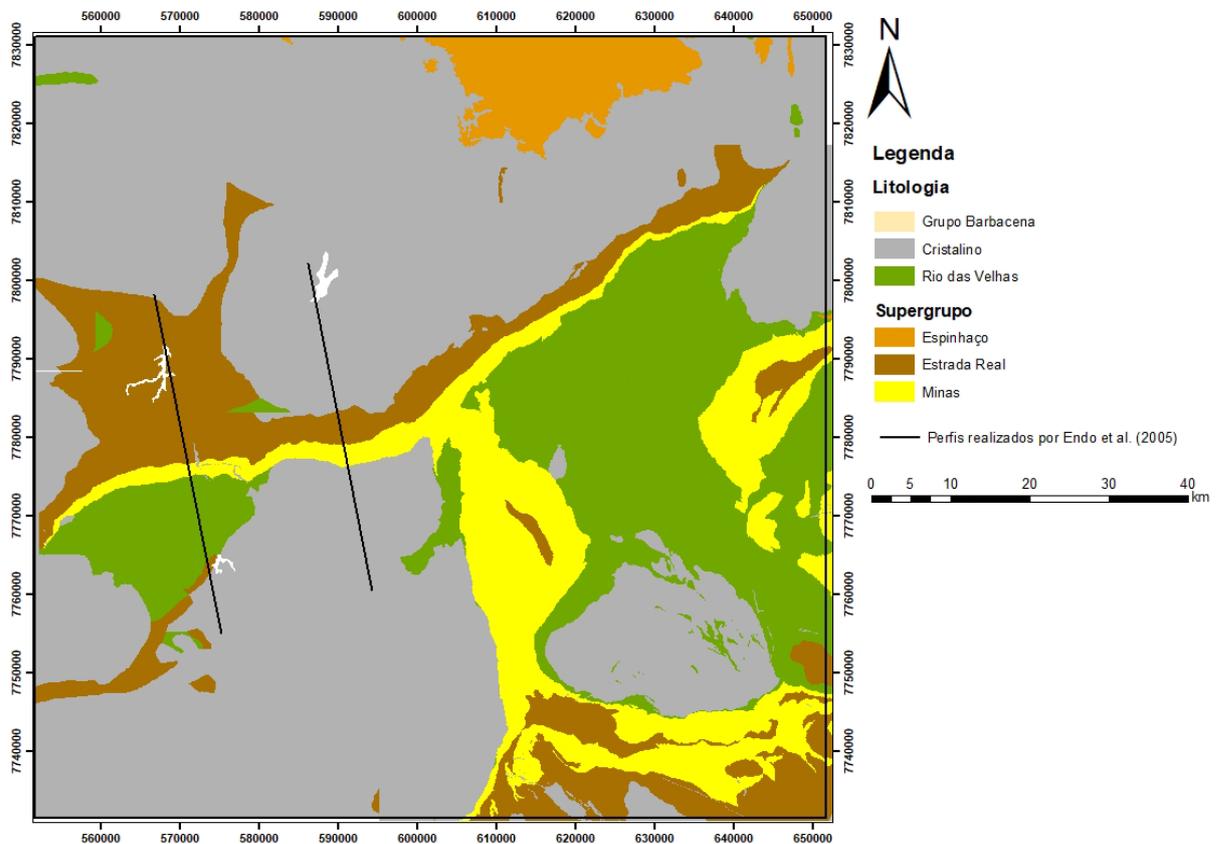
**Figura 4.14** – Perfil magnetométrico obtido por meio da deconvolução de Euler e identificado na Figura 4.13. (A) Perfil magnetométrico extraído do mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA). (B) Gradiente vertical e gradiente horizontal. (C) Perfil esquemático representando o topo médio das anomalias magnetométricas. (D) Janela identificando os parâmetros utilizados (índice estrutural, tamanho de janela e profundidade máxima estimada).

Analogamente, os resultados obtidos dos perfis de deconvolução de Euler foram interpolados pelo método de *krigagem* (Figura 4.15).



**Figura 4.15** – Visualização do modelo 3D dos dados de magnetometria da segunda área de estudo obtido pela interpolação (*krigagem*) da inversão dos 30 perfis no ArcScene v.10.3.

Sendo este estudo balizado pelo trabalho de Endo *et al.* (2005), considerou-se também a inversão de perfis coincidentes com os perfis geológicos realizados neste trabalho (Figura 4.16).



**Figura 4.16** – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero indicando a localização dos perfis proposto por Endo *et al.* (2005), utilizados nessa monografia.

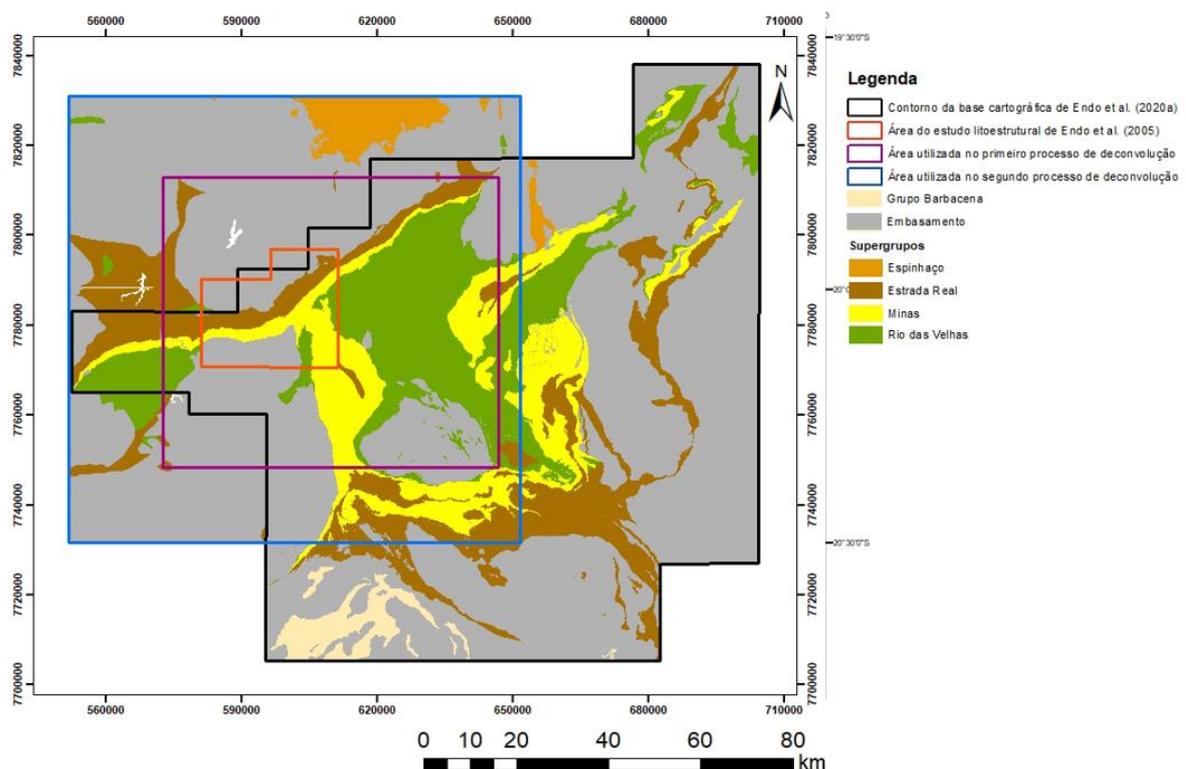
É importante ressaltar que nos 58 perfis invertidos ao longo da área de estudo, no intuito de visualizar a falha do tipo *Underthrust* proposta por Endo *et al.* (2005), a análise gravimétrica não foi factual. Isto se deve provavelmente a amostragem dos dados (banco de dados por satélite) ou por não apresentar contraste de densidade na interação entre os Complexos Belo Horizonte e Bonfim.



## CAPÍTULO 5

### RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nesse capítulo serão apresentados os resultados obtidos nessa monografia, além de sua integração com a base geológica apresentada no Capítulo 2. Para tal, a análise geofísica foi dividida em análise qualitativa, onde foi feita a interpretação dos mapas gravimétricos e magnetométricos; e quantitativa, onde foi feita a interpretação dos perfis de inversão bidimensionais e do produto de sua interpolação (modelo 3D). É importante ressaltar que devido a necessidade de alcançar grandes profundidades no processo de inversão de dados, para o comprimento do objetivo precípuo do trabalho (vide item 1.3), foi necessário a utilização de perfis muito extensos para captar sinais de baixa frequência. Consequentemente a área de estudo teve de ser expandida para além dos limites cartográficos delimitados para o Quadrilátero Ferrífero (QFe) por Endo *et al.* (2019a) apresentado na Figura 2.2. Desta forma a solução adotada foi a criação de um mapa geológico simplificado utilizando mais de uma base cartográfica, a apresentada por Endo *et al.* (2019a) na escala 1:150.000 e a das folhas SE-23 Belo Horizonte e SF-23 Rio de Janeiro na escala 1:1.000.000 (Figura 5.1).



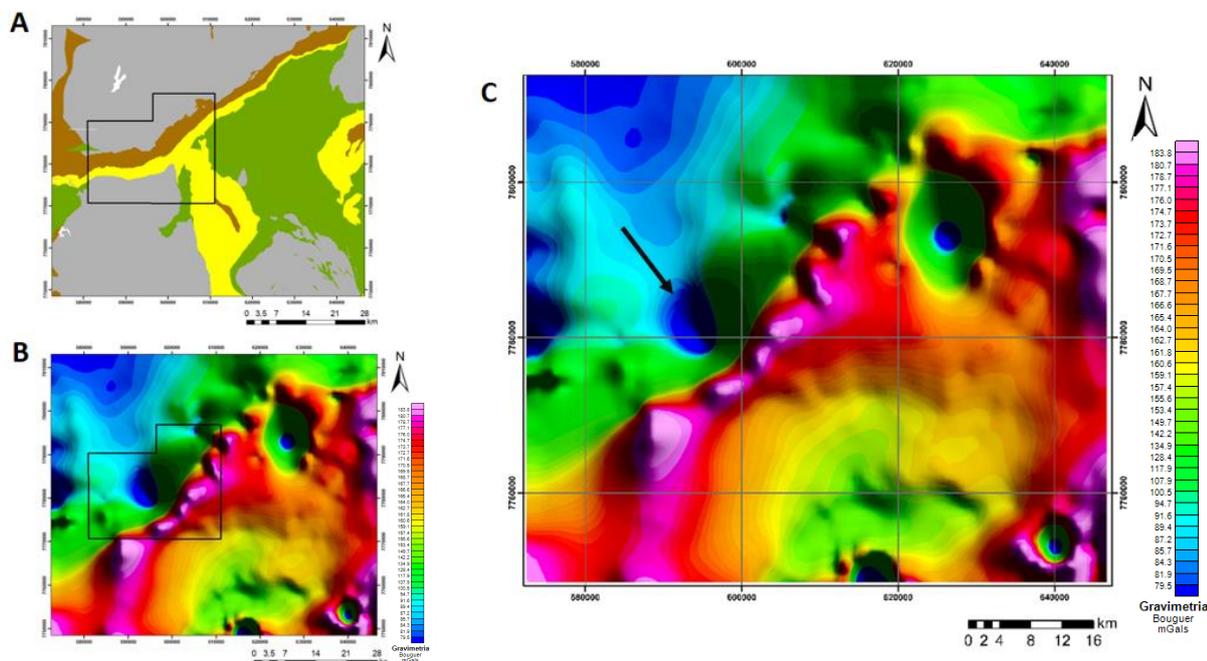
**Figura 5.1** – Bases cartográficas utilizadas para integração dos resultados. O polígono preto indica os limites do QFe delimitados por Endo *et al.* (2019a), esta base geológica encontra-se na escala de 1:150.000. As demais informações geológicas são referentes as folhas SE-23 Belo Horizonte e SF-23 Rio de Janeiro na escala 1:1.000.000. Os demais polígonos identificam as regiões de estudo A1 e A2 (Figura 1.1) e a área do estudo litoestrutural realizado por Endo *et al.* (2005).

## 5.1 ANÁLISE QUALITATIVA

Nesta etapa realizou-se a interpretação dos mapas temáticos geofísicos produzidos nesta monografia com o intuito de identificar as principais anomalias e estruturas presentes na área alvo, além da análise da direção preferencial dos lineamentos gravimétricos e magnetométricos. Ressalta-se que esta análise foi realizada apenas na área de estudo A1 (Figura 5.1).

### 5.1.1 Análise gravimétrica – Anomalia *Bouguer*

O mapa de anomalia gravimétrica *Bouguer* (Figura 5.2) geralmente apresenta anomalias sobrepostas de diferentes fontes, sendo a resposta média do topo das anomalias aquelas cuja as fontes estão em alta profundidade.

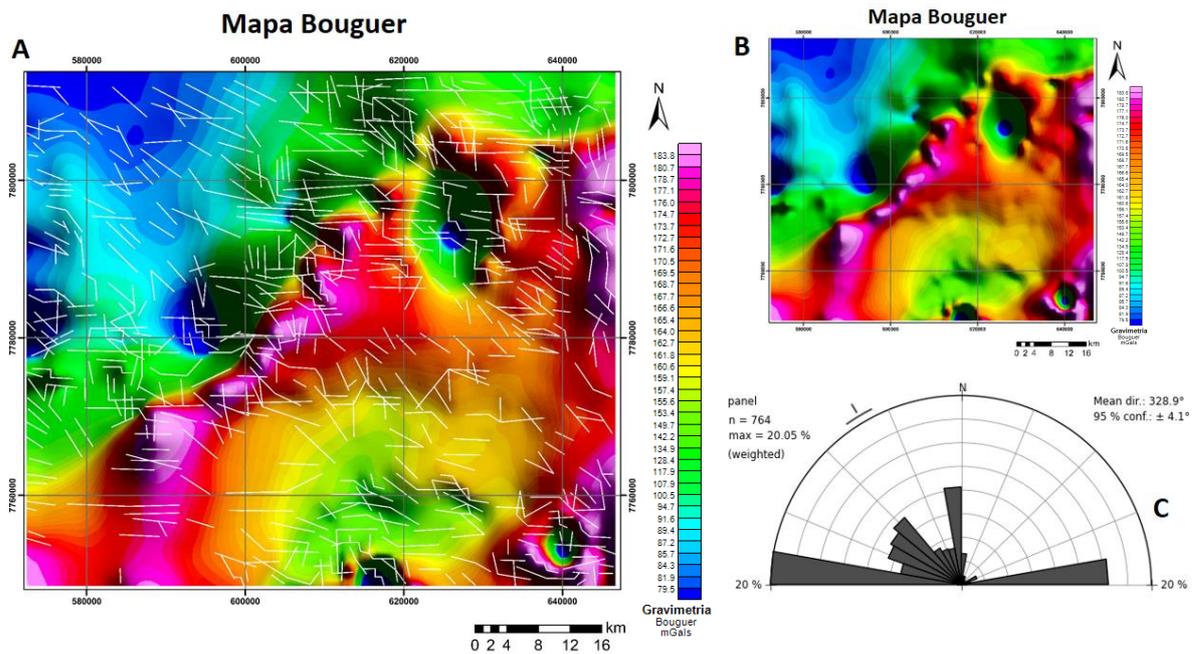


**Figura 5.2** – Mapa de anomalia *Bouguer* realizado para a área A1. (A) Base geológica área A1 com identificação da área de trabalho de Endo *et al.* (2005). (B) Mapa *Bouguer* com identificação da área de trabalho de Endo *et al.* (2005). (C) Mapa *Bouguer* área A1, em destaque o baixo gravimétrico.

Analisando-se os mapas da Figura 5.2, observa-se na região noroeste do QFe um baixo gravimétrico na interface do embasamento (complexo Belo Horizonte) com as rochas do Supergrupo Estrada Real (Grupo Sabará), na qual possui intrusões de vários corpos pequenos de granitoides posicionados ao longo da direção axial do sinclinal Mangabeiras (Noce 1995, Endo *et al.* 2019a,b). Endo *et al.* (2020) admitem como a gênese dos granitoides a hipótese de fusão parcial da crosta em resposta a interação entre os blocos dos Complexos Metamórficos Belo Horizonte e Bonfim por meio de uma falha de infracavalcamento (vide Figura 2.7). Dessa forma, este baixo gravimétrico observado no mapa

*Bouguer* foi interpretado como o produto dessa interação dos complexos metamórficos supracitados. Oliveira (2009) também caracteriza um espessamento da litosfera a partir da serra do Curral para NW.

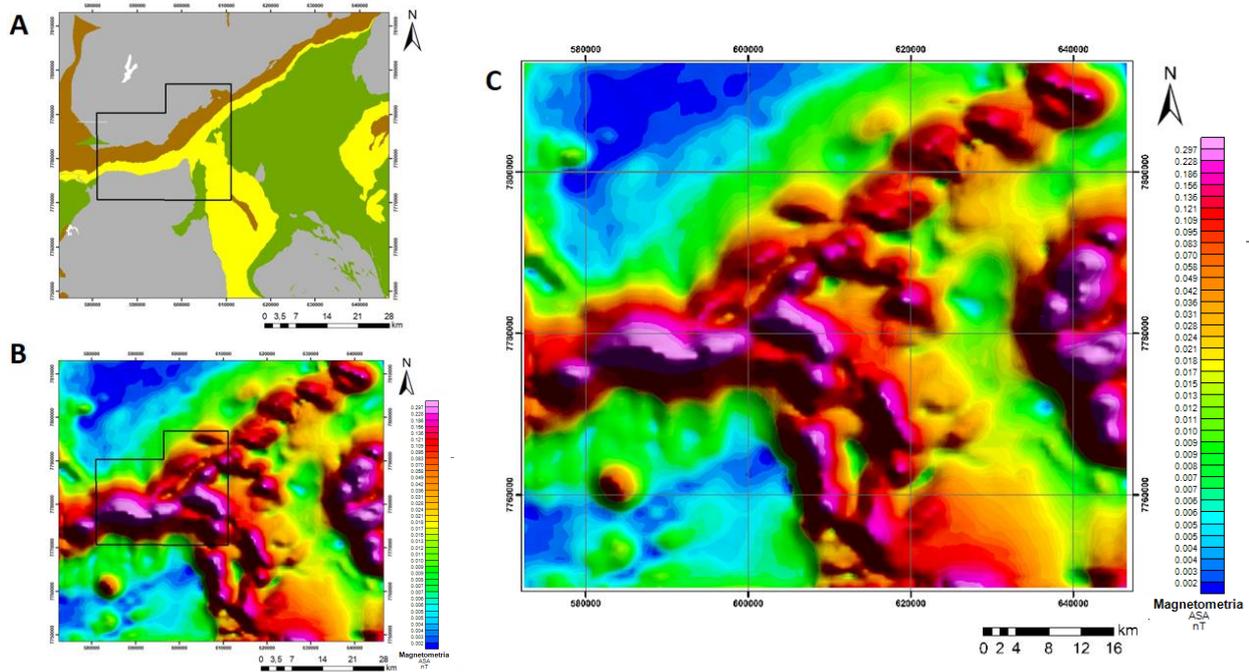
O estudo dos lineamentos gravimétricos apresenta um padrão preferencial E-W (Figura 5.3), direção esta condizente com as tramas penetrativas de eixo de dobra, lineação mineral e lineação de interseção (vide Figura 2.6) observadas por Endo *et al.* (2005). Desta forma, esta anomalia gravimétrica corrobora com a hipótese da tectônica da *Nappe* Curral possuir vergência para N, conforme proposto por Endo *et al.* (*op. cit.*).



**Figura 5.3** – Lineamentos gravimétricos. (A) Mapa de anomalia *Bouguer* com os lineamentos traçados. (B) Mapa *Bouguer* (C) roseta das direções preferencias dos lineamentos gravimétricos.

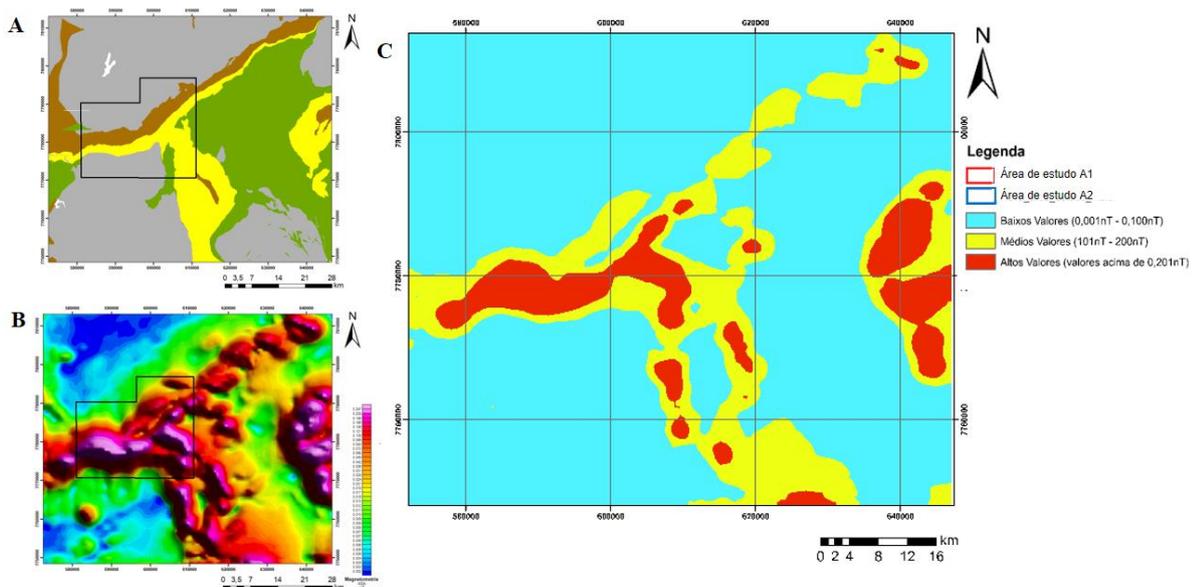
### 5.1.2 Análise magnetométrica – Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

O principal mapa temático magnetométrico utilizado para a interpretações qualitativas foi o de Amplitude do Sinal Analítico – ASA (Figura 5.4), devido a sua característica monopolar. No entanto os mapas de Campo Anômalo - CA e derivadas de primeira e segunda ordem, também foram utilizados para a determinação dos lineamentos magnetométricos.



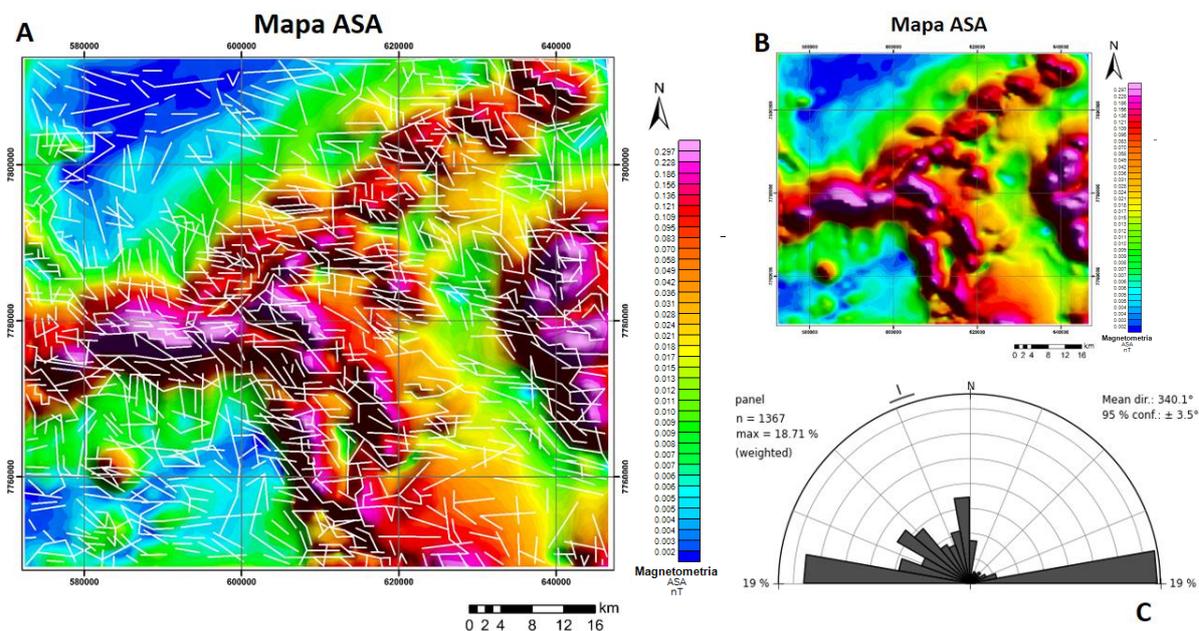
**Figura 5.4** – Mapa magnetométrico de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), realizado para a área A1. (A) Base geológica área A1 com identificação da área de trabalho de Endo *et al.* (2005). (B) Mapa ASA com identificação da área de trabalho de Endo *et al.* (2005). (C) Mapa ASA área A1.

Analisando-se os mapas da Figura 5.4, observa-se que as altas amplitudes de magnetização coincidem com o posicionamento das rochas supracrustais do Supergrupo Minas e que as baixas amplitudes se relacionam às regiões do embasamento, tanto na parte norte (complexo Belo Horizonte) quanto na parte sudoeste (complexo Bonfim). Para evidenciar essa relação realizou-se o mapa de magnetofácies (Figura 5.5).



**Figura 5.5** – Mapa de Magnetofácies. (A) Base geológica. (B) Mapa ASA. (C) Mapa de Magnetofácies

O estudo dos lineamentos magnetométricos também apresenta um padrão preferencial E-W (Figura 5.6), coincidente com as tramas penetrativas de eixo de dobra, lineação mineral e lineação de interseção (vide Figura 2.6) observadas por Endo *et al.* (2005) e por consequência também com a hipótese da tectônica da *Nappe Curral*.



**Figura 5.6** – Lineamentos magnetométricos. (A) Mapa ASA com os lineamentos traçados. (B) Mapa ASA. (C) roseta das direções preferências dos lineamentos magnetométricos.

## 5.2 ANÁLISE QUANTITATIVA

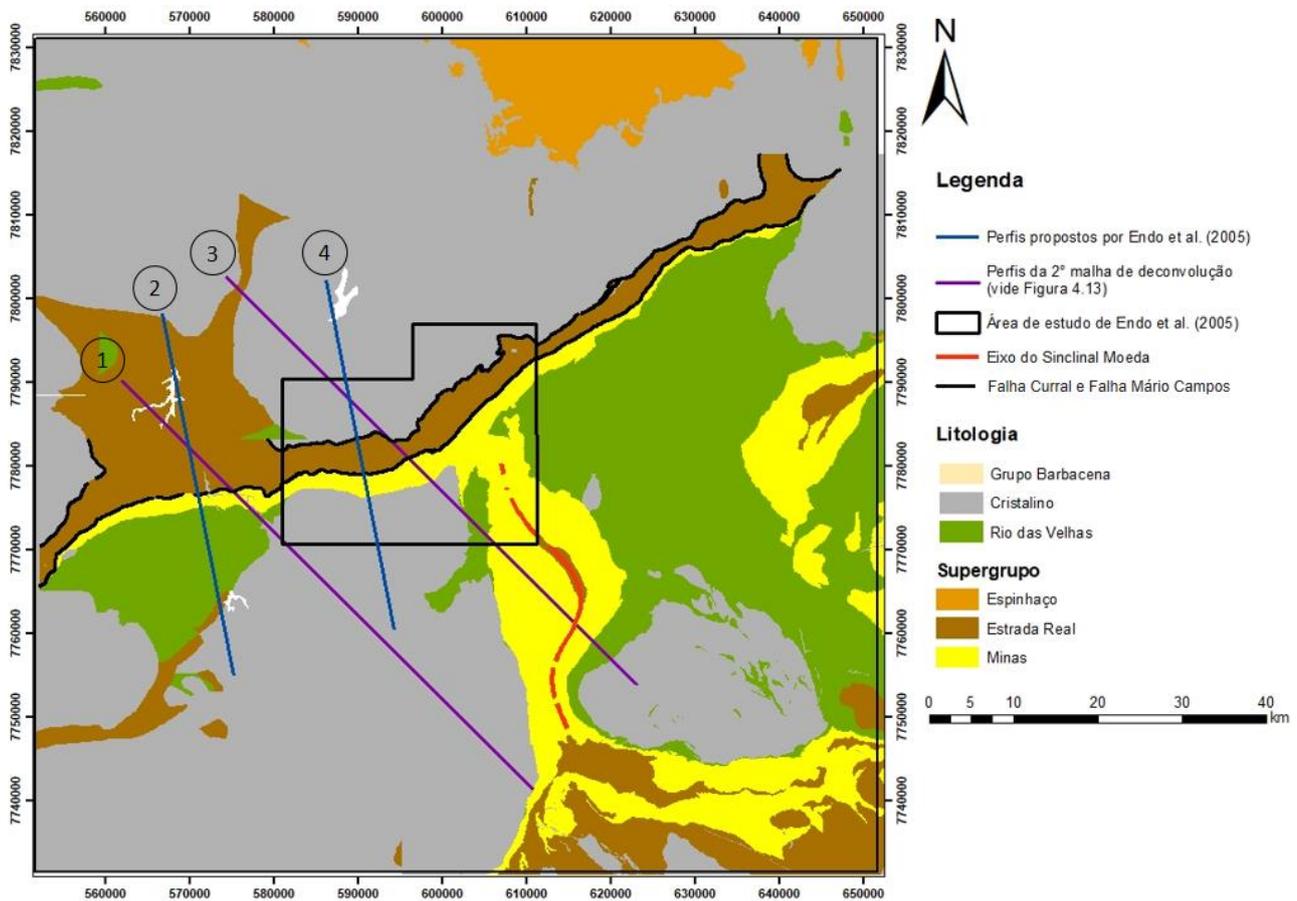
Nesta etapa, discutem-se os perfis de inversão bidimensionais e sua interpolação (3D). Para facilitar a discussão e consequente entendimento, os perfis de deconvolução serão abrangidos de noroeste para sudeste, onde serão tomados como exemplo apenas alguns perfis para a visualização da estrutura alvo deste trabalho.

### 5.2.1 Perfis de deconvolução de Euler

Os perfis de deconvolução bidimensionais gerados para nesta monografia foram realizados em 3 fases, conforme descrito no item 4.3. Uma vez que para o objetivo do estudo (visualização em profundidade da falha de infracavalcamento) a gravimetria não apresentou resultados satisfatórios (vide página 57), aborda-se aqui apenas a análise magnetométrica.

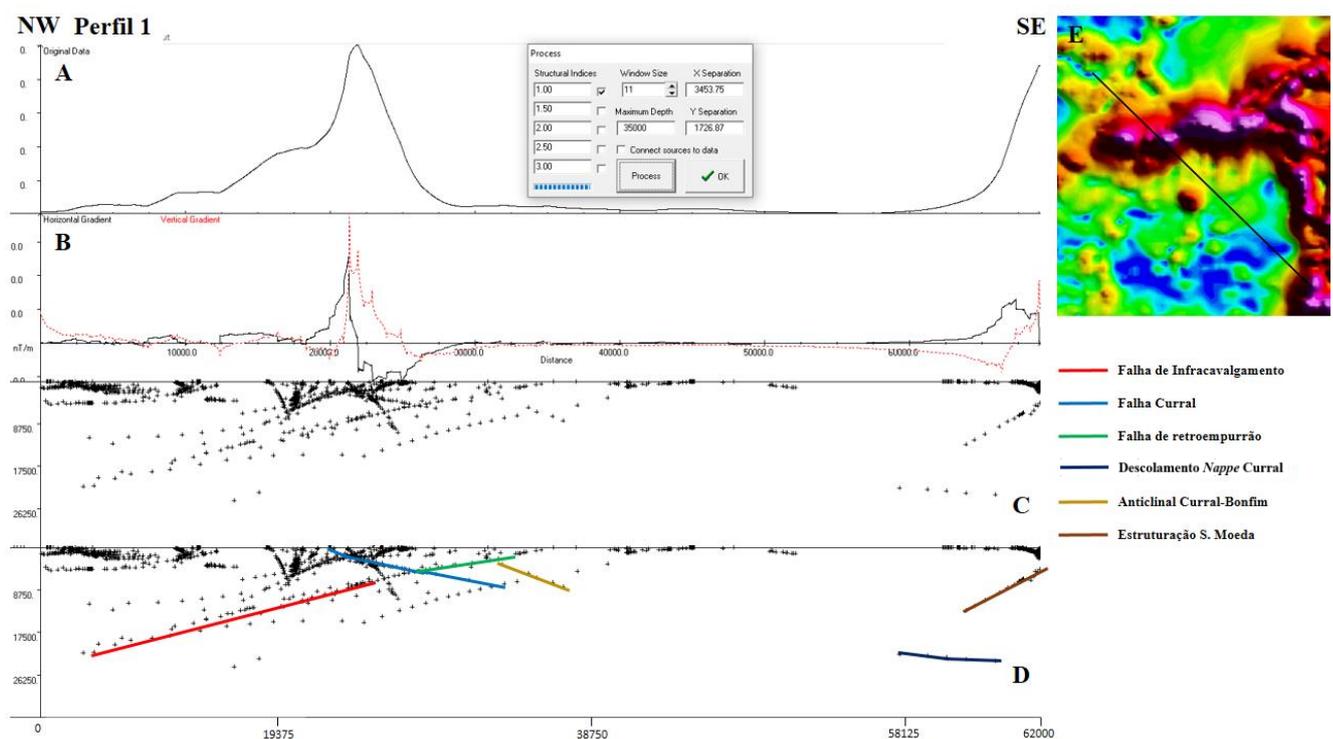
### *Perfis Magnetométricos*

Os quatro perfis escolhidos como mais representativos (Figura 5.7) estão distribuídos ao longo do traço da Falha Curral nas porções oeste e central da estrutura. Os perfis 1 e 3 são provenientes da malha regular descrita no capítulo 4 (item 4.3, correspondem aos perfis 2 e 9 da malha regular da A2, Figura 4.13) e os perfis 2 e 4 coincidem com os perfis realizados por Endo *et al.* (2005). Todos os quatro perfis interceptam a Falha do Curral e os perfis 3 e 4 abrangem também o traço da Falha Mário Campos em sua porção oeste.



**Figura 5.7** – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero indicando as localidades dos perfis apresentados neste capítulo, identificação da área de estudo de Endo *et al.* (2005) e identificação numérica dos perfis neste capítulo apresentados.

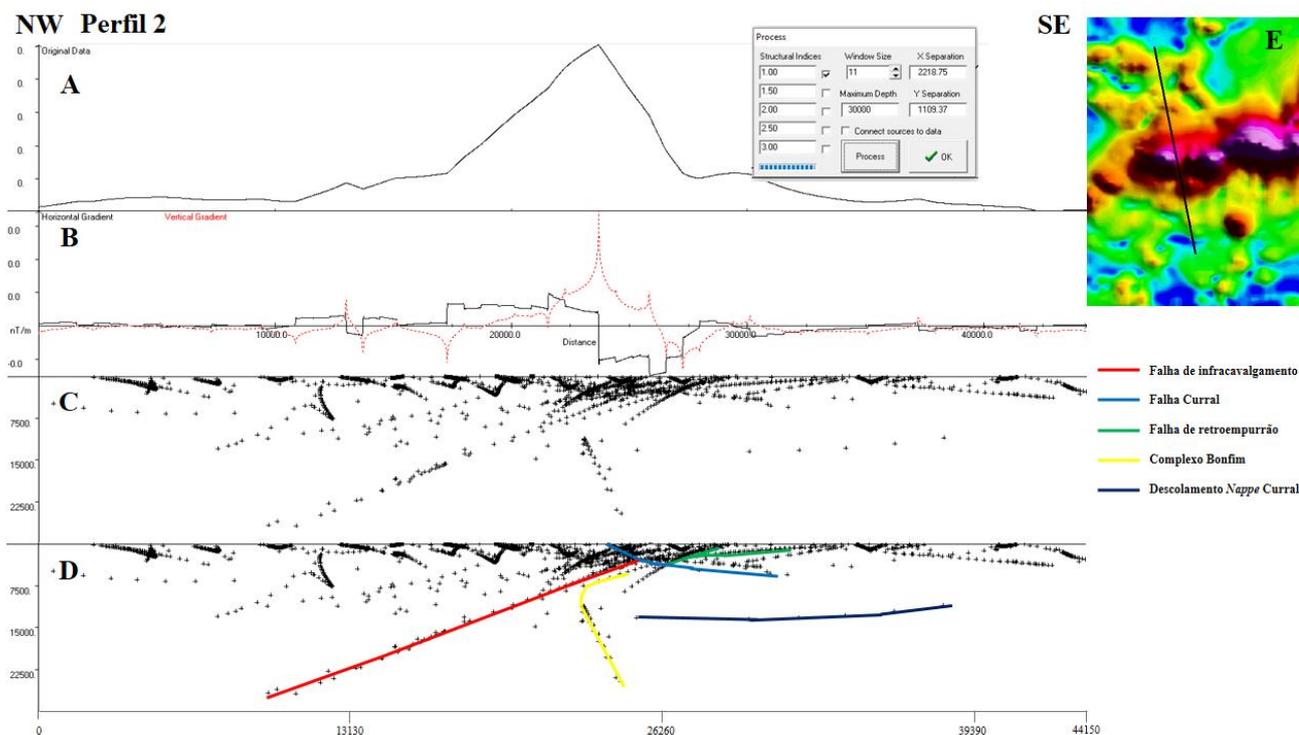
O perfil 1 (Figura 5.8) apresenta profundidade máxima de aproximadamente 26000 metros e possibilita delimitar as estruturas da Falha Curral (Figura 5.8D, representa em azul claro), as falhas de retroempurrão (Figura 5.8D, representa em verde), o descolamento superior do Anticlinal Curral-Bonfim (Figura 5.8D, representa em bege), o descolamento da *Nappe* Curral sobre o embasamento (vide item 2.3 - Figura 5.8D, representa em azul escuro), estruturação do flanco W do Sinclinal Moeda (Figura 5.8D, representa em marrom) e uma estrutura com mergulho para NW que alcança profundidade de aproximadamente 20000 metros (Figura 5.8D, representa em vermelho). Analisando o modelo apresentado por Endo *et al.* (2005) pode-se interpretar esta estrutura mais profunda como a falha de infracavalgamento que este trabalho investiga.



**Figura 5.8** – Perfil 1 bidimensional. (A) Sinal magnetométrico e janela com os parâmetros utilizados no processo de inversão. (B) Gradientes horizontal e vertical. (C) Respostas dos topos médios de anomalia. (D) Inversão do perfil 1 interpretada. (E) Mapa ASA com localização do perfil 1.

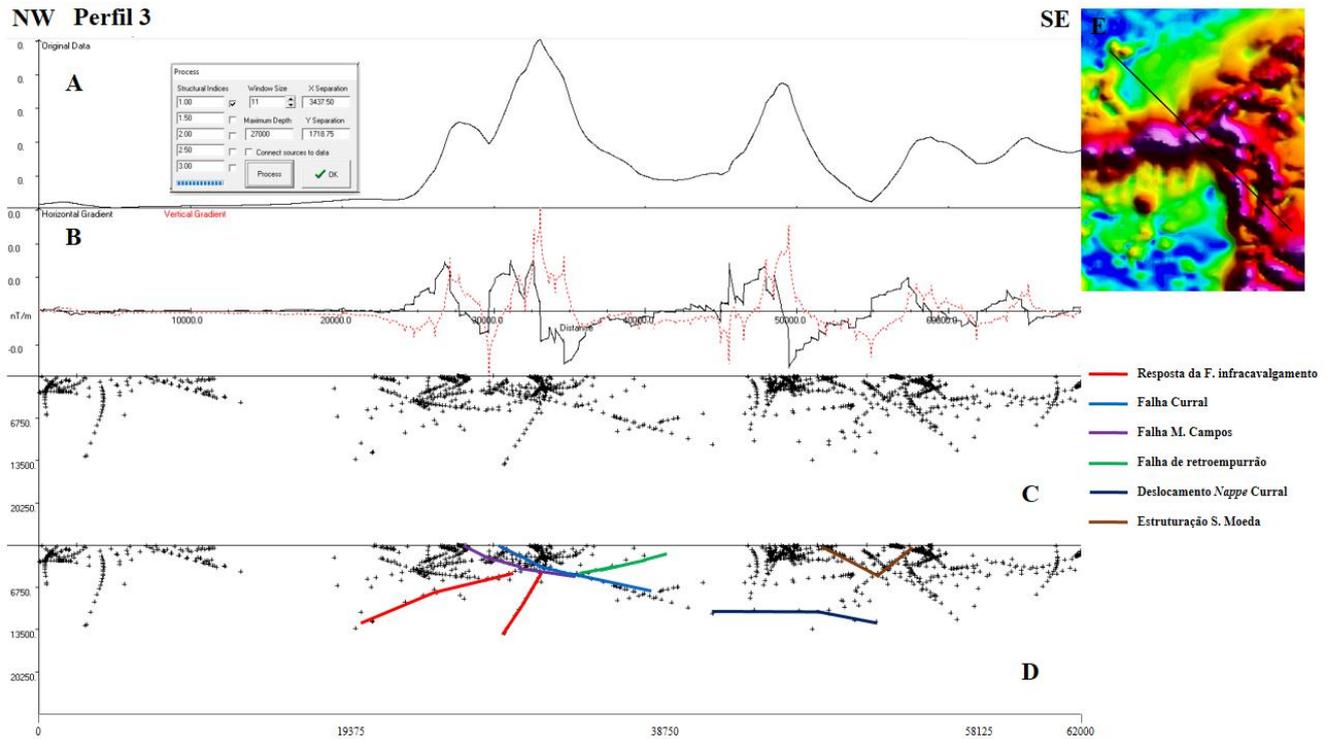
O perfil 2 (Figura 5.9) apresenta profundidade máxima de aproximadamente 25000 metros e, analogamente permite a visualização das estruturas da Falha Curral, as falhas de retroempurrão, o deslocamento da *Nappe* Curral sobre o embasamento e a falha de infracavalgamento, que neste perfil

especificamente alcança profundidade de aproximadamente 24000 metros. Ressalta-se o surgimento de uma nova estrutura com mergulho para SE observado na Figura 5.6 em amarelo.



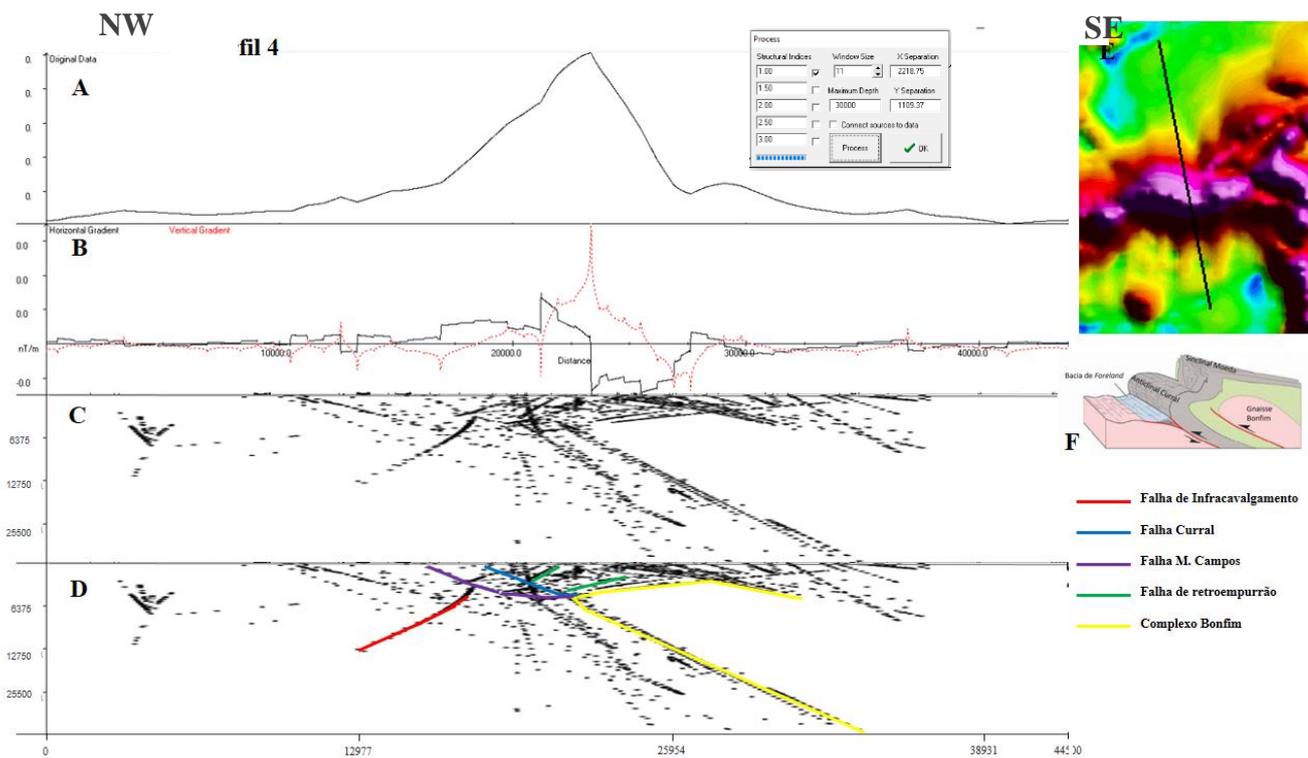
**Figura 5.9** – Perfil 2 bidimensional. (A) Sinal magnetométrico e janela com os parâmetros utilizados no processo de inversão. (B) Gradientes horizontal e vertical. (C) Respostas dos topos médios de anomalia. (D) Inversão do perfil 2 interpretada. (E) Mapa ASA com localização do perfil 2.

O perfil 3 (Figura 5.10) não apresenta profundidade tão elevada quanto os perfis apresentados anteriormente, com profundidade máxima de aproximadamente 13000 metros. Nesse perfil, além das estruturas da Falha Curral, falhas de retroempurrão e o deslocamento basal da *Nappe* Curral observa-se a Falha Mário Campos (Figura 5.10D, representa em lilás) e a estruturação do Sinclinal Moeda. A profundidade alcançada por este perfil não foi suficiente para caracterizar a falha de infracavalcamento, no entanto estruturas mais superficiais com atitude semelhantes à da falha investigada são retratadas no perfil e foram interpretadas como um produto mais superficial da interação dos Complexos Metamórficos Belo Horizonte e Bonfim.



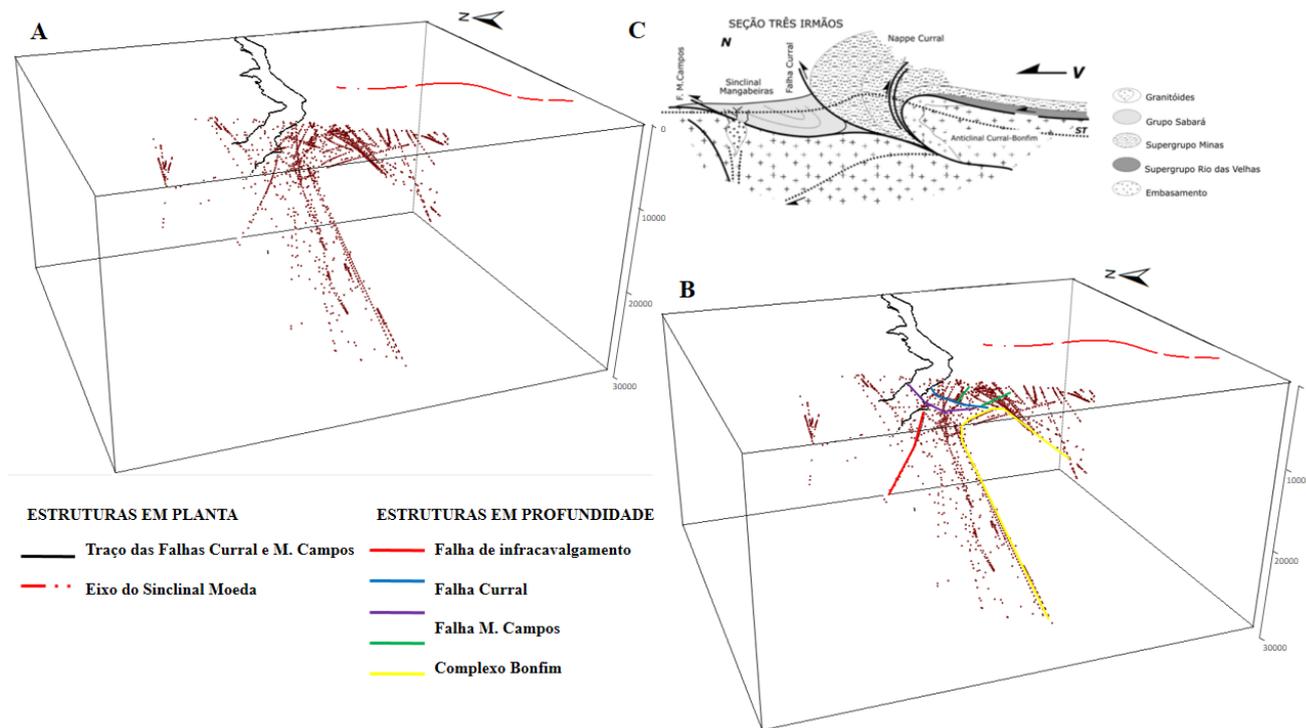
**Figura 5.10** – Perfil 3 bidimensional. (A) Sinal magnetométrico e janela com os parâmetros utilizados no processo de inversão. (B) Gradientes horizontal e vertical. (C) Respostas dos topos médios de anomalia. (D) Inversão do perfil 3 interpretada. (E) Mapa ASA com localização do perfil 3.

O perfil 4 apresenta profundidade máxima de aproximadamente 30000 metros e permite observar as estruturas da Falha Curral, Falha Mário Campos, as falhas de retroempurrão e a falha de infracavalgamento (que especificamente neste perfil atinge profundidade de aproximadamente 13000 metros). Além dessa estruturação pode-se ainda inferir uma estrutura resultante do envolvimento do Complexo Metamórfico Bonfim no núcleo da *Nappe* Curral (Figura 5.11).



**Figura 5.11** – Perfil 4 bidimensional. (A) Sinal magnetométrico e janela com os parâmetros utilizados no processo de inversão. (B) Gradientes horizontal e vertical. (C) Respostas dos topos médios de anomalia. (D) Inversão do perfil 4 interpretada. (E) Mapa ASA com localização do perfil 4. (F) Modelo de desenvolvimento tectônico proposto por Endo *et al.* (2005).

O perfil 4 apresentou a melhor resposta no processo de inversão quando comparado ao modelo de desenvolvimento tectônico proposto por Endo *et al.* (2005). Considerando que os perfis bidimensionais apresentam um exagero vertical no *software* Euldph v.1.0, apresenta-se na Figura 5.12 o modelo proposto e o perfil 4 numa visualização tridimensional.

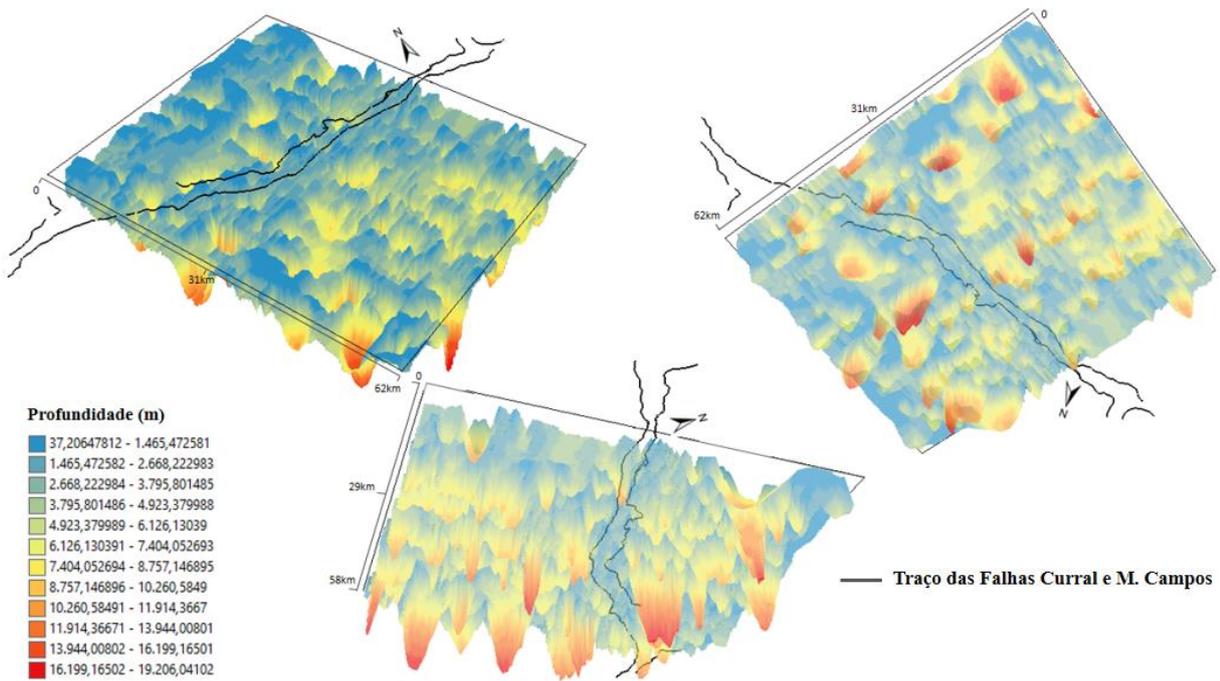


**Figura 5.12** – Visualização tridimensional do perfil 4. (A) Visualização 3D do perfil 4 com os traços das Falhas Curral e M. Campos traçados, além da identificação do eixo da Sinclinal Moeda. (B) Visualização 3D do perfil 4 com a interpretação das estruturas das Falhas Curral e M. Campos, as falhas de retroempurrão, a falha de infracavalcamento e o envolvimento do Complexo Bonfim no núcleo da *Nappe* Curral. (C) Seção Três Irmãos proposta para a localidade, **ST** – Superfície Topográfica (Endo *et al.* 2005, vide Figura 2.7).

Dessa forma, a partir desta análise, nota-se que o arranjo das estruturas representadas nas figuras dos perfis é bem condizente com o arranjo estrutural proposto para a região da junção entre o Homoclinal Curral e Sinclinal Moeda, ou seja, existe uma grande probabilidade da existência da falha de infracavalcamento proposta por Endo *et al.* (2005 - vide Figura 2.7).

### 5.2.2 Modelos tridimensionais

Os modelos tridimensionais apresentados neste capítulo serão aqueles gerados para a segunda malha de deconvolução (vide Figura 4.13). O modelo magnetométrico representou muito bem a região das Falhas Curral e Mário Campos (Figura 5.13).

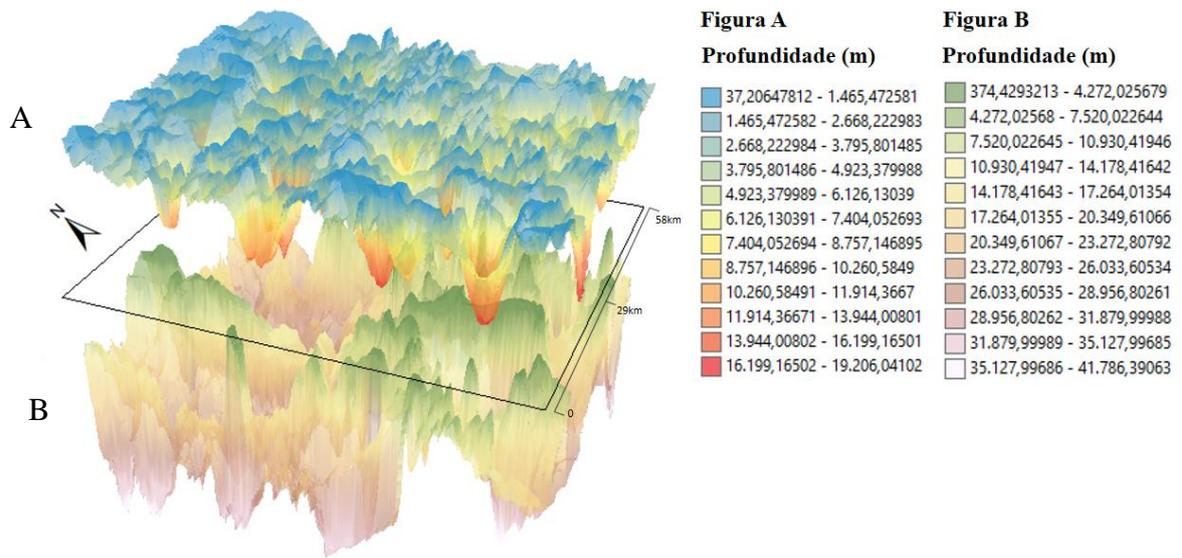


**Figura 5.13** – Modelo tridimensional interpolado para A2 com identificação dos traços das Falhas Curral e Mário campos.

Observa-se que na região de localidade das Falhas Curral e Mário Campos os topos médios de anomalia identificados são mais superficiais, uma vez que as falhas afloram e são mapeáveis. A partir dos traços das falhas identificadas, para sul os topos médios de anomalia representados são mais profundos caracterizando a geometria típica esperada para as falhas de empurrão.

O modelo tridimensional da Figura 5.13 não foi categórico na identificação da falha de infracavalgamento. Uma vez que, o Quadrilátero Ferrífero possui uma alta complexidade estrutural e o método utilizado na inversão dos dados calcula o topo médio dos corpos que geram as anomalias. Resultando em uma variabilidade muito alta dos dados dos perfis gerados para a região.

Os modelos tridimensionais de magnetometria e gravimetria confeccionados para a área A2 são apresentados na Figura 5.14, no intuito de demonstrar a coerência entre os resultados obtidos e as diferentes profundidades alcançadas.



**Figura 5.14** – Exemplificação da correspondência dos dados magnetométricos (A) e gravimétricos (B) interpolados para A2.



## CAPÍTULO 6

### CONCLUSÕES

---

Ao longo das últimas décadas a geofísica tem-se mostrado uma ferramenta de enorme potencial na investigação de diversas situações, incluindo os problemas geológicos, onde as diferenças de propriedades físicas dos materiais podem ser usadas para sua distinção. Este trabalho, portanto, é uma demonstração da relevância da contribuição da geofísica no estudo da análise estrutural da região noroeste do Quadrilátero Ferrífero, pois permitiu a visualização da estruturação da junção do Homoclinal Curral e o Sinclinal Moeda em profundidade, região de intensa complexidade e que ainda gera grandes discussões entre os pesquisadores.

A gravimetria não contribuiu de forma efetiva com a visualização da falha de infracavalgamento, estrutura interpretada como o produto da interação dos complexos metamórficos (Belo Horizonte e Bonfim) como resposta à propagação da *Nappe* Curral com vergência para norte, estrutura essa objetivo precípua deste trabalho. Isto se deve provavelmente a amostragem dos dados (banco de dados por satélite) ou por não apresentar contraste de densidade na interação entre os Complexos Belo Horizonte e Bonfim.

No entanto, a análise magnetométrica foi fundamental nesta região, pois permitiu visualizar estruturas indicativas da falha de infracavalgamento, além de outras estruturas que compõem o modelo de desenvolvimento tectônico proposto por Endo *et al.* (2005), como o arranjo das Falhas Curral e Mário Campos, as falhas de retroempurrão e a estruturação da falha de infracavalgamento com o envolvimento do Complexo Metamórfico Bonfim no núcleo da *Nappe* Curral.

O perfil 4, coincidente com a secção Três Irmãos, foi o que teve o resultado mais coerente com o modelo de desenvolvimento tectônico adotado, pois caracterizou todas as estruturas descritas no modelo.

Os modelos tridimensionais magnetométricos representaram muito bem a região das Falhas Curral e Mário Campos, caracterizando a geometria das falhas de empurrão. No entanto não auxiliaram no modelamento da superfície de falha de infracavalgamento investigada. Uma vez que, o Quadrilátero Ferrífero possui uma alta complexidade e que o método utilizado para a inversão dos dados considera o topo médio dos corpos que geram anomalia. Resultando em uma variabilidade muito alta dos dados dos perfis gerados para a região.

A análise conjunta dos modelos tridimensionais da gravimetria e magnetometria apresentou a coerência entre as estruturas e as diferentes profundidades alcançadas pelos métodos.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Alkmim F. F. & Marshak S. 1998. Tranzamazonian Orogeny In the Southern São Francisco Craton Region Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collisional and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**: 29-58.
- Alkmim F. F. & Martins-Neto M. A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* **33**, 127-139.
- Alkmim F. F., Brito-Neves B. B., Castro-Alves J. A. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão. In: Dominguez, J. M. L. & Misi, A. (ed) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG, 45-62.
- Almeida, F.F.M., 1981. O Cráton do Paramirim e sua relação com o do São Francisco. In: Anais do Simpósio do Cráton São Francisco e suas faixas marginais, Salvador. *Soc. Bras. Geol.*, Núcleo Bahia/Sergipe, pp. 1–10.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews* **50**(2000) 77-111.
- Almeida L. G., Castro P. de T. A., Endo I., Fonseca M. A.. 2005. O Grupo Sabará no sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero: uma revisão estratigráfica. *Rev. Bras. de Geoc.* **35**(2):177-186.
- Babinski M., Chemale Jr. F., Van Schmus W. R.. 1995. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Prec. Res.* **72**, 235–245.
- Baltazar O. F. & Pedreira A. J.. 1998. Associações litofaciológicas. In: M. Zucchetti & O. F. Baltazar (Org.). *Projeto Rio das Velhas*: Texto explicativo do mapa geológico integrado. Escala 1:100.000. Convênio DNPM/CPRM, Belo Horizonte.
- Baltazar O. F. & Zucchetti M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews* **32** (2007) 471–499.
- Barbosa M.S.C & Oliveira L.A.S. 2020. Geofísica do Quadrilátero Ferrífero. In: Quadrilátero Ferrífero: Avanços do conhecimento nos últimos 50 anos (Organizadores: Castro, P.T.A., Endo, I., Gandini, A. L.). Editado por 3i Editora.
- Barbosa V. C. F. & Silvia J. B. C. 2005. Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro – um tutorial. *Rev.Bras.Geof.*, **23**(3):243-250.
- Barbosa A. L. M.. 1969a. *Mapa geológico das quadrículas de Ouro Preto e Santa Rita de Ouro Preto, Minas Gerais*. USGS/DNPM. *Prof. Paper 641-A*. 1:25.000.
- Barbosa A. L. M.. 1969b. *Mapa geológico das quadrículas de Mariana e Rio das Bandeiras, Minas Gerais*. USGS/DNPM. *Prof. Paper 641-A10*. 1:25.000.
- Barbosa L. H. do C.. 2018. *Serra do Itacolomi revisitada: estratigrafia, arcabouço estrutural e aplicação de métodos geofísicos, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Monografia do Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto. 133p..
- Blakely R. J. 1996. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge, Cambridge University Press. 441p.
- Carneiro M. A.. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional - Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. São Paulo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 233p..
- Chemale F. Jr., Rosière C. A., Endo I.. 1992. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: um modelo. *Pesquisas*, **18**(2): 104-127.
- Chemale Jr. F., Rosière C.A., Endo I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research* **65**(1994): 25-54.
- Cordani R., Shukowsky W. 2009. Magnetização remanescente: um parâmetro para a interpretação e modelamento de anomalias magnéticas em território brasileiro. *Rev. Bras. Geof.*, **27**(4):659-667.

- Cordani U. G., Kawashita K., Müller G., Quade H., Reimer, V., Roeser H. M. P.. 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. *An. Acad. Bras. Ciên.*, **52**(4): 785-799.
- Dorr J. V. N. II. 1958. The Gandarela Formation: *Soc. Bras. Geol. Bol.*, v. **7**, nº. 2, p. 63-64.
- Dorr J. V. N. II. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey. *Prof. Paper 641-A*, 110p..
- Dorr J. V. N. II, Gair J. E., Pomerene J. B., Rynearson G. A.. 1957. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. *Brazil Depart. Nac. Produção Mineral, Div. Fomento Produção Mineral*, Avulso 81, 31p..
- Endo I. & Machado R. 1998. The geologic architecture of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) after multiple transpressional and transtensional tectonic events. *In: International Conference on Precambrian and Craton Tectonics, Abstracts*, p. 126..
- Endo I.. 1997. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 243p..
- Endo I., Oliveira A. H., Peres G. G., Guimarães M. L. V., Lagoeiro L. E., Machado R., Zavaglia. G., Rosas C. F., Melo R. J.. 2005. Nappe Curral: Uma megaestrutura alóctone do Quadrilátero Ferrífero e controle da mineralização. *In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / IV International Symposium on Tectonics. Curitiba*. Boletim de Resumos Expandidos, p.: 279-282.
- Endo I., Galbiatti H. F., Delgado C. E. R., Oliveira M. M. F. de, Zapparoli A. de C., Moura L. G. B. de, Peres G. G., Oliveira A. H. de, Zavaglia G., Danderfer Fº A., Gomes C. J. S., Carneiro M. A., Nalini Jr. H. A., Castro P de T. A., Suíta M. T. de F., Tazava E., Lana C. de C., Martins-Neto M. A., Martins M. de S., Ferreira Fº F. A., Franco A. P., Almeida L. G., Rossi D. Q., Angeli G., Madeira T. J. A., Piassa L. R. A., Mariano D. F., Carlos D. U.. 2019a. *Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:150.000: Uma celebração do cinquentenário da obra de Dorr (1969)*.Ouro Preto, Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP - Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero: [www.qfe2050.ufop.br](http://www.qfe2050.ufop.br).
- Endo I., Delgado C. E. R. Oliveira M. M. F. de, Zapparoli A. de C., Carlos D. U., Galbiatti H. F., Castro P. de T. A., Suíta M. T. de F., Barbosa M. S. C., Lana C. E., Moura L. G. B. de. 2019b. Estratigrafia e Arcabouço Estrutural do Quadrilátero Ferrífero: Nota Explicativa do Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:150.000. Ouro Preto, Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP - Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero: [www.qfe2050.ufop.br](http://www.qfe2050.ufop.br).
- Endo, I, Machado R., Galbiatti, H. F., Rossi, D. Q., Zapparoli, A. C., Delgado, C. E. R., Castro, P. T. A., Oliveira, M. M. F.. 2020. Estratigrafia e evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero. *In: Quadrilátero Ferrífero: Avanços do conhecimento nos últimos 50 anos* (Organizadores: Castro, P.T.A., Endo, I., Gandini, A. L.). Editado por 3i Editora.
- Farina F., Albert C., Dopico C. M., Aguilar C. G., Moreira H., Hippert J., Cutts K., Alkmim F. F., Lana C. C. 2016. The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: current models and open questions. *Jour. South Am. Earth Sci.* **68**, 4-21.
- Feynman R. P., Leighton R. B., Sandes M. 2008. *Lições de Física de Feynman – Eletromagnetismo e Matéria*. Porto Alegre, Bookman. 624p.
- Gair J. E.. 1958. The Sabará Formation. *In: Symposium on Stratigraphy of Minas Series in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Bol. SGB*, **7**(2):68-69.
- Gair J.E. 1962. Geology and Ore Deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangle, Minas Gerais, Brazil. *U.S Geological Survey, Professional Paper 341-A*:1-67.
- Gomes N. S.. 1986. *Petrologisch-geochemische Untersuchungen im Bação-Komplex Eisernes Viereck, Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal. Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät., Technischen Universität Clausthal. Dissertation. 209p..

- Gonçalves L. E. da S., Costa J. C. M. de O., Endo I, Roeser H. M. P.. 2011. Petrogênese, microestruturas e deformação de corpos ultramáficos metamorfizados da região de Santa Rita de Ouro Preto, MG, Brasil. *Geonomos* **19**(1): 10 – 17..
- Gorceix C. H.. 1884. Bacias terciárias de água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarela e Fonseca), Minas Geraes, Brasil: Ouro Preto, *Escola de Minas, Annaes*, nº. 3, p. 95-114.
- Guimarães D.. 1951. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. Rio de Janeiro, *DNPM/DFPM*. Boletim. **88**. 314p.
- Guimarães D., Melo S. M. G., Melo E. A. V.. 1967. O Complexo de Bação. *Bol. Inst. Geol./EFMOP*, **2**(1): 1-12.
- Hartmann L.A., Endo I., Suita M. T. F., Santos J. O. S., Frantz J. C., Carneiro M. A., Naughton N. J., Barley M. E.. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Jour. of South Am. Earth Sci.* **20**, 273–285.
- Heineck C. A., Silva L. C., Leite C. A., Vieira V. S. Silva M. A., Baars F. J., Perrota M., Salvador E. D., Lopes R. C., Silva M. G. M., Valente C. R., Lacerda Fº J. V., Drumond J. B. V.. 2003. *Mapa Geológico de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000*. CD-ROM.
- Herz N.. 1970. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *USGS/DNPM. Prof. Paper 641-B*. 57p..
- Jordt-Evangelista H. & Silva M. E. da. 2005. Rochas metaultramáficas de Lamim, sul do Quadrilátero Ferrífero, MG: contribuição ao conhecimento do protólito da pedra-sabão. *Rev. Esc. Minas*, Ouro Preto, **58**(1): 11-20.
- Kearey P., Brooks M. & Hill I. 2009. *Geofísica de Exploração*. Tradução de Coelho M. C. M., São Paulo. 262p..
- Lana C., Alkmim F. F., Armstrong R., Scholz R., Romano R., Nalini Jr. H. A.. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Prec. Res.* **231**, 157–173.
- Luiz J. G. & Silva L. M. C. 1995. *Geofísica de Prospecção*. Belém, Universidade Federal do Pará/CEJUP. 311p..
- Machado N., Schrank A., Noce C. M., Gauthier G.. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for Greenstone Belt setting evolution of a transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.* **141**, 259-276.
- Madeira, M. R. 2018. *Evolução sedimentar e história deformacional da Formação Moeda ao longo da junção entre o Sinclinal da Moeda e o Homoclinal da Serra do Curral, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Dissertação de Mestrado, 145p.
- Madeira T. J. A., Barbosa M. S. C., Endo I., Piassa L. R. A.. 2017. Caracterização geofísica da junção entre as Serras do Curral e Moeda no Quadrilátero Ferrífero: Zona de charneira da Nappe Curral. *In: XVI Simpósio nacional de estudos tectônicos/X International symposium on tectonics*. Salvador – BA – Brasil, p.112-116.
- Maizatto J. R.. 1993. *Estratigrafia e tectônica das rochas cenozóicas da bacia do Gandarela e da região do Gongo Soco, sinclinal do Gandarela, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Trabalho Final de Graduação, 110p..
- Maizatto J. R.. 2001. *Análise bioestratigráfica, paleoecológica e sedimentológica das bacias terciárias do Gandarela e Fonseca - Quadrilátero Ferrífero - Minas Gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares*. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Tese de Doutorado, 333p..
- Maxwell C. H.. 1960. *Mapa Geológico da quadrícula de Santa Rita Durão, Minas Gerais*. USGS/DNPM. *Prof. Paper 341-J*. 1:25.000.
- Maxwell C. H.. 1972. Geology and ore deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil. *USGS Prof. Paper.*, **341-J**, 72p..
- Noce C. M.. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 129 p..

- 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 da Universidade Federal de Ouro Preto, 124p..
- Oliveira L. G. S.. 2009. *A missão GRACE e a estrutura da litosfera na região do Cráton São Francisco*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia/Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, 98p.
- Raposo F. O.. 1991. Estratigrafia, petrografia e petrologia. In: Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Brasília, DF. *Folha Rio Espera*. Parte II, Capítulo 2. p. 27-88. CPRM/DNPM.
- Reid A. B., Zhang. C., Mushayandebvu M. F., Fairhead J. D., Odegard M. E., 1990. Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. *Geophysics*. **65**(2):512-520.
- Reis L. A., Martins-Neto M.A., Gomes N.S., Endo I.. 2002. A bacia de antepaís paleoproterozóica Sabará, Quadrilátero Ferrífero, MG. *Rev. Bras. de Geoc.* **32**, 43-58.
- Renger F. E., Noce C. M., Romano A. W., Machado N.. 1995. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos* **2** (1), 1-11.
- Saadi A., Sgarbi G. N. C., Rosière C. A.. 1992. A bacia do Gongo Soco, nova bacia terciária no Quadrilátero Ferrífero: Controle cárstico e/ou tectônico. In: SBG/Núcleo São Paulo, Cong. Bras. de Geol., 37: 600-601.
- Salem A. E. D. & Ravat D. 2003. A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data. *Geophysics*, **68**:1952-1961.
- Schorscher H. D.. 1978. Komatiitos na estrutura greenstone belt, Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: 30º Congr. Bras.Geol., Recife.Soc. Bras. Geol. pp. 292-293.
- Schorscher H. D.. 1992. *Arcabouço petrográfico e evolução crustal dos terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional, e domos granitoides-gnaissicos adjacentes*. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência. 393p..
- Serway R. A. & Jewett J. W. 2004. *Princípios de física: mecânica clássica*. Ed. 1. Cengage Learning. p.403.
- Shiraiwa S., Ussami, N. 2002. Gravity survey on the Pantanal Wetland: data acquisition and processing. *Rev. Bras. Geof.*, **19**:315-323.
- Silva A. M., Chemale Jr F., Kuyumjian R. M., Heaman L.. 1995. Mafic Dykes Swarms of Quadrilátero Ferrífero and Southern Espinhaço. *Rev. Bras. de Geoc.*, v. **25**, n.2, p. 124-137.
- Simmons G. C. & Maxwell C. H.. 1961. Grupo Tamanduá da Serie Rio das Velhas: *Brazil Dept. Nac. Produção Mineral, Div. Geol. e Min., Bol.* 211, 30 p..
- Spier C., Oliveira S. de, Sial A., Ríos F.. 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Prec. Res.* **152**, 170–206.
- Suita M. T. F., Endo I., Assumpção C. S., Alcântara R. M., Menezes I. P.. 2007. Metacumulados ultramáficos de Santa Rita de Ouro Preto (Ouro Preto): Esteatitos, intrusões acamadadas (máfico?) ultramáficas Paleoproterozoicas (?) e suas implicações. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, Diamantina. Simpósio do Sudeste - Programação e Livro de Resumos. Diamantina, MG: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleos RJ, MG e SP, 2007. p.92-92.
- Suita M. T. F., Danderfer Fº A., Souza T. P., Silva M. V. A., Costa Junior J. R. N., Pereira R. R.. 2013. O Complexo desmembrado e metamorfizado vulcano-plutônico komatiítico Paleoproterozóico (?) de Catas Altas da Noruega (MG). In: Geosudeste 17º Simpósio de Geologia de Minas Gerais e 13º Simpósio de Geologia do Sudeste, Juiz de Fora. Resumos Geosudeste. Juiz de Fora, MG: SBG, Núcleo MG.
- Teixeira da Costa M.. 1961. Sedimentação e orogênese da Série de Minas: Ouro Preto, SICEG. *Soc. Interc. Cult. e Est. Geol.*, nº. **1**, p. 55-61.
- Telford W. M., Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge, Cambridge University Press. 770p..
- Thompson, D. T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted.
- Tucortte D. L., SCHUBERT G. 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 441p..

- Uhlein A. & Noce C.M. 2012. Quadrilátero Ferrífero. *In*: Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. (ed) *Geologia do Brasil*. São Paulo: Beca, 228-229..
- Vial D. S., De Witt E., Lobato L. M., Thorman C. H.. 2007. The geology of the Morro Velho gold deposit in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: *Ore Geol. Rev.* **32**, 511–542.
- Zucchetti M., Baltazar O.F., Raposo F.O., 1998. Estratigrafia. *In*: M. Zucchetti, O.F. Baltazar (Ed.), Projeto Rio das Velhas–Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000. 2nd ed. DNPM/CPRM–Serviço Geológico do Brasil, Belo Horizonte, p. 13–42.