



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



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**ANÁLISE GEOFÍSICA DA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS**

Vanessa da Silva Reis Assis

**MONOGRAFIA nº 339**

Ouro Preto, setembro de 2019



# **ANÁLISE GEOFÍSICA DA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS**

---





## **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. Dr. Marco Antônio Fonseca



# **MONOGRAFIA**

**Nº 339**

## **ANÁLISE GEOFÍSICA DA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS**

**Vanessa da Silva Reis Assis**

*Orientadora*

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

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 2019/2.

**OURO PRETO**

**2019**

---

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: Vanessa da Silva Reis Assis

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

## SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

A848a Assis, Vanessa da Silva Reis .  
Análise geofísica da Bacia da Foz do Amazonas. [manuscrito] / Vanessa da  
Silva Reis Assis. - 2019.  
80 f.: il.: color., tab..

Orientadora: Profa. Dra. Maria Sílvia Carvalho Barbosa.  
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de  
Minas.

1. Geofísica. 2. Gravimetria. 3. Prospecção sísmica. 4. Bacias sedimentares. I.  
Assis, Vanessa da Silva Reis . II. Barbosa, Maria Sílvia Carvalho. III. Universidade  
Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 550.3

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526

## Ficha de Aprovação

---

### TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**TÍTULO:** Análise Geofísica da Bacia da Foz do Amazonas.

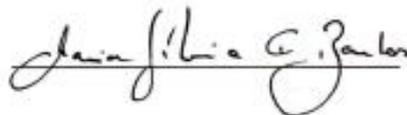
**AUTOR:** VANESSA DA SILVA REIS ASSIS

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

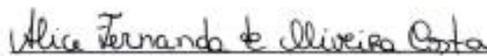
**Aprovada em:** 30 de setembro de 2019

#### BANCA EXAMINADORA:

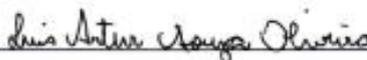
Prof.<sup>ª</sup> Dr.<sup>ª</sup> Maria Sílvia Carvalho Barbosa

 DEGEO/UFOP

Prof.<sup>ª</sup> Dr.<sup>ª</sup> Alice Fernanda Costa

 DEGEO/UFOP

Geol. Luis Artur Souza Oliveira

 DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 30/09/2019



## **Agradecimentos**

---

Gostaria de agradecer a Deus pelas oportunidades e pela força.

Agradeço aos meus pais, Maria Helena e Romero, e minha irmã Marina por todo o apoio e carinho.

À Maria Sílvia pela orientação e todos os ensinamentos. À Fundação Gorceix e ao Guerra pelas oportunidades e confiança.

E a todos que de alguma forma participaram dessa conquista.



# SUMÁRIO

---

<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>ix</b>
<b>SUMÁRIO .....</b>	<b>xi</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>xiii</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>xvii</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>xix</b>
<b>1 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO .....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	1
1.3 OBJETIVOS.....	2
1.4 JUSTIFICATIVA.....	2
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS .....	3
1.5.1 Revisão bibliográfica .....	3
1.5.2 Levantamento de banco de dados .....	3
1.5.3 Análise qualitativa .....	4
1.5.4 Análise quantitativa .....	4
1.5.5 Interpretação dos dados sísmicos.....	4
1.5.6 Interpretação dos resultados e elaboração do Trabalho de Conclusão de Curso	4
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	<b>7</b>
2.1 INTRODUÇÃO.....	7
2.2 ELEMENTOS FISIAGRÁFICOS .....	7
2.3 ESTRATIGRAFIA.....	8
2.3.1 Embasamento.....	9
2.3.2 Sequências deposicionais.....	9
2.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA .....	11
2.4.1 Estágio Pré-Transformante .....	12
2.4.2 Estágio Sin-Transformantes.....	12
2.4.3 Estágio Pós-Transformante.....	13
2.5 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS .....	13
<b>3 MÉTODOS GEOFÍSICOS .....</b>	<b>17</b>
3.1 INTRODUÇÃO.....	17
3.2 GRAVIMETRIA .....	17
3.2.1 Fundamentos teóricos de gravimetria .....	17
3.2.2 Processamento de dados gravimétricos .....	21

3.2.3	Interpretação das anomalias gravimétricas.....	22
3.3	SISMICA DE REFLEXÃO .....	24
3.3.1	Introdução.....	24
3.3.2	Método sísmico de reflexão .....	24
3.3.3	Tipos de ondas sonoras.....	26
3.3.4	Levantamento e processamento de dados sísmicos.....	28
3.3.5	Interpretação sísmica .....	30
<b>4</b>	<b>ANÁLISE GRAVIMÉTRICA .....</b>	<b>31</b>
4.1	ANÁLISE QUALITATIVA .....	31
4.1.1	Banco de dados.....	31
4.1.2	Metodologia.....	31
4.1.3	Análise gravimétrica.....	32
4.2	ANÁLISE QUANTITATIVA .....	37
4.2.1	Metodologia.....	37
4.2.2	Deconvoluções sobre as linhas sísmicas .....	41
<b>5</b>	<b>ANÁLISE SÍSMICA .....</b>	<b>49</b>
5.1	BANCO DE DADOS SÍSMICOS .....	49
5.2	METODOLOGIA .....	49
5.3	APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS .....	50
5.3.1	Mapeamento dos principais refletores.....	50
5.3.2	Mapeamento das principais estruturas .....	51
5.3.3	Geração de mapas temáticos sísmicos.....	59
<b>6</b>	<b>DISCUSSÕES .....</b>	<b>63</b>
6.1	INTERPRETAÇÃO DOS MAPAS GRAVIMÉTRICOS E INTEGRAÇÃO COM OS MAPAS TEMÁTICOS SÍSMICOS.....	63
6.2	COMPARAÇÃO ENTRE AS SEÇÕES SÍSMICAS E OS PERFIS DE DECONVOLUÇÃO DE EULER .....	68
6.3	CÁLCULO DA PROFUNDIDADE DA BACIA DE ACORDO COM OS MAPAS TEMÁTICOS SÍSMICOS .....	72
<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>75</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>77</b>
	<b>ANEXO</b>	
	<b>APÊNDICES</b>	

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> - Mapa de localização da Bacia da Foz do Amazonas, com as respectivas estruturas mapeadas na área. ....	2
<b>Figura 1.2</b> - Fluxograma dos métodos abordados no presente trabalho. ....	5
<b>Figura 2.1</b> – Mapa topográfico da área de estudo, feito com base nos dados da missão <i>Topex/Posseidon</i> . ....	7
<b>Figura 2.2</b> - Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas. ....	8
<b>Figura 2.3</b> - Reconstrução do Oceano Atlântico Equatorial. ....	11
<b>Figura 2.4</b> - Paleogeografia no Albiano, após a ruptura do supercontinente Gondwana. ....	13
<b>Figura 2.5</b> - Modelo proposto para a evolução estrutural do Cone do Amazonas. ....	15
<b>Figura 2.6</b> - Modelo da evolução crustal da Bacia da Foz do Amazonas ....	16
<b>Figura 3.1</b> - Representação esquemática do geoide e do esferoide em relação à superfície da Terra. ....	20
<b>Figura 3.2</b> - Esquema da partição da energia que ocorre na interface de duas camadas. ....	25
<b>Figura 3.3</b> - Figura esquemática da técnica CDP. ....	29
<b>Figura 3.4</b> – <b>A)</b> limites geológicos definindo limites de sequências; <b>B)</b> padrão de refletores dentro de sequências sedimentares. ....	30
<b>Figura 4.1</b> - Fluxograma do processamento dos mapas temáticos gravimétricos. ....	33
<b>Figura 4.2</b> - <b>A)</b> Fácies gravimétricas sobrepostas ao mapa gravimétrico Free-Air; <b>B)</b> Mapa gravimétrico Free-Air da área de estudo. ....	34
<b>Figura 4.3</b> - <b>A)</b> Fácies gravimétricas sobrepostas ao mapa gravimétrico Bouguer; <b>B)</b> Mapa gravimétrico Bouguer da área de estudo. ....	35
<b>Figura 4.4</b> – <b>A)</b> Lineamentos sobrepostos ao mapa gravimétrico Bouguer; <b>B)</b> Mapa gravimétrico Bouguer; <b>C)</b> Diagrama em roseta com as direções dos lineamentos. ....	36
<b>Figura 4.5</b> - Mapa gravimétrico Bouguer, com os 28 perfis traçados na direção WE. ....	38
<b>Figura 4.6</b> - Interface do software EUDEPH 1.0: <b>A)</b> Caixa de entrada dos dados. <b>B)</b> Caixa de processamento de dados. ....	38
<b>Figura 4.7</b> - Imageamento 3D gerado a partir dos perfis indicados na figura 4.5. ....	39
<b>Figura 4.8</b> - Visualização 3D das anomalias do mapa gravimétrico Bouguer, gerada pela interpolação de dados por krigagem. ....	40
<b>Figura 4.9</b> - Localização das linhas sísmicas sobre o mapa gravimétrico Bouguer. ....	41
<b>Figura 4.10</b> - Resultado da Deconvolução de Euler na linha sísmica LS-01. ....	42
<b>Figura 4.11</b> – Resultado da Deconvolução de Euler na linha sísmica LS-02. ....	43
<b>Figura 4.12</b> - Resultado da Deconvolução de Euler na linha sísmica LS-03. ....	44
<b>Figura 4.13</b> - Resultado da Deconvolução de Euler na linha sísmica LS-04. ....	45
<b>Figura 4.14</b> - Resultado da Deconvolução de Euler na linha sísmica LS-05. ....	46

<b>Figura 4.15</b> - Imageamento 3D gerado a partir dos perfis indicados na figura 4.9. ....	47
<b>Figura 4.16</b> - Visualização 3D das anomalias do mapa gravimétrico Bouguer, gerada pela interpolação de dados obtidos pelas deconvoluções realizadas sobre as linhas sísmicas. ....	48
<b>Figura 5.1</b> - Mapa com a localização das linhas sísmicas utilizadas neste estudo em relação a costa brasileira. ....	50
<b>Figura 5.2</b> - LS-01 sem interpretação. ....	52
<b>Figura 5.3</b> – Principais refletores mapeados na seção sísmica LS-01. ....	53
<b>Figura 5.4</b> - <b>A)</b> Seção sísmica da linha LS-01; <b>B)</b> Falhas sintéticas e antitéticas do núcleo 1 e falhas sintéticas do núcleo 2 localizados no quadrado da seção sísmica LS-01 .....	54
<b>Figura 5.5</b> - <b>A)</b> Seção sísmica da linha LS-01; Falhas sintéticas e antitéticas dos núcleos 1 e 2 localizados no quadrado da seção sísmica LS-01, mostrado na Figura 5.5A. ....	55
<b>Figura 5.6</b> - <b>A)</b> Seção sísmica da linha LS-01; <b>B)</b> Falhas de empurrão localizadas no quadrado da seção sísmica LS-01, mostrado na Figura 5.6A. ....	56
<b>Figura 5.7</b> - Núcleos de falha (seção sísmica LS-01). ....	57
<b>Figura 5.8</b> - <b>A)</b> Seção sísmica da linha LS-01; <b>B)</b> Diápiros de argila localizados no quadrado da seção sísmica LS-01, mostrado na Figura 5.8A. ....	58
<b>Figura 5.9</b> - <b>A)</b> Localização do mapa B em relação a costa brasileira; <b>B)</b> Mapa batimétrico em função do tempo, gerado a partir da interpolação dos dados sísmicos. ....	59
<b>Figura 5.10</b> - <b>A)</b> Localização do mapa B em relação a costa brasileira; <b>B)</b> Mapa com a profundidade dos sedimentos do Mioceno, gerado pela interpolação dos dados sísmicos. ....	60
<b>Figura 5.11</b> - <b>A)</b> Localização do mapa B em relação a costa brasileira; <b>B)</b> Mapa com a espessura de sedimentos entre o fundo do mar e o Mioceno. ....	60
<b>Figura 5.12</b> - <b>A)</b> Localização do mapa B em relação a costa brasileira; <b>B)</b> Mapa do topo do embasamento acústico, gerado a partir da interpolação dos dados sísmicos. ....	61
<b>Figura 5.13</b> - <b>A)</b> Localização do mapa B em relação a costa brasileira; <b>B)</b> Mapa de espessura sedimentar entre o fundo do mar o topo do embasamento. ....	61
<b>Figura 5.14</b> - Mapa estrutural do Cone do Amazonas sobre o <i>basemap</i> "The Oceans" do ArcGIS. ....	62
<b>Figura 6.1</b> - Mapa Free-Air com as fácies gravimétricas e os domínios delimitados. ....	64
<b>Figura 6.2</b> - <b>A)</b> Mapa Free-Air com delimitação do Domínio 1; <b>B)</b> Mapa de espessura de sedimentos entre o fundo do mar e o topo do Mioceno com o Domínio 1 delimitado. ....	64
<b>Figura 6.3</b> – Mapa Bouguer com a delimitação de domínios. ....	65
<b>Figura 6.4</b> – <b>A)</b> Mapa Bouguer com lineamentos, sendo os lineamentos com direção E-W e NW-SE em maior destaque; <b>B, C e D)</b> Roseta com direção dos lineamentos. ....	66
<b>Figura 6.5</b> - <b>A)</b> Localização da região onde o mapa foi confeccionado em relação a costa brasileira; <b>B)</b> Mapa batimétrico do Cone do Amazonas. ....	66
<b>Figura 6.6</b> – <b>A)</b> Mapa Bouguer da área de estudo; <b>B)</b> Mapa Bouguer com a delimitação do <i>canyon</i> do rio Amazonas; <b>C)</b> Mapa Bouguer DZ com a delimitação do <i>canyon</i> .....	67

<b>Figura 6.7 – A)</b> Mapa Bouguer da área de estudo; <b>B)</b> Mapa Bouguer DX com a delimitação da crosta transicional; <b>C)</b> Mapa Free-Air DZ com a delimitação da crosta transicional. ....	68
<b>Figura 6.8 - A)</b> Seção sísmica LS-01 com os refletores e estruturas mapeadas; <b>B)</b> Perfil de Deconvolução de Euler da linha LS-01, com algumas das estruturas em destaque. ....	69
<b>Figura 6.9 - A)</b> Seção sísmica LS-02 com os refletores e estruturas mapeadas; <b>B)</b> Perfil de Deconvolução de Euler da linha LS-02, com algumas das estruturas em destaque. ....	70
<b>Figura 6.10 - A)</b> Seção sísmica LS-31 com os refletores e estruturas mapeadas; <b>B)</b> Perfil de Deconvolução de Euler da linha LS-03, com algumas das estruturas em destaque. ....	71
<b>Figura 6.11 -</b> Comparação entre o modelo tectônico da bacia (A) com a linha LS-01 (B) e com o perfil de Deconvolução de Euler da mesma (C). ....	73



## ÍNDICE DE TABELAS

---

<b>Tabela 3.1</b> - Filtros de Fourier e Finalidades geofísicas.....	23
<b>Tabela 3.2</b> - Relação entre os valores do índice estrutural ( <b>SI</b> ) e os modelos físicos e geológicos para dados gravimétricos ( <b>G</b> ). .....	24
<b>Tabela 3.3</b> - Velocidades das ondas P em diferentes materiais terrestres. ....	27
<b>Tabela 4.1</b> - Descrição das fácies gravimétricas.....	34



## Resumo

---

A Bacia da Foz do Amazonas, localizada na Margem Equatorial Brasileira, apresenta uma tectônica diferenciada devido à reversão da sedimentação do rio Amazonas que provocou um aumento brusco da taxa de sedimentação terrígena na bacia. Além disso, possui importantes registros sobre a evolução da Margem Equatorial e evidências de presença de hidratos de gás. Por se tratar de uma região submersa pelo Oceano Atlântico, a maior parte dos estudos desenvolvidos na área ocorre por métodos indiretos utilizando, principalmente, a sismoestratigrafia. Esse trabalho teve como principal objetivo a análise geofísica da Bacia da Foz do Amazonas, aplicando os métodos de gravimetria e sísmica de reflexão, para que seja possível compreender como o emprego deles pode contribuir para a análise de bacias sedimentares. O mapeamento dos refletores sísmicos possibilitou a criação de mapas temáticos sísmicos. Os mapas gravimétricos foram gerados utilizando dados de satélite da missão *Topex/Posseidon*. A análise qualitativa dos dados foi feita a partir da interpretação e integração dos mapas temáticos gravimétricos e sísmicos. Nos mapas temáticos gerados foi possível observar diferentes feições existentes na bacia com ambos os métodos geofísicos, além da determinação da direção preferencial dos lineamentos existentes na área de estudo. Além disso, foi possível observar a região onde ocorreu o soerguimento do manto para que o equilíbrio isostático da bacia fosse atingido. A análise quantitativa foi realizada utilizando a Deconvolução de Euler, o que permitiu a visualização em profundidade das principais estruturas presentes na bacia em modelos 3D. Ademais, foi feita a comparação entre as seções sísmicas e perfis de Deconvolução realizados sobre as linhas, mostrando que as seções sísmicas possuem estruturas que também foram identificadas nos perfis de Deconvolução de Euler. Possibilitando assim a comparação direta entre os diferentes métodos de estudo utilizados. Dessa forma, a utilização dos métodos geofísicos de sísmica de reflexão e gravimetria, juntamente com a aplicação da Deconvolução de Euler, se mostrou eficiente para a análise da Bacia da Foz do Amazonas.

**Palavras chave:** geofísica, gravimetria, sísmica, análise de bacias, Bacia Foz do Amazonas.



# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

---

### 1.1 APRESENTAÇÃO

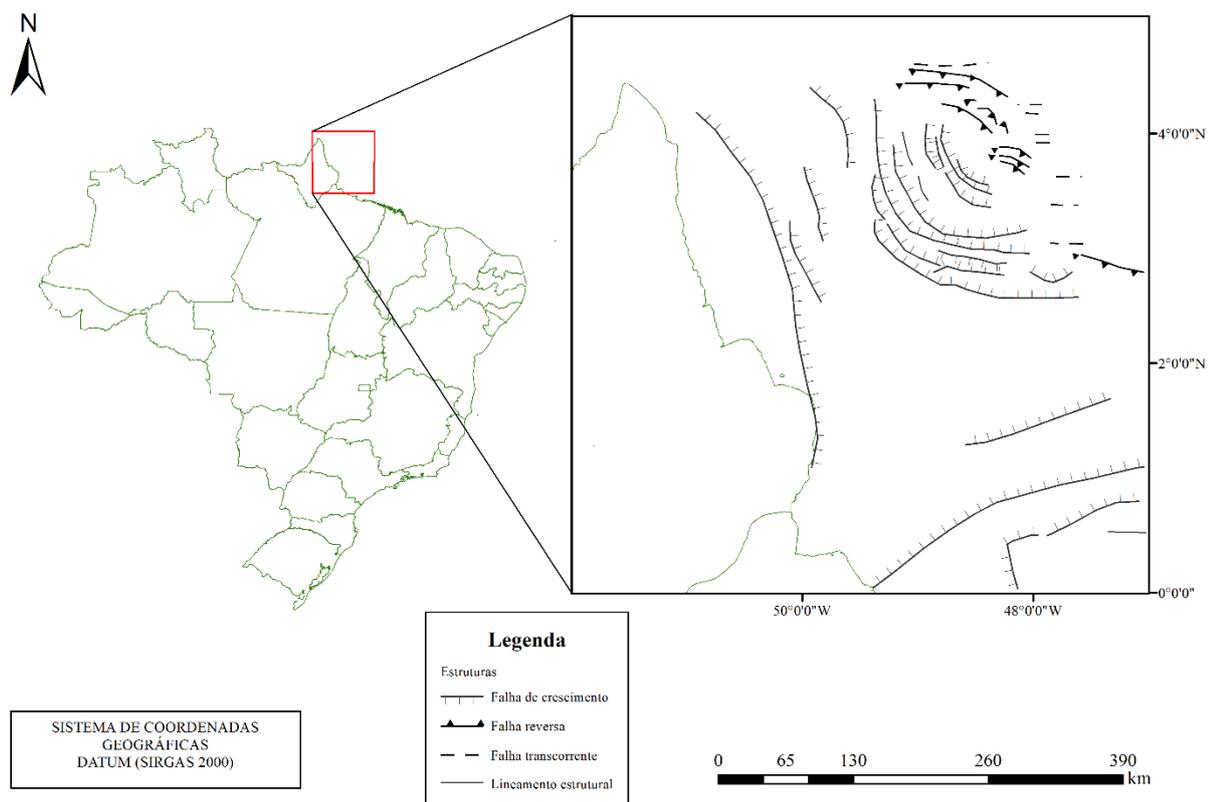
A Bacia da Foz do Amazonas tem sido alvo de diversos estudos desde a década de 1970. Trabalhos relacionados à estratigrafia foram feitos por Schaller *et al.* (1971), Brandão & Feijó (1994) e Figueiredo *et al.* (2007). Bruno (1987) estudou a argilocinese no Cone do Amazonas, enquanto Oliveira (2003) e Carvalho (2008) fizeram pesquisas utilizando modelagens na mesma região. Damuth & Flood (1983) e Figueiredo *et al.* (2009) focaram na sedimentação da bacia. Além disso, estudos mais recentes indicam a presença de hidratos de gás no Cone do Amazonas (Canario 2013). Todos esses estudos foram feitos principalmente por meio de mapeamentos sismoestratigráficos devido à localização. A partir deles foi possível desenvolver modelos gravimétricos e isostáticos da bacia e também determinar a evolução tectono-sedimentar da mesma.

Como durante o Mioceno ocorreu uma reversão na sedimentação do rio Amazonas, uma grande carga sedimentar terrígena depositou-se nessa bacia em um curto período de tempo (Damuth & Kumar 1975, Hoorn *et al.* 1995). Por esse motivo e a outras características associadas, a bacia desenvolveu uma tectônica diferenciada. Além disso, a elevada taxa de sedimentação provocou a ascensão da astenosfera para que o equilíbrio isostático fosse atingido.

Dessa forma, no presente trabalho procura-se utilizar diferentes métodos geofísicos, tais como gravimetria e sísmica de reflexão, na análise da Bacia da Foz do Amazonas já que a mesma apresenta diversas peculiaridades. Buscando compreender por meio da interpretação de mapas temáticos e de análises em profundidade de que forma esses métodos podem ser utilizados posteriormente na análise de outras bacias sedimentares.

### 1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na região Norte do Brasil, mais precisamente na Margem Equatorial Brasileira, entre os meridianos 52° W e 47° W e os paralelos 0° e 5° N (Figura 1.1). De acordo com Bruno (1987) a área da Bacia da Foz do Amazonas pode ser dividida entre a plataforma continental (55%) e o Cone do Amazonas (45%), o qual se encontra a nordeste da foz do rio Amazonas.



**Figura 1.1** - Mapa de localização da Bacia da Foz do Amazonas, com as respectivas estruturas mapeadas na área (com base nos dados de Neto *et al.* 2013 e Schobbenhaus & Bellizzia 2001).

### 1.3 OBJETIVOS

O objetivo central desse trabalho é realizar a análise estrutural da Bacia da Foz do Amazonas por meio de diferentes métodos geofísicos, para que seja possível compreender como a utilização dos mesmos pode contribuir para a análise de bacias sedimentares.

Ademais, têm-se como objetivos específicos a análise estrutural da bacia por meio da interpretação de linhas sísmicas, confecção de mapas temáticos sísmicos e gravimétricos da área de estudo, representação em um modelo 3D das Deconvoluções de Euler. Além disso, fez-se a comparação das repostas da interpretação estrutural das linhas sísmicas com as respostas das deconvoluções dos dados gravimétricos.

### 1.4 JUSTIFICATIVA

A Bacia da Foz do Amazonas se encontra submersa pelo Oceano Atlântico e por possuir uma alta taxa de sedimentação, apresenta uma grande espessura de sedimentos. Por isso, ela é estudada quase que totalmente apenas por métodos indiretos, sendo a sísmica de reflexão e a perfilagem os mais comuns

deles. Entretanto, a aquisição de ambos os métodos possui elevado valor econômico e o processamento de dados sísmicos é demorado. Por isso, faz-se necessário a utilização de outras ferramentas para que a análise de uma bacia sedimentar, como a da Foz do Amazonas, possa ser feita com maior facilidade, sendo assim, mais acessível.

Além disso, o estudo dessa bacia é de extrema importância já que a mesma apresenta registros da evolução da Margem Equatorial Brasileira e da reversão de sedimentação do Mioceno, além de apresentar evidências da presença de hidratos de gás.

Dessa forma, o presente trabalho é justificado pela utilização de dados gravimétricos disponíveis *online* e do *software* onde são feitas as Deconvoluções de Euler ser livre, possibilitando a análise de uma bacia sem a necessidade de grandes gastos e com uma boa qualidade. De forma que as Deconvoluções de Euler possam ser usadas inicialmente e que a sísmica seja utilizada de forma mais pontual.

## **1.5 MATERIAIS E MÉTODOS**

A realização e conclusão do trabalho foram feitas conforme os itens descritos a seguir e como explicitado na Figura 1.2.

### **1.5.1 Revisão bibliográfica**

A principal base de consulta bibliográfica foi a tese de mestrado Estudo Gravimétrico do Cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas, Margem equatorial Brasileira (Oliveira 2003), o qual utilizou as mesmas linhas sísmicas interpretadas no presente trabalho. Além disso, foram analisados textos e artigos de estudos realizados na Bacia da Foz do Amazonas e também com temas relacionados à geofísica, visando um melhor entendimento para a realização do trabalho.

### **1.5.2 Levantamento de banco de dados**

Os dados de sísmica de reflexão foram cedidos pela ANP para a realização da pesquisa feita por Oliveira (2003) e fazem parte do banco de dados da Fundação Gorceix, a qual disponibilizou os mesmos para a execução do presente trabalho.

Utilizou-se também o banco de dados gravimétricos de satélite da missão *Topex/Poseidon* disponível no *site* da *University of California San Diego*.

### **1.5.3 Análise qualitativa**

Com o banco de dados geofísico foi possível gerar diversos mapas temáticos gravimétricos da área de estudo. O processamento dos dados foi feito por meio do *software Oasis Montaj 8.3* do sistema *GEOSOFT*. Posteriormente esses mapas foram georreferenciados e interpretados utilizando-se o *software ArcGIS*, versão 10.3. Além disso, foram gerados diagramas em roseta com o *software Stereonet 8*.

### **1.5.4 Análise quantitativa**

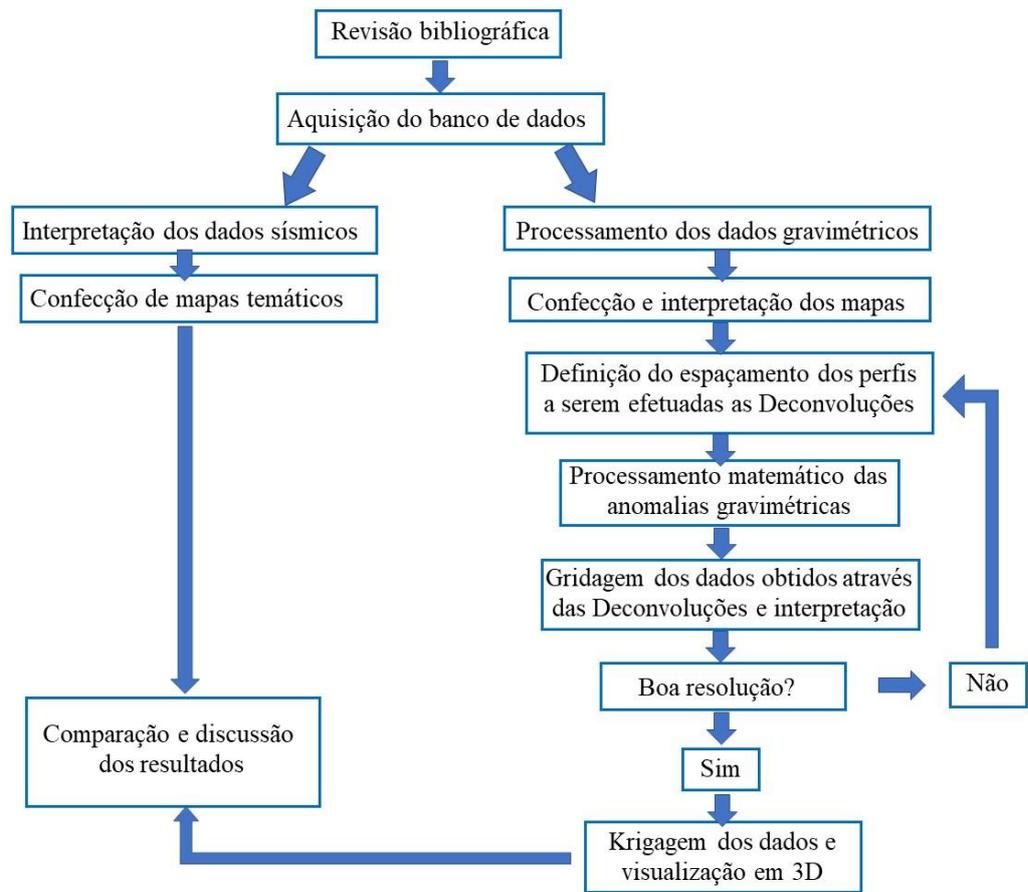
Utilizando o *software* livre EUDEPH (versão 1.0) foi feita a Deconvolução de Euler (2D) dos perfis gravimétricos, com o intuito de visualizar em profundidade as estruturas presentes e de interpretar quantitativamente os resultados. Além de estimar o topo das anomalias gravimétricas em profundidade. Com os dados obtidos na Deconvolução de Euler foi possível criar imageamentos 3D para visualizar as estruturas, por meio do método krigagem.

### **1.5.5 Interpretação dos dados sísmicos**

A interpretação dos dados sísmicos foi feita utilizando o *software The KINGDOM Software* versão 8.3, com o qual foi possível mapear os principais refletores e estruturas presentes, com a posterior criação de mapas temáticos.

### **1.5.6 Interpretação dos resultados e elaboração do Trabalho de Conclusão de Curso**

A partir da integração dos mapas, visualizações 3D e interpretações das linhas sísmicas foi possível interpretar os resultados obtidos em conjunto, de forma qualitativa e quantitativa, para o alcance dos objetivos propostos para o trabalho.



**Figura 1.2** - Fluxograma dos métodos abordados no presente trabalho.



### 2.1 INTRODUÇÃO

A Bacia da Foz do Amazonas está localizada no extremo oeste da Margem Equatorial Brasileira e ocupa uma área de aproximadamente 360.000 km<sup>2</sup> (Nóbrega 2011).

Nesse capítulo será apresentada a geologia da Bacia da Foz do Amazonas, bem como sua estratigrafia e evolução tectônica, além da evolução da Margem Equatorial Brasileira.

### 2.2 ELEMENTOS FISIAGRÁFICOS

A principal feição fisiográfica na Bacia da Foz do Amazonas é o Cone do Amazonas (Figura 2.1).

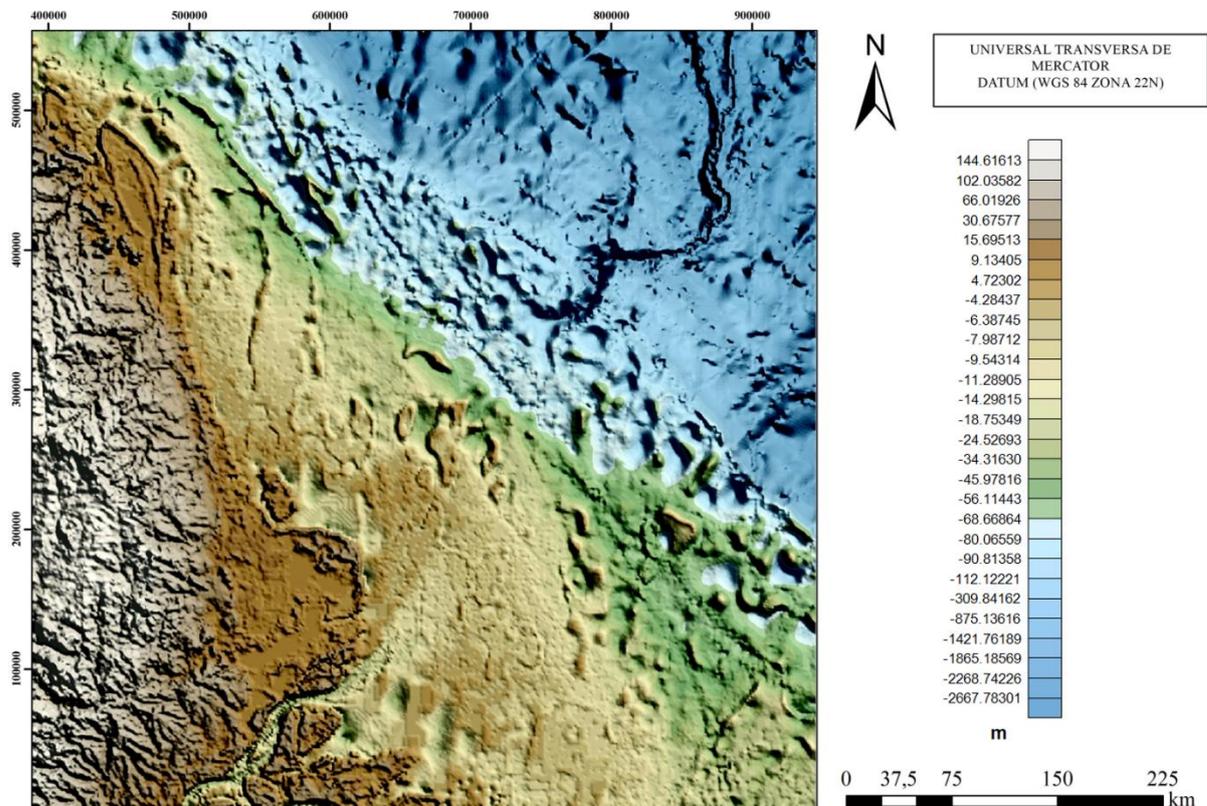


Figura 2.1 – Mapa topográfico da área de estudo, feito com base nos dados da missão *Topex/Poseidon*.

O Cone do Amazonas é um dos maiores cones deposicionais do mundo, o qual pode ser dividido em três unidades distintas (superior, médio e inferior). O Cone Superior é formado pelo Canyon Submarino do Amazonas e por um canal distributário. O Cone Médio é constituído por diversos destes canais, resultantes da segmentação do canal central. O Cone Inferior é caracterizado pela presença de diversos pequenos canais distributários (Damuth & Flood 1983).

### 2.3 ESTRATIGRAFIA

As primeiras pesquisas relacionadas à estratigrafia da Bacia da Foz do Amazonas (Figura 2.2) foram feitas por Schaller *et al.* (1971) e, posteriormente, foi proposta uma carta estratigráfica por Brandão & Feijó (1994). Novos estudos estratigráficos foram realizados por Figueiredo *et al.* (2007).

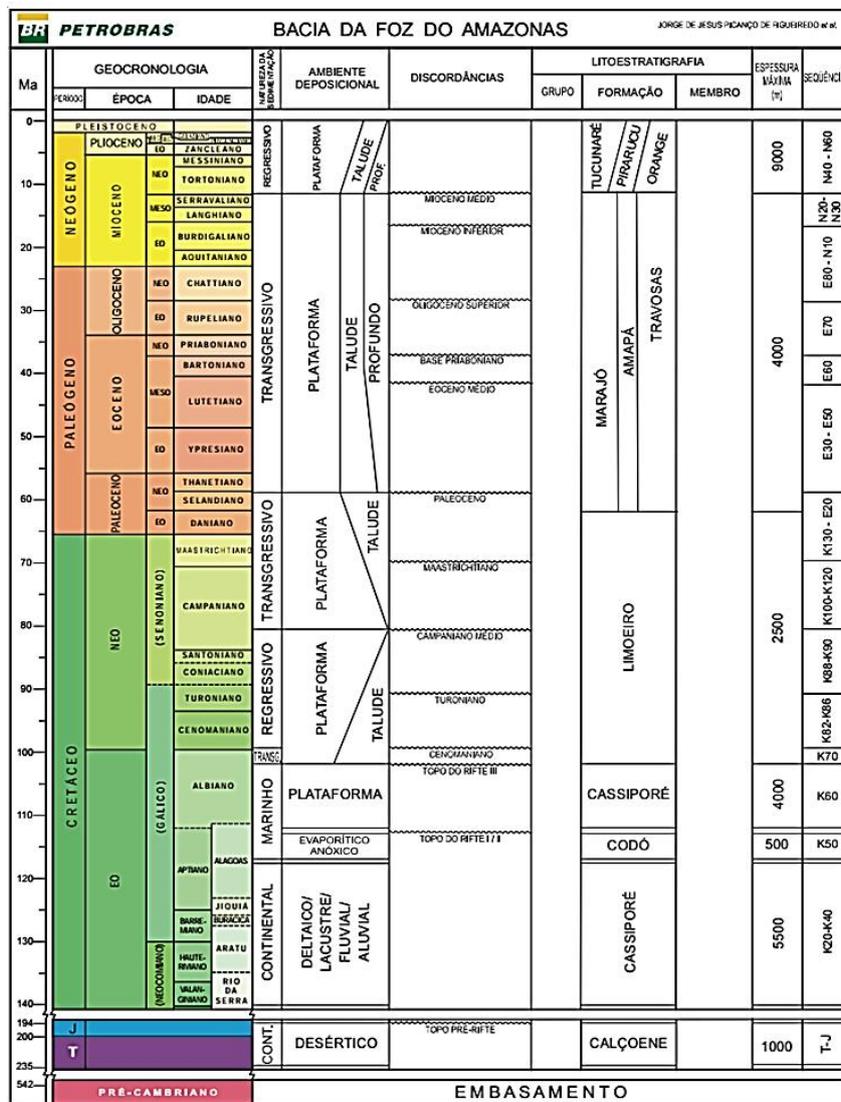


Figura 2.2 - Carta estratigráfica da Bacia da Foz do Amazonas. Figueiredo *et al.* (2007).

### **2.3.1 Embasamento**

O embasamento é constituído por um cinturão de dobramentos e cavalgamentos de idade Neoproterozoica, com direção NNO-SSE, formado na amalgamação do supercontinente Gondwana, chamado Faixa Móvel Rokelides, e pelo Cráton das Guianas. Sobre ele desenvolveram-se os grábens nos quais foram depositados os sedimentos da Bacia da Foz do Amazonas (Figueiredo *op cit.*).

### **2.3.2 Sequências deposicionais**

Bruno (1987) definiu quatro sequências deposicionais para a Bacia da Foz do Amazonas: sequência do Jurássico ao Cretáceo Inferior, sequência do Cretáceo Superior ao Paleoceno, sequência do Paleoceno ao Mioceno Médio e sequência do Mioceno Médio ao Holoceno.

#### **2.3.2.1 Sequência do Jurássico ao Cretáceo Inferior**

A Formação Calçone, primeira a ser desenvolvida, possui espessura estimada de 1.000 m e é composta por rochas vulcano-sedimentares, formada por basaltos, diques de diabásio e sedimentos arenosos castanhos avermelhados. Esses sedimentos são de origem continental e possuem fácies flúvio-eólico-lacustres, refletindo um clima árido marcante nas bacias triássicas e podendo indicar sistema deposicional desértico (Brandão & Feijó 1994). As datações feitas nos basaltos por método Ar-Ar indicam idades ente 235 e 194 Ma, assinalando uma idade mesotriássica a eojurássica para a deposição da unidade (Figueiredo *op cit.*).

Sobre ela se encontra a Formação Cassiporé, que de acordo com Brandão & Feijó (1994), é formada por folhelhos cinza-escuros intercalados com arenitos cinzentos de granulometria muito fina a fina e seleção moderada, e arenitos finos a médios bem selecionados. Foram classificadas como sendo de sistemas flúvio-deltáicos lacustres com contribuição de turbiditos. O contato dessa unidade com a Formação Calçone é discordante e o contato superior, com as unidades sotopostas, é discordante angular (Figueiredo *op cit.*).

A Formação Codó foi individualizada em meio da Formação Cassiporé, na idade Neo-aptiana por Figueiredo *et al.* (2007). Litologicamente apresenta folhelhos cinza-escuros, calcíferos e carbonosos e também intercalações de folhelhos, siltitos, arenitos e calcilutitos. A espessura completa do pacote que contém as formações Cassiporé e Codó possui cerca de 10.000 m, sendo que a Formação Codó apresenta, aproximadamente, 500 m de espessura.

#### **2.3.2.2 Sequência do Cretáceo Superior ao Paleoceno**

Essa sequência é representada pela Formação Limoeiro, a qual foi definida por Schaller *et al.* (1971) para caracterizar o pacote clástico sotoposto aos carbonatos da Formação Amapá.

Rodarte & Brandão (1988 *in* Brandão & Feijó 1994) definiram essa unidade como possuindo uma seção basal argilosa transgressiva e uma superior progradante, constituída por arenitos de granulação fina a grossa, folhelho siltico cinza escuro e silito cinza acastanhado e esverdeado.

Essa formação foi interpretada como sendo de ambiente deposicional fluvial (fluvial entrelaçado e flúvio-deltáico), nerítico e batial. Seu contato superior é discordante com as formações Marajó e Amapá e concordante com a Formação Travosas (Brandão & Feijó 1994). Segundo Figueiredo *et al.* (2007), possui aproximadamente 2.500 m de espessura.

### **2.3.2.3 Sequência Paleoceno ao Mioceno Médio**

Nessa sequência desenvolveram-se três formações: a Formação Marajó, a Formação Amapá e a Formação Travosas, as quais se interligam lateralmente. Ao todo possui cerca de 4.000 m de espessura.

A Formação Marajó é composta por arenitos e folhelhos (Schaller *et al.* 1971) de depósitos flúvio-deltáicos (Bruno 1987). Já a Formação Amapá é formada por carbonatos variados, tanto de plataforma externa quanto de talude (Brandão & Feijó 1994).

Por fim, a Formação Travosas apresenta folhelhos escuros eoterciários de talude, associados aos sedimentos clásticos e carbonatos das formações Marajó e Amapá. Ela foi definida por meio de dados sísmicos por Brandão & Feijó (1994).

### **2.3.2.4 Sequência do Mioceno Médio ao Holoceno**

A deposição da última sequência está relacionada ao soerguimento dos Andes, durante o Mioceno Médio, o qual gerou a drenagem extensiva do rio Amazonas e resultando na construção de um enorme leque submarino na margem continental (Bruno 1987).

Esta sequência é representada litoestratigraficamente pelo Grupo Pará, que de acordo com Brandão & Feijó (1994) inclui as formações: Tucunaré, Pirarucu e Orange, onde sua base trunca os sedimentos das formações Marajó e Amapá (Schaller *et al.* 1971).

A Formação Tucunaré é constituída por areias muito grossas a granulares, passando para uma associação de areia fina a grossa à medida que grada para a Formação Pirarucu, a qual, além de possuir areia fina, também apresenta argilitos (Schaller *et al.* 1971). A Formação Pirarucu lateralmente em direção à costa para a Formação Tucunaré e para a Formação Orange em direção a *offshore* (Brandão & Feijó 1994).

Já a Formação Orange é composta por uma espessa camada pelítica formada por folhelhos, argilitos e silitos, depositados em ambiente marinho profundo (batial), sendo que as raras camadas de arenitos finos presentes podem ter sido depositadas por correntes de turbidez. Os sedimentos dessa

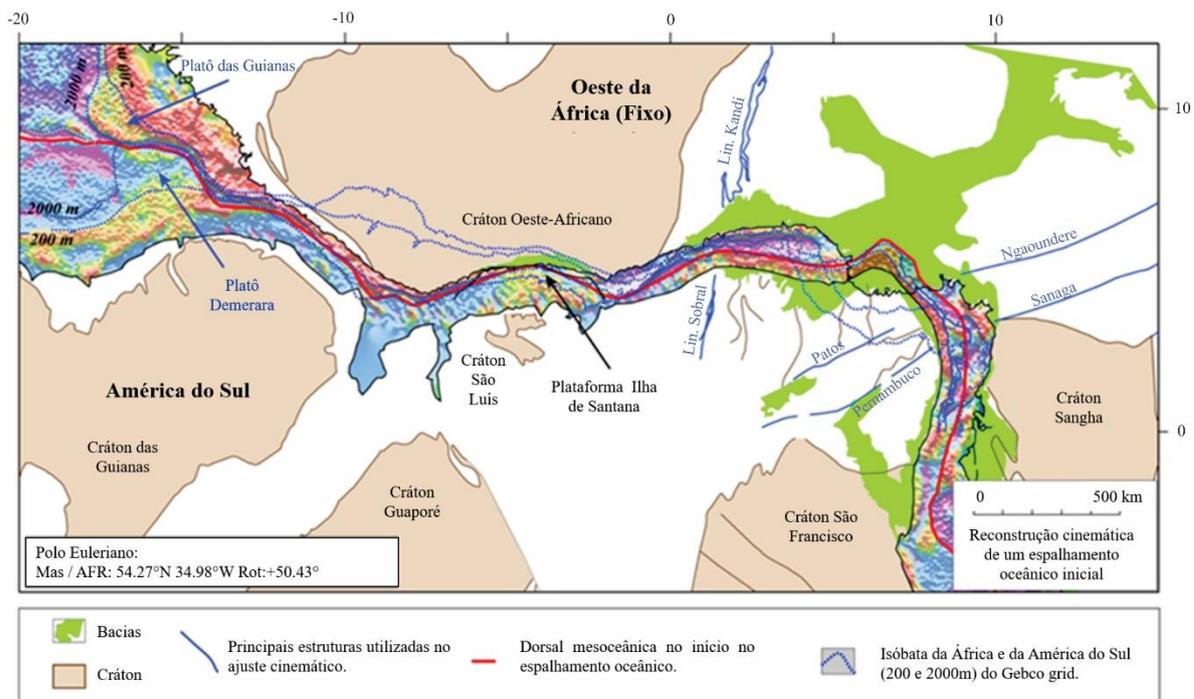
unidade se depositaram no Cone do Amazonas e, por ser uma camada muito espessa e apresentar consolidação parcial, formaram-se diápiros de argila e falhas de crescimento (Brandão & Feijó 1994).

## 2.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL BRASILEIRA

A Margem Equatorial Brasileira (MEB) está localizada a norte do continente sul-americano e sua formação está relacionada à separação entre a América do Sul e África (Szatmari *et al.* 1987).

Durante sua evolução foram geradas cinco bacias sedimentares: Foz do Amazonas, Pará-Maranhão, Barreirinhas, Ceará e Potiguar.

Segundo Moulin *et al.* (2010), a Margem Equatorial Brasileira se desenvolveu como uma margem passiva, mas com segmentos se comportando como margem transformante (Figura 2.3).



**Figura 2.3** - Reconstrução do Oceano Atlântico Equatorial (modificado de Moulin *et al.* 2010).

A evolução da MEB foi estudada por diversos pesquisadores, além de Szatmari *et al.* (1987) e Moulin *et al.* (2010) é possível também citar Azevedo (1991) e Matos (2000) que propuseram modelos específicos para a Margem Equatorial.

Azevedo (1991) propôs um modelo no qual ocorria extensão nos processos tectônicos presentes ao longo da margem. Seu estudo foi feito principalmente por meio da análise de falhas e de seus respectivos deslocamentos e na orientação dos eixos de dobras.

Matos (2000) considera que a evolução da Margem Equatorial Brasileira se deu por um processo de extensão multifásico durante o Aptiano-Cenomaniano. Além disso, o modelo proposto pelo autor não utiliza os processos de extensão convencionais, já que os mesmos não são capazes de explicar a cinemática ou mesmo a geometria dos *rifts* das bacias presentes na região. Nesse caso, foram adotados outros parâmetros, tais como: evolução termal, subsidência tectônica, distribuição de fácies e história do soerguimento.

Para o autor a evolução tectônica das bacias ao longo da MEB deve ser separada em três fases: pré, sin e pós-transformante, para que seja melhor compreendida.

#### 2.4.1 Estágio Pré-Transformante

Esse estágio ocorreu do Barremiano ao Aptiano e é marcado por dois ciclos sedimentares:

- Ciclo pré-transtração (Jurássico - Cretáceo Inferior): fase relacionada à abertura do Oceano Atlântico Central e Sul, com sedimentos da fase *rift* na Bacia do Marajó e na região de *onshore* da Bacia Potiguar;
- Ciclo sin-transtração: nessa fase condições transtensionais geraram vários depocentros NW-SE ao longo da margem Equatorial.

#### 2.4.2 Estágio Sin-Transformantes

O estágio sin-transformante (Albiano – Cenomaniano) se iniciou após um período de transição durante o Albiano, marcado pela combinação de ambientes continentais e marinhos.

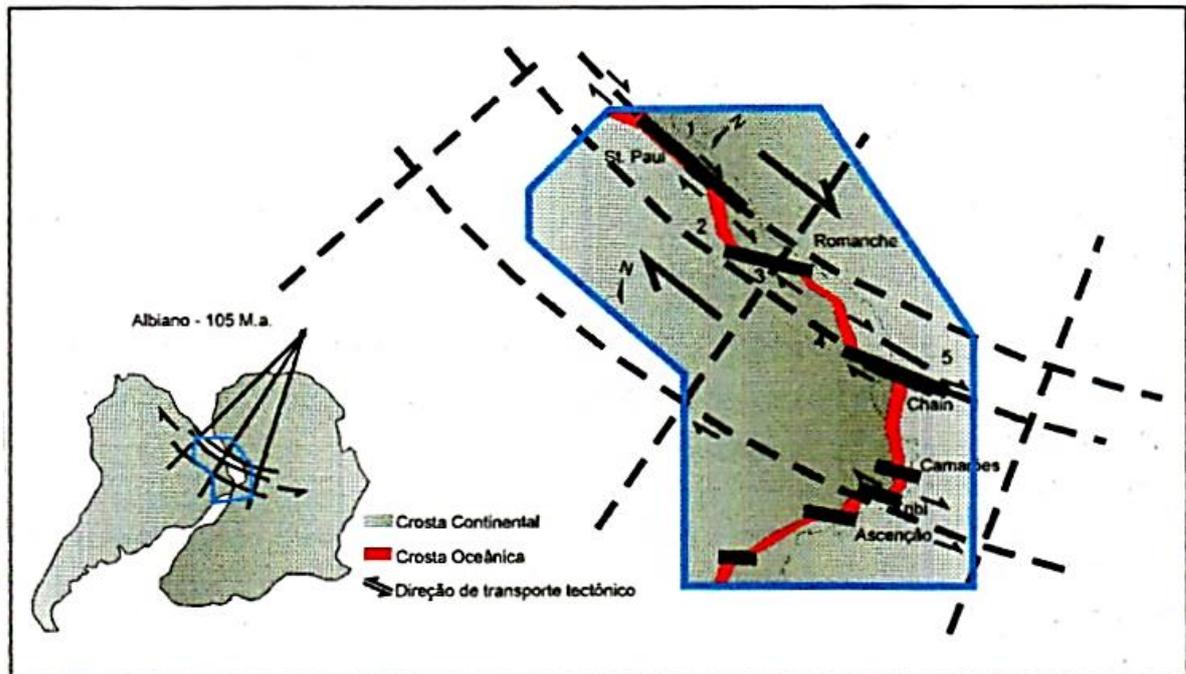
Durante esta fase ocorreu adelgaçamento da litosfera, sendo que em alguns locais formaram-se “janelas” de crosta oceânica na crosta continental devido à presença de proto-cadeias mesoceânicas.

De forma geral, as estruturas dos crátons e cinturões pré-existentes (São Luís/África Oeste e Brasileiro/Panafricano respectivamente) não controlaram a geometria da margem Equatorial. Dessa forma, depreende-se que a geometria da MEB foi controlada pela litosfera e pela cinemática de extensão.

Além disso, devido a deformação rotacional que ocorreu de forma regional nesse estágio, formou-se um padrão estrutural complexo composto por sistemas de falha *strike-slip* associadas a falhas normais e reversas.

A presença tanto da transtração quanto da transpressão gerou estruturas em flor, encurtamentos e soerguimentos em determinadas regiões.

A Figura 2.4 apresenta a paleogeografia no Albiano, com a deformação progressiva controlada por falhas transformantes.



**Figura 2.4** - Paleogeografia no Albiano, após a ruptura do supercontinente Gondwana. Legenda: 1/5: transtração dominada por *wrench*; 2/4: transtração dominada por cisalhamento puro; 3: transpressão dominada por *wrench*. (Extraída de Matos 2000 e modificada por Oliveira 2003).

### 2.4.3 Estágio Pós-Transformante

À medida que a bacia se distancia da falha transformante, ela passa a ter cada vez mais características de uma margem passiva. Entretanto, se ela se desenvolver em uma região influenciada por esse tipo de falha ela será considerada uma margem passiva transformante.

No estágio pós-transformante (Cenomaniano – Recente) a Margem Equatorial Brasileira passa a se caracterizar como uma margem passiva.

Vale ressaltar que em algumas porções da Margem Equatorial Atlântica apresentam elevada taxa de sedimentação associada aos deltas, como o do Cone do Amazonas e o delta do Niger, as quais provocam sobrecarga sedimentar.

## 2.5 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DA FOZ DO AMAZONAS

De acordo com Figueiredo *et al.* (2007), o desenvolvimento tectônico da bacia em estudo se deu em três fases, nas quais se depositaram as sequências descritas no tópico 2.3, que são: Supersequência Pré-Rifte, Supersequência Rifte e Supersequência Drifte.

A bacia se desenvolveu sobre dois grábens: Cassiporezinho e Externo, sendo o primeiro com direção NW-SE.

As características deposicionais da Formação Calçone indicam que ela foi depositada em uma bacia do tipo *sag* Pré-Rifte, em ambiente desértico. Condição essa que se encontrava o supercontinente Gondwana antes de ser quebrado e rompido.

A Supersequência Rifte se desenvolveu em três fases: Rifte I, Rifte II e Rifte III, representadas pelas formações Cassiporé (Riftes I e III) e Codó (Rifte II). As sequências Rifte I e II não foram estratigraficamente separadas, pois não foi observada uma discordância significativa, mas possuem idade inferida comiana-barremiana. Na transição Aptiano-Albiano ocorreu o deslocamento do depocentro da bacia para o oeste, isso ocorre na fase III do rifteamento.

A fase Drifte teve fim no Albino Superior. Durante a Supersequência Drifte ocorreram basicamente três tipos de sedimentação: sedimentação marinha siliciclástica do Neocretáceo ao fim do Neopaleoceno, plataforma carbonática-siliciclástica (Neopaleoceno até quase o Neomioceno) e sedimentação terrígena, com início no Neomioceno.

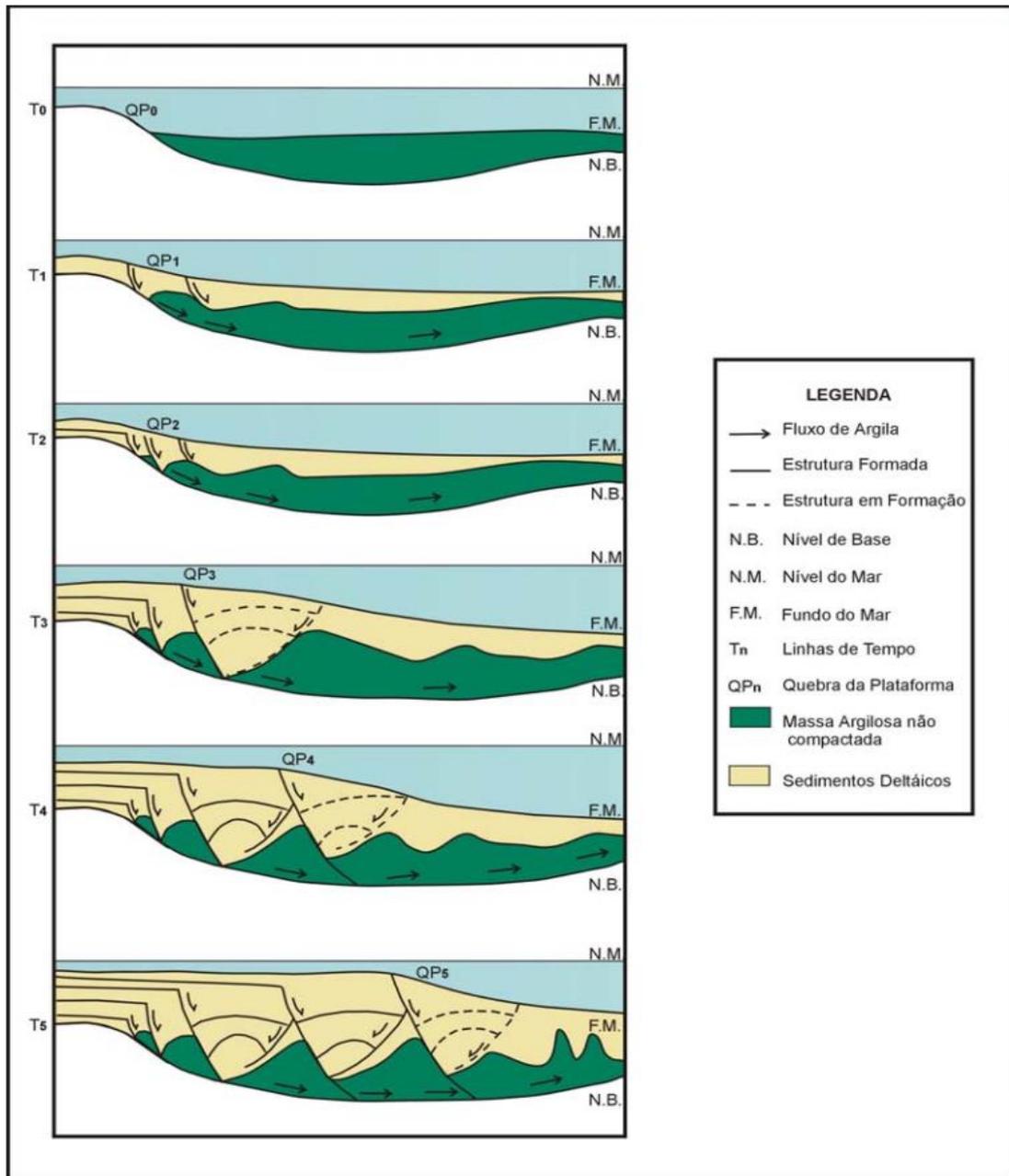
Além disso, a fase Drifte é marcada por três fases de afogamento (Albiano-Cenomaniano, Paleoceno e Eoceno), intercaladas com máximos regressivos, nos quais ocorriam a exposição das sequências mais antigas.

Foi nessa fase que se formou o Cone do Amazonas, com a deposição de sedimentos terrígenos pela drenagem do Rio Amazonas entre 11,8 e 11,3 Ma (Figueiredo *et al.* 2009), representados estratigraficamente pelo Grupo Pará.

A sedimentação terrígena é explicada como sendo resultado do tectonismo na região Nordeste da Cordilheira dos Andes durante o Mioceno, que causou uma mudança na direção do transporte dos sedimentos andinos para o Oceano Atlântico (Damuth & Kumar 1975, Hoorn *et al.* 1995).

Segundo Bruno (1987), a evolução do Cone do Amazonas se dá a partir do Mioceno Superior ao se depositarem sedimentos deltaicos acima da Formação Orange, a qual se encontrava parcialmente inconsolidada. De acordo com o modelo do autor (Figura 2.5), na zona mais proximal formaram-se falhas lítricas e sintéticas, associadas a escorregamentos gravitacionais de massas e fluxo sedimentar. Na porção intermediária ocorrem falhas lítricas sintéticas e antitéticas, com anticlinais de *rollover*. Por fim, na região mais distal formaram-se os diápiros de argila. As falhas de crescimento são geradas pela sobrecarga sedimentar nas argilas e à medida que ocorria a progradação mais falhas eram formadas. A sobrecarga diferencial provocou o deslocamento das argilas e com o desenvolvimento do processo formaram-se as estruturas diapíricas. Tal processo de movimentação da argila é denominado argilocinese.

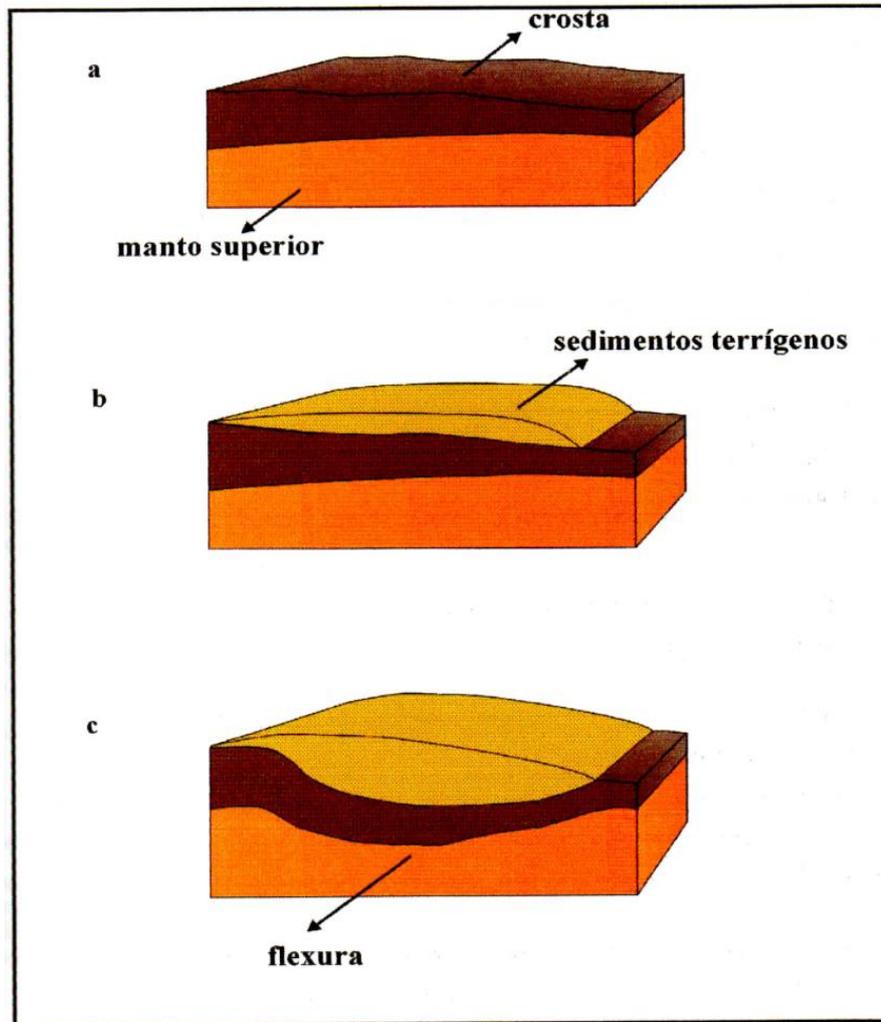
O estudo de modelagem física feito por Carvalho (2008) mostra que a presença de um obstáculo na região distal provoca um espessamento da camada dúctil e consequentemente a ascensão dos diápiros de argila. Esse obstáculo no Cone do Amazonas está relacionado com a presença de intrusões ígneas.



**Figura 2.5** - Modelo proposto por Bruno (1987) para a evolução estrutural do Cone do Amazonas.

Ademais, ocorrem também depósitos de transportes de massa do Quaternário Superior, os quais contribuem para a sedimentação do Cone. Esses depósitos apresentam tamanho variado, ocupando áreas de 8.000 - 10.000 km<sup>2</sup> podendo chegar à ordem de 80.000 - 90.000 km<sup>2</sup>. Além disso, estão associados a processos compressivos (Araújo *et al.* 2009).

De acordo com Oliveira (2003) no período anterior à deposição do Cone do Amazonas o estiramento crustal foi contínuo, com resfriamento lento da litosfera. Entretanto, no período pós-deposição do Cone a litosfera se comportou de forma viscoelástica, já que a grande quantidade de sedimentos depositados em um intervalo relativamente curto de tempo gerou uma alta taxa de deformação, como mostra a Figura 2.6.



**Figura 2.6** - Modelo da evolução crustal da Bacia da Foz do Amazonas segundo Oliveira (2003). Em **a** está representada a configuração anterior à deposição do Cone do Amazonas; **b** representa o início da deposição do Cone e **c** a configuração atual da litosfera na região do Cone.

# CAPÍTULO 3

## MÉTODOS GEOFÍSICOS

---

### 3.1 INTRODUÇÃO

As propriedades físicas no interior da Terra são variáveis, tanto verticalmente quanto lateralmente. A geofísica é uma ciência capaz de medir a distribuição dessas propriedades em profundidade e, assim, investigar o interior da Terra (Kearey *et al.* 2009).

Neste capítulo, serão apresentados os conceitos teóricos dos métodos geofísicos utilizados no presente trabalho de conclusão de curso: gravimetria e sísmica de reflexão, os quais foram utilizados para a confecção de mapas temáticos, para que a compreensão e interpretação dos dados sejam realizadas de forma correta. Para tanto, foram utilizados como base bibliográfica Telford *et al.* (1990), Luiz & Silva (1995), Martins (2001), Turcotte & Schubert (2002), Barbosa (2003 e 2006), Kearey *et al.* (2009) e Sroor (2010).

### 3.2 GRAVIMETRIA

O método gravimétrico é aplicado tanto para a geofísica de prospecção, quanto para o estudo da tectonofísica.

A gravimetria é o ramo da geofísica responsável pelos estudos do campo gravitacional terrestre. Sua aplicação está relacionada à variação na distribuição de densidade em subsuperfície, a qual provoca distorções no campo gravitacional da Terra. A partir desse método são feitas medidas da gravidade por meio de instrumentos denominados gravímetros.

Na superfície terrestre as variações de densidade são da ordem de  $100 \mu\text{m s}^{-2}$ , sendo a unidade gravimétrica (gu) correspondente a 1 miligal. Normalmente a precisão dos instrumentos em levantamentos terrestres é de  $\pm 0,1$  gu e em levantamentos marinhos de  $\pm 10$  gu. Os valores medidos pelos gravímetros são medidas relativas de gravidade, entretanto existem os valores absolutos de gravidade medidos pelas estações da Rede Internacional de Padronização da Gravidade (*International Gravity Standardisation Network – IGSN*).

#### 3.2.1 Fundamentos teóricos de gravimetria

Os primeiros estudos relacionados à gravidade foram desenvolvidos por Galileu e Newton, e fazem parte da fundamentação teórica do método gravimétrico.

##### 3.2.1.1 Lei de Newton da Atração Gravitacional

Durante o levantamento gravimétrico é feita a medida da atração que a massa presente na subsuperfície exerce sobre o gravímetro. Por isso, pode-se utilizar a lei de Newton da atração gravitacional

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (3.1)$$

na qual  $F$  é a força de atração entre as duas massas ( $m_1$  e  $m_2$ ) separadas por uma distância  $r$ , e  $G$  a constante de gravitação universal.

A aceleração com que a massa  $m_2$  é atraída por  $m_1$  pode ser obtida por meio da Segunda Lei de Newton

$$a_2 = \frac{F}{m_2} \quad (3.2)$$

Substituindo a equação 3.1 em 3.2, temos:

$$a_2 = G \frac{m_1}{r^2} \quad (3.3)$$

Como a equação 3.3 é aplicada somente quando as partículas são consideradas infinitesimais quando comparadas à distância entre elas, faz-se necessário realizar divisões infinitesimais para que os cálculos sejam realizados com corpos de maiores dimensões. Dessa forma, um corpo de massa  $m$  e densidade  $\rho$  pode ser dividido em elementos infinitesimais, onde

$$dm = \rho dv \quad (3.4)$$

Com base na equação 3.3, pode-se concluir que o efeito de cada elemento sobre o volume total do corpo ( $V$ ) é dado por:

$$a = G \int_V \frac{dm}{r^2} = G \int_V \frac{\rho dv}{r^2} \quad (3.5)$$

### 3.2.1.2 Campo gravitacional terrestre e anomalia de geoide

Os corpos esféricos completamente homogêneos ou formados por camadas esféricas homogêneas, com relação à densidade, exercem uma atração análoga a que seria exercida se toda a massa do corpo estivesse concentrada em seu centro. Com isso, a aceleração com que os corpos colocados próximos à superfície terrestre seriam atraídos pode ser representada por

$$a = \frac{GM}{R^2} \quad (3.6)$$

sendo  $M$  a massa da Terra e  $R$  a distância entre o centro de massa do corpo atraído e o centro do planeta.

Entretanto, como o raio polar da Terra é menor que o raio equatorial, ela não pode ser considerada perfeitamente esférica. Ou seja, a força e a aceleração gravitacional variam ao longo da superfície.

Além disso, a distribuição de densidade no interior da Terra não é completamente homogênea. Logo, é mais adequado substituir a equação 3.6 por

$$a = G \int_V \frac{dM}{r^2} \quad (3.7)$$

Um corpo na superfície da Terra está sujeito além da atração, a uma força centrífuga. A qual apresenta uma aceleração associada que depende da velocidade angular ( $\omega$ ) e do raio de rotação ( $l$ ), definida por

$$a_c = \omega^2 l \quad (3.8)$$

Como a intensidade da aceleração de atração é muito maior que a aceleração centrífuga, a aceleração resultante com que um corpo é atraído para a Terra é definida como gravidade ( $g$ ), que pode ser calculada por meio de

$$g = G \int_V \frac{dM}{r^2} - \omega^2 l \cos \theta \quad (3.9)$$

onde  $\theta$  é a latitude em que se encontra o corpo. Pode-se considerar que a direção de  $g$  praticamente coincide com a direção do raio da Terra e que o vetor  $g$  define o campo gravitacional do planeta.

### 3.2.1.3 Potencial Gravitacional e suas Equações

O campo gravitacional é conservativo, ou seja, o trabalho para mover uma massa dentro de um campo depende apenas dos pontos inicial e final e não do caminho percorrido. A representação desse tipo de campo pode ser dada pelo gradiente de uma função potencial escalar, como:

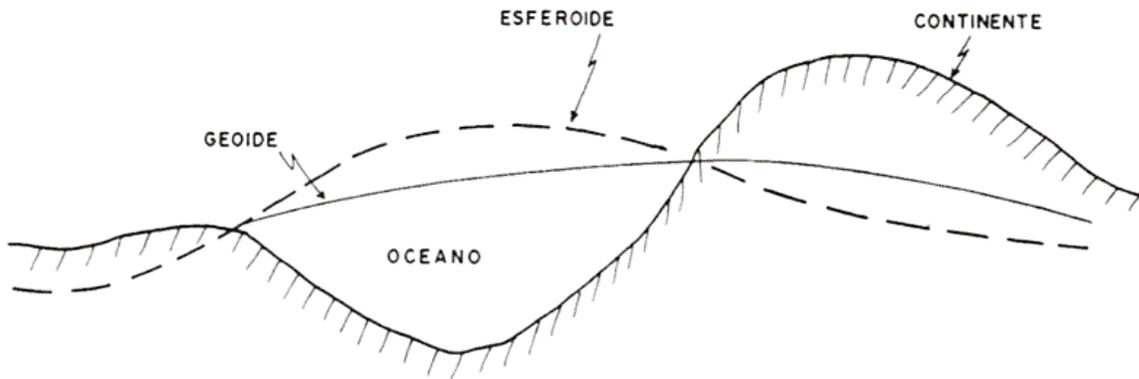
$$\mathbf{g}(\mathbf{r}_1) = -\nabla U(\mathbf{r}_1) \quad (3.10)$$

sendo,  $U$  a função potencial e  $\nabla$  o operador diferencial, o qual produz o gradiente. O potencial gravitacional é representado pela seguinte equação

$$U = -G \int_V \frac{dM}{r} + \frac{\omega^2 l^2}{2} = -G \int_V \frac{dM}{r} + \frac{\omega^2}{2} r_1^2 \cos^2 \theta \quad (3.11)$$

onde, a primeira parcela da soma à direita da igualdade é relacionada com a força de atração e a segunda com a aceleração centrífuga.

Na equação 3.11, quando se considera  $r_1$  como a distância do centro da Terra até ao nível médio dos mares é gerada uma superfície equipotencial definida como geóide que acompanha as grandes feições fisiográficas. Entretanto, a forma da Terra se aproxima mais de um elipsoide com uma superfície equipotencial denominada esferoide (Figura 3.1).



**Figura 3.1** - Representação esquemática do geóide e do esferoide em relação à superfície da Terra (modificado de Luiz & Silva 1995).

Dessa forma, pode-se utilizar a fórmula de *Bruns* para se obter o potencial gravitacional ( $\Delta U$ ), por meio da gravidade prevista no equador ( $g_0$ ) e da anomalia de geóide ( $\Delta N$ )

$$\Delta U = - g_0 \Delta N \quad (3.12)$$

O potencial gravitacional satisfaz a equação de *Laplace*

$$\nabla^2 U = 0 \quad (3.13)$$

em regiões que não possuem massa, e a equação de *Poisson*

$$\nabla^2 U = 4\pi G\rho \quad (3.14)$$

quando alguma massa se encontra presente.

Tanto a equação 3.13 quanto a 3.14 são utilizadas para obtenção de um modelo teórico, o qual é comparado com os valores medidos no levantamento.

### 3.2.1.4 Gravidade normal

Valores teóricos da gravidade podem ser obtidos por meio do Teorema de *Clairaut*

$$g = g_e (1 + \alpha \text{sen}^2\theta - \beta \text{sen}^2 2\theta) \quad (3.15)$$

onde  $g_e$  é uma constante, a qual representa o valor da gravidade no equador geográfico,  $\theta$  é a latitude e  $\alpha$  e  $\beta$  constantes dependentes do achatamento polar e da aceleração centrífuga.

Os valores de  $g_e$ ,  $\alpha$  e  $\beta$  definem a Fórmula Internacional da Gravidade (IGF). Os valores mais recentes são do GRS-67 (Geodetic Reference System -1967), que substituíram os valores do IGF-30.

### 3.2.2 Processamento de dados gravimétricos

Como o campo gravitacional terrestre é variável devido a diversos fatores, tais como: latitude, elevação, topografia, influência das marés e *drift* instrumental, faz-se necessário a realização de correções para que essas variações não originem uma diferença na densidade das rochas em subsuperfície.

Os dados gravimétricos coletados sofrem as seguintes correções: correção da deriva do instrumento, correção de latitude, correção de elevação, correção de terreno, correção de maré e correção de Eötvös.

A correção da deriva dos instrumentos é realizada pois as leituras realizadas por um mesmo gravímetro variam (*drift* instrumental) principalmente pelo desgaste da mola. Essa correção é feita realizando-se diversas medidas em um mesmo ponto ao longo do levantamento.

A aceleração centrípeta não é a mesma em toda a superfície terrestre e, por isso, a gravidade nos polos é maior que no equador. A equação utilizada para a correção de latitude é

$$C_L = 0,81 \text{ sen}2\theta \quad (3.16)$$

em que  $C_L$  é o valor da gravidade do ponto no nível do mar e  $\theta$  é a latitude.

A correção de elevação é feita com o objetivo de compensar a diferença de altitude dos pontos do levantamento com relação a um *datum*, podendo ser de dois tipos: ar-livre ou Bouguer. A correção de ar livre (*free-air*) é feita quando a estação se encontra em uma cota superior à do *datum* e feita pela equação

$$C_{FA} = 0,3086h \quad (3.17)$$

sendo  $h$  a altura em metros. A correção Bouguer corrige a atração gravitacional entre a estação e o *datum*, e é dada pela equação:

$$C_B = 0,04185 \Delta\rho h \quad (3.18)$$

na qual  $h$  é a altura em metros e  $\Delta\rho$  é o valor do contraste de densidade ( $\Delta\rho = \rho_{\text{preenchido}} - \rho_{\text{deslocado}}$ ).

A correção de terreno é realizada apenas quando o terreno no qual o levantamento está sendo feito é muito acidentado, pois a falta de material em depressões e o aumento de massa das elevações provocam alterações gravitacionais.

Os movimentos do Sol e da Lua, bem como a atração gravitacional causada pelos mesmos provocam variações de maré, podendo alterar a elevação de um determinado ponto em alguns

centímetros. Conseqüentemente, ocorre uma mudança na gravidade medida e por isso a correção de maré deve ser efetuada.

Por fim, a correção de Eötvös ( $C_E$ ) é realizada quando as medidas são feitas em um veículo em movimento. Ela tem como objetivo compensar a aceleração centrípeta (aceleração de *Coriolis*) gerada pelo movimento do veículo. Esta correção é feita por meio da equação

$$C_E = 7,508V \operatorname{sen} \alpha \cos \theta + 0,04154 V^2 \operatorname{gu} \quad (3.19)$$

onde  $V$  é a velocidade da embarcação/aeronave,  $\alpha$  é o azimute do veículo durante o levantamento e  $\theta$  é a latitude.

Entretanto, mesmo após a realização das correções ocorre uma variação de gravidade quando é feita a comparação entre os pontos, além de ser diferente do valor previsto. Isso ocorre, pois, a densidade das rochas em subsuperfície não é homogênea gerando assim anomalias gravimétricas.

As anomalias gravimétricas são determinadas pela equação

$$\Delta g = (g_{\text{obs}} + \Sigma \text{correções}) - g_{\theta} \quad (3.20)$$

na qual  $\Delta g$  corresponde à anomalia gravimétrica,  $g_{\text{obs}}$  é o valor de gravidade medido e  $g_{\theta}$  é o valor de gravidade esperado.

A anomalia gravimétrica de Free-Air é gerada quando são realizadas todas as correções necessárias exceto a correção de Bouguer e é representada pela fórmula

$$\Delta g_{\text{FA}} = (g_{\text{obs}} + \Sigma \text{correções} - C_B) - g_{\theta} \quad (3.21)$$

A anomalia Bouguer é obtida quando todas as correções são feitas e é representada pela equação

$$\Delta g_B = \Delta g_{\text{FA}} + C_B \quad (3.22)$$

### 3.2.3 Interpretação das anomalias gravimétricas

#### 3.2.3.1 Filtragem dos dados

Os dados gravimétricos levantados podem passar por um processo de filtragem, o qual é uma técnica que permite relacionar o domínio da frequência com o da profundidade por meio de transformadas de Fourier (Telford *et al.* 1990). Os principais filtros utilizados estão citados na Tabela 3.1.

**Tabela 3.1** - Filtros de Fourier e Finalidades geofísicas (Telford *et al.* 1990).

<b>Tipo</b>	<b>Filtro</b>	<b>Finalidade</b>
Derivada	Gradiente Vertical	Evidencia fontes rasas
	Residual	Resalta as anomalias superficiais
	Derivada Horizontal em X	Destaca estruturas N-S
	Derivada Horizontal em Y	Destaca estruturas E-W
Frequência	Passa Baixa	Retira altas frequências e evidencia fontes profundas
	Passa Alta	Retira baixas frequências e evidencia fontes rasas
	Passa Banda	Evidencia fontes no domínio de frequência desejado
Continuações	Para Baixo	Ressalta anomalias rasas, mas como é instável matematicamente não é utilizado
	Para Cima	Filtra as altas frequências, destacando fontes regionais

### 3.2.3.2 Deconvolução de Euler

A Deconvolução de Euler é uma técnica utilizada para análise em profundidade, já que a mesma faz a inversão de dados de métodos potenciais, tanto gravimétricos quanto magnetométricos. Dessa forma, é possível estimar tanto a posição horizontal quanto a profundidade de anomalias (Barbosa & Silva 2005).

Essa técnica foi desenvolvida por Thompson (1982), o qual definiu a equação homogênea de Euler

$$(x-x_0) \frac{\delta T}{\delta x} + (y-y_0) \frac{\delta T}{\delta y} + (z-z_0) \frac{\delta T}{\delta z} = N (B-A) \quad (3.23)$$

onde  $(x_0, y_0, z_0)$  correspondem à localização da anomalia,  $(x, y, z)$  ao ponto de levantamento,  $N$  é o índice estrutural,  $B$  é o valor do campo total e  $T$  é o campo observado (Keating 1998).

Diferentes anomalias podem possuir formas geométricas variáveis e complexas, além de poder estar em diferentes profundidades. Por esse motivo, o índice estrutural é aplicado para a interpretação das anomalias utilizando modelos de formas geométricas simplificadas. Dessa forma, é necessário o conhecimento prévio das possíveis geometrias dos corpos geradores das anomalias, para que a

interpretação geológica em profundidade seja feita de forma correta. A Tabela 3.2 corresponde aos valores do índice estrutural para diferentes formas geométricas.

**Tabela 3.2** - Relação entre os valores do índice estrutural (SI) e os modelos físicos e geológicos para dados gravimétricos (G) (modificado de Reid & Thurston 2014).

Fonte	Modelo físico	SI (G)
Esfera	Dipolo	2
Linha vertical e colunas	Polo	1
Linha horizontal (cilindro)	Linhas de dipolo	1
Camada delgada falhada	Linhas de dipolo	1
Borda de camada delgada	Linhas de polo	0
Contato/Falha finita	-	-1
Contato/Falha infinita	-	0

### 3.3 SISMICA DE REFLEXÃO

#### 3.3.1 Introdução

A sismica é o método geofísico que utiliza a propagação de ondas para investigar o interior da Terra. Para esse fim, ambos os métodos sísmicos (reflexão e refração) podem ser utilizados. Entretanto, nesse trabalho serão utilizados apenas dados de sismica de reflexão.

A sismica de reflexão é um método amplamente conhecido e teve um grande desenvolvimento devido à sua utilização na indústria do gás e do petróleo. Por causa de seu enorme progresso, essa técnica tem sido utilizada até para a determinação de diferentes litologias, da porosidade, dos fluidos presentes nos poros e da saturação (Wang 2001).

Além da aplicação na indústria dos hidrocarbonetos, a sismica também é utilizada para análises estruturais e estratigráficas de inúmeros contextos geológicos.

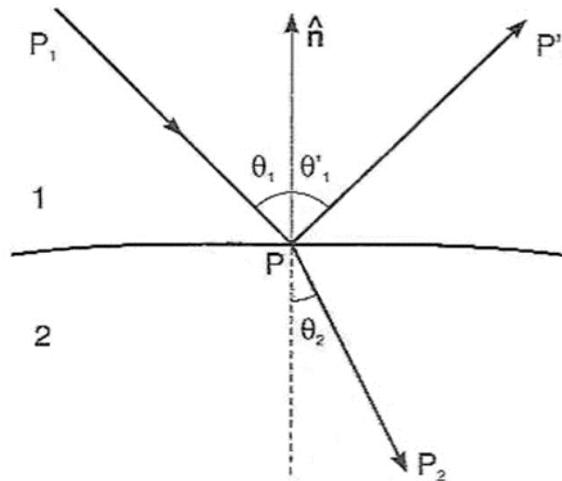
#### 3.3.2 Método sísmico de reflexão

O método sísmico é baseado no princípio da propagação de ondas elásticas, já que a medida que ocorre a propagação das ondas ocorre deformação do material devido à constante elástica do mesmo.

Durante um levantamento, as ondas são geradas artificialmente e a energia resultante é transferida pelas camadas da Terra causando perturbações nas partículas das rochas. Sua propagação é definida pela frente de onda, a qual se difrata ao encontrar com obstáculos, tais como falhas. Esse

fenômeno é explicado pelo Princípio de Huygens, segundo o qual cada ponto ao longo de uma frente de onda se comporta como uma fonte secundária para a produção de uma nova frente de onda.

Além disso, quando a frente de onda atinge a interface entre duas camadas com características elásticas diferentes, ocorre uma partição da energia. Dessa forma, parte da energia é refletida e parte é transmitida (refratada) para as camadas inferiores (Figura 3.2).



**Figura 3.2** - Esquema da partição da energia que ocorre na interface de duas camadas, sendo P1 a onda incidente, P1' a onda refletida, P2 a onda transmitida,  $\theta_1$  o ângulo de incidência,  $\theta_1'$  o ângulo de reflexão e  $\theta_2$  o ângulo de refração (modificado de Nussenzveig 1998).

De acordo com o Princípio de Fermat, quando uma onda incide em um refletor que separa dois meios com características diferentes a lei da reflexão pode ser deduzida

$$\theta_i = \theta_r \quad (3.24)$$

onde  $\theta_i$  é o ângulo de incidência da onda e  $\theta_r$  é o ângulo de reflexão da mesma.

Já a lei da refração, conhecida como Lei de Snell, é dada pela equação

$$\frac{\text{sen } \theta_i}{V_1} = \frac{\text{sen } \theta_t}{V_2} \quad (3.25)$$

em que  $\theta_t$  é o ângulo de refração, ou de transmissão, da onda refratada e  $V$  é a velocidade de propagação das ondas compressoriais nos dois meios.

A utilização da Lei de Snell para a derivação das equações que determina a geometria dos eventos sísmicos é de grande importância, já que elas auxiliam na fase da interpretação de dados e fornecem parâmetros que são usados para determinar a geometria da aquisição dos dados. Ademais, esses princípios são os fundamentos tanto da sismica de reflexão quanto da sismica de refração.

O tempo ( $t$ ) de percurso da onda pode ser determinado pela equação

$$t^2 = t_0^2 + \left(\frac{x}{V}\right)^2 \quad (3.26)$$

onde  $x$  é a distância entre a fonte e o receptor (*offset*) e  $t_0 = 2d/V$ , sendo  $d$  a espessura da camada. A expressão 3.26 é a equação de uma hipérbole e a interface entre os meios é registrada como uma. Entretanto, como a trajetória da onda varia à medida que há contraste de velocidade, o registro deixa de ser uma hipérbole e passa a ser de um acurva com geometria parecida com a da hipérbole.

### 3.3.3 Tipos de ondas sonoras

As ondas sísmicas geradas durante uma explosão são ondas sonoras e se propagam pelo interior da Terra. Elas podem ser volumétricas, constituídas pelas ondas compressoriais e pelas ondas de cisalhamento, ou então pelas ondas superficiais compreendidas pelas ondas *Rayleigh* e *Love*.

#### 3.3.3.1 Onda volumétricas

As ondas volumétricas, conhecidas também como ondas de corpo, se propagam por meio de um sólido elástico. Elas são não dispersivas, ou seja, todos os componentes de um pulso se propagam por determinado material com a mesma velocidade. Podem ser separadas em dois tipos: compressoriais ou de cisalhamento.

As ondas compressoriais ou longitudinais se propagam na direção de propagação da onda, com movimento oscilatório em torno de um ponto fixo. São também chamadas de primários (P). Sua velocidade é dada por

$$v_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (3.27)$$

onde  $\lambda$  é a constante de Lamé,  $\mu$  é o módulo de cisalhamento e  $\rho$  é a densidade.

Já as ondas de cisalhamento ou transversais se propagam por meio do cisalhamento puro na direção perpendicular a da propagação da onda. Elas são ondas plano-polarizadas, conhecidas também como ondas secundárias (S). Sua velocidade é obtida pela equação

$$v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.28)$$

Comparando as equações 3.27 e 3.28 observa-se que em um mesmo meio as ondas compressoriais se propagam com maior velocidade que as ondas de cisalhamento. Convencionalmente, as fontes utilizadas em levantamentos sísmicos geram ondas P e os receptores são programados para registrarem apenas esse tipo de onda.

Entretanto, a velocidade das ondas P são variáveis em profundidade. Isso ocorre devido à pressão confinante e pela variação dos materiais do meio. A Tabela 3.3 apresenta a velocidade de propagação das ondas compressivas em diferentes materiais.

**Tabela 3.3** - Velocidades das ondas P em diferentes materiais terrestres (modificado de Kearey *et al.*, 2009).

	<b>Material</b>	<b><math>v_p</math> (km s<sup>-1</sup>)</b>
Material inconsolidado	Areia (seca)	0,2 – 1,0
	Areia (saturada em água)	1,5 – 2,0
	Argila	1,0 – 2,5
	Till glacial (saturado em água)	1,5 – 2,5
	Permafrost	3,5 – 4,0
Rochas sedimentares	Arenitos	2,0 – 6,0
	Arenito terciário	2,0 – 2,5
	Arenito Pennant (Carbonífero)	4,0 – 4,5
	Quartzito Cambriano	5,5 – 6,0
	Calcários	2,0 – 6,0
	Greda Cretácea	2,0 – 2,5
	Oólitos jurássicos e calcários bioclásticos	3,0 – 4,0
	Calcário carbonífero	5,0 – 5,5
	Dolomitos	2,5 – 6,5
	Sal	4,5 – 5,0
	Anidrita	4,5 – 6,5
	Gipso	2,0 – 3,5
	Rochas ígneas/metamórficas	Granito
Gabro		6,5 – 7,0
Rochas ultramáficas		7,5 – 8,5
Serpentinito		5,5 – 6,5
Fluidos nos poros	Ar	0,3
	Água	1,4 – 1,5
	Gelo	3,4
	Petróleo	5,5 – 6,5

Durante a propagação das ondas ocorre uma perda de energia, a qual é transformada em outras fontes. Isso ocorre devido aos três fatores de propagação das ondas sísmicas: divergência esférica, absorção e transmissividade.

A onda se propaga de forma a possuir uma distribuição areal da energia para que a mesma permaneça constante. Dessa forma, ocorre uma perda de amplitude em relação à distância percorrida pela onda sísmica.

Como a Terra absorve altas frequências a onda é cada vez mais absorvida a medida que se aumenta a profundidade, causando em certo ponto a perda do sinal.

A transmissividade está relacionada à impedância acústica. Em baixas profundidades há um maior contraste de densidade, por isso a onda é mais refletida do que transmitida. Assim, a medida que a profundidade aumenta menor é a energia transmitida para camadas inferiores, diminuindo assim o sinal que retorna à superfície.

### **3.3.3.2 Ondas superficiais**

As ondas superficiais se propagam na interface entre dois meios não similares. Assim como as ondas volumétricas, elas são classificadas em dois tipos: *Rayleigh* e *Love*.

Ondas *Rayleigh* provocam um movimento elíptico retrógrado nas partículas afetadas e apresentam velocidade menor que a das ondas volumétricas. Além disso, ao se propagarem pela superfície terrestre se comportam de forma dispersiva e com variação em sua forma durante a propagação.

As ondas *Love* são ondas de cisalhamento polarizadas, sendo que as partículas se movimentam de forma paralela à superfície livre e perpendicular à direção de propagação da onda. Além disso, elas são dispersivas.

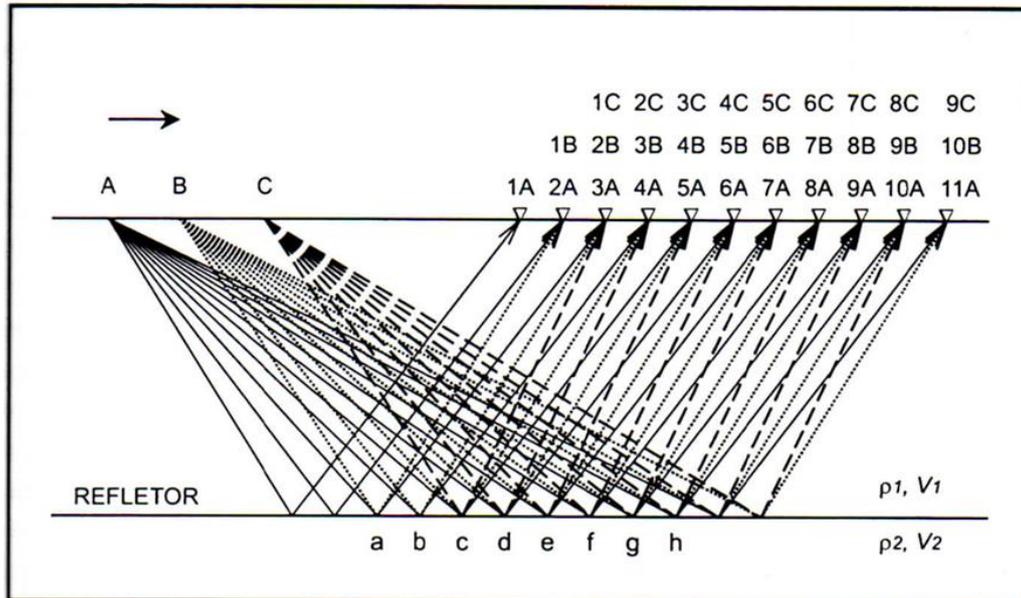
## **3.3.4 Levantamento e processamento de dados sísmicos**

### **3.3.4.1 Levantamento de dados sísmicos**

Os dados sísmicos podem ser adquiridos tanto em ambiente terrestre, quanto em ambiente marinho. No primeiro caso, as ondas são emitidas por explosões de dinamite ou por vibradores, enquanto em levantamentos marinhos são usados *airguns*. A energia refletida é captada por geofones ou hidrofones, respectivamente, e armazenada em sismógrafos.

Segundo Rosa (2010), uma das técnicas utilizadas para a aquisição dos dados sísmicos é a CDP (*Common Depth Point*). Por meio dela é possível amostrar o sinal de um mesmo ponto diversas vezes, sendo que cada amostragem apresentará uma distância entre a fonte e o receptor diferente (Figura 3.3). Dessa forma, para cada ponto em subsuperfície é gerado um conjunto de traços designado agrupamento CMP (*Common MidPoint*).

Em um agrupamento CMP os traços sísmicos são empilhados de forma a reforçar as reflexões. Nesse processo ocorre atenuação dos ruídos aleatórios e das múltiplas, além de proporcionar uma melhor estimativa da profundidade dos refletores (Rosa 2010).



**Figura 3.3** - Figura esquemática da técnica CDP (Martins 2001).

### 3.3.4.2 Processamento de dados sísmicos

É um conjunto de operações realizadas nos dados sísmicos obtidos durante o levantamento utilizando programas em computadores, com o objetivo de tratar os mesmos.

O processamento envolve as seguintes etapas:

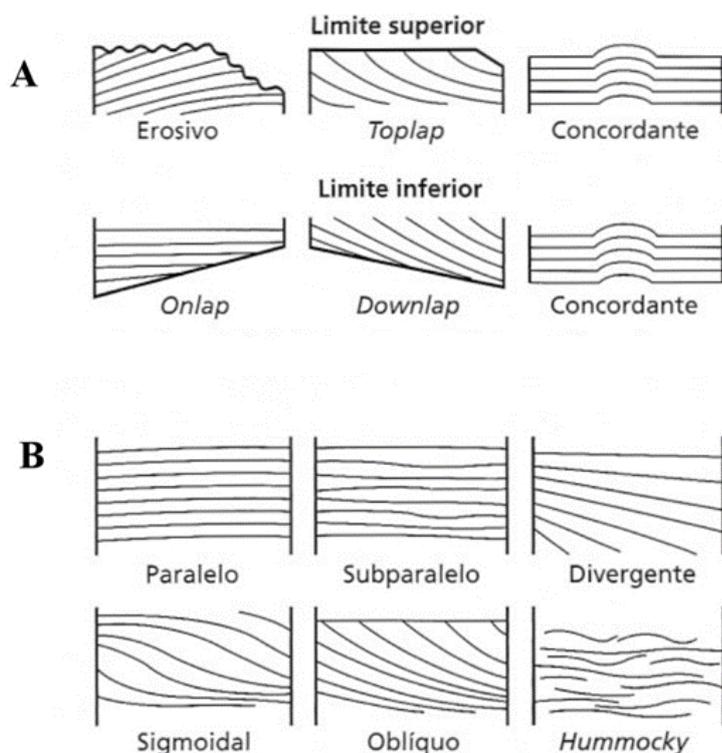
- Edição: é realizado com o objetivo de recuperar a amplitude verdadeira, corrigir a divergência esférica, dispersão e absorção, além dos erros de gravação.
- Correções estáticas: corrigem os efeitos das varrições topográficas dos pontos de cada estação e das camadas que possuem baixa velocidade.
- Correção dinâmica: objetiva horizontalizar a hipérbole, removendo o efeito do sobretempo normal.
- Empilhamento: é realizada a soma horizontal dos dados, com a remoção das múltiplas reflexões.
- Deconvolução predativa: consiste na remoção das reflexões múltiplas de período curto.
- Teste de filtro: é a remoção de frequências específicas com dados ruidosos.
- Migração: é a correção de distorções no posicionamento dos refletores, provocados por contextos geológicos complexos. Como consequência formam-se os *smiles*.

### 3.3.5 Interpretação sísmica

Os dados obtidos em levantamentos bidimensionais adquiridos pelo método geofísico em questão são apresentados na forma de seções sísmicas. Por meio dessas seções é possível realizar análises estruturais e estratigráficas ao se analisar os padrões de reflexão.

A análise estrutural é aplicada principalmente para a investigação de trapas estruturais, isto é, quando a interpretação tem o objetivo de encontrar hidrocarbonetos. Ademais, é possível construir mapas estruturais em tempo e mapas de controle estrutural, além de subprodutos como mapas de isócronas e de isópacas.

A análise estratigráfica ou estratigrafia sísmica é utilizada para definir sequências cronoestratigráficas e sequências sedimentares geneticamente relacionadas. Isso é possível pois os limites entre as unidades ou entre as sequências podem ser discordantes, podendo apresentar inconformidades como *onlap*, *downlap* e *toplap*. Além disso, pode-se observar variações internas das sequências, correspondentes a estruturas que podem até indicar fácies sedimentares. A Figura 3.4 apresenta algumas das inconformidades e estruturas internas que podem ser encontradas em uma seção sísmica.



**Figura 3.4** – A) limites geológicos definindo limites de sequências; B) padrão de refletor dentro de sequências sedimentares (modificado de Kearey *et al.*, 2009).

# CAPÍTULO 4

## ANÁLISE GRAVIMÉTRICA

---

Neste capítulo será descrita a análise gravimétrica realizada na área de estudo, a qual foi dividida em duas fases: quantitativa e qualitativa. A análise qualitativa foi feita por meio da geração e interpretação de mapas temáticos gravimétricos, enquanto que a análise quantitativa foi obtida da inversão 2D utilizando a Deconvolução de Euler.

### 4.1 ANÁLISE QUALITATIVA

As anomalias geofísicas e suas interpretações são apresentadas em mapas temáticos elaborados no *software Oasis Montaj 8.3*, por meio da interpolação dos dados gravimétricos por mínima curvatura em malha quadrada com célula de 500 metros, e no *software ArcGIS 10.3*.

#### 4.1.1 Banco de dados

O banco de dados gravimétrico utilizado foi adquirido na missão *Topex/Poseidon*, a qual foi realizada em uma cooperação entre a *National Aeronautics and Space Administration* – NASA e o *Centre National d'Études Spatiales* – CNES. O principal objetivo dessa missão era de coletar dados topográficos dos oceanos por meio de satélites, além de coletar dados oceanográficos, medir correntes, temperatura e salinidade dos oceanos para quantificar os impactos das mudanças climáticas (CNES, acessado em 13/03/2019).

Os dados da anomalia de *free-air* e topográfico foram obtidos gratuitamente no site [https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get\\_data.cgi](https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi) utilizando as coordenadas dos limites da área de estudo em grau decimal ( $x_{\min}$  -51,  $y_{\min}$  0,  $x_{\max}$  -47,  $y_{\max}$  5) no sistema WGS-84, e importados para o *software Oasis Montaj 8.3* no formato “.gdb” para que fosse realizada a interpolação dos mesmos.

#### 4.1.2 Metodologia

Os dados foram interpolados utilizando mínima curvatura em uma malha quadrada regular de 500 m. O primeiro mapa gerado foi o da anomalia gravimétrica de *Free-Air*. A anomalia Bouguer por aproximação matemática utilizando a Equação 3.22, na qual foi aplicado o valor de  $2,6 \text{ g/cm}^3$  para o cálculo da variação de densidade das rochas ( $\Delta\rho$ ).

Posteriormente, foram aplicados alguns filtros para que determinadas estruturas fossem salientadas. As filtrações seguiram a rotina MAGMAP, que consiste na preparação do *grid* do mapa que será filtrado, seguido da execução da transformada de Fourier determinando, assim, o tipo de filtro, e a aplicação do mesmo no *grid* original.

Os mapas temáticos gerados foram o mapa *Free-Air* e Bouguer com os seguintes filtros: gradiente vertical de primeira ordem, gradiente horizontal em X e Y. Esses mapas foram gerados conforme o fluxograma da Figura 4.1.

### 4.1.3 Análise gravimétrica

Os mapas gerados são colorpéticos, pois os valores de densidade são representados por diferentes cores, sendo os tons azulados com o valor de densidade mais baixo e os tons avermelhados a magenta com os valores de densidade mais elevados.

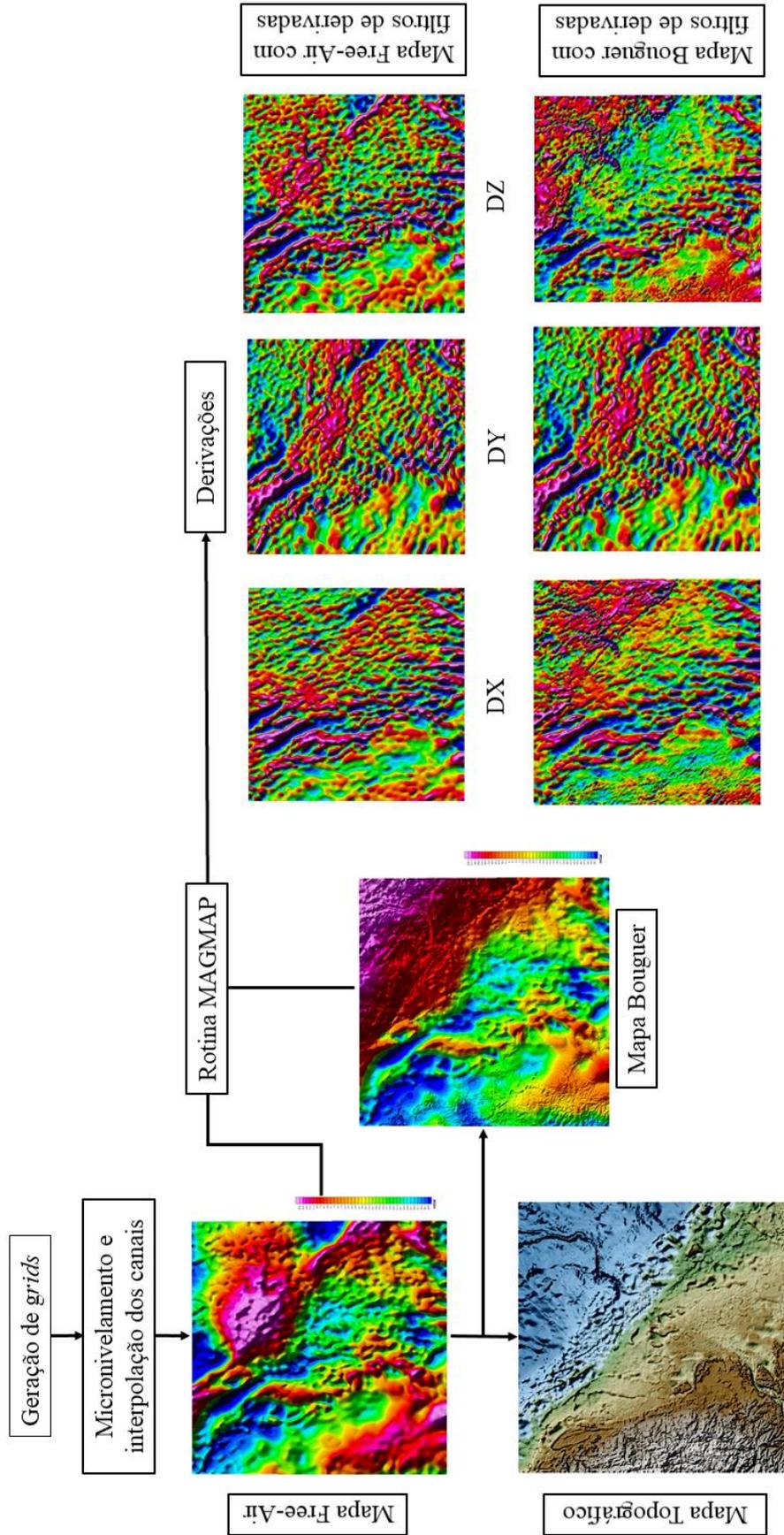
Dessa forma, para uma melhor interpretação dos mapas *Free-Air* e Bouguer os valores de gravidade foram divididos em fácies gravimétricas semelhantes. Foram identificadas 3 fácies gravimétricas (Tabela 4.1).

Quando analisado as fácies gravimétricas sobre o mapa *Free-Air* (Figura 4.2) nota-se que há uma grande variação de densidade ao longo da área de estudo. Entretanto, vale ressaltar algumas feições que se destacam no mapa. A primeira delas localiza-se na região nordeste da imagem e apresenta geometria circular, com aumento da densidade da borda para o centro. Próximo a essa região circular há uma faixa diagonal com NW-SE. Ademais há uma vasta área na porção sudoeste que possui a fácies 1. A relação entre a geometria dessas regiões, com sua densidade e geologia será discutida no capítulo seguinte.

Analisado as fácies gravimétricas sobre o mapa Bouguer (Figura 4.3) pode-se dividi-lo em dois domínios. O primeiro domínio compreende a região sudoeste, a qual apresenta uma grande variação de densidade em toda a sua área. O segundo domínio compreende a região nordeste do mapa, que apesar de apresentar os valores de densidade correspondente às três fácies, as mesmas se encontram muito bem delimitadas em grandes áreas.

Utilizando os mapas temáticos Bouguer e seus respectivos filtros, foram traçados 2293 lineamentos em toda área de estudo, os quais foram posteriormente evidenciados em um diagrama de roseta plotado no software Steronet 8 (Figura 4.4). A direção preferencial dos lineamentos observada foi N-S.

# GRAVIMETRIA



**Figura 4.1** - Fluxograma do processamento dos mapas temáticos gravimétricos; sendo DX o gradiente horizontal em X, DY o gradiente horizontal em Y e DZ o gradiente vertical de 1ª ordem.

Tabela 4.1 - Descrição das fácies gravimétricas.

Fácies gravimétricas	Descrição
1	Caracterizada por baixa densidade (32 a 130 mGal), coloração em tons azulados.
2	Caracterizada por densidade intermediária (130,0000001 a 178 mGal), coloração em tons verde e amarelo.
3	Caracterizada por alta densidade (178,0000001 a 255 mGal), coloração em tons avermelhado a magenta.

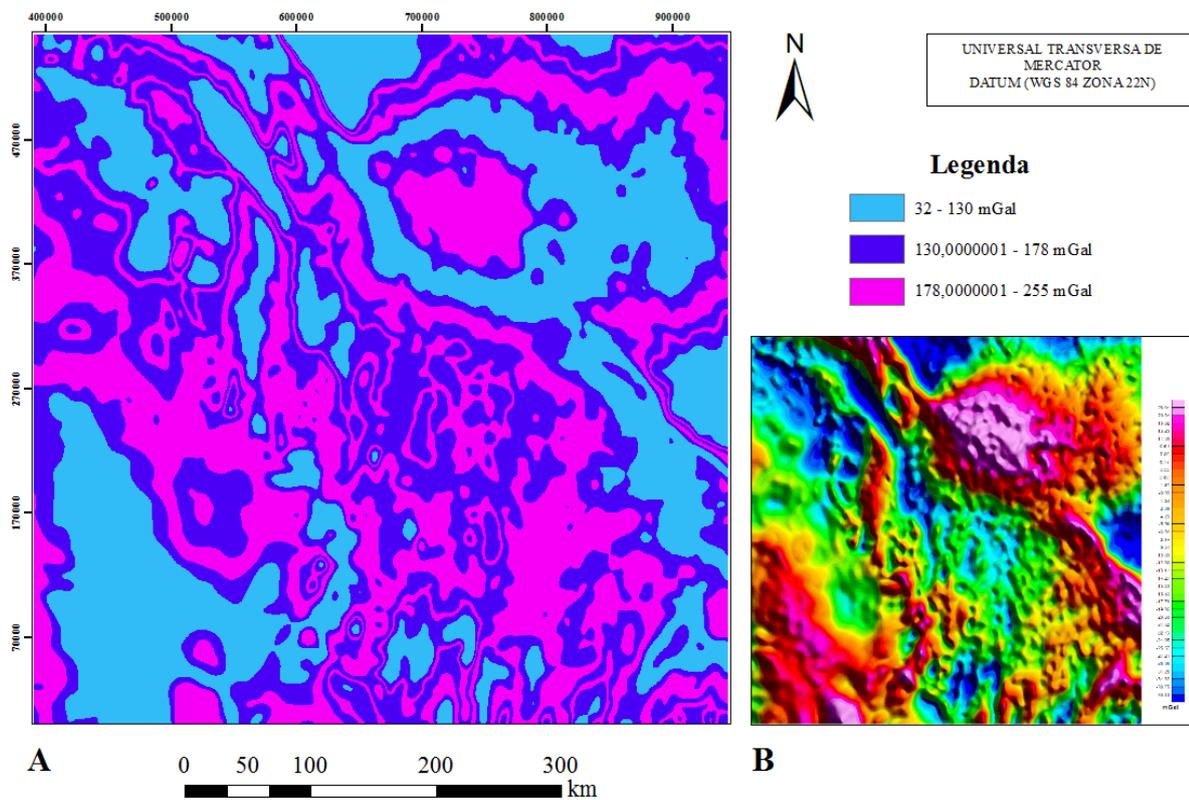
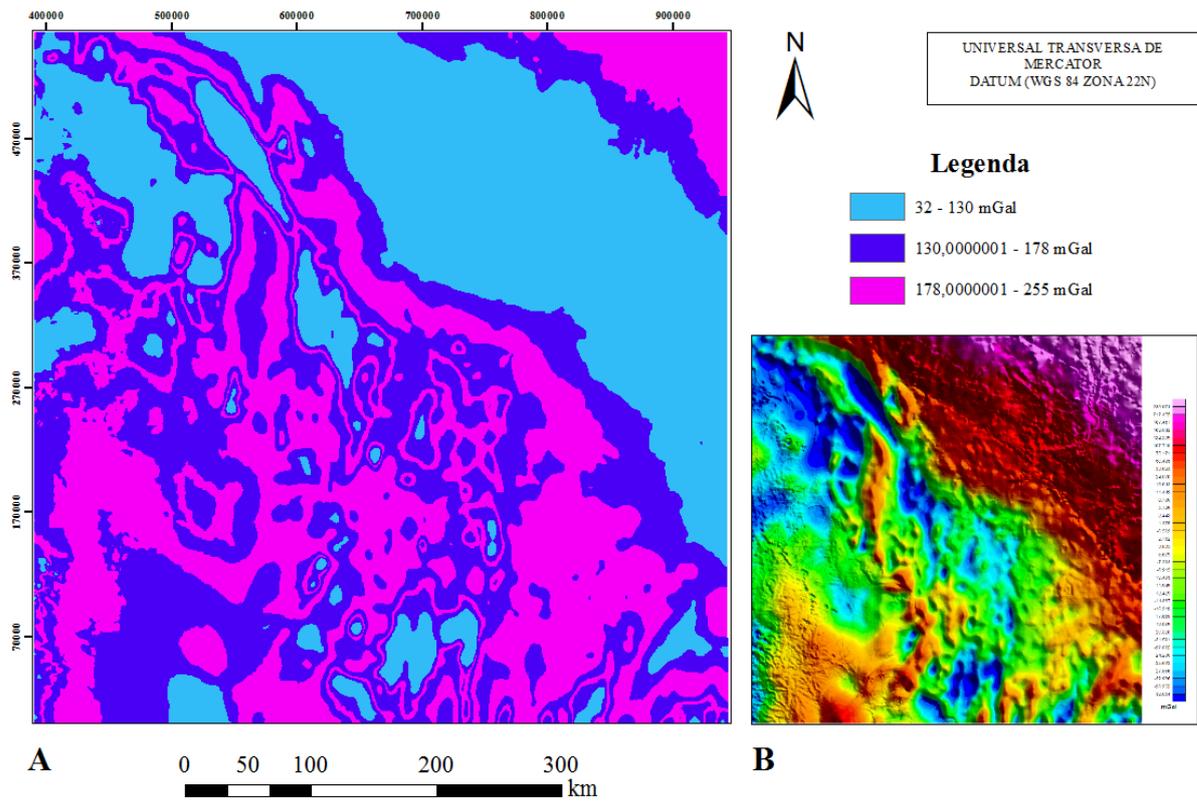


Figura 4.2 - A) Fácies gravimétricas sobrepostas ao mapa gravimétrico Free-Air; B) Mapa gravimétrico Free-Air da área de estudo.



**Figura 4.3 - A)** Fácies gravimétricas sobrepostas ao mapa gravimétrico Bouguer; **B)** Mapa gravimétrico Bouguer da área de estudo.

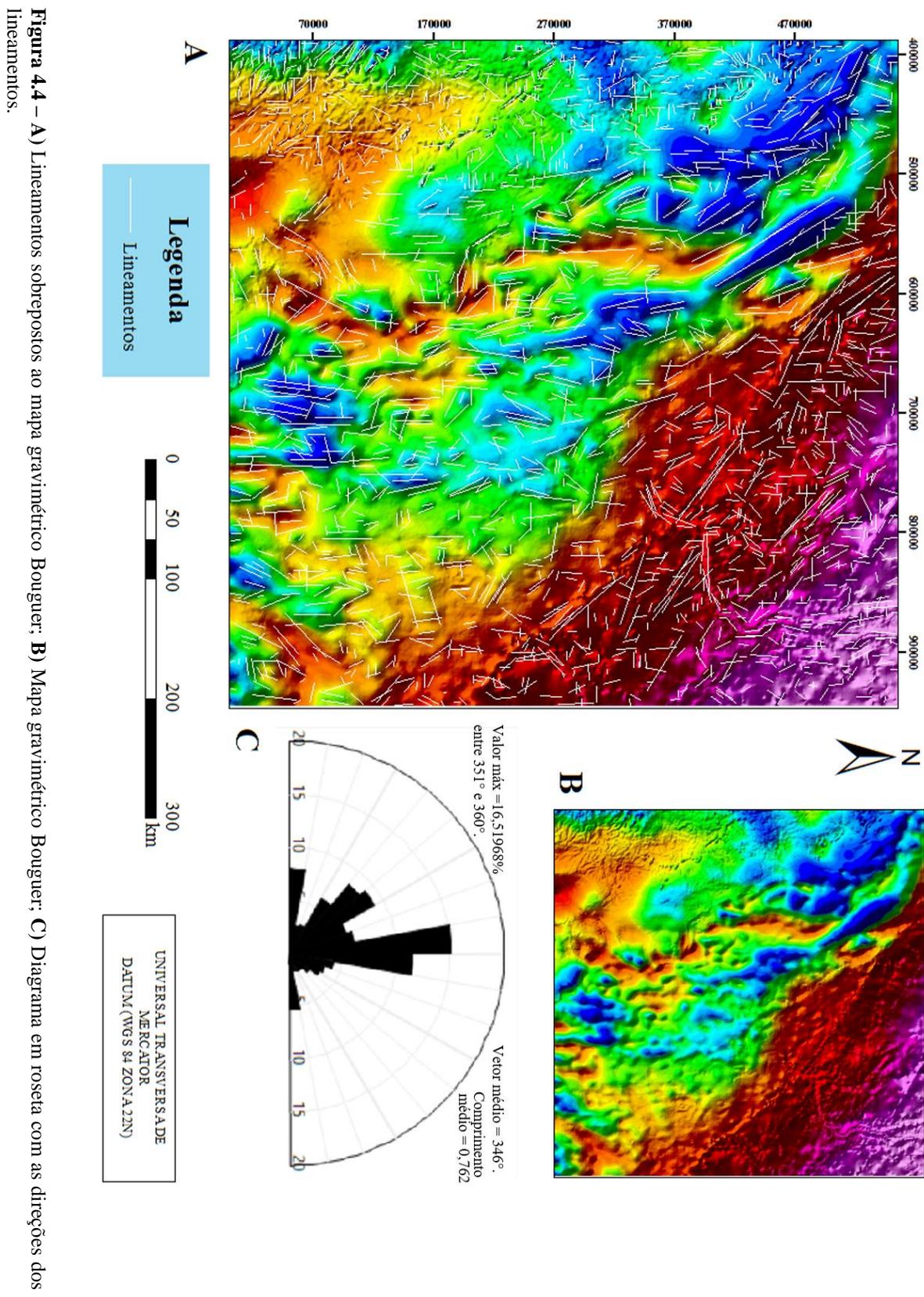


Figura 4.4 – A) Lineamentos sobrepostos ao mapa gravimétrico Bouguer; B) Mapa gravimétrico Bouguer; C) Diagrama em roseta com as direções dos lineamentos.

## 4.2 ANÁLISE QUANTITATIVA

A análise quantitativa foi obtida através da Deconvolução de Euler, método capaz de estimar a profundidade do topo do corpo que causa a anomalia gravimétrica. A análise foi realizada com o auxílio do *software* EUDEPH 1.0.

### 4.2.1 Metodologia

Para o desenvolvimento do modelo 3D da área de estudo, seguiu-se a seguinte metodologia:

1) os perfis 2D tiveram como base o mapa gravimétrico Bouguer, sobre o qual foram traçados 28 perfis com direção E-W equidistantes de 20 quilômetros em uma área de aproximadamente 296.520,71 km<sup>2</sup> (Figura 4.5);

2) os perfis foram importados para o *software* Oasis Montaj para que os dados gravimétricos fossem extraídos de cada linha. Nesse processo foi selecionado o *grid* do qual os valores foram extraídos e criado um novo banco de dados;

3) os dados foram então exportados na extensão .csv e convertidos para o formato .dta, para o processamento dos mesmos no *software* EUDEPH 1.0. Nele foram abertos os dados gravimétricos Bouguer de cada linha e, posteriormente, foram selecionados a opção de trabalho com dados gravimétricos e a altura de voo do levantamento realizado. Como se trata de um levantamento por satélite a altura de voo utilizada foi de 11.000 metros (Figura 4.6 A). Os dados então são processados utilizando três informações: índice estrutural, tamanho da janela e profundidade máxima desejada. Para a análise regional da área, foi utilizado índice estrutural 1,0, janela estrutural igual a 11 e profundidade máxima e 70.000 metros (Figura 4.6 B);

4) após a inversão dos dados são gerados arquivos x, y, z, os quais são abertos no *software* ArcGIS, integrados e exportados como uma *shapefile*, utilizando a ferramenta *merge*. Posteriormente, utilizando o *software* ArcScene os dados são interpolados pelo método krigagem e é gerado um imageamento 3D em profundidade na área de estudo (Figuras 4.7 e 4.8).

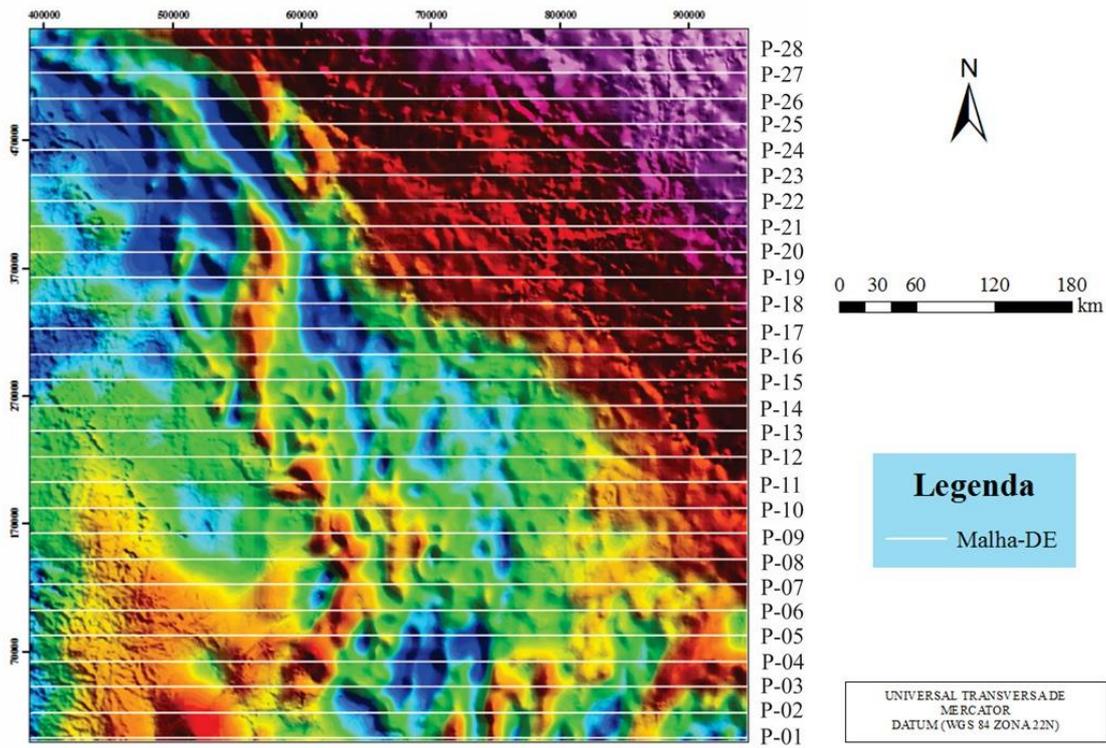


Figura 4.5 - Mapa gravimétrico Bouguer, com os 28 perfis traçados na direção WE.

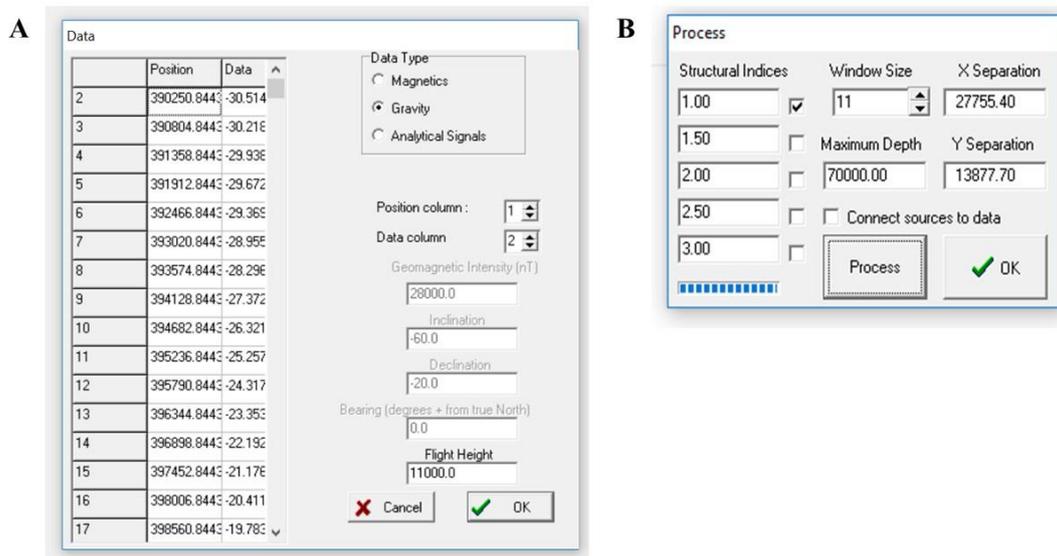


Figura 4.6 - Interface do software EUDEPH 1.0: A) Caixa de entrada dos dados. B) Caixa de processamento de dados.

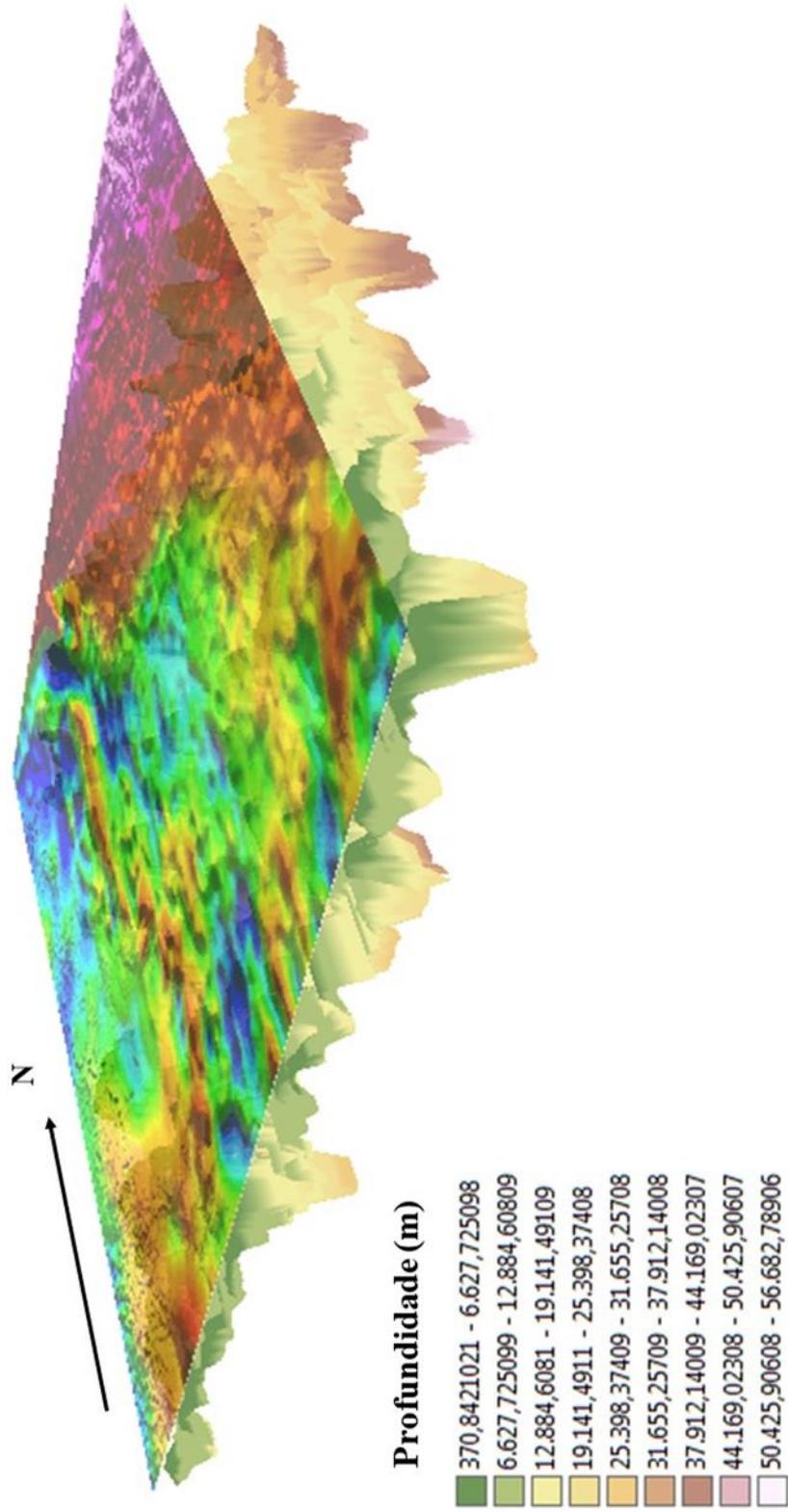
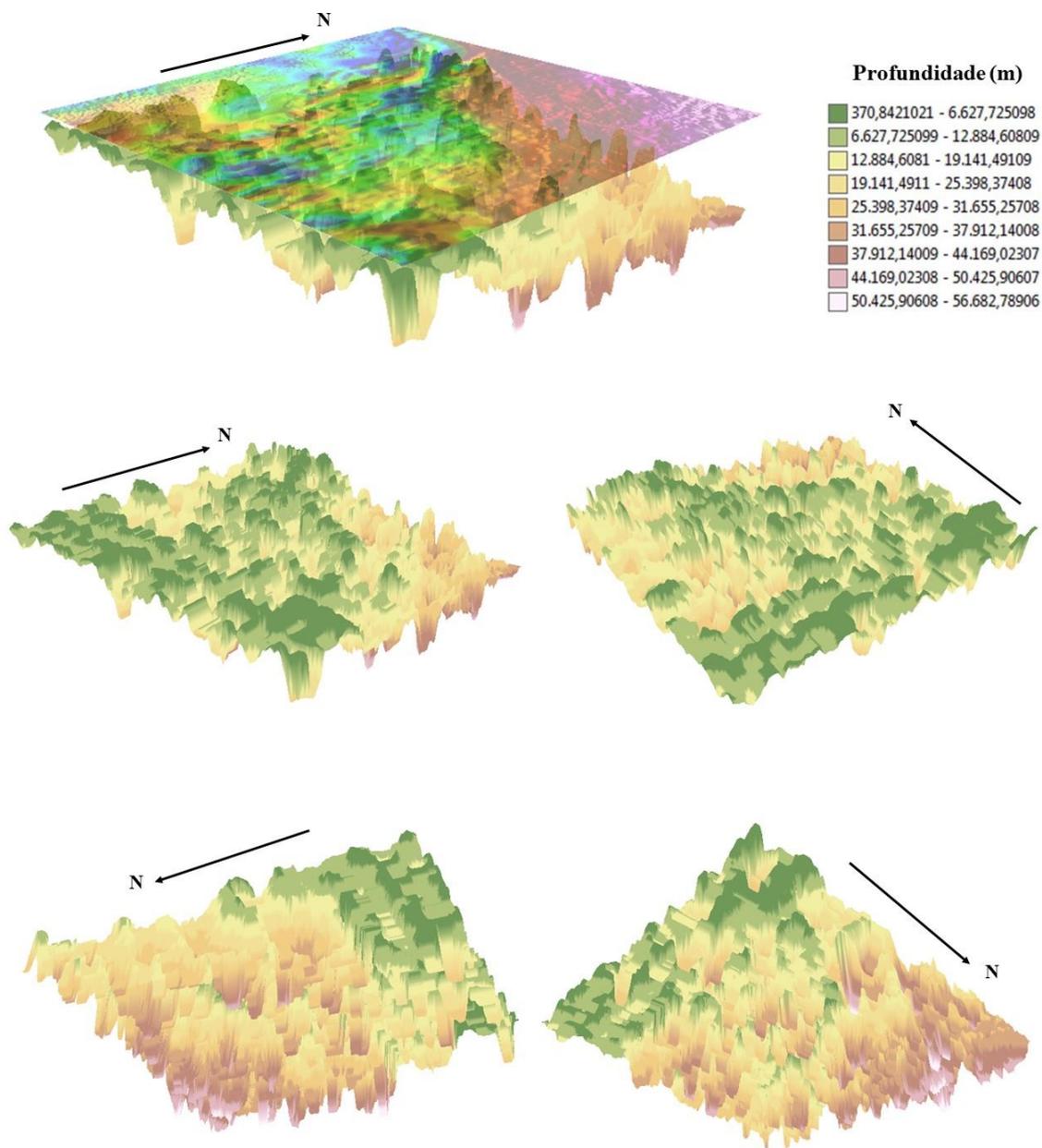


Figura 4.7 - Imagem 3D gerado a partir dos perfis indicados na figura 4.5.



**Figura 4.8** - Visualização 3D das anomalias do mapa gravimétrico Bouguer, gerada pela interpolação de dados por krigagem.

#### 4.2.2 Deconvoluções sobre as linhas sísmicas

Um dos objetivos deste trabalho é a utilização da Deconvolução de Euler sobre as linhas sísmicas. Dessa forma, podem-se comparar os resultados da interpretação sísmica com as deconvoluções de dados gravimétricos, visando obter bons resultados interpretativos utilizando dados gratuitos e um *software* de acesso livre.

Nesse sentido, foram feitas cinco linhas de deconvolução no mapa Bouguer, coincidente com as linhas sísmicas utilizadas nesse estudo.

Os perfis de deconvolução obtidos nas linhas LS-01, LS-02, LS-03, LS-04 e LS-5 estão apresentados nas figuras 4.10 a 4.14, respectivamente. Além disso, o imageamento 3D da área em que se encontram as linhas sísmicas utilizadas nesse trabalho está apresentado nas figuras 4.15 e 4.16.

A comparação entre os mesmos e as seções sísmicas serão apresentados no capítulo de discussão dos resultados.

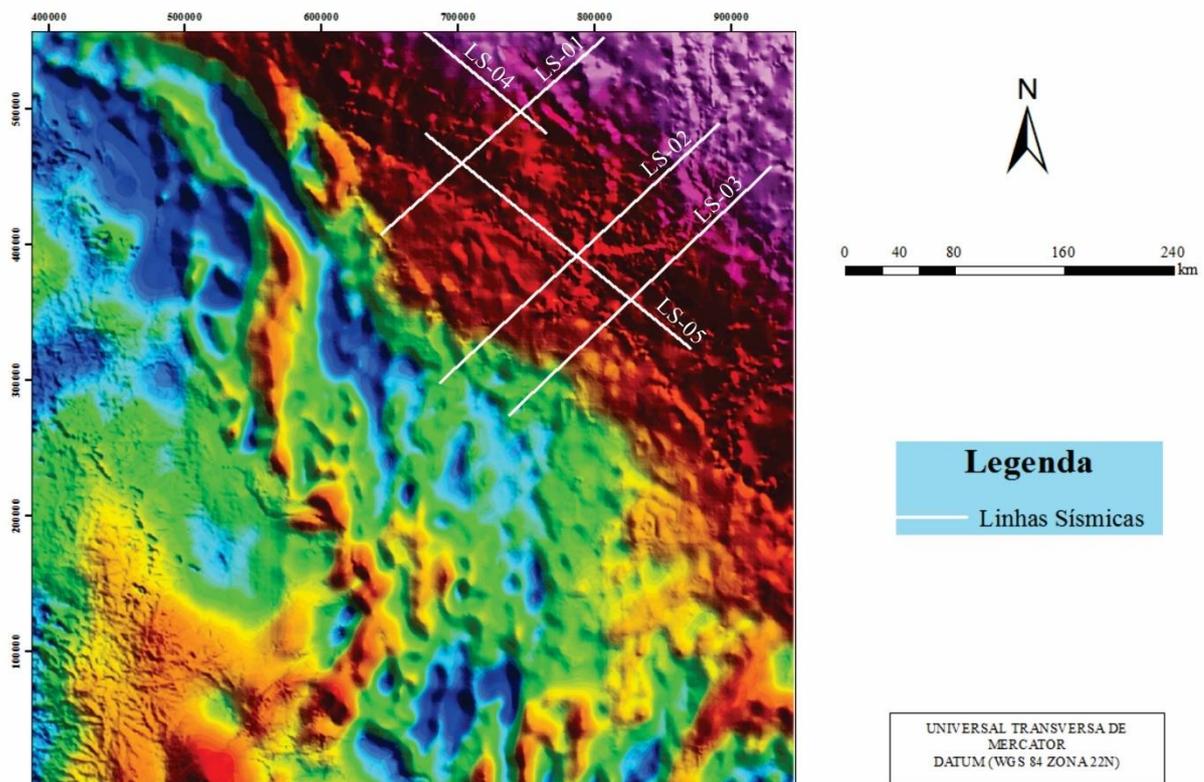


Figura 4.9 - Localização das linhas sísmicas sobre o mapa gravimétrico Bouguer.

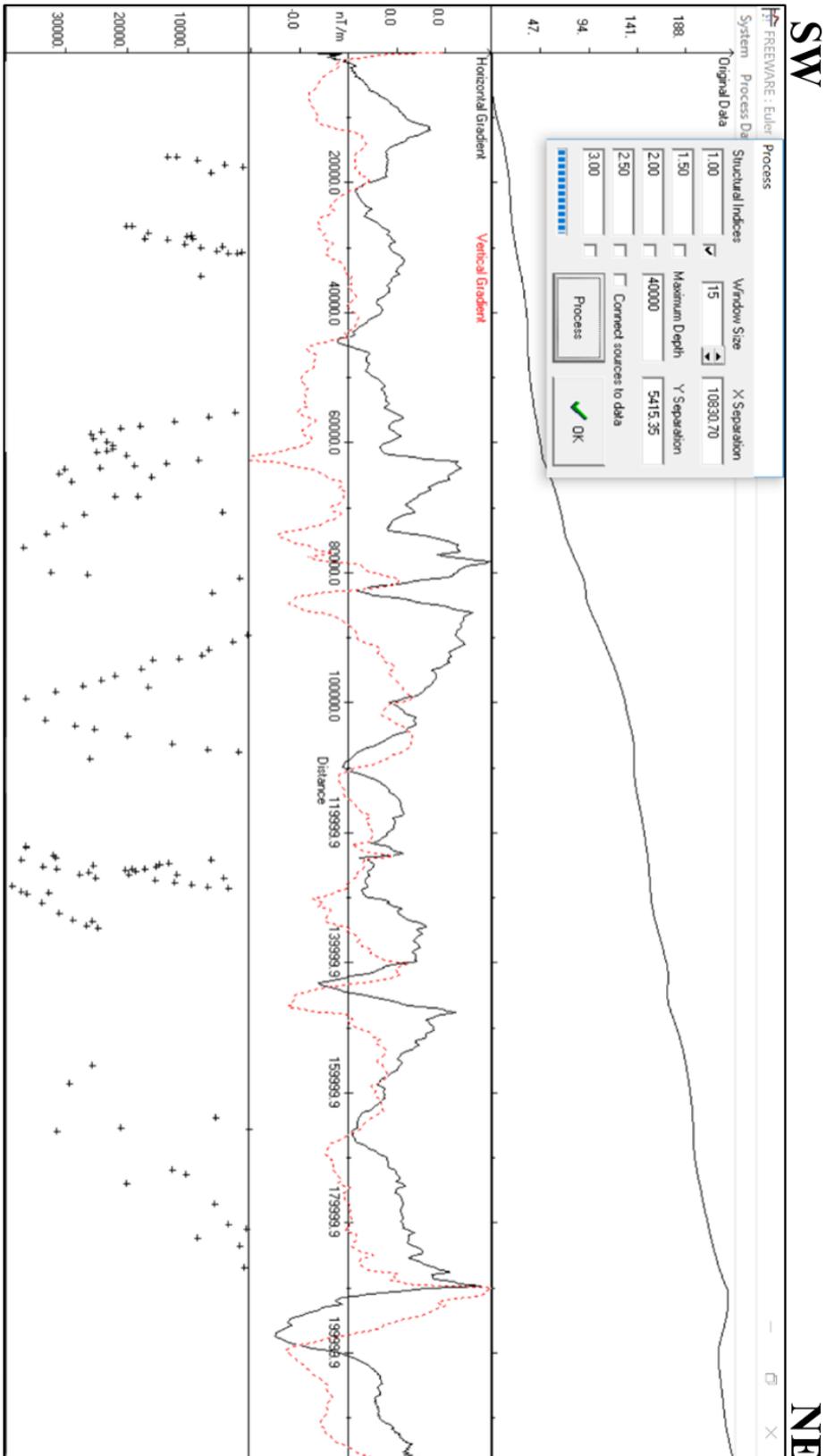


Figura 4.10 - Resultado da Deconvolução de Euler na linha sísmica LS-01.

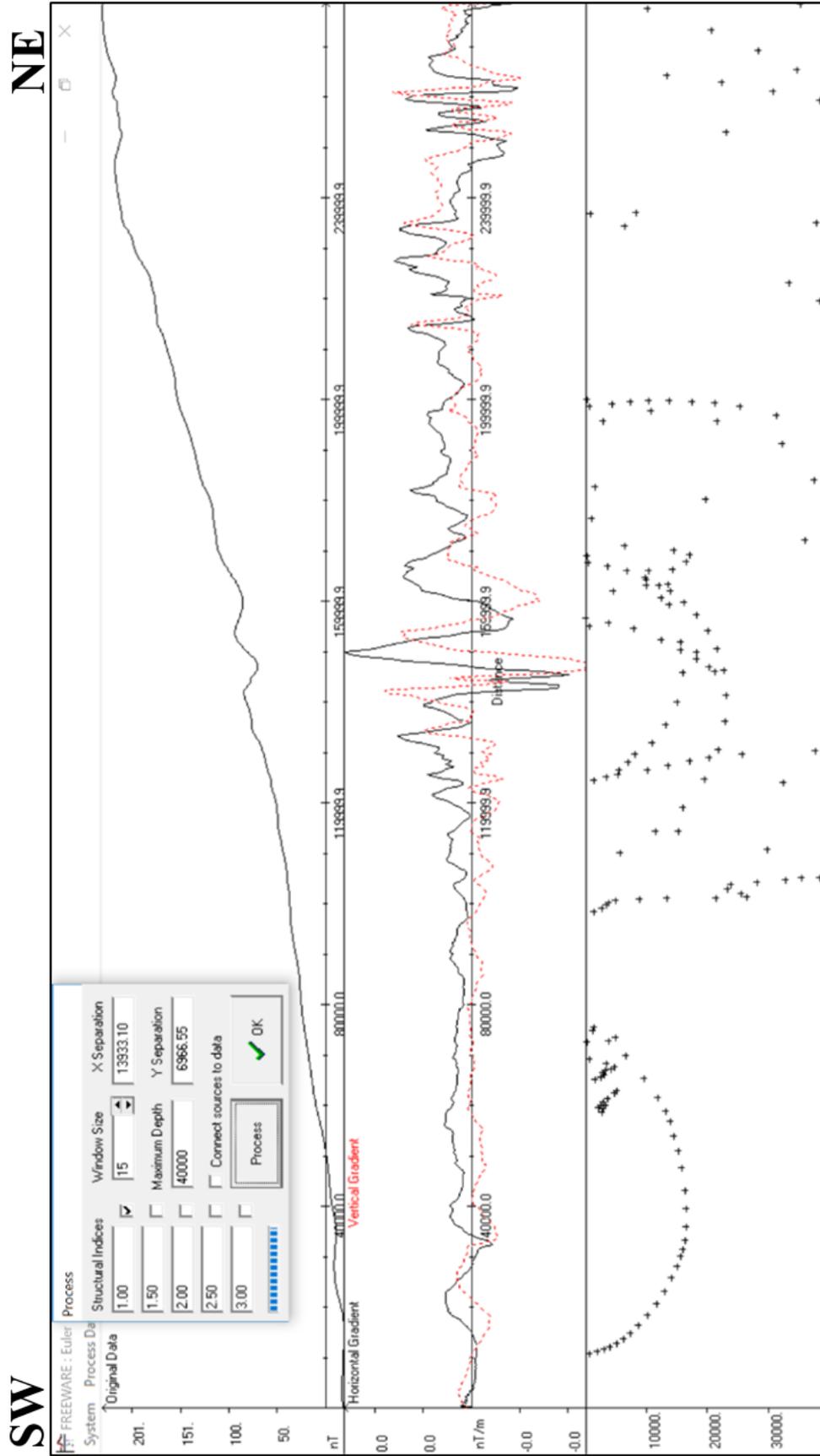


Figura 4.11 – Resultado da Deconvolução de Euler na linha sísmica LS-02.

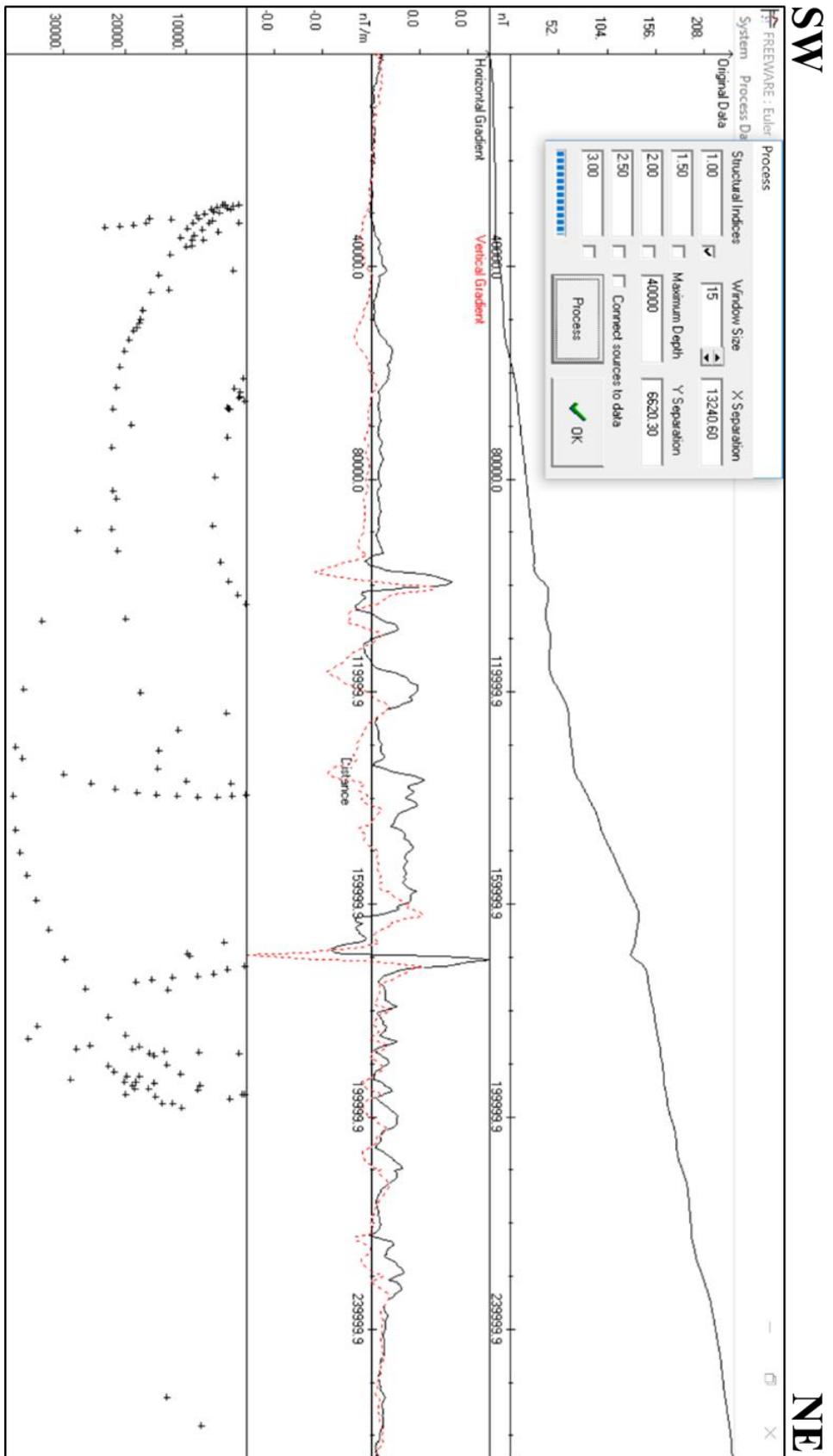


Figura 4.12 - Resultado da Deconvolução de Euler na linha sísmica LS-03.

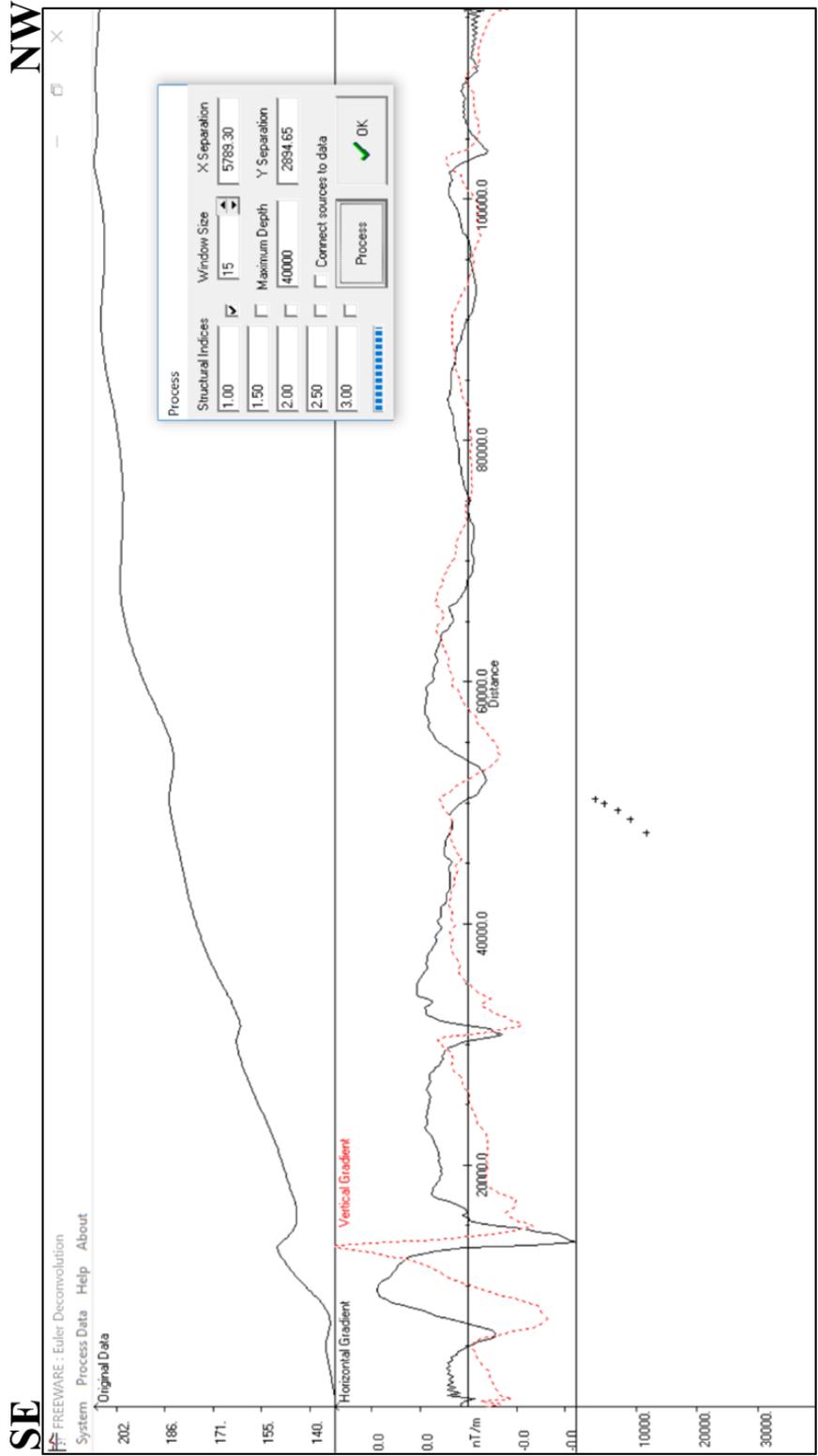


Figura 4.13 - Resultado da Deconvolução de Euler na linha sísmica LS-04.

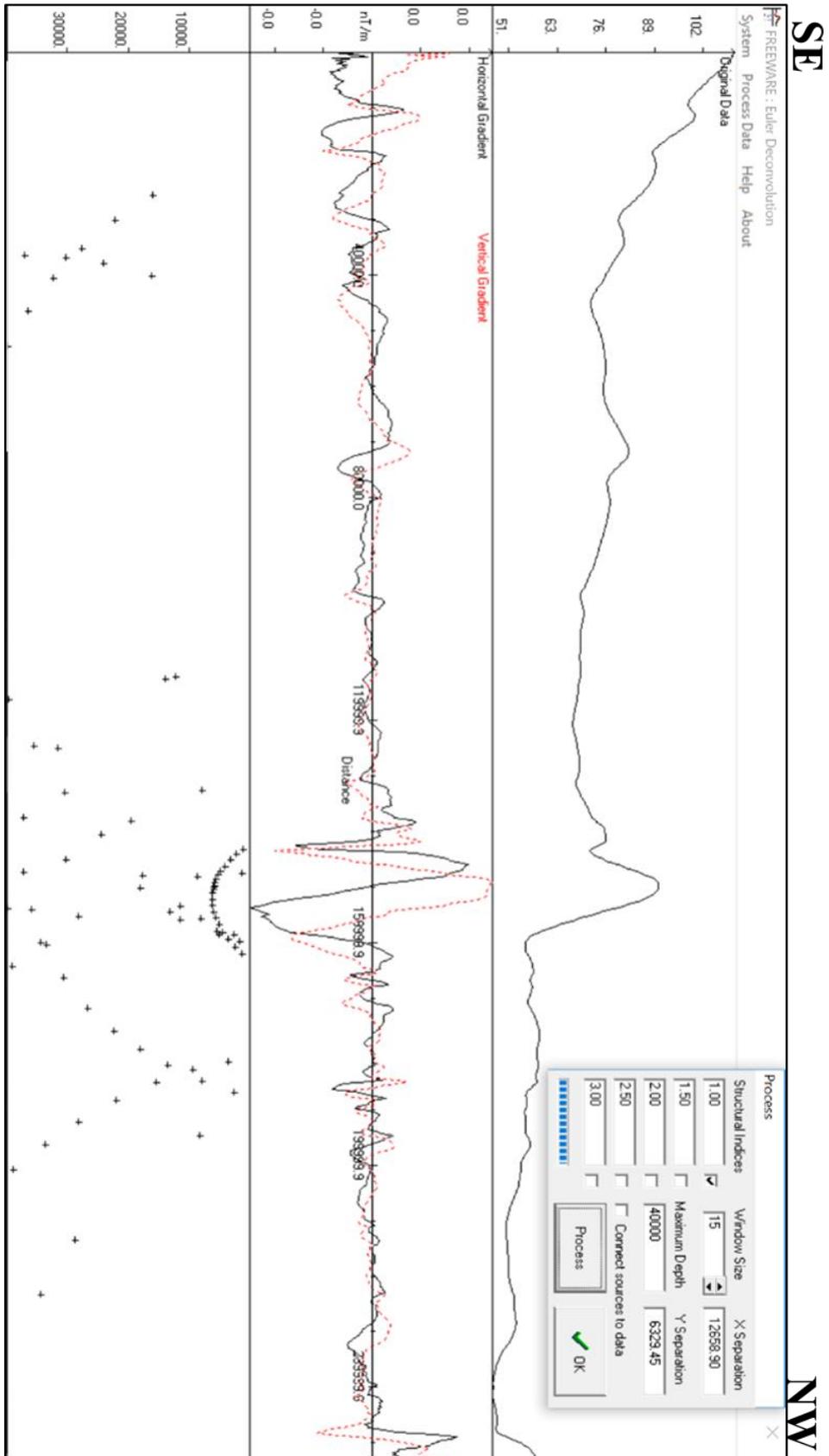


Figura 4.14 - Resultado da Deconvolução de Euler na linha sísmica LS-05.

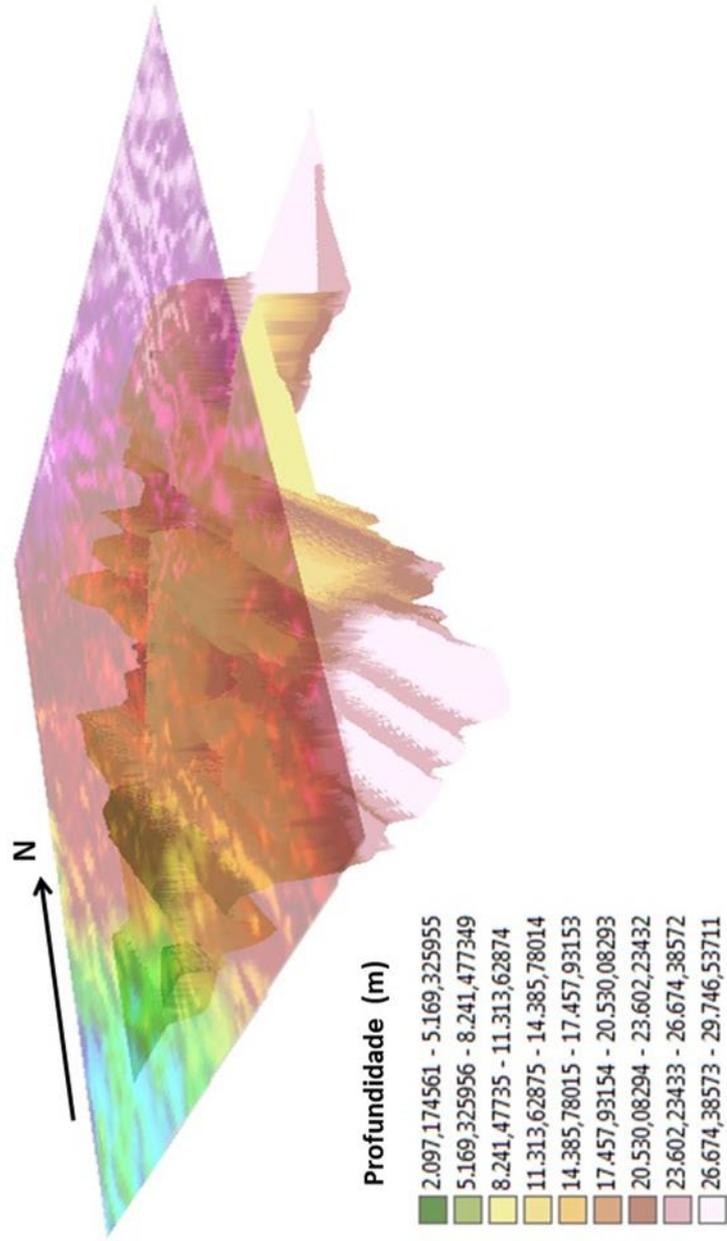
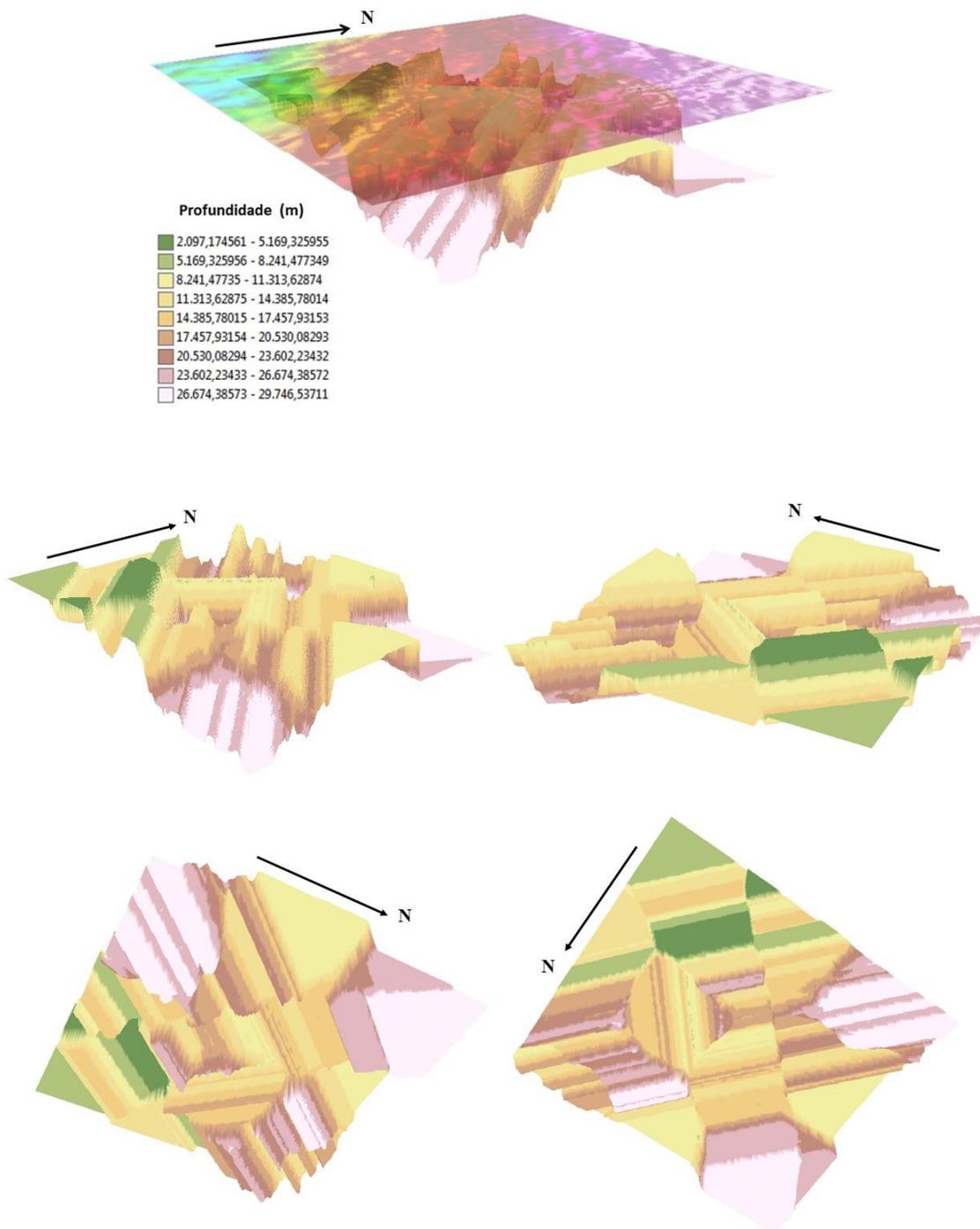


Figura 4.15 - Imageamento 3D gerado a partir dos perfis indicados na figura 4.9.



**Figura 4.16** - Visualização 3D das anomalias do mapa gravimétrico Bouguer, gerada pela interpolação de dados obtidos pelas deconvoluções realizadas sobre as linhas sísmicas.

# CAPÍTULO 5

## ANÁLISE SÍSMICA

---

Neste capítulo apresentam-se os resultados da interpretação das linhas sísmicas, localizadas no Cone do Amazonas, bem como os mapas temáticos sísmicos gerados.

### 5.1 BANCO DE DADOS SÍSMICOS

Os dados sísmicos utilizados nesse estudo foram levantados e processados pela Petrobrás e pertencem à Agência Nacional do Petróleo (ANP), os quais foram disponibilizados pelo ofício nº 170/SDT (em anexo).

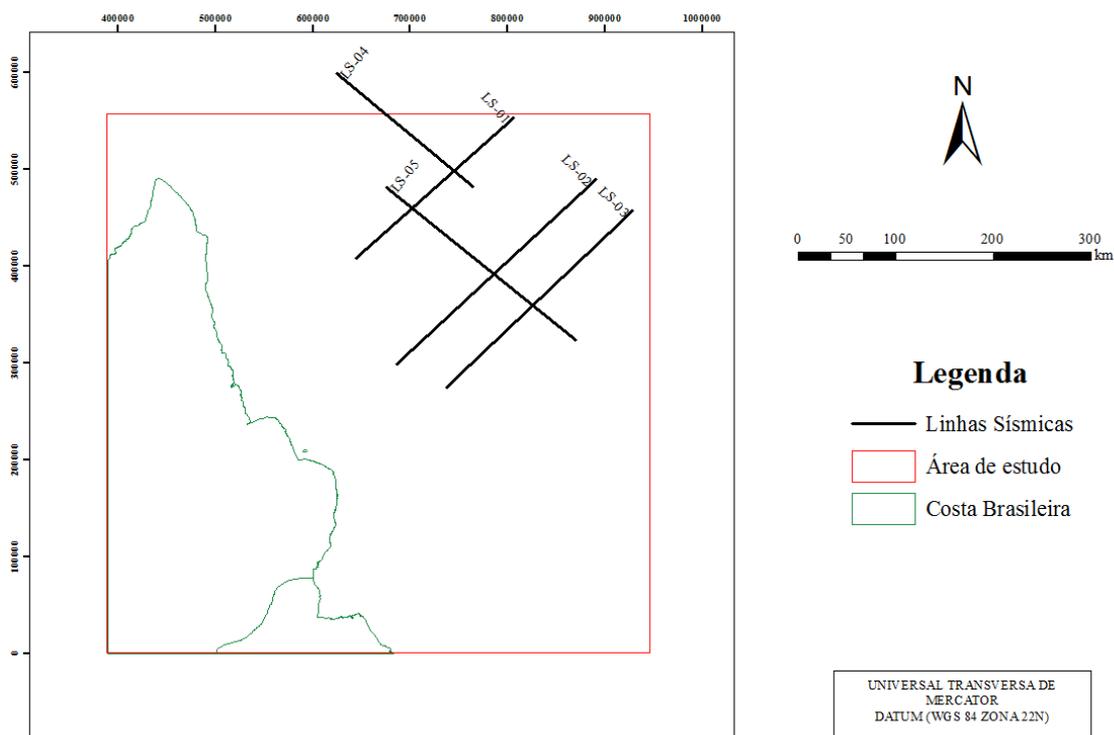
Foram utilizadas cinco linhas sísmicas no estudo, três linhas *dip* (LS-01, LS-02 e LS-03) e duas *strike* (LS-04 e LS-05), localizadas conforme a Figura 5.1 na região conhecida como Cone do Amazonas.

As linhas se encontram no formato SEG-Y e alcançam informações até 12 segundos (td: tempo duplo). Dessa forma, o embasamento acústico e toda a sequência deposicional do Cone do Amazonas são amostrados.

A interpretação dos dados foi realizada com o auxílio do *software The KINGDOM Software* (versão 8.3), com o qual foi possível mapear os refletores e estruturas de cada linha sísmica, com a posterior confecção de mapas temáticos no *software Oasis Montaj* (versão 8.3).

### 5.2 METODOLOGIA

A interpretação dos dados sísmicos foi feita em quatro fases. Inicialmente o banco de dados SEG-Y foi importado no *software* e calibrado com os poços mais próximos às linhas sísmicas. Em seguida, com base nos perfis elétricos foram definidos os limites de sequências, os quais foram mapeados nas cinco linhas. Posteriormente, foi realizado o mapeamento das principais estruturas na porção superior ao Mioceno, como as falhas normais sintéticas e antitéticas e as falhas reversas. Por fim, foram gerados mapas temáticos resultantes do mapeamento dos refletores e estruturas.



**Figura 5.1** - Mapa com a localização das linhas sísmicas utilizadas neste estudo em relação a costa brasileira (com auxílio dos dados de Neto *et al.* 2013).

### 5.3 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

#### 5.3.1 Mapeamento dos principais refletores

Como as seções sísmicas possuem informações de até 12 segundos (td), como mostra a Figura 5.2, e com as mesmas amarradas aos poços, foi possível mapear seis refletores principais. São eles: crosta continental, crosta transicional, crosta oceânica, intrusões ígneas, topo do Mioceno e fundo do mar, os quais estão apresentados na Figura 5.3. Esses refletores são de grande importância, pois com eles foi possível gerar mapas temáticos utilizados nas discussões e interpretações dos resultados.

O topo do embasamento acústico corresponde ao topo das crostas oceânica, transicional e continental.

A crosta continental amostrada nas seções sísmicas corresponde ao topo do embasamento cristalino. Seus refletores apresentam resolução muito baixa, já que há perda de transmissividade dentro da crosta e não é possível identificar padrões geométricos.

A crosta transicional foi demarcada com o auxílio de dados gravimétricos, já que por apresentar composição diferenciada exibe uma resposta gravimétrica diferente das da crosta continental e oceânica.

A crosta oceânica foi diferenciada das camadas sedimentares subjacentes devido às características das sismofácies. Uma vez que na crosta os refletores se encontram caóticos, diferentemente da cobertura sedimentar, que apresenta refletores subparalelos/paralelos.

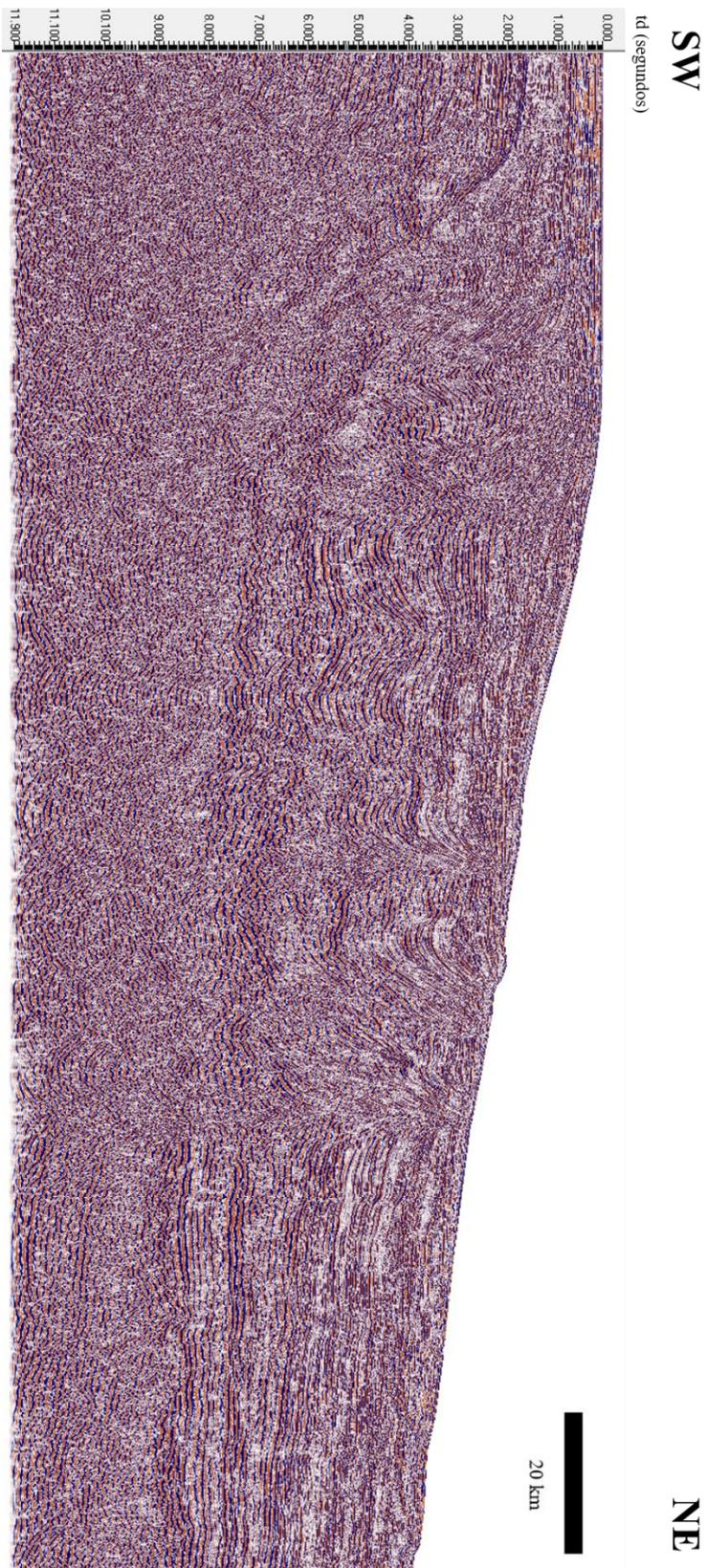
Nas linhas sísmicas *dip* foi identificada uma interrupção na continuidade de refletores em determinados locais. Essas interrupções ocorriam ao longo de quase toda continuidade vertical das seções, com geometria alongada. Essa feição foi interpretada como sendo intrusões de rochas ígneas.

No Mioceno ocorreu uma grande mudança na sedimentação da Bacia da Foz do Amazonas, que passou a ter uma taxa de deposição dos sedimentos muito maior (itens 2.3.2.4 e 2.5). Dessa forma, o mapeamento do topo deste refletor é de extrema importância, visto que ele mostra uma grande variação fisiográfica presente na região, o Cone do Amazonas, o qual se formou devido à grande quantidade de sedimentos terrígenos depositados em um curto período de tempo, provocando o descolamento das estruturas e formação de uma tectônica diferenciada. Uma das principais características desse refletor é a variação de profundidade causada pela alta taxa de sedimentação.

O fundo do mar é a interface entre a coluna d'água e os sedimentos, dessa forma, corresponde ao primeiro refletor no topo das seções sísmicas.

### **5.3.2 Mapeamento das principais estruturas**

Diversas estruturas foram observadas nas seções sísmicas correspondentes às três linhas sísmicas em *dip*, principalmente na porção superior ao Mioceno. Dentre as estruturas mapeadas é possível citar: falhas sintéticas, antitéticas e de empurrão. As Figuras 5.4, 5.5 e 5.6 correspondem a quadros da seção sísmica LS-01 e nelas é possível observar com maior detalhe as estruturas presentes na bacia. Vale ressaltar que as falhas sintéticas e antitéticas ocorrem em dois núcleos, como mostra a Figura 5.7. Além disso, ocorrem diápiros de argila associados às falhas de empurrão (Figura 5.8).



**Figura 5.2 - LS-01 sem interpretação.**

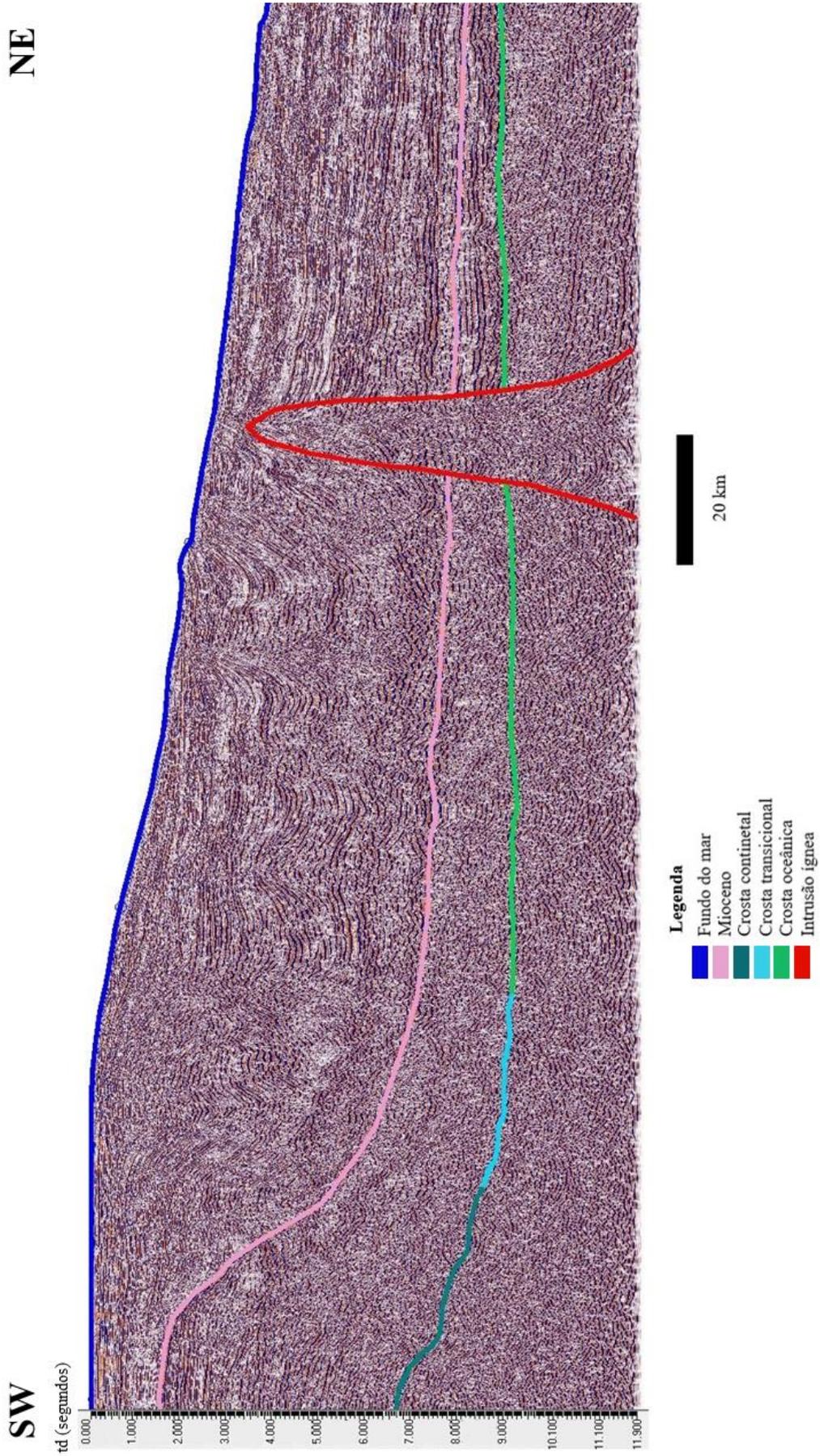
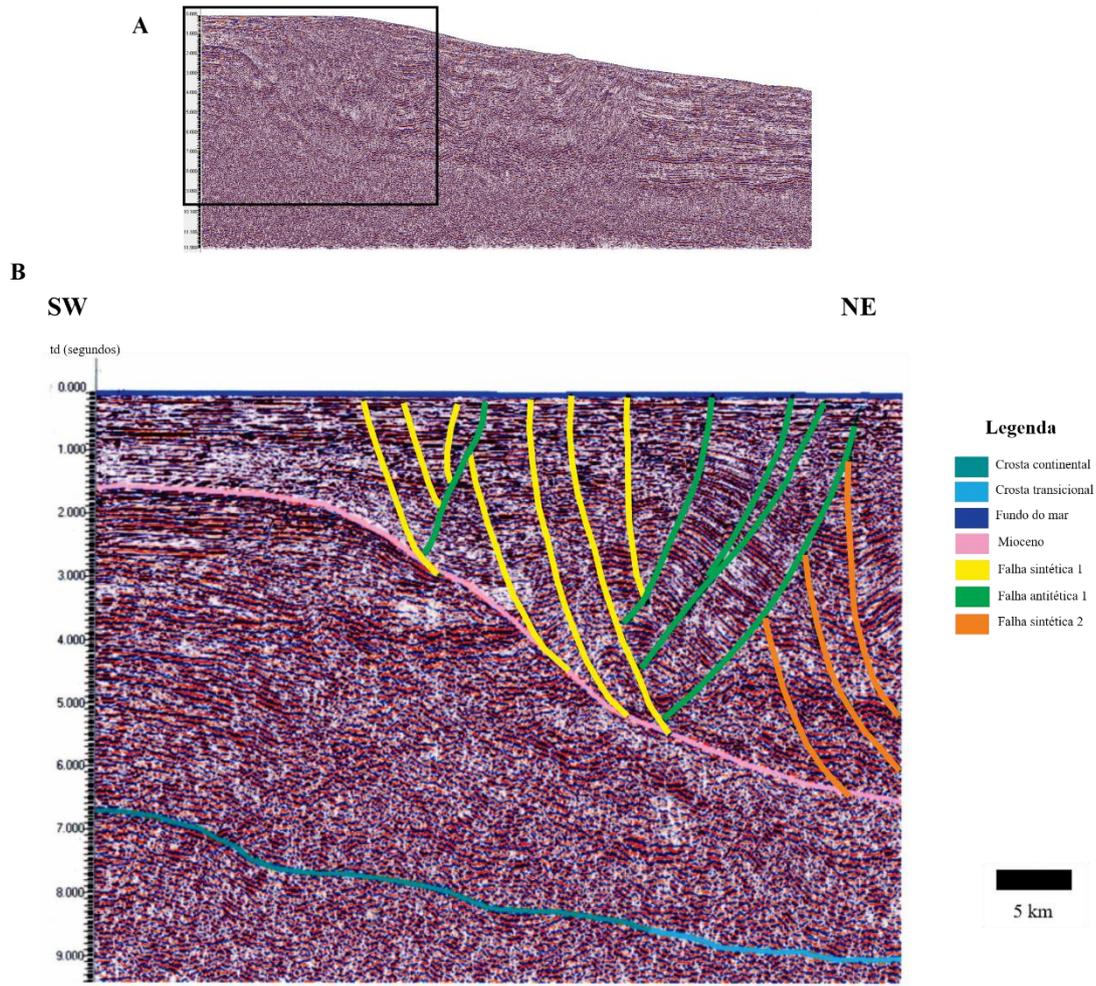
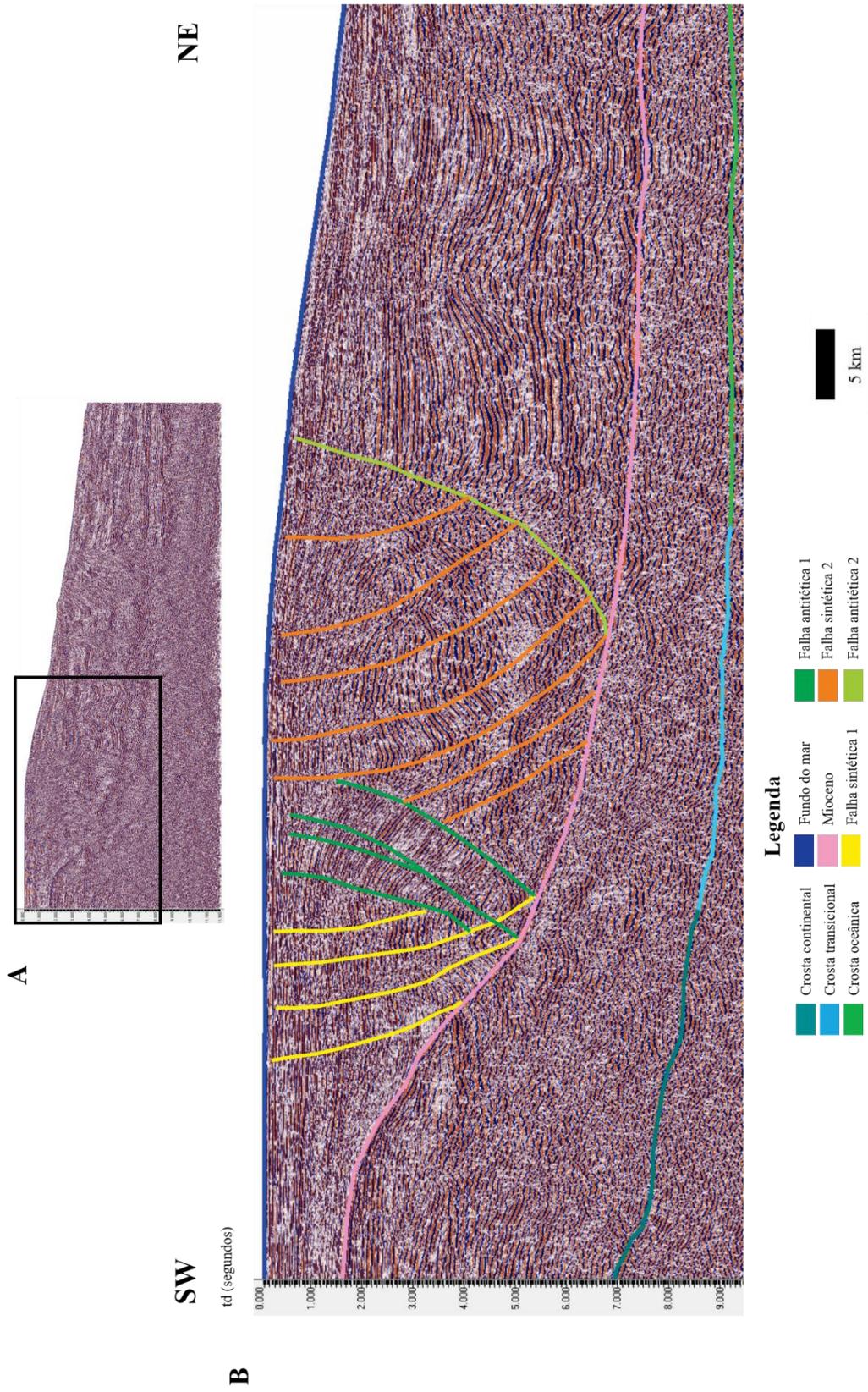


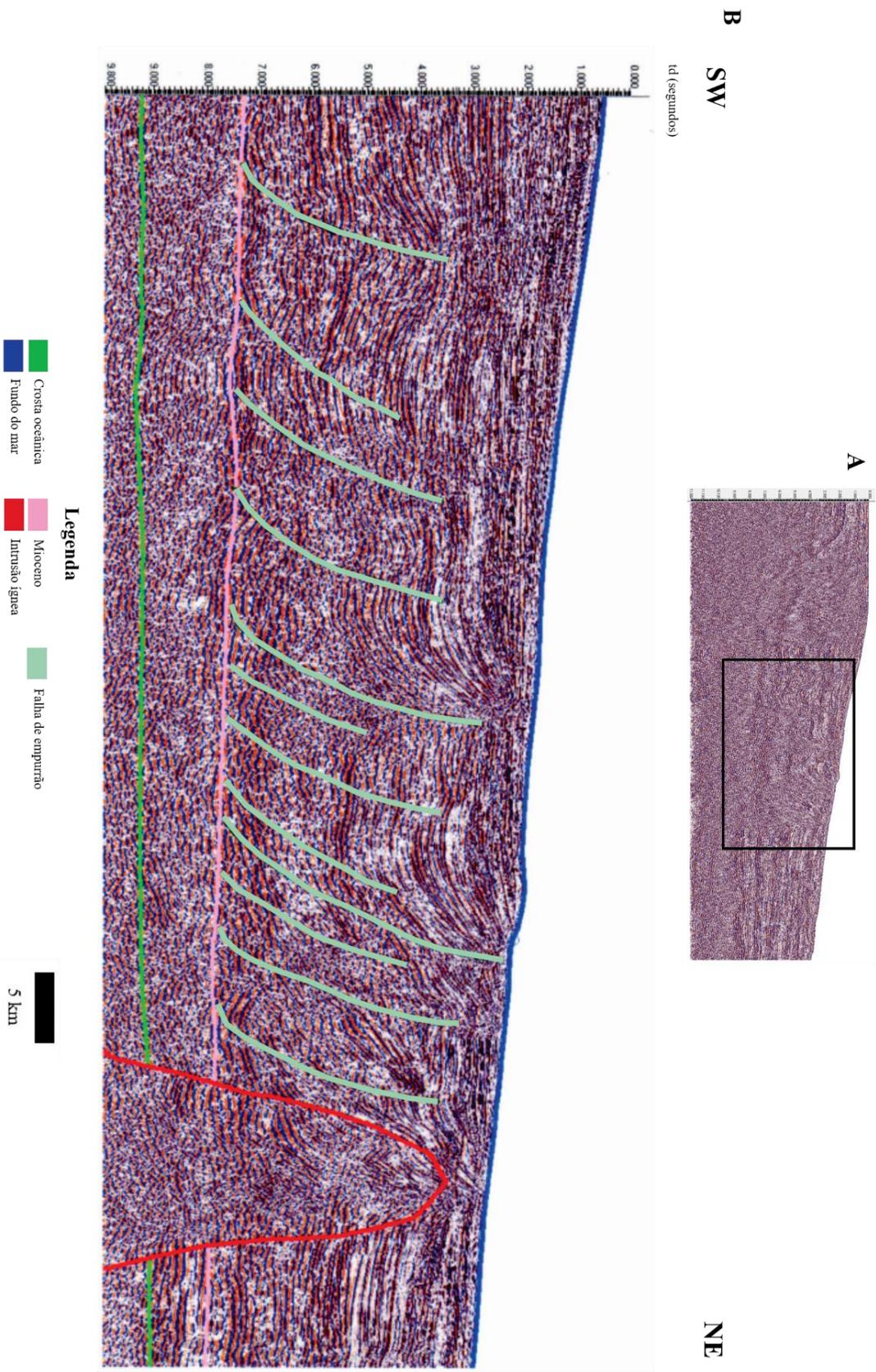
Figura 5.3 – Principais refletores mapeados na seção sísmica LS-01.



**Figura 5.4 - A)** Seção sísmica da linha LS-01; **B)** Falhas sintéticas e antitéticas do núcleo 1 e falhas sintéticas do núcleo 2 localizados no quadrado da seção sísmica LS-01, mostrado na Figura 5.4A.



**Figura 5.5 - A)** Seção sísmica da linha LS-01; Falhas sintéticas e antitéticas dos núcleos 1 e 2 localizados no quadrado da seção sísmica LS-01, mostrado na Figura 5.5A.



**Figura 5.6 - A)** Seção sísmica da linha LS-01; **B)** Falhas de empurrão localizadas no quadrado da seção sísmica LS-01, mostrado na Figura 5.6A.

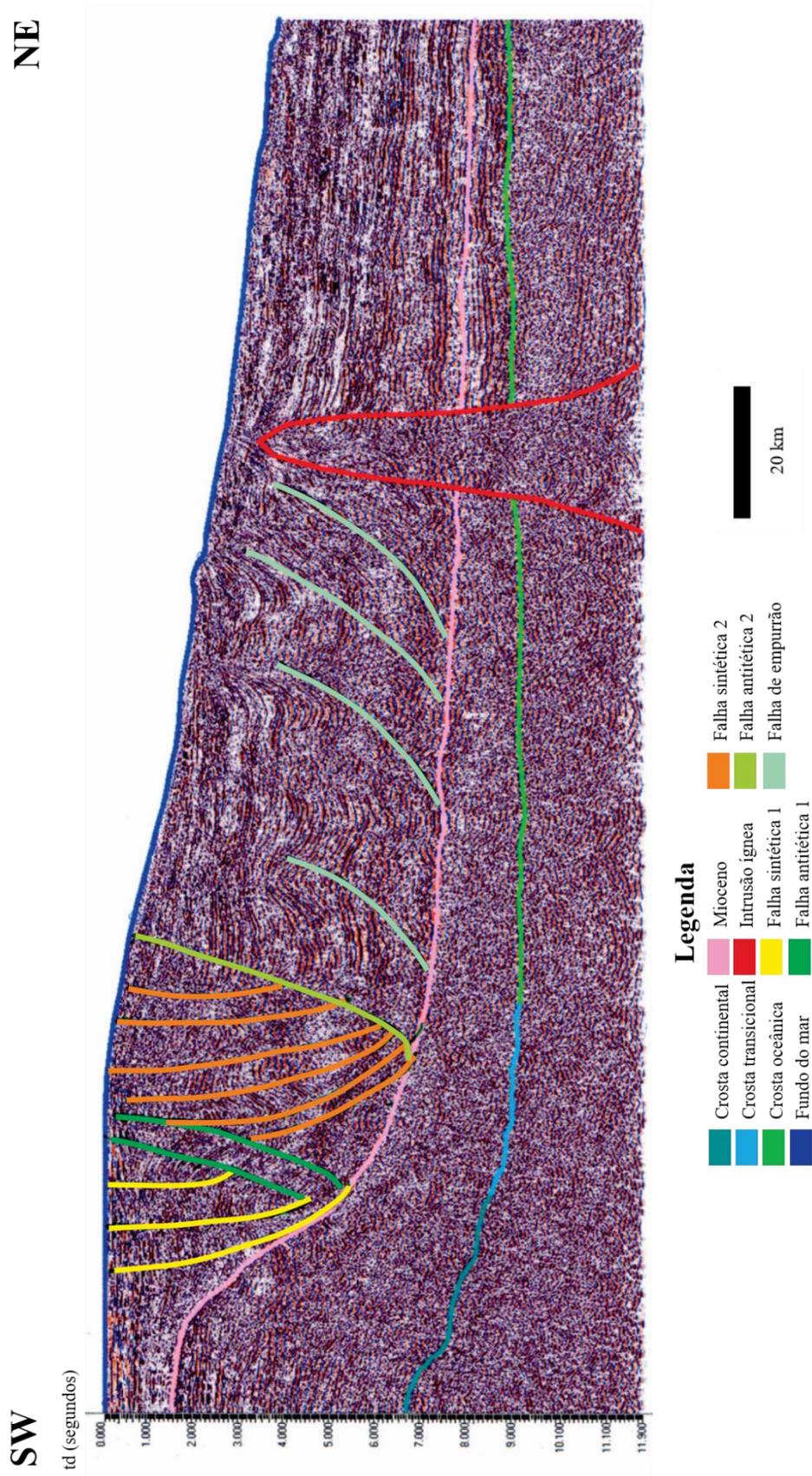
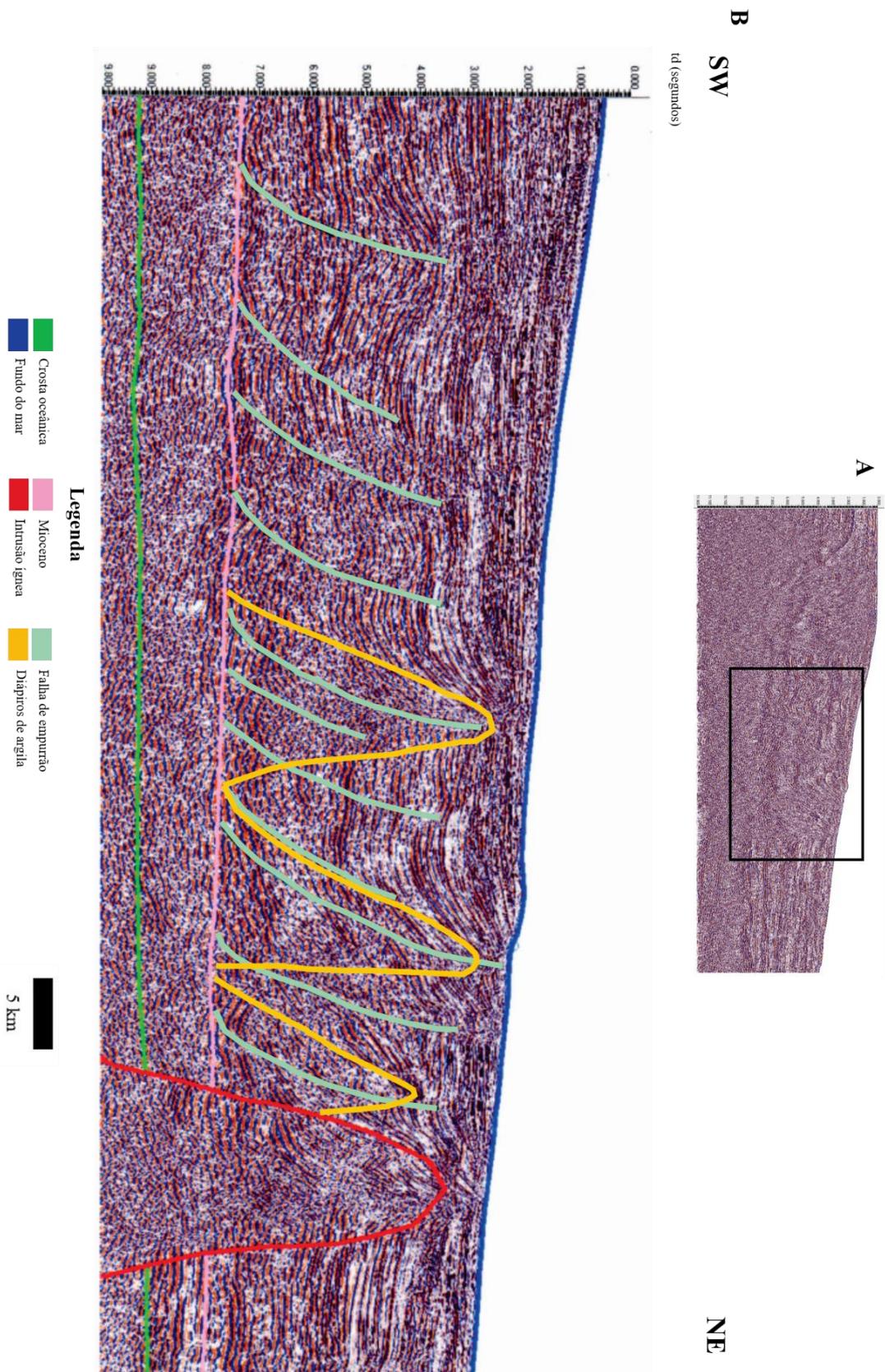


Figura 5.7 - Núcleos de falha (seção sísmica LS-01).



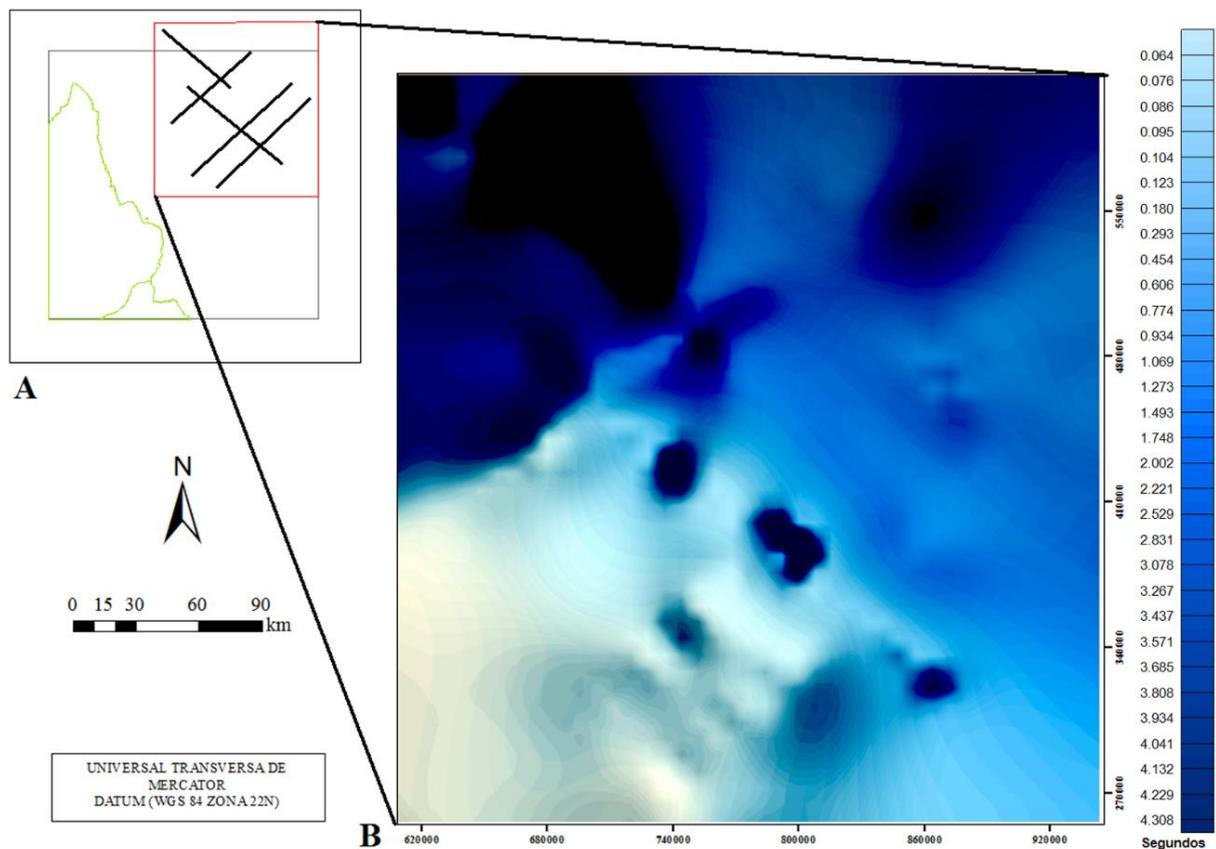
**Figura 5.8 - A)** Seção sísmica da linha LS-01; **B)** Diápiros de argila localizados no quadrado da seção sísmica LS-01, mostrado na Figura 5.8.A.

### 5.3.3 Geração de mapas temáticos sísmicos

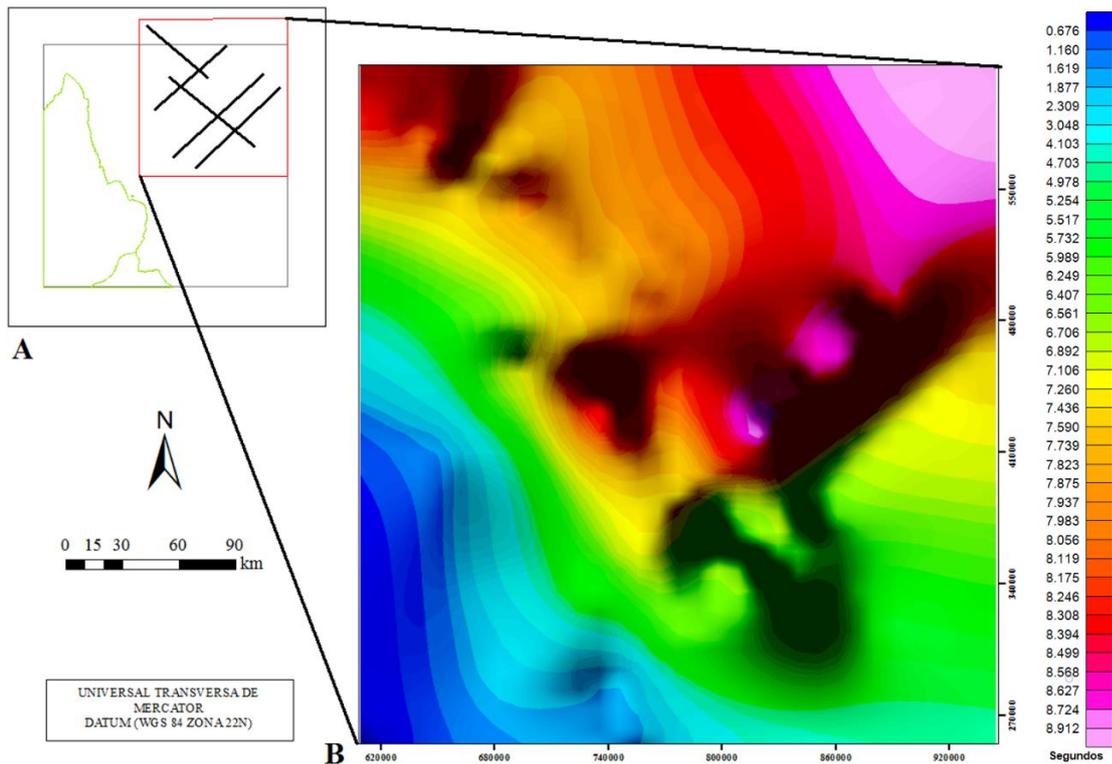
A partir dos refletores e estruturas mapeadas foram gerados seis mapas temáticos na região em que as linhas sísmicas estão localizadas, interpolados pelo método de *krigagem*. Vale ressaltar que há uma alta frequência nos mapas, resultante de uma maior quantidade de informações sobre as cinco linhas sísmicas.

Com o refletor do fundo do mar foi feito um mapa batimétrico da área (Figura 5.9) e com o refletor correspondente ao Mioceno foi feito um mapa com a localização da profundidade em que se encontram os sedimentos desse período, em função do tempo (Figura 5.10). Utilizando uma ferramenta de cálculo foi feito um mapa que representa toda a espessura de sedimentos entre o fundo do mar e o Mioceno (Figura 5.11).

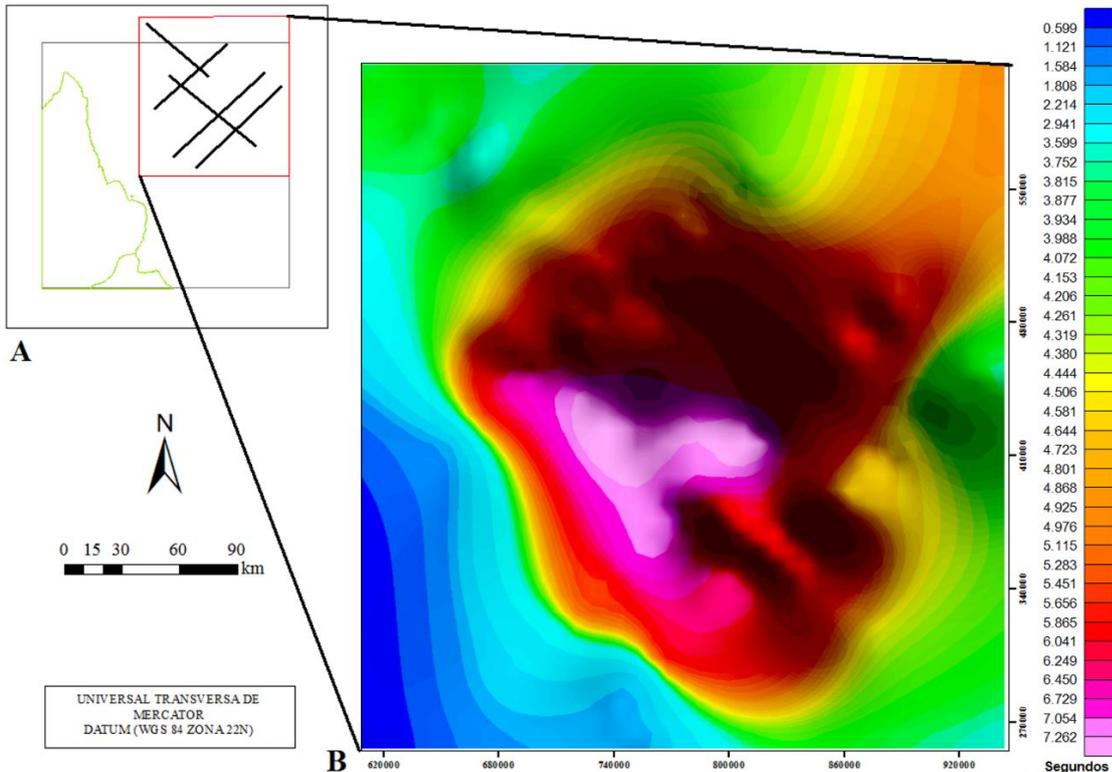
A partir dos refletores correspondentes às crostas continental, transicional e oceânica, foi gerado o mapa do topo do embasamento acústico (Figura 5.12). Já o mapa de espessura sedimentar corresponde à espessura de sedimentos entre o fundo do mar e o topo do embasamento (Figura 5.13).



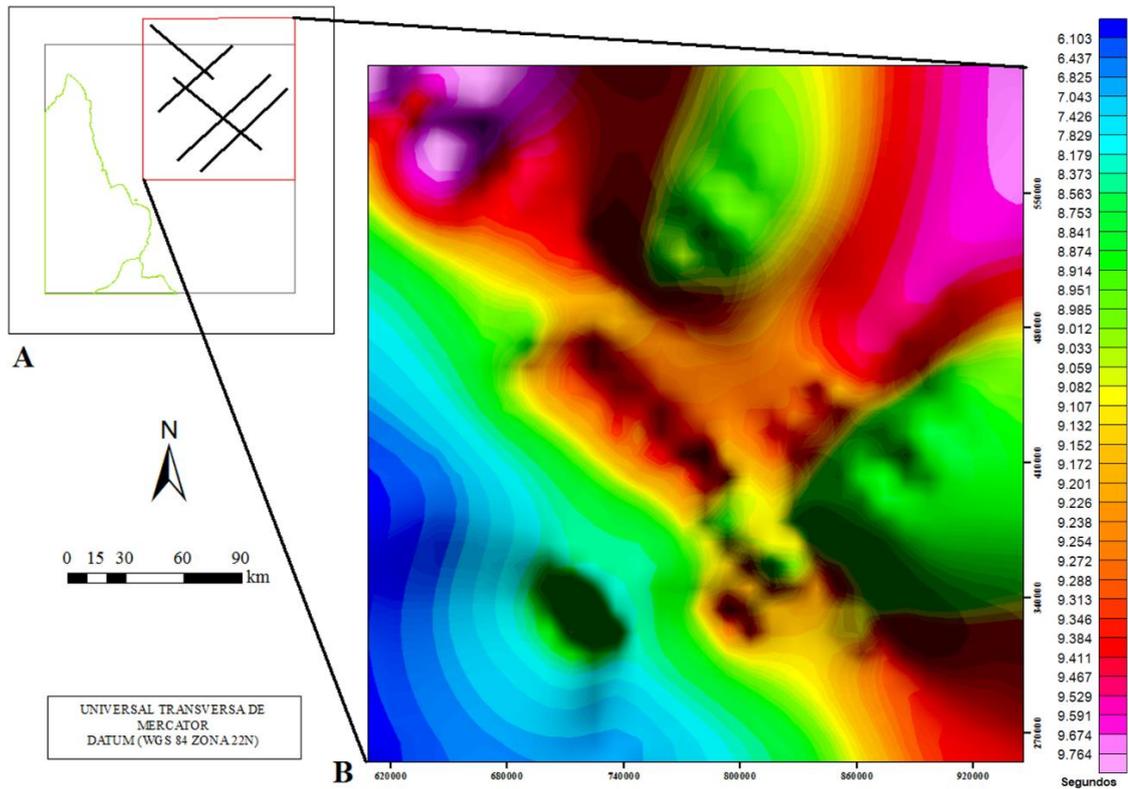
**Figura 5.9 - A)** Localização do mapa B em relação a costa brasileira (com auxílio dos dados de Neto *et al.* 2013); **B)** Mapa batimétrico em função do tempo, gerado a partir da interpolação dos dados sísmicos.



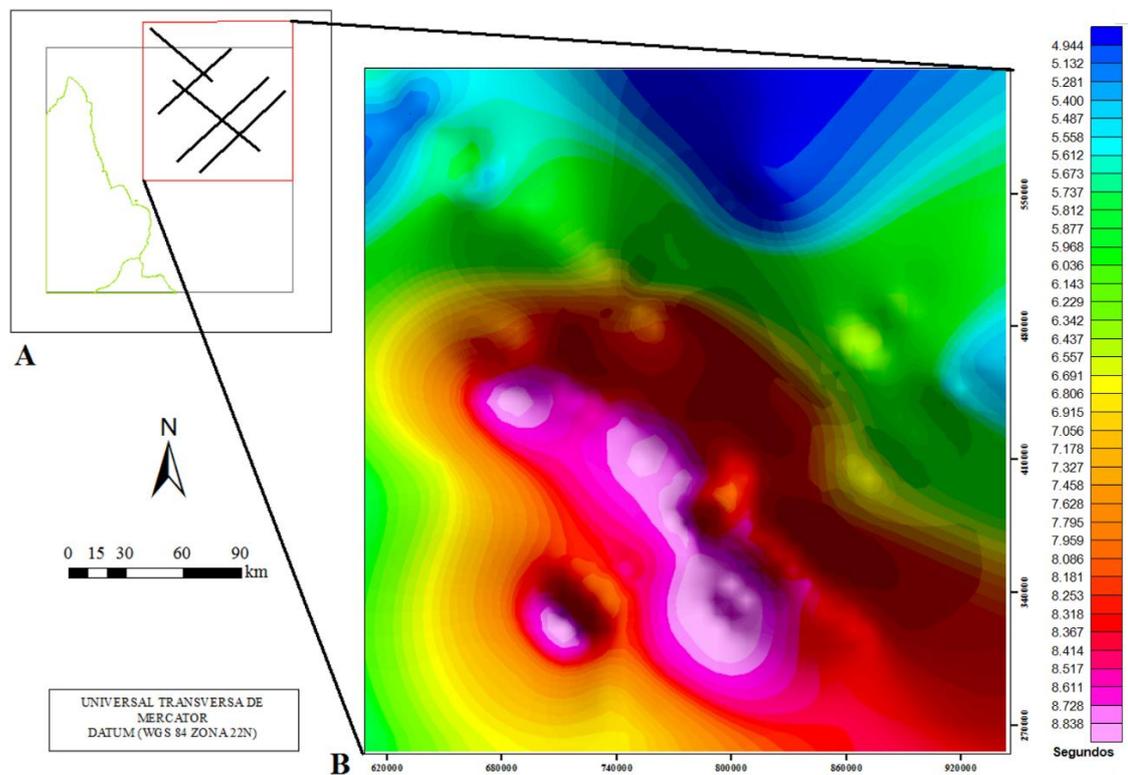
**Figura 5.10 - A)** Localização do mapa B em relação a costa brasileira (com auxílio dos dados de Neto *et al.* 2013); **B)** Mapa com a profundidade dos sedimentos do Mioceno, gerado pela interpolação dos dados sísmicos.



**Figura 5.11 - A)** Localização do mapa B em relação a costa brasileira (com auxílio dos dados de Neto *et al.* 2013); **B)** Mapa com a espessura de sedimentos entre o fundo do mar e o Mioceno, gerado a partir da interpolação dos dados sísmicos.

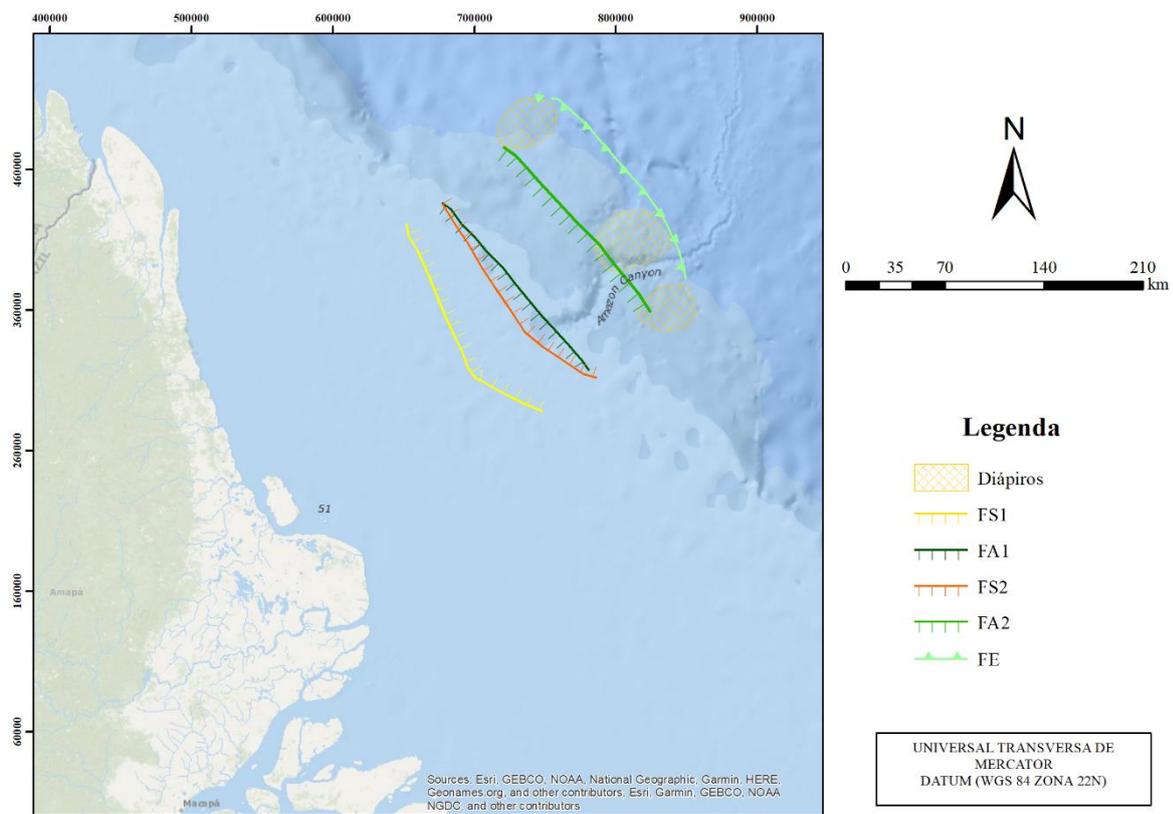


**Figura 5.12 - A)** Localização do mapa B em relação a costa brasileira (com auxílio dos dados de Neto *et al.* 2013); **B)** Mapa do topo do embasamento acústico, gerado a partir da interpolação dos dados sísmicos.



**Figura 5.13 - A)** Localização do mapa B em relação a costa brasileira (com auxílio dos dados de Neto *et al.* 2013); **B)** Mapa de espessura sedimentar entre o fundo do mar o topo do embasamento, gerado a partir da interpolação dos dados sísmicos.

O mapeamento de falhas e diápiros de argila nas seções permite que essas estruturas sejam mapeadas na superfície. Como resultado foi gerado um mapa estrutural da região do Cone do Amazonas, que também inclui a localização dos diápiros (Figura 5.14).



**Figura 5.14** - Mapa estrutural do Cone do Amazonas sobre o *basemap* "The Oceans" do ArcGIS, onde FS1 e FS2 representam as falhas sintéticas dos núcleos 1 e 2, FA1 e FA2 representam as falhas antitéticas dos núcleos 1 e 2 e FE representa as falhas de empurrão.

Neste capítulo apresenta-se a discussão da interpretação e integração das análises qualitativa e quantitativa realizadas para os métodos geofísicos. Dessa forma, além da interpretação de diferentes feições observadas nos mapas gravimétricos e a comparação dos mesmos com os mapas temáticos sísmicos, também se realizou a comparação entre as seções sísmicas e os perfis de Deconvolução de Euler e o cálculo da profundidade da bacia de acordo com os mapas temáticos sísmicos.

### 6.1 INTERPRETAÇÃO DOS MAPAS GRAVIMÉTRICOS E INTEGRAÇÃO COM OS MAPAS TEMÁTICOS SÍSMICOS

Analisando o mapa *Free-Air* em que foram delimitadas as fácies gravimétricas (Figura 4.2), percebe-se pelo menos dois domínios com geometria e densidade diferenciados na porção *offshore* da bacia (Figura 6.1). O primeiro está localizado na porção nordeste da imagem, com geometria circular e aumento de densidade da borda para o centro, o que a caracteriza como uma anomalia 3D. O segundo domínio corresponde à faixa de direção NW-SE que intercepta a região nordeste do mapa e, por ter característica alongada, é uma anomalia 2D.

No mapa temático de espessura de sedimentos entre o topo do Mioceno e o fundo do mar (Figura 5.10) observa-se que há feição com geometria arredondada e que quando comparada com o mapa *Free-Air* está na mesma região do Domínio 1 (Figura 6.2).

Essa região coincide com o Cone do Amazonas, local onde durante o Mioceno ocorreu um aumento significativo da taxa de sedimentação da bacia, provocando um grande espessamento na mesma. Associada à subsidência ocorreu o soerguimento do manto, para que o equilíbrio isostático fosse atingido. Como a densidade do manto é bem maior que a dos sedimentos a resposta gravimétrica é uma anomalia positiva.

Observa-se também na Figura 6.2 que apesar desse domínio possuir geometria arredondada nos dois mapas, a mesma não é coincidente. Isso ocorre, pois cada método possui banco de dados com quantidade de informações diferentes e os métodos de interpolação não foram os mesmos. Entretanto, a parte central com maior densidade no mapa A e com maior espessura no mapa B são praticamente coincidentes.

O Domínio 2 (Figura 6.1) corresponde à crosta transicional. Ela não é tão evidente na região do primeiro domínio, pois o soerguimento do manto provoca uma resposta gravimétrica mais alta.

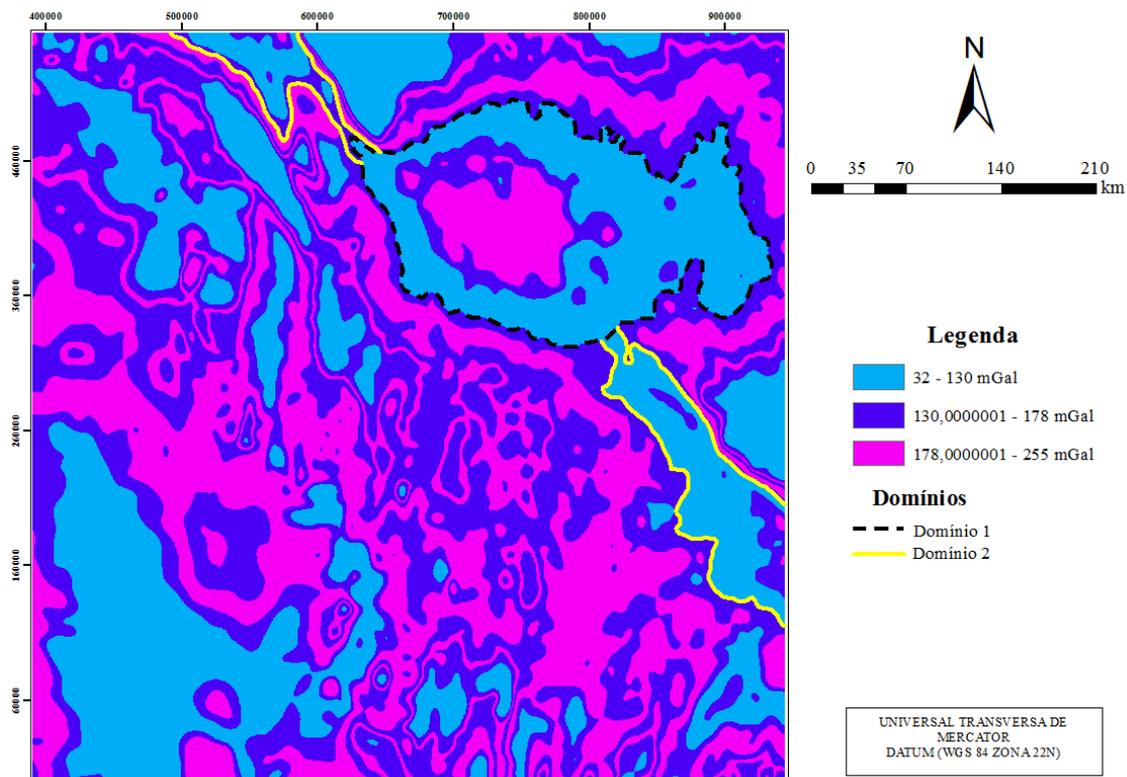


Figura 6.1 - Mapa Free-Air com as fácies gravimétricas e os domínios delimitados.

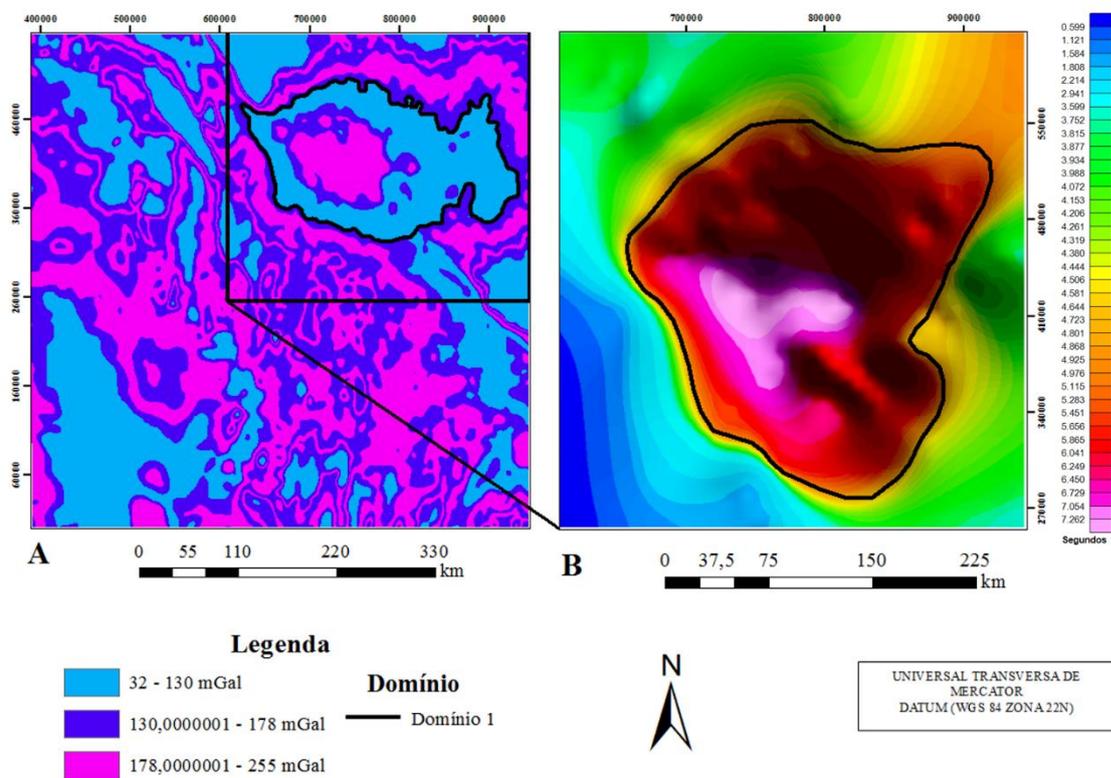
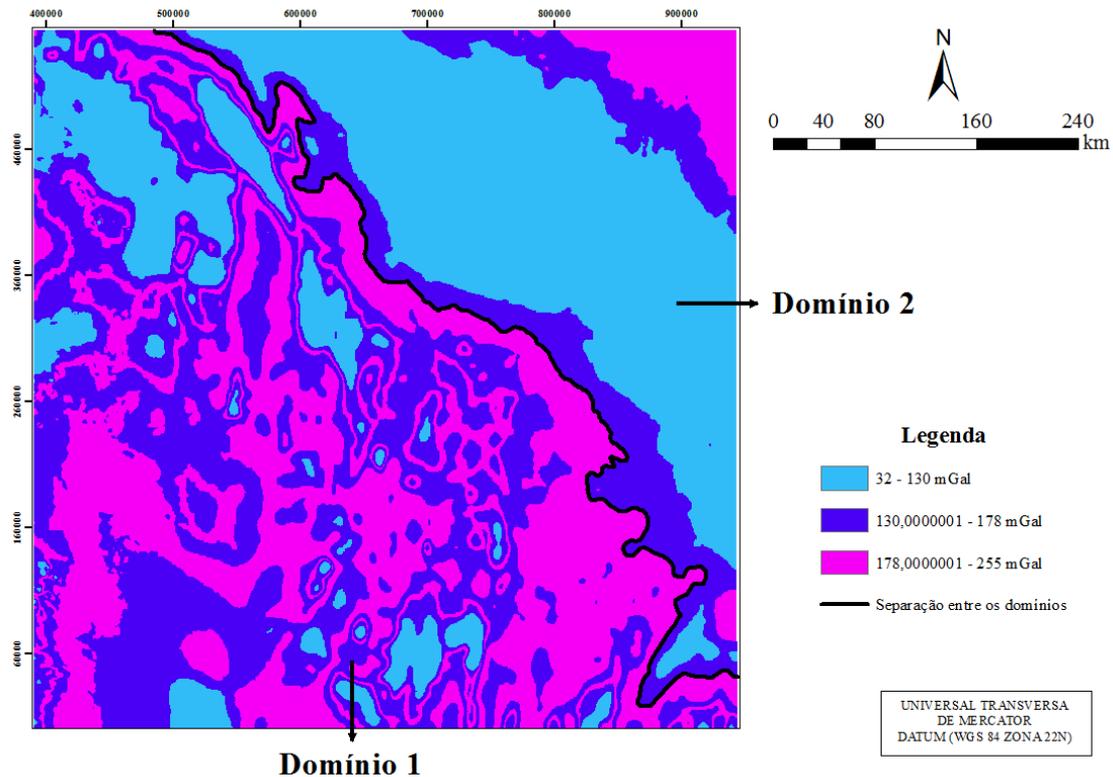


Figura 6.2 - A) Mapa Free-Air com delimitação do Domínio 1; B) Mapa de espessura de sedimentos entre o fundo do mar e o topo do Mioceno com o Domínio 1 delimitado.

Analisando a delimitação das fácies gravimétricas do mapa Bouguer (Figura 4.3) observa-se a separação de dois grandes domínios (Figura 6.3). O primeiro está localizado na região sudoeste, apresenta uma grande variedade de densidade e está relacionado com a presença da crosta continental. Já o segundo localiza-se na porção nordeste da área de estudo, possuindo as três fácies gravimétricas bem delimitadas. Essa região corresponde às crostas transicional e oceânica.



**Figura 6.3** – Mapa Bouguer com a delimitação de domínios.

Como dito no capítulo anterior, grande parte dos lineamentos traçados sobre o mapa Bouguer (Figura 4.4) apresenta direção preferencial N-S. Entretanto, vale ressaltar que na região oeste da imagem há muitos lineamentos com comprimento relativamente pequeno e direção preferencial E-W, localizados na porção continental da área de estudo e podem estar relacionados à tectônica oceânica. Além disso, há um conjunto de lineamentos longos com direção NW-SE, em uma faixa na região nordeste da imagem justamente onde ocorre um aumento considerável de densidade. Esses lineamentos, apresentam inclusive certa continuidade e podem ser relacionados à presença da crosta transicional na área de estudo (Figura 6.4).

Também foi gerado um mapa batimétrico em metros (Figura 6.5), a partir do mapa batimétrico em função do tempo (Figura 4.8). Como a água é um meio homogêneo e isotrópico foi considerada uma velocidade constante de propagação da onda de  $1.500 \text{ m s}^{-1}$  (Tabela 3.3).

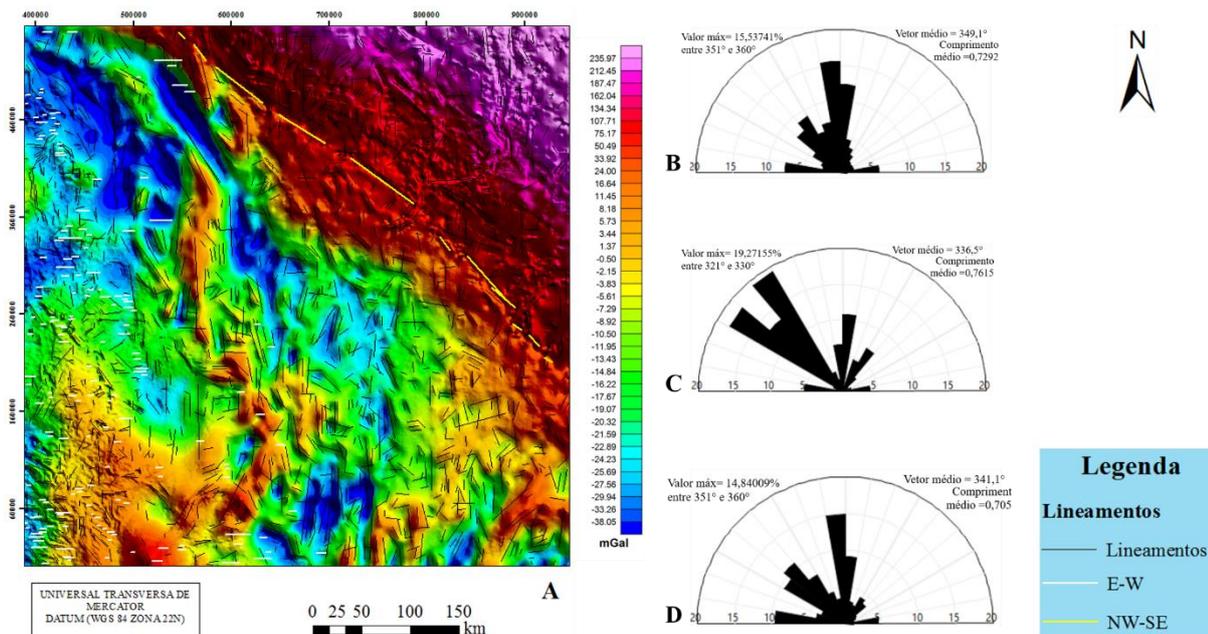


Figura 6.4 – A) Mapa Bouguer com lineamentos, sendo os lineamentos com direção E-W e NW-SE em maior destaque; B) Roseta com direção preferencial de todos os lineamentos na crosta continental; C) Roseta com direção preferencial dos lineamentos na crosta transicional; D) Roseta com direção preferencial dos lineamentos na crosta oceânica.

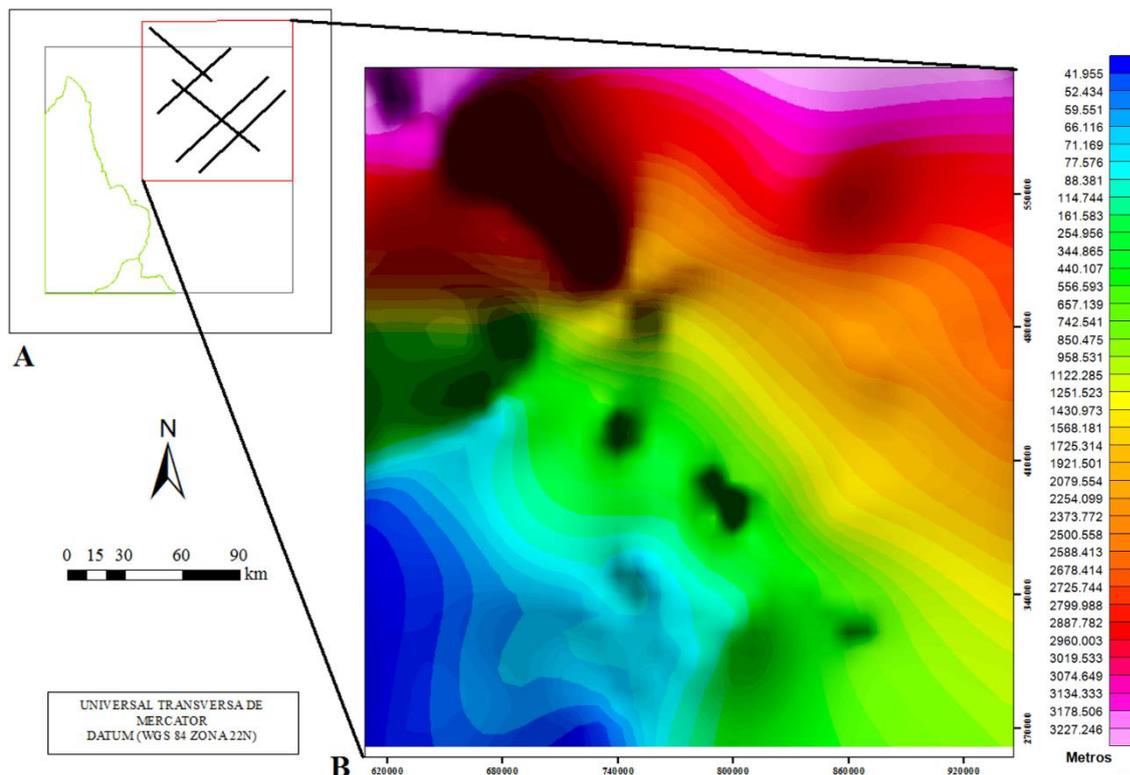
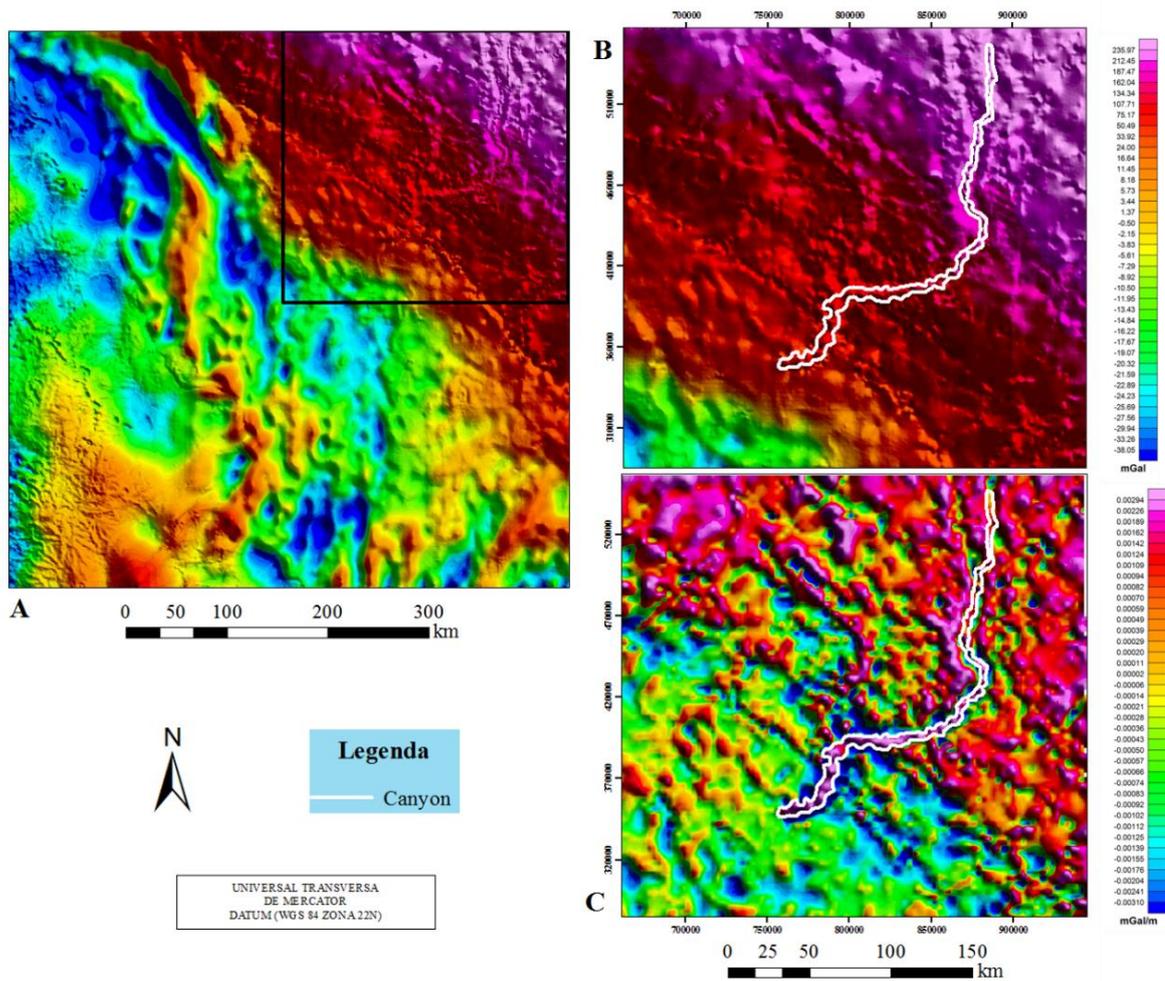


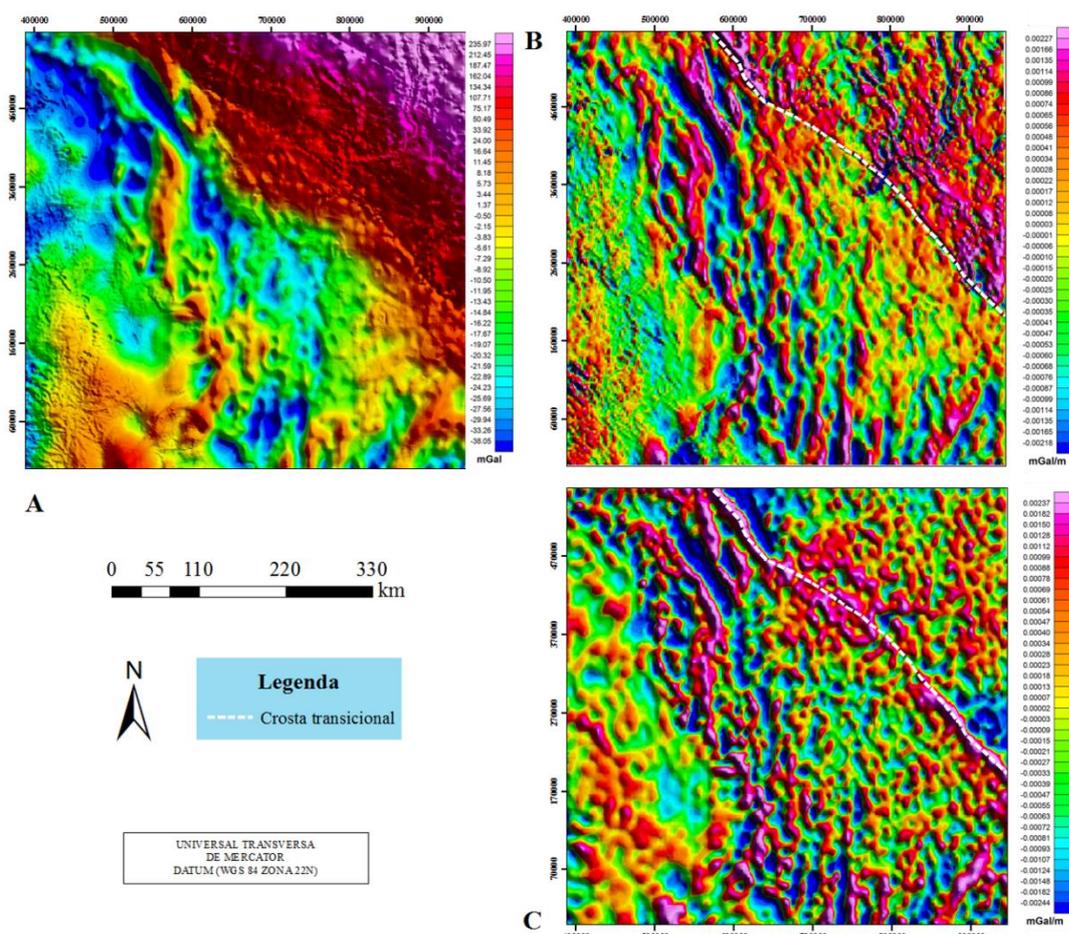
Figura 6.5 - A) Localização da região onde o mapa foi confeccionado em relação a costa brasileira (com auxílio dos dados de Neto *et al.* 2013); B) Mapa batimétrico do Cone do Amazonas.

Além disso, no mapa Bouguer é possível observar uma feição aproximada SW-NE na porção nordeste do mapa. A qual fica ainda mais evidente quando utilizado o filtro de gradiente vertical (DZ) que evidencia fontes rasas, como mostra a Figura 6.6. Devido à sua localização e geometria essa feição foi interpretada como sendo o *canyon* formado a partir do canal do rio Amazonas.

Nos mapas Bouguer, Bouguer com filtro de derivada horizontal em x (DX) e Free-Air com filtro de gradiente vertical (DZ) há uma feição em comum que corresponde à crosta transicional, como mostra a Figura 6.7.



**Figura 6.6** – A) Mapa Bouguer da área de estudo; B) Mapa Bouguer com a delimitação do *canyon* do rio Amazonas, localizada no quadrado da Figura 6.6A; C) Mapa Bouguer com derivada em z com a delimitação do *canyon* do rio Amazonas, localizada no quadrado da Figura 6.6A

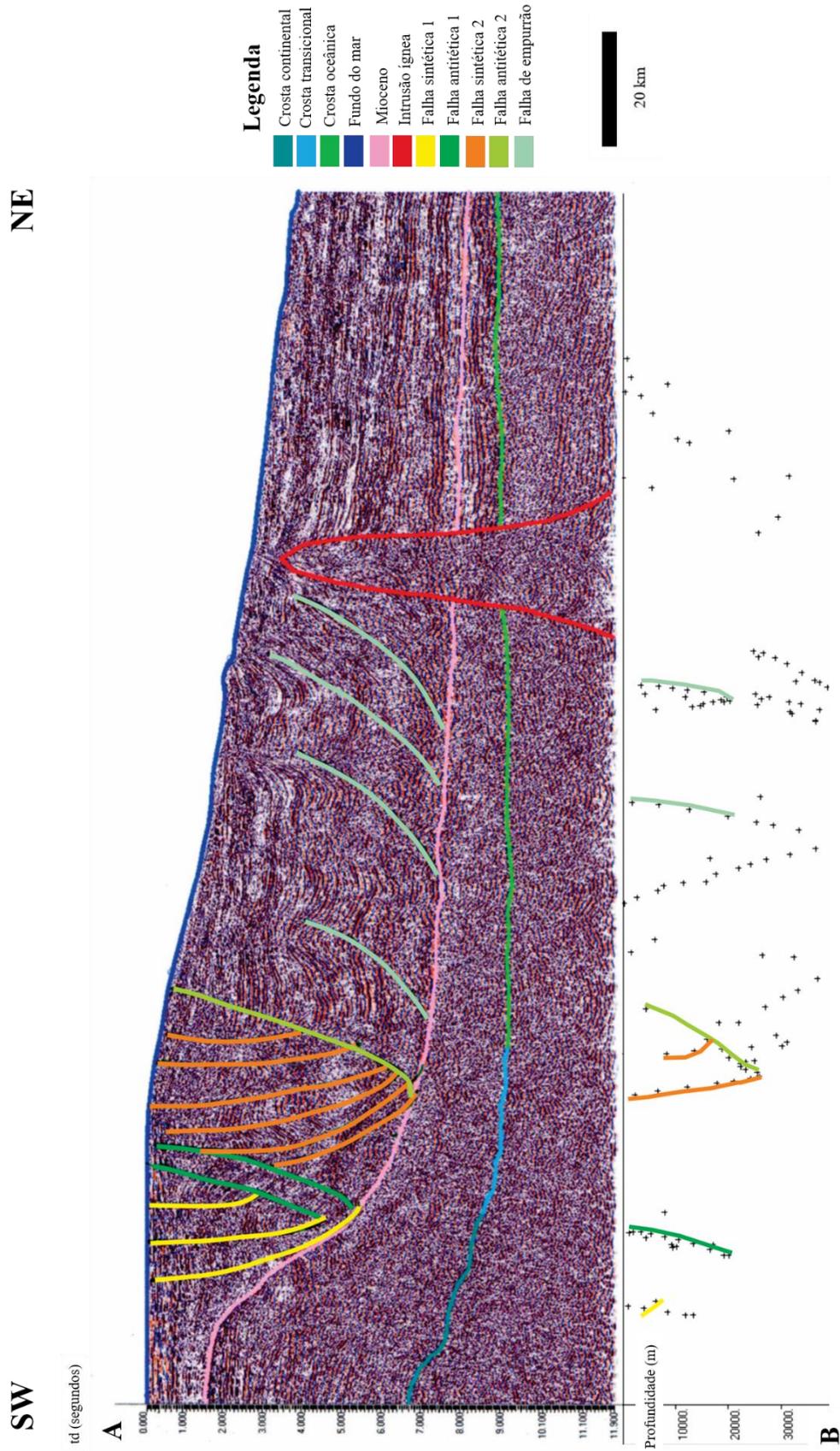


**Figura 6.7** – A) Mapa Bouguer da área de estudo; B) Mapa Bouguer com derivada em x, com a delimitação da crosta transicional; C) Mapa Free-Air com derivada em z com a delimitação da crosta transicional.

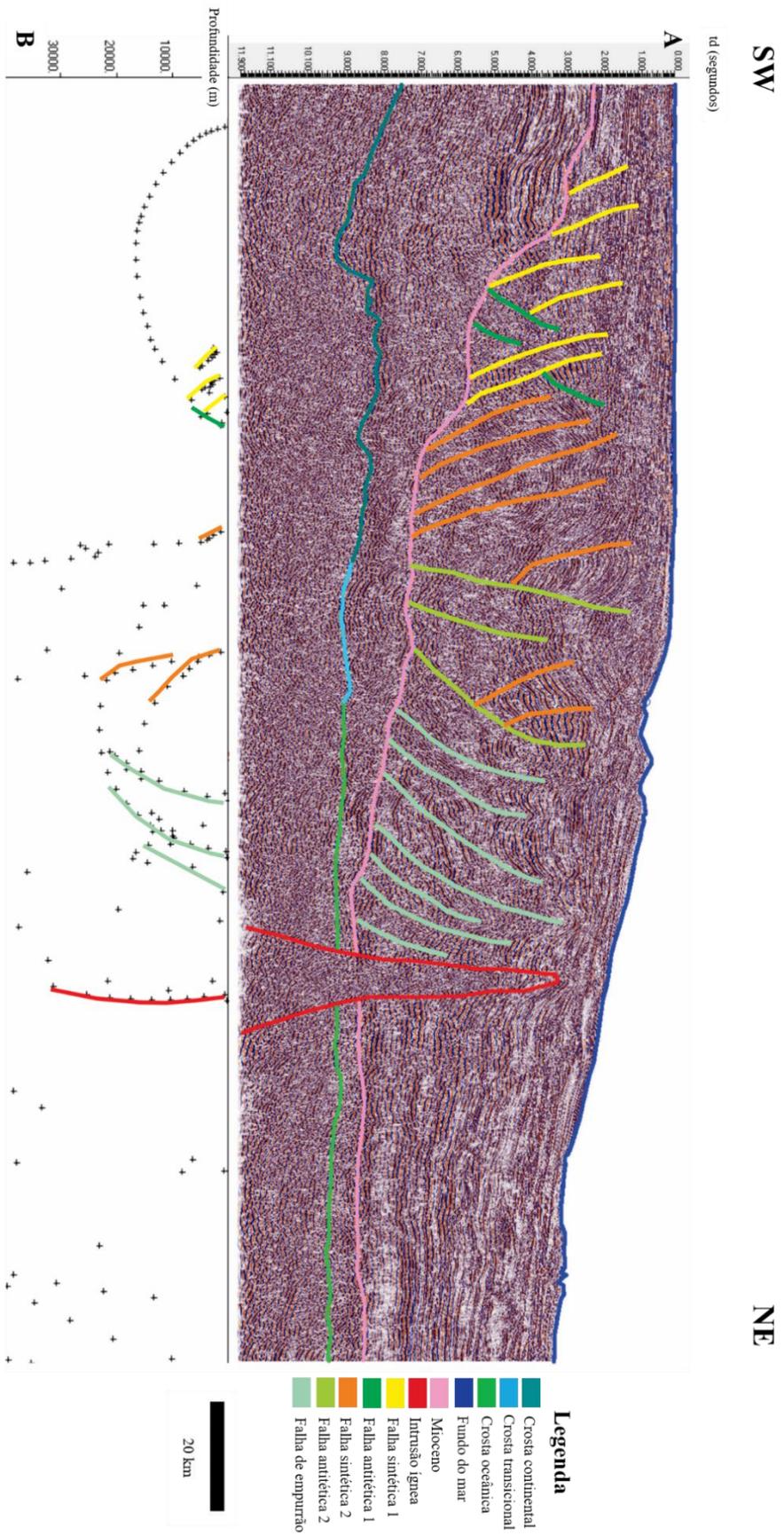
## 6.2 COMPARAÇÃO ENTRE AS SEÇÕES SÍSMICAS E OS PERFIS DE DECONVOLUÇÃO DE EULER

Nos perfis de Deconvolução de Euler feitos sobre as linhas sísmicas (Figuras 4.10 a 4.14) notou-se uma grande quantidade de respostas para o topo médio das anomalias gravimétricas até 40 km de profundidade, sendo que a maioria se encontra nos primeiros 20km. Os resultados para as linhas *dip* foram melhores que as das duas linhas *strike* (LS-04 e LS-05). Por isso foi feita a comparação entre as respostas obtidas nos perfis de Deconvolução de Euler e suas respectivas seções sísmicas para as linhas *dip* (LS-01, LS-02 e LS-03), apresentadas nas Figuras 6.8 a 6.10.

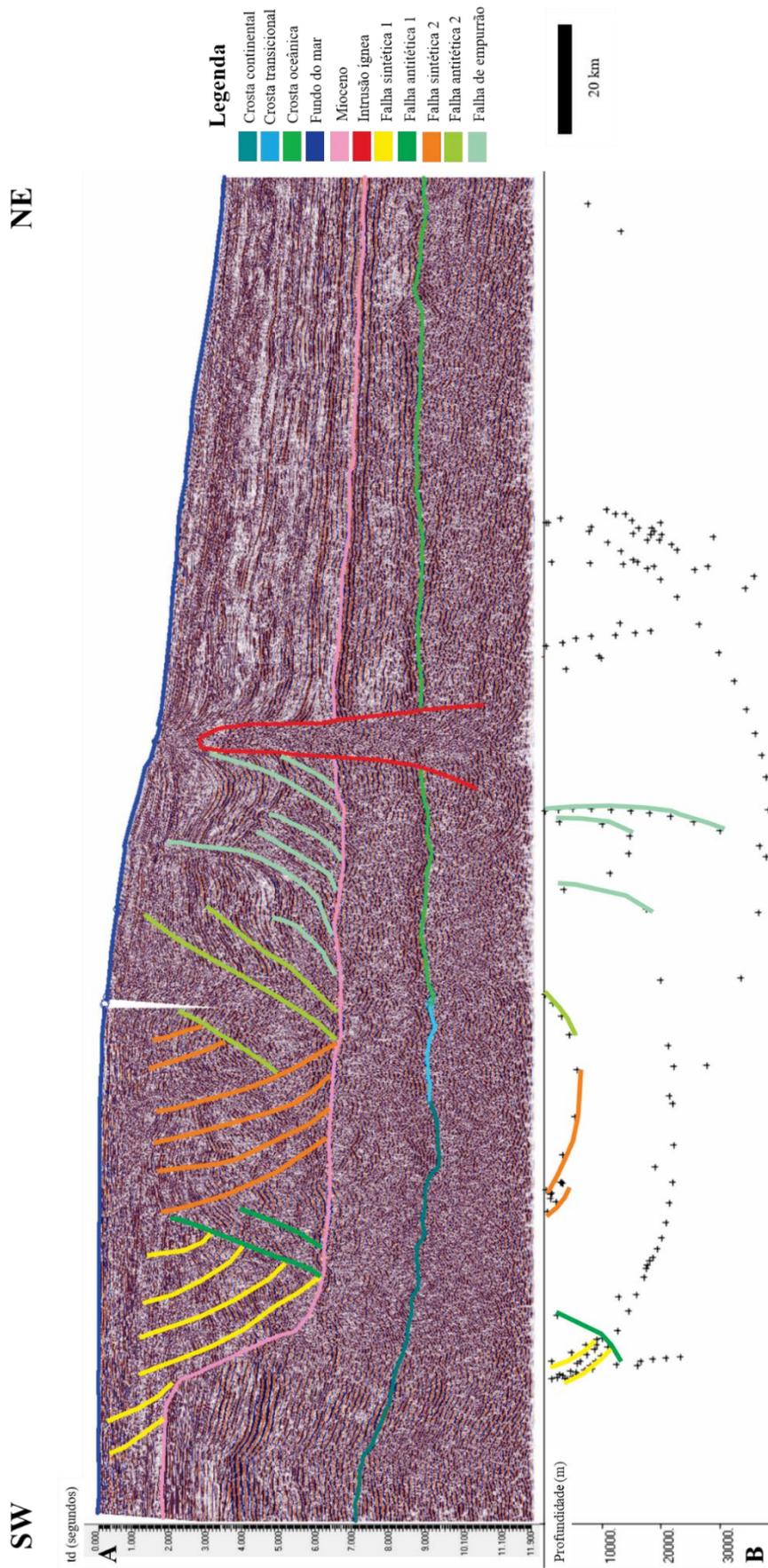
De forma geral, algumas estruturas foram melhor identificadas em um dos perfis de Deconvolução. As falhas do núcleo 1 estão mais visíveis nos perfis das linhas LS-02 e LS-03, e as do núcleo 2 nas linhas LS-01 e LS-02. As falhas de empurrão foram observadas em todos os perfis e a intrusão ígnea apenas na linha LS-02.



**Figura 6.8 - A)** Seção sísmica LS-01 com os refletores e estruturas mapeadas; **B)** Perfil de Deconvolução de Euler da linha LS-01, com algumas das estruturas em destaque.



**Figura 6.9 - A)** Seção sísmica LS-02 com os refletores e estruturas mapeadas; **B)** Perfil de Deconvolução de Euler da linha LS-02, com algumas das estruturas em destaque.



**Figura 6.10 - A)** Seção sísmica LS-31 com os refletores e estruturas mapeadas; **B)** Perfil de Deconvolução de Euler da linha LS-03, com algumas das estruturas em destaque.

Além disso, comparando o modelo feito por Bruno (1987) com as respostas obtidas pela interpretação das linhas sísmicas e dos perfis de Deconvolução de Euler, observa-se que há uma grande semelhança entre eles, como mostra a Figura 6.11.

### 6.3 CÁLCULO DA PROFUNDIDADE DA BACIA DE ACORDO COM OS MAPAS TEMÁTICOS SÍSMICOS

O mapa temático com espessura de sedimentos entre o fundo do mar e o topo do embasamento (Figura 5.12) é dado em função do tempo. Entretanto, é possível calcular a espessura em quilômetros utilizando os dados apresentados na Tabela 3.3 e a equação da velocidade (Equação 6.1):

$$v = \frac{d}{t} \quad (6.1)$$

onde  $v$  é a velocidade,  $d$  é a distância e  $t$  é o tempo.

Vale ressaltar que no mapa, o tempo apresentado é em tempo duplo ( $t_d$ ), ou seja, o período gasto do momento em que a onda é gerada até atingir o anteparo é metade do tempo apresentado no mapa.

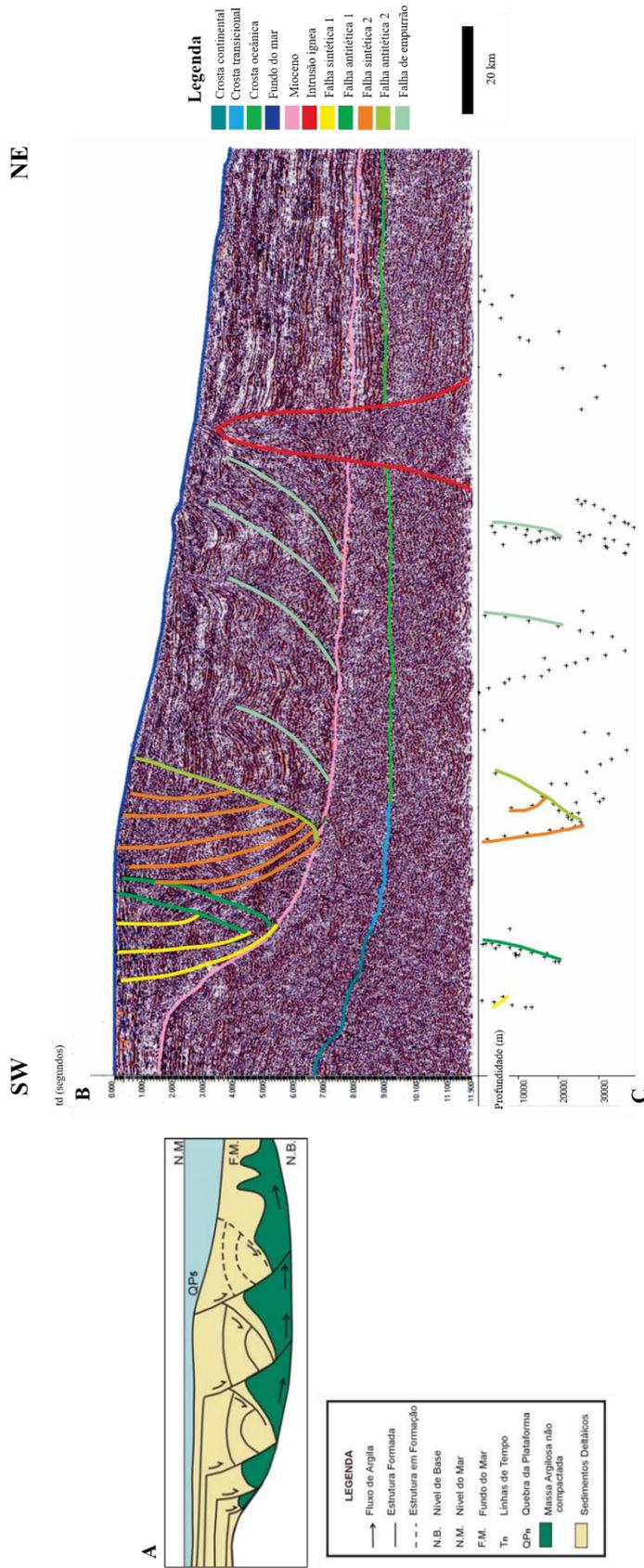
Considerando que a maior parte das rochas presentes na bacia são arenitos, as velocidades mínima e máxima utilizadas para o cálculo serão de  $2,0 \text{ km s}^{-1}$  e  $6,0 \text{ km s}^{-1}$ , respectivamente.

No mapa de espessura completa o maior tempo duplo foi de 8,838 segundos, então o maior tempo foi de 4,419s. Utilizando a Equação 6.1 para calcular as distâncias mínima ( $d_{\min}$ ) e máxima ( $d_{\max}$ ), temos:

$$d_{\min} = (2 \text{ km s}^{-1}) (4,419\text{s}) = 8,838 \text{ km} \quad (6.2)$$

$$d_{\max} = (6 \text{ km s}^{-1}) (4,419\text{s}) = 26,514 \text{ km} \quad (6.3)$$

Comparando a espessura máxima da bacia sedimentar apresentada na carta estratigráfica (Figura 2.2) com a espessura máxima calculada na Equação 6.3, observa-se que os valores foram muito próximos. O valor dado pela literatura (Figueiredo *et al.* 2007) é de 26,500 km, enquanto que o valor encontrado pela equação da velocidade foi de 26,514 km.



**Figura 6.11** - Comparação entre o modelo tectônico da bacia proposto por Bruno (1987) (A) com a linha LS-01 (B) e com o perfil de Deconvolução de Euler da mesma (C).



## CAPÍTULO 7

### CONCLUSÕES

---

O presente trabalho teve como principal objetivo a análise geofísica da Bacia da Foz do Amazonas, utilizando a sísmica de reflexão e a gravimetria, além da Deconvolução de Euler. A escolha dessa bacia para esse estudo está relacionada, principalmente, com o fato dela apresentar uma tectônica diferenciada resultante do aumento da taxa de sedimentação terrígena durante o Mioceno, além de apresentar indícios da presença de hidratos de gás.

A análise de bacias sedimentares exige a utilização de diferentes métodos para que a mesma seja feita de forma completa. Por se tratar de uma bacia completamente submersa, as pesquisas realizadas na Foz do Amazonas são geralmente feitas de forma indireta. Nesse sentido, a geofísica tem papel fundamental, pois através dela é possível realizar estudos em subsuperfície indiretamente. Dessa forma, a utilização de mais de um método geofísico foi de extrema importância para análise da bacia da Foz do Amazonas. Já que a integração dos dados permitiu uma melhor e mais completa interpretação geológica da área de estudo.

O banco de dados gravimétricos utilizado foi o da missão *Topex/Posseidon* e, a pesar de serem dados coletados por satélite, possuem boa resolução. Nos mapas temáticos gerados na análise qualitativa foi possível delimitar fácies gravimétricas, as quais indicaram a localização da crosta transicional e da região onde houve o soergimento do manto para que a compensação isostática fosse atingida. Os lineamentos traçados sobre o mapa Bouguer indicaram uma direção preferencial N-S. Além disso, algumas das feições fisiográficas existentes na bacia, como o *canyon* do rio Amazonas e a crosta transicional, foram observadas em diferentes mapas.

A Deconvolução de Euler, realizada na análise quantitativa dos dados gravimétricos, permitiu a criação de imageamentos em 3D tanto da área de estudo, como também da região do Cone do Amazonas. Consequentemente, foi possível observar em três dimensões a localização do topo médio dos corpos que causaram as anomalias gravimétricas.

A sísmica de reflexão é um dos métodos mais utilizados para a análise de bacias *offshore* por apresentar em seções 2D as estruturas presentes em profundidade com boa resolução. Nas linhas analisadas foi realizado o mapeamento do embasamento acústico, o topo do Mioceno, o fundo do mar, intrusões ígneas, além de falhas sintéticas, antitéticas e de empurrão. Mesmo com apenas cinco linhas sísmicas foi possível gerar mapas temáticos da região do Cone do Amazonas, os quais foram relacionados com os mapas gravimétricos para mostrar a relação entre a espessura sedimentar da bacia com o soergimento do manto e para calcular a espessura total da bacia.

Foi realizada uma comparação entre os perfis de Deconvolução de Euler feitos sobre as linhas sísmicas e as seções sísmicas das mesmas. Como algumas das anomalias gravimétricas da região são causadas pelas estruturas formadas após a mudança de sedimentação do Mioceno, foram observadas nos perfis das linhas *dip* as mesmas estruturas mapeadas nas seções sísmicas.

A geofísica já é muito utilizada para a análise de bacias sedimentares, sendo que alguns métodos, como a sísmica, tem um maior destaque devido a sua precisão. Entretanto, outros métodos podem ser feitos para complementar o estudo, sem que a sísmica seja o principal, o que torna o valor final da pesquisa da bacia menor. A utilização de dados geofísicos de satélite, associados à realização da Deconvolução de Euler é uma alternativa, já que os dados são disponíveis *online* e o *software* utilizado para a inversão dos dados é gratuito.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Araújo E.F.S., Silva C.G., Reis A.T, Perovano R., Gorini C., Vendeville B.C., Albuquerque N.C. 2009. Movimentos de massa multiescala na Bacia da Foz do Amazonas – Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geofísica*, **27**(3):485-508.
- Azevedo R.P. 1991. *Tectonic evolution of Brazilian Equatorial Margin basins*. PhD Thesis, University of London, Londres, 445 p.
- Barbosa, M.S.C. 2003. Notas de aula de geofísica DEGEO-UFOP.
- Barbosa, M.S.C. 2006. Notas de aula Tectonofísica DEGEO-UFOP.
- Barbosa V.C.F, Silva J.B.C. 2005. Deconvoluções de Euler: passado, presente e futuro – um tutorial. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**(3): 243-250.
- Brandão J. A. S. L. & Feijó F. J. 1994. Bacia da Foz do Amazonas. *B. Geoci. Petrobrás*, **8**(1): 91-99.
- Bruno G.L.G. 1987. *Argilocinese no Cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas*. DM Dissertation, Departamento de Geologia, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 102 p.
- Canario R.S. 2013. *Avaliação de Atributos Sísmicos utilizados no reconhecimento de Hidratos de Gás no Cone do Amazonas*. Trabalho de Conclusão de Curso, Programa de Graduação de Geofísica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 90 p.
- Carvalho G.C.R. 2008. *Interpretação sísmica e modelagem física do Cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas, Margem Equatorial Brasileira*. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 119 p.
- Damuth J.E. & Flood R.D. 1983. Morphology, sedimentation processes, and growth pattern of the Amazon Deep-Sea Fan. *Geo-Marine Letters*, **3**:109-117.
- Damuth J.E. & Kumar N. 1975. Amazon Cone: morphology, sediments, age, and growth pattern. *Geological Society of America Bulletin*, **86**:863-878.
- Figueiredo J.J.P., Zalán P.V., Soares E. F. 2007. Bacia da Foz do Amazonas. *B. Geoci. Petrobrás*, **15**(2): 299-309.
- Figueiredo J., Hoorn C., Van Der Ven P., Soares E.F. 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon Deep-sea Fan: evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, **37**(7):619-622.
- Hoorn C., Guerrero J., Sarmiento G.A., Lorente M.A. 1995. Andean tectonics as a course for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, **23**:237-240.

Assis, V.S.R. 2019, Análise Geofísica da Bacia da foz do Amazonas.

Kearey P., Brooks M., Hill I. 2009. *Geofísica de exploração*. Tradução de Coelho M.C.M, Oficina de Textos, São Paulo, 438p.

Keating P.B. 1998. Weighted Euler deconvolution of gravity data. *Geophysics*, **63(5):1595-1603**.

Luiz J.G. & Silva L.M.C. 1995. *Geofísica de Prospecção*. CEJUP, Belém, 311p.

Martins J.L. 2001. Noções do método sísmico e de resolução sísmica *In: Ribeiro H.J.P.S. (ed.)*. Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e aplicações. São Leopoldo, Ed. UNISINOS, p. 43-71.

Matos R.M.D. 2000. Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic. In: AGU (ed.) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph, **115:331-334**.

Moulin M., Aslanian D., Unternehr P. 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, **98:1-37**.

Neto J.F.L., Rosa J.B, Silveira T.M.H. 2013. *Projeto Batimetria*. Brasília, CPRM-ANP.

Nóbrega II M. 2011. *Mapeamento de Estruturas do Embasamento e seus Limites Crustais no Atlântico Equatorial, Adjacente à Margem Equatorial Brasileira*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 114 p.

Nussenzveig H.M. 1998. *Curso de Física básica – vol.4*. Editora Blucher, São Paulo, 437p.

Oliveira L.G.S. 2003. *Estudo Gravimétrico do Cone do Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas, Margem equatorial Brasileira*. MS Dissertation, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 127 p.

Reid A.B, Thurston J.B. 2014. The structural index in gravity and magnetic interpretation: Errors, uses, and abuses. *Geophysics*, **79(4): J61-J66**.

Rosa A.L.R. 2010. *Análise do sinal sísmico*. Sociedade Brasileira de Geofísica (SBGf), Rio de Janeiro, 668p.

Schaller H., Vasconcelos D.N., Castro J. C. 1971. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas. *In: 25º Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo, Anais, v.3, p.189-202.

Schobbenhaus C. & Bellizzia A. (coord.). 2001. *Mapa geológico da América do Sul, escala 1:5.000.000*. Brasília, CGMW-CPRM-DNPM-UNESCO.

Sroor M.A. 2010. *Geology & Geophysics in Oil Exploration*, 70p.

Szatmari P., Françolin J.B.L., Zanotto O., Wolf S. 1987. Evolução Tectônica da Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17(2):180-188**.

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., Keys D.A. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 770p.

Thopson D.T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, **47**(1):**31-37**.

Tucortte D.L., Schubert G. 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 456p.

Wang Z. 2001. Fundamentals of seismic rock physics. *Geophysics*, **66**(2):**398-412**.

### **ACESSADOS PELA INTERNET**

CNES - *Centre National d'Études Spatiales*. France-United States Space Cooperation CNES and NASA celebrate 25th anniversary of launch of Topex/Poseidon satellite altimetry mission. Disponível em <https://presse.cnes.fr/en/france-united-states-space-cooperation-cnes-and-nasa-celebrate-25th-anniversary-launch-topexposeidon>. Acessado em 18 mar 2019.

Assis, V.S.R. 2019, Análise Geofísica da Bacia da foz do Amazonas.

# ANEXO

---

FROM : ANP-RIO

PHONE NO. : +552182481833

REC. 15 2001 11:15 P2



Ofício nº 170/SDT

Rio de Janeiro, 03 de agosto de 2001.

Prezados Senhores,

Com respeito ao formulário para requisição de dados técnicos com fins acadêmicos entregue a esta Superintendência em 06/07/2001, informamos que os dados pedidos enquadram-se nos limites estabelecidos pela política de cessão gratuita de dados públicos para finalidades acadêmicas.

Os dados de sísmica e perfis de poços serão gerados no Banco de Dados de Exploração e Produção. Os demais dados pedidos serão encaminhados à Petróleo Brasileiro S.A. – Petrobras, Fiel Depositária do acervo técnico da indústria do petróleo, para atendimento.

Atenciosamente,

  
SERGIO FOSSATO

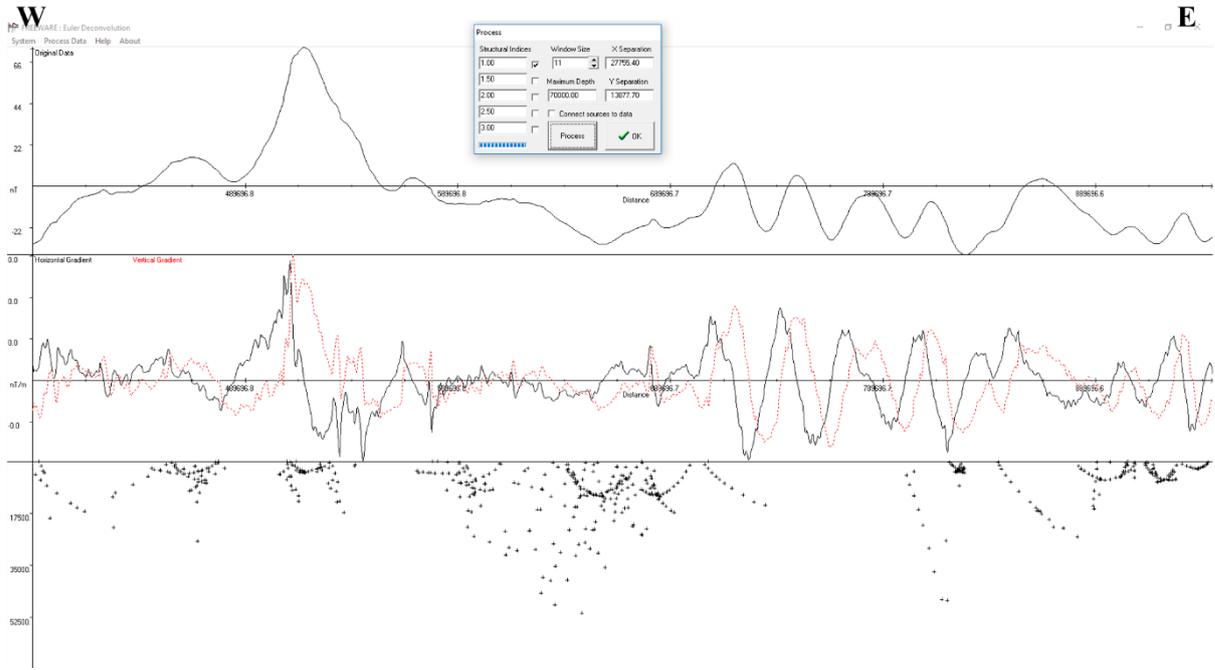
Superintendente de Gestão de Informações e Dados Técnicos

A Vossa Senhoria o Senhor,  
Marcelo Augusto Martins Neto  
Departamento de Geologia  
**Universidade Federal de Ouro Preto**  
Rua Conde de Bobadela, 142 – Centro  
35.400-000 – Ouro Preto – MG

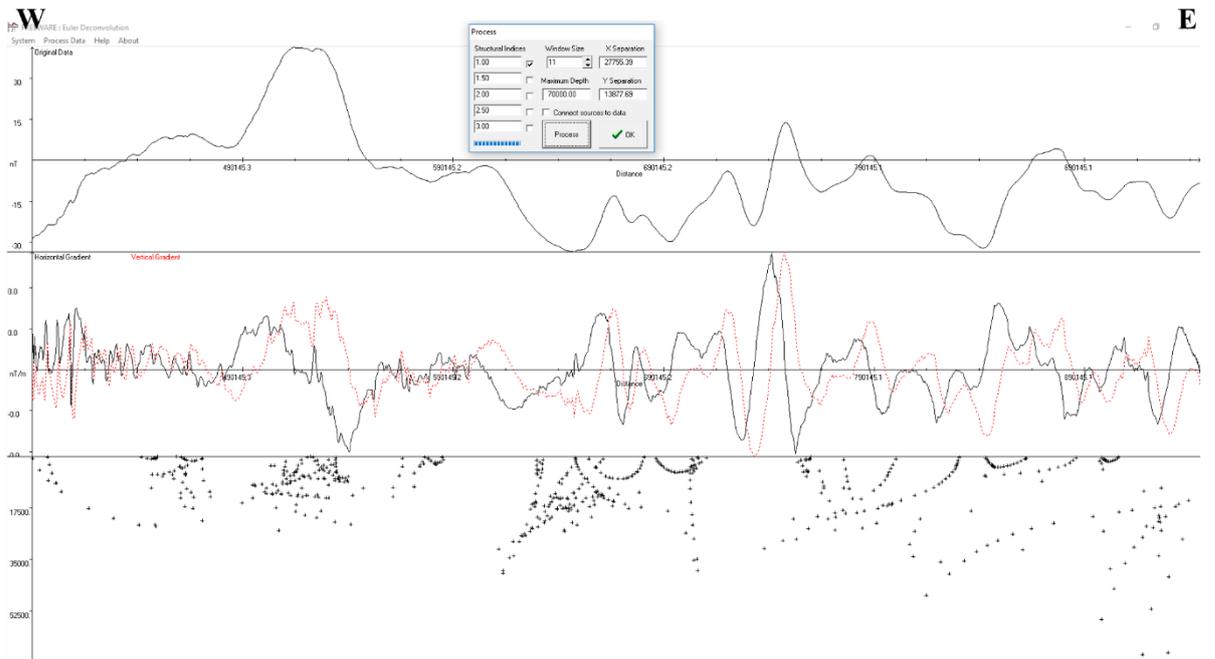


# Apêndices

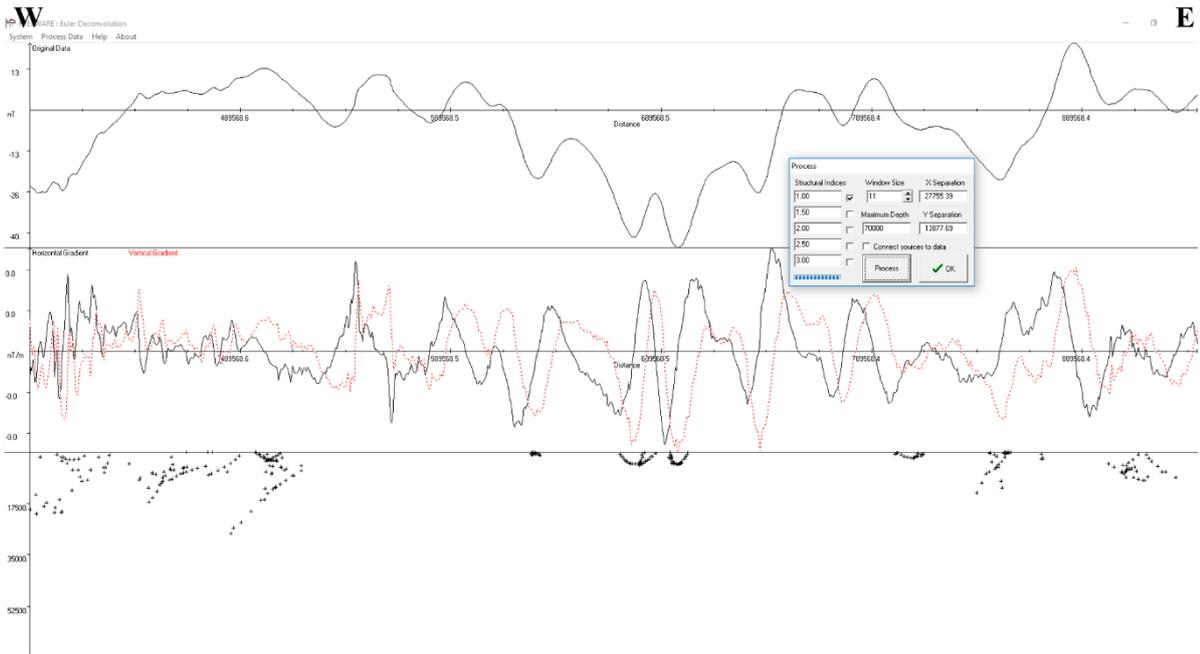
Serão apresentados aqui os perfis de Deconvolução de Euler feitos na análise regional de acordo com a Figura 4.5, sendo o Perfil 01 localizado mais ao sul e o Perfil 28 localizado mais ao norte.



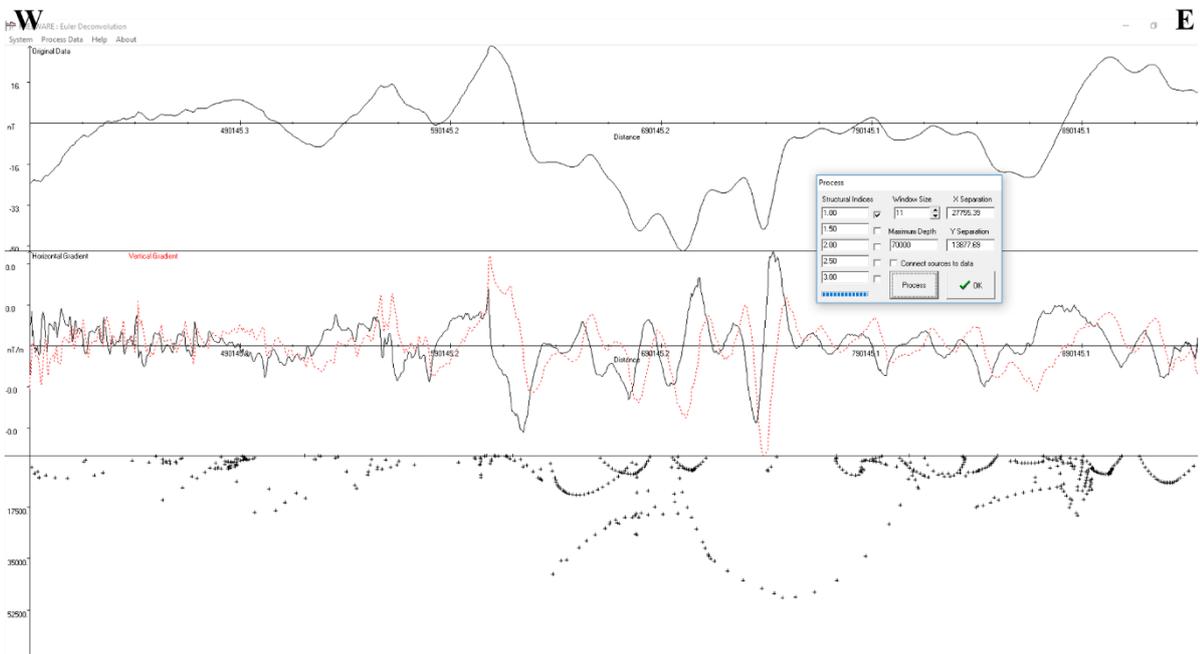
Apêndice 1 – Perfil 01 de Deconvolução de Euler.



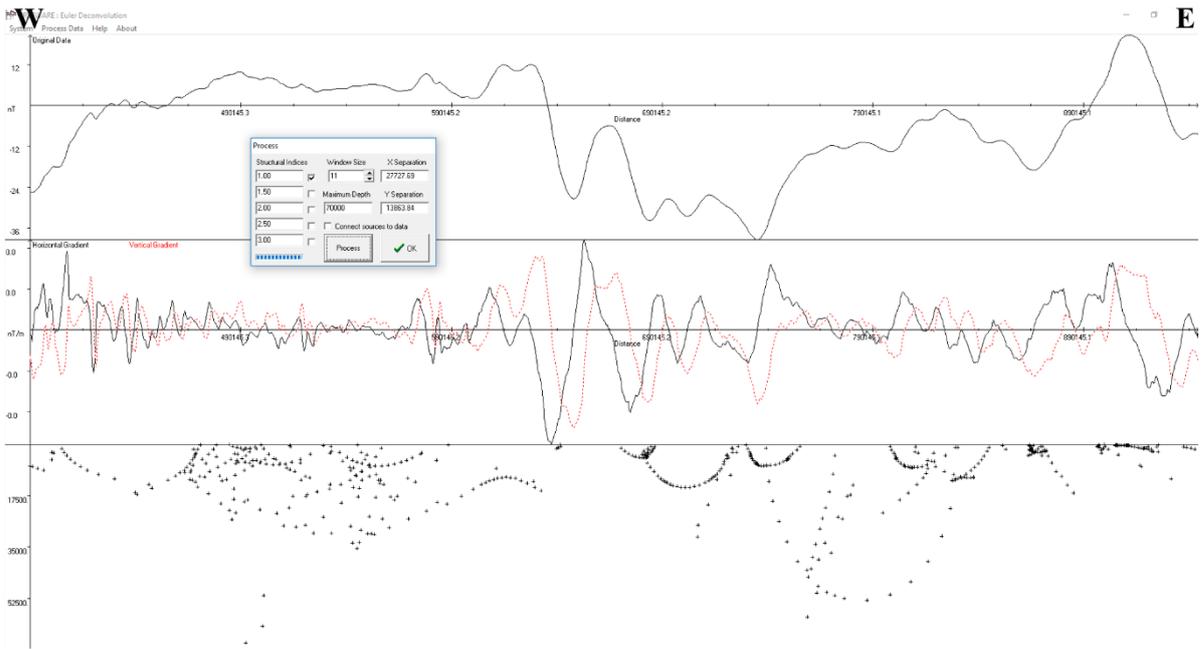
Apêndice 2 – Perfil 02 de Deconvolução de Euler.



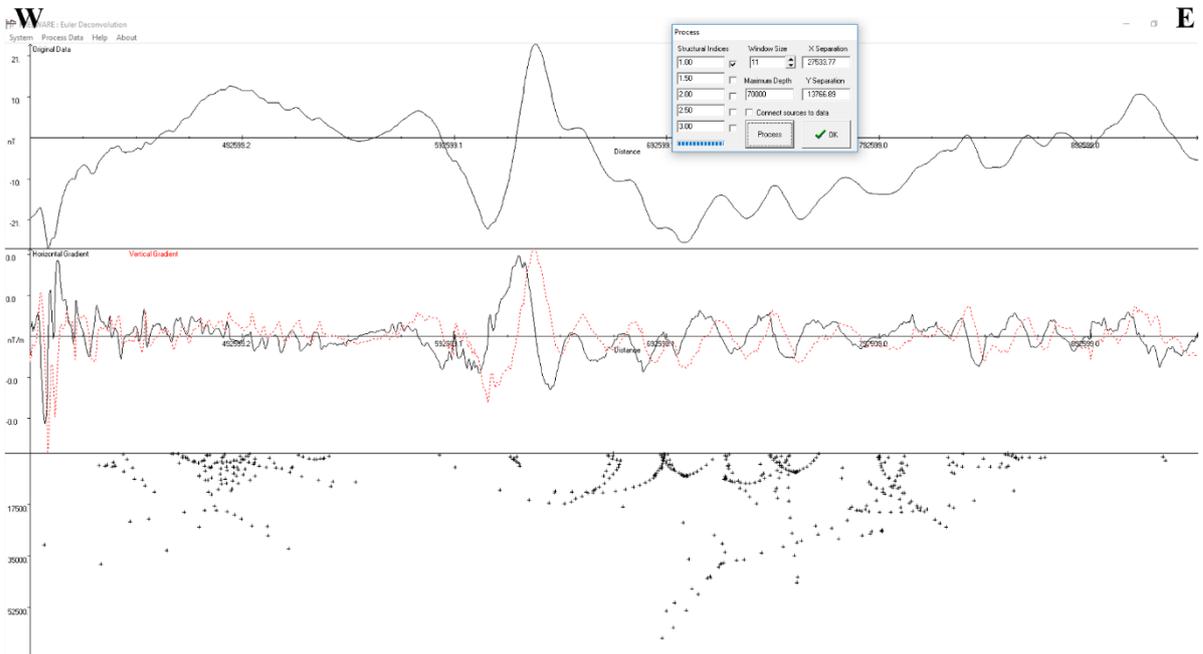
Apêndice 3 – Perfil 03 de Deconvolução de Euler.



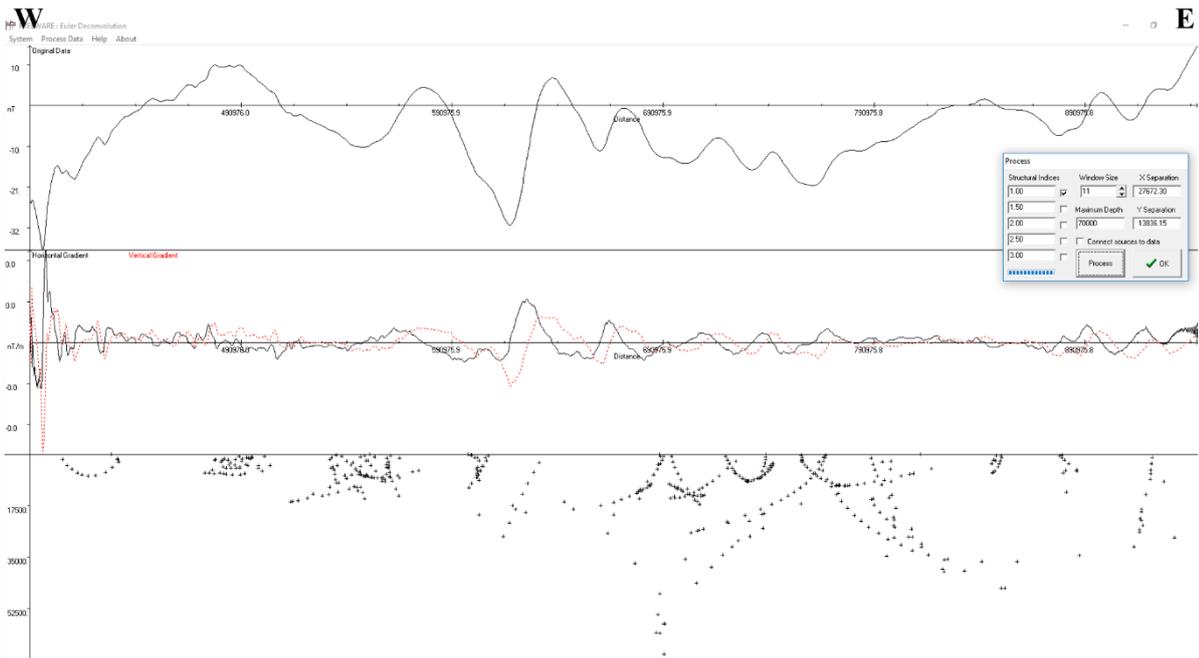
Apêndice 4 – Perfil 04 de Deconvolução de Euler.



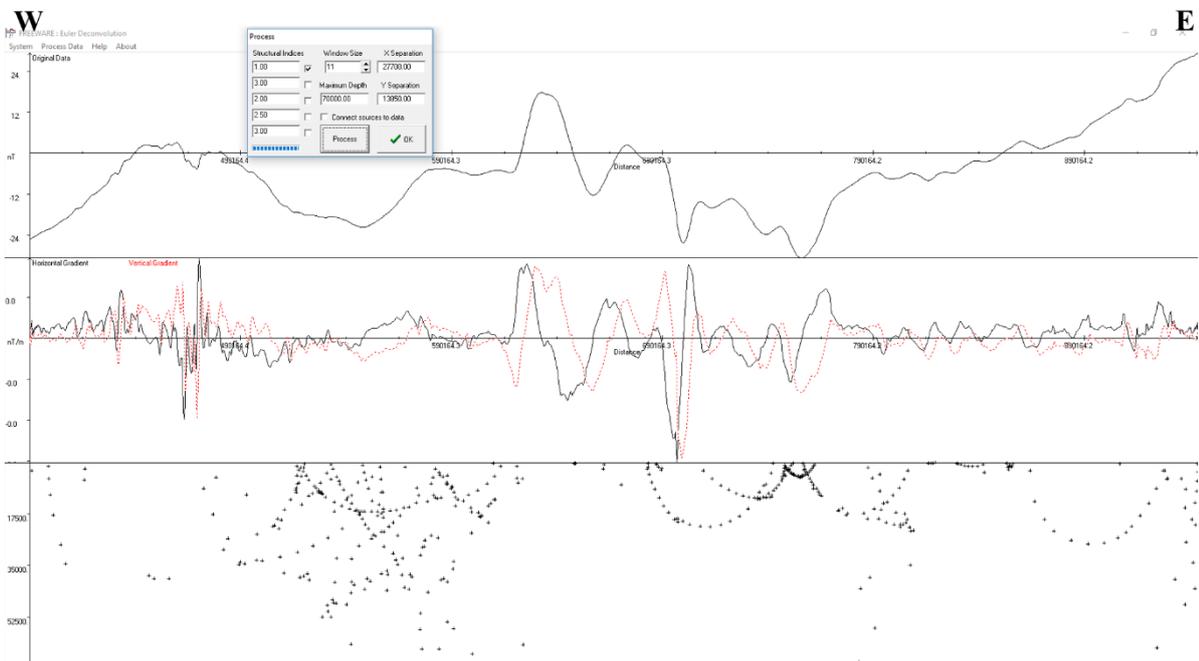
**Apêndice 5 – Perfil 05 de Deconvolução de Euler.**



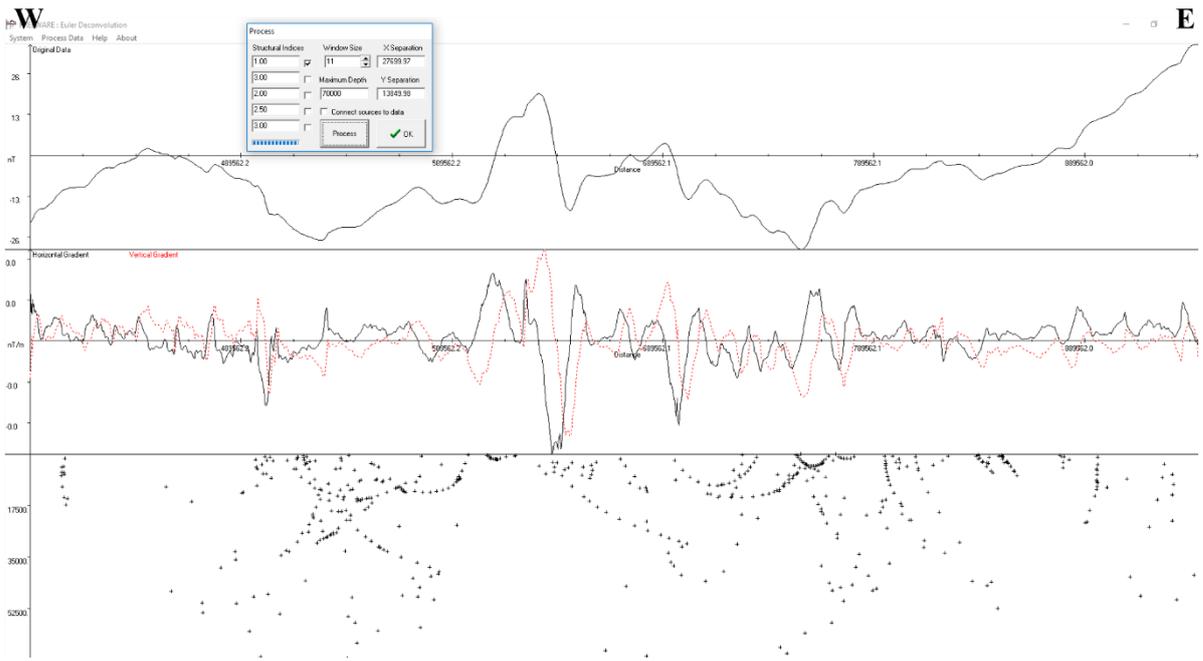
**Apêndice 6 – Perfil 06 de Deconvolução de Euler.**



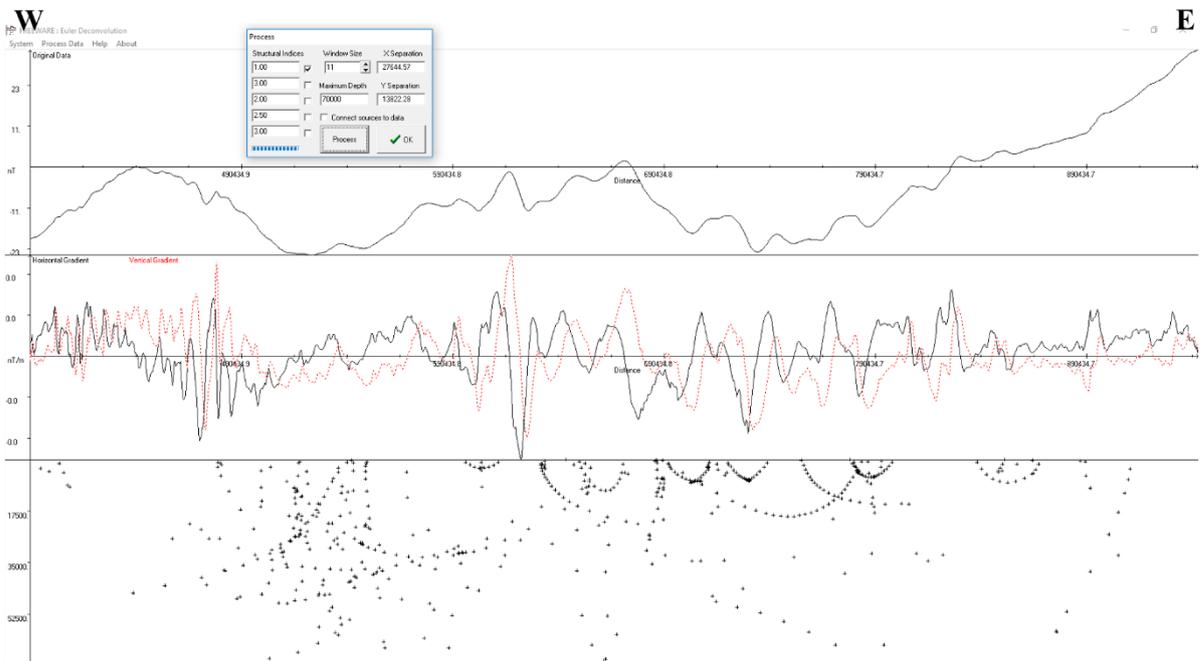
**Apêndice 7** – Perfil 07 de Deconvolução de Euler.



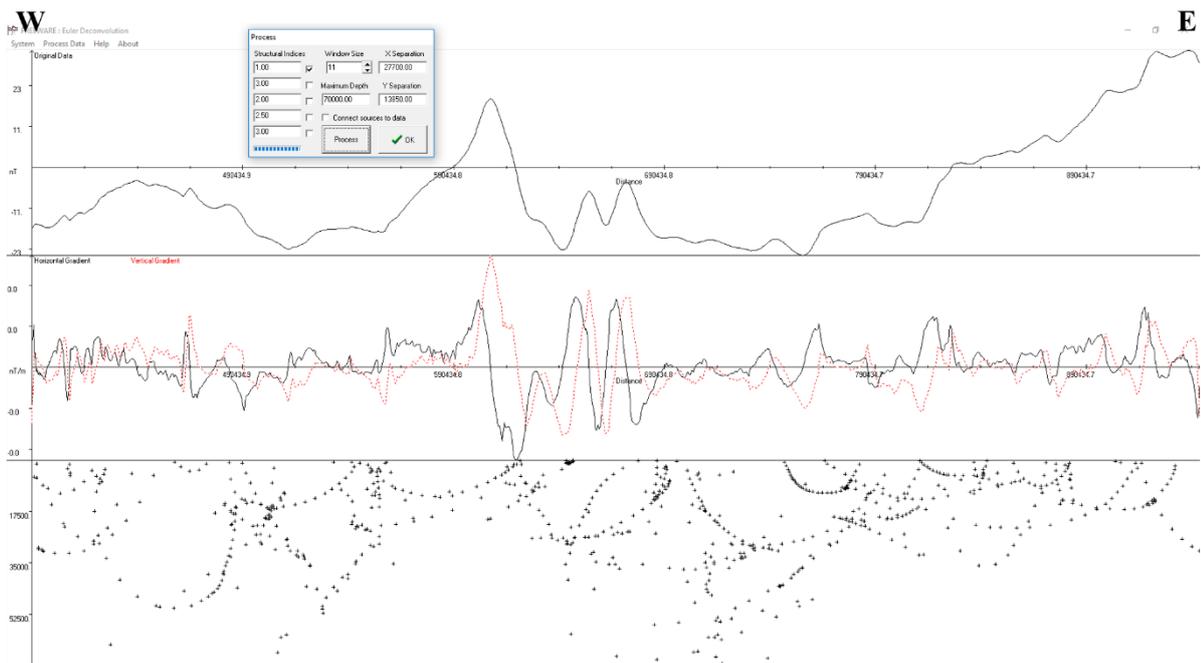
**Apêndice 8** – Perfil 08 de Deconvolução de Euler.



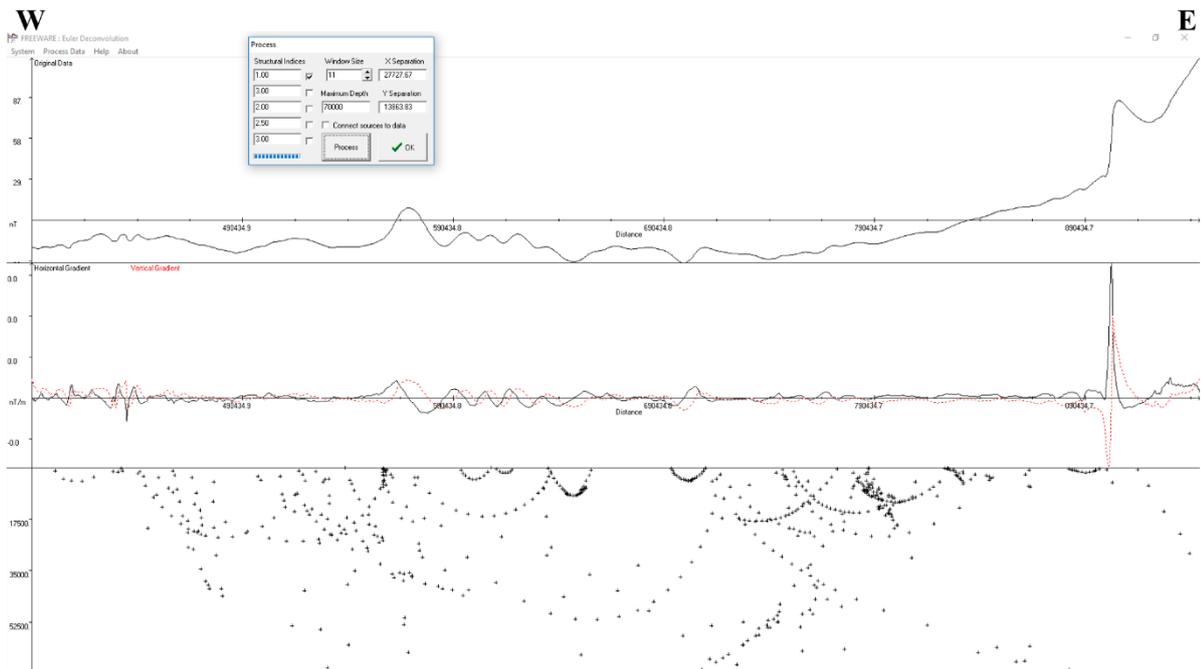
**Apêndice 9** – Perfil 09 de Deconvolução de Euler.



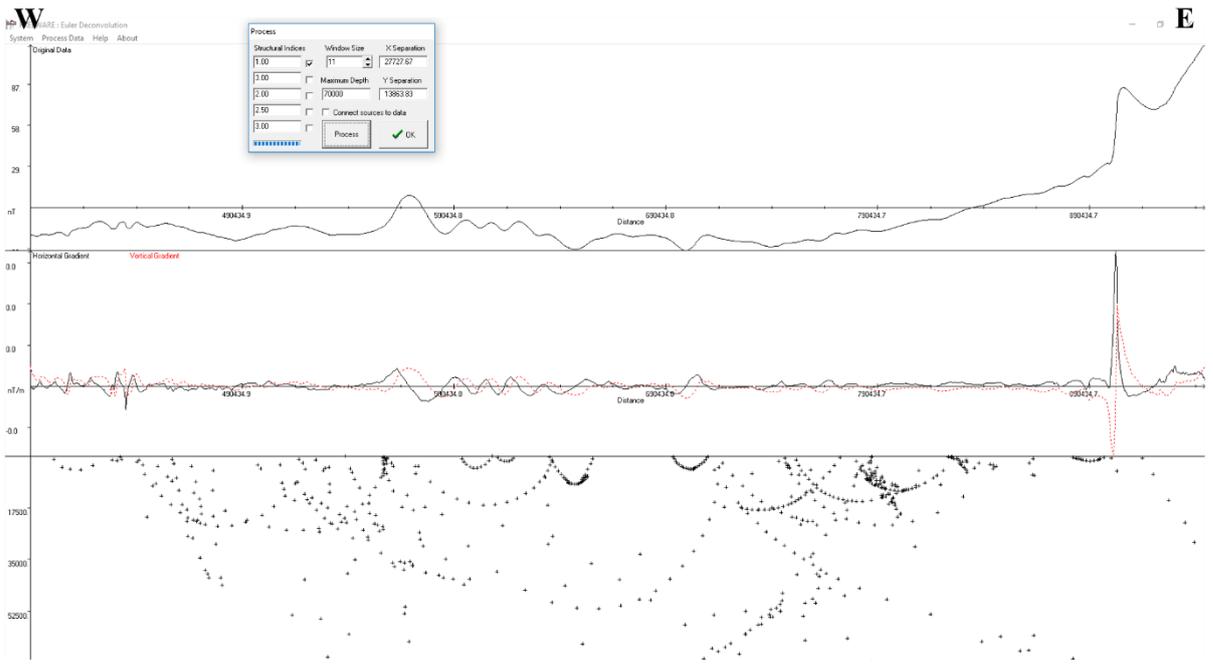
**Apêndice 10** – Perfil 10 de Deconvolução de Euler.



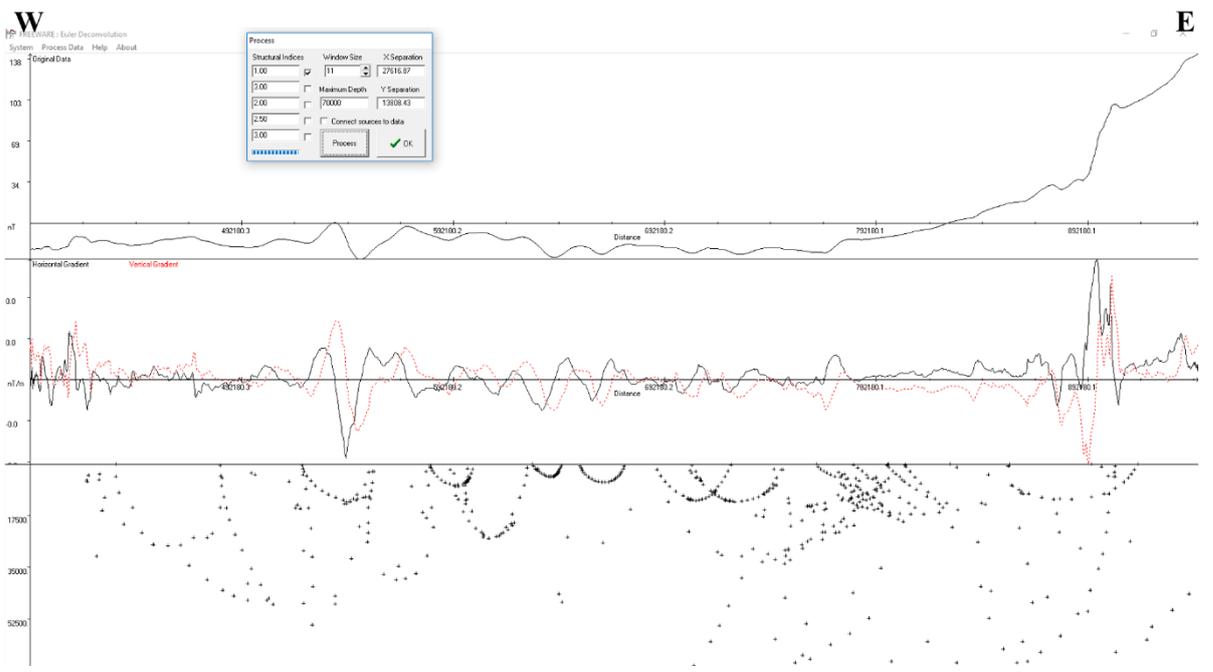
Apêndice 11 – Perfil 11 de Deconvolução de Euler.



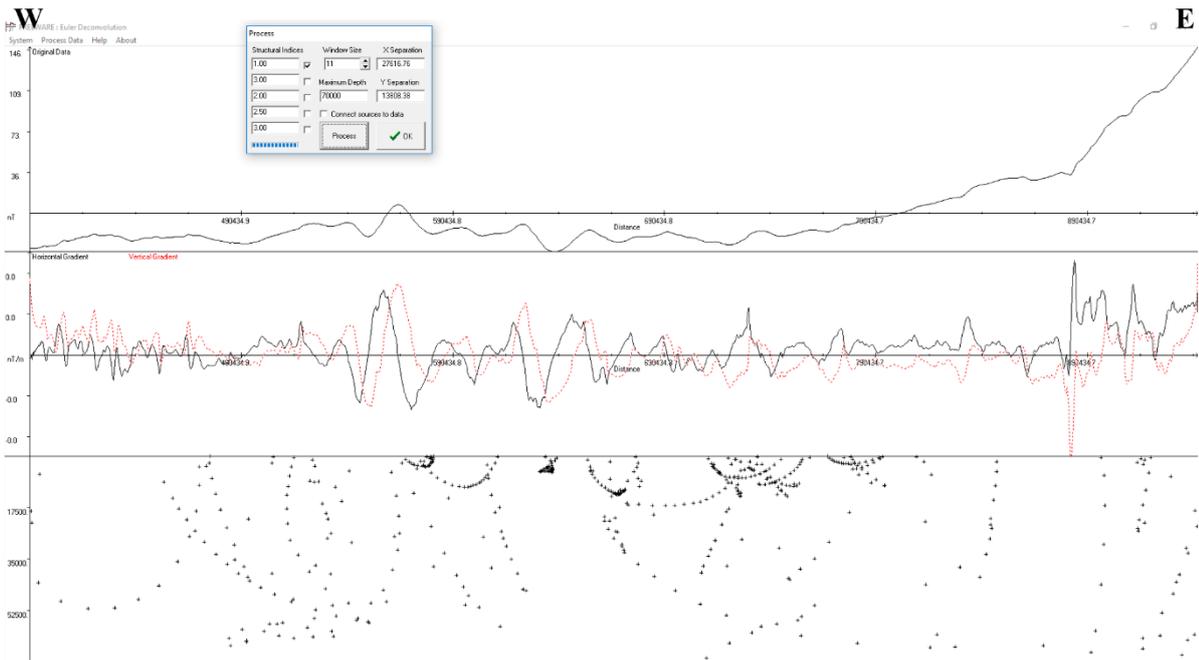
Apêndice 12 – Perfil 12 de Deconvolução de Euler.



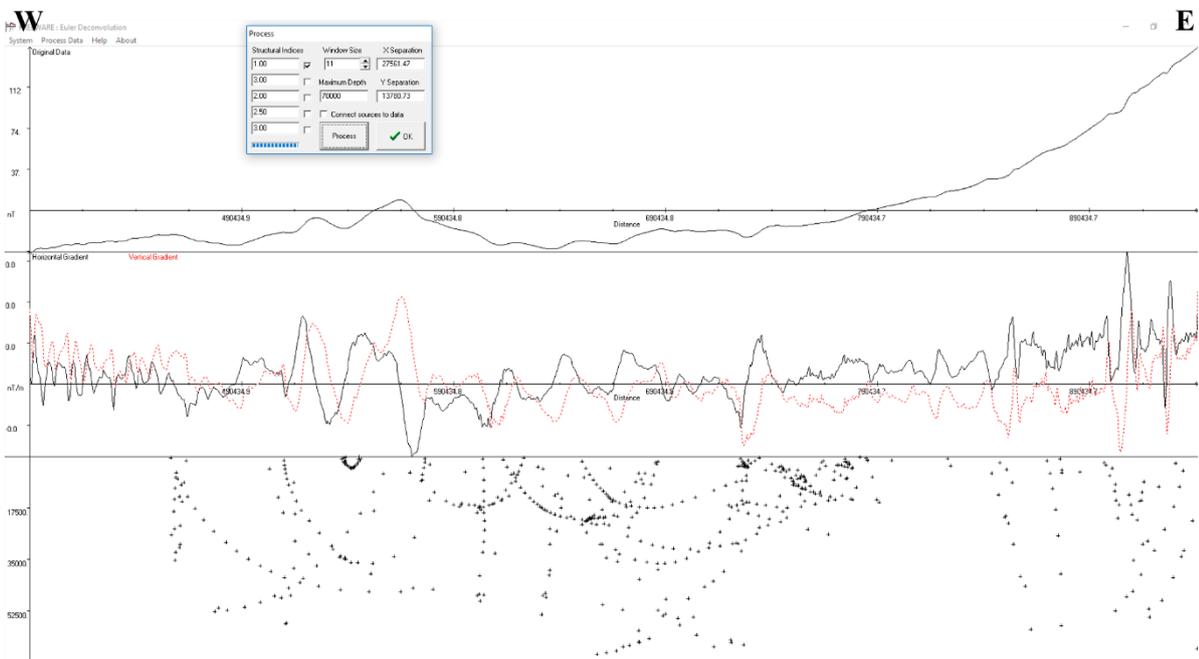
**Apêndice 13** – Perfil 13 de Deconvolução de Euler.



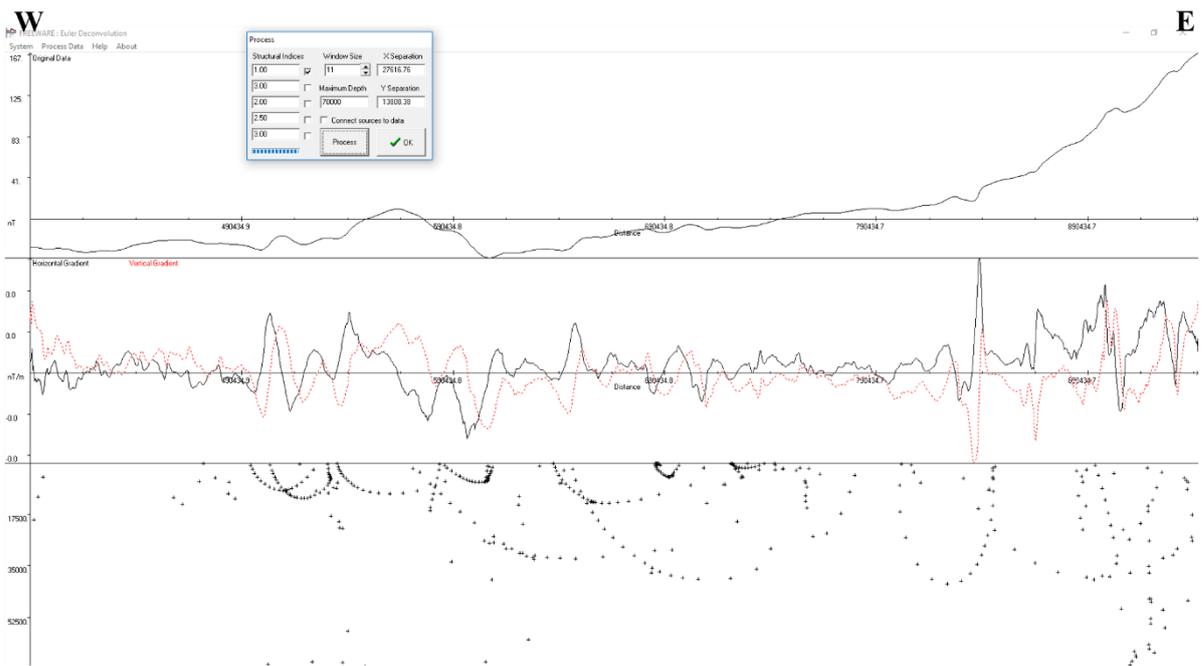
**Apêndice 14** – Perfil 14 de Deconvolução de Euler.



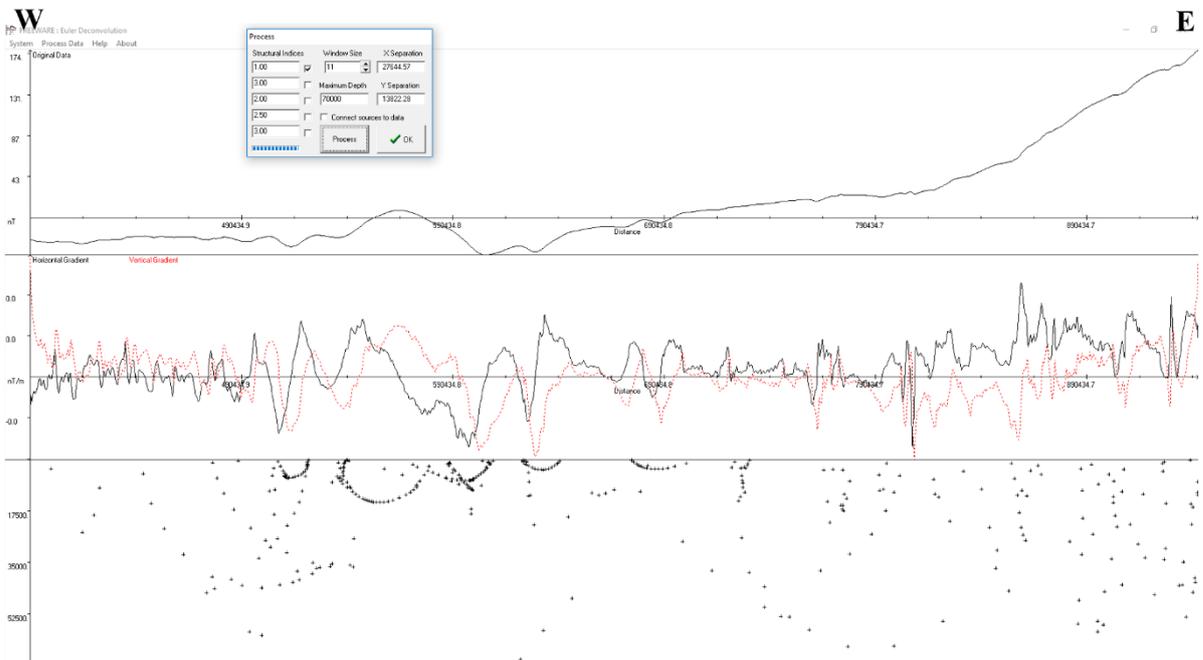
Apêndice 15 – Perfil 15 de Deconvolução de Euler.



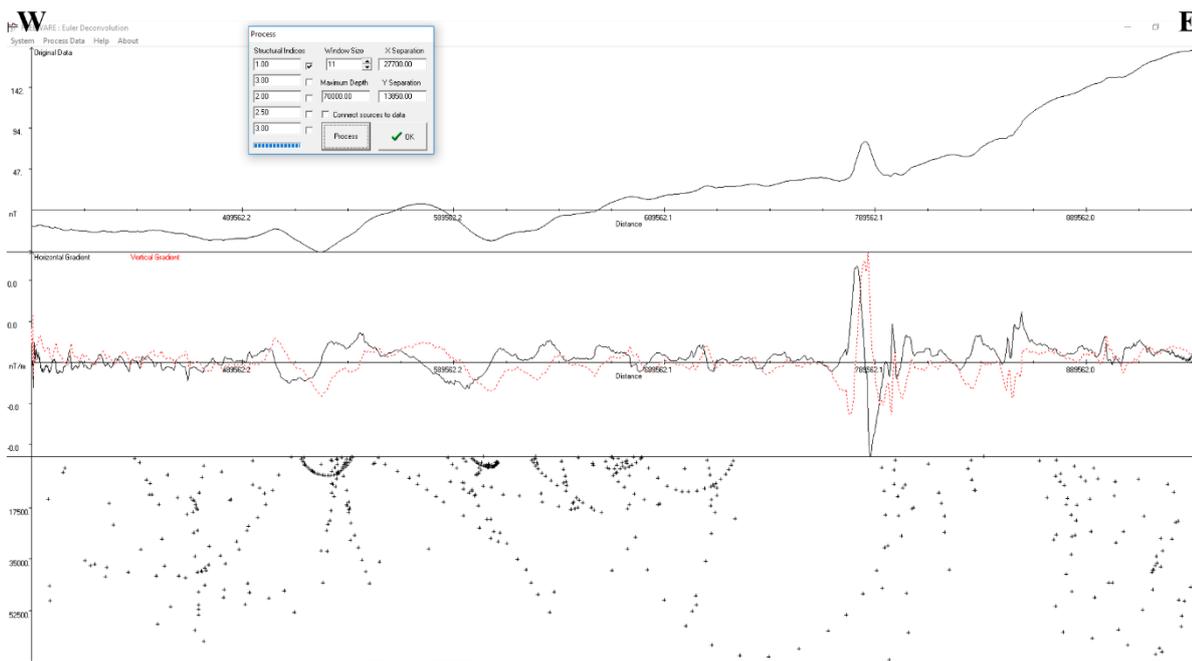
Apêndice 16 – Perfil 16 de Deconvolução de Euler.



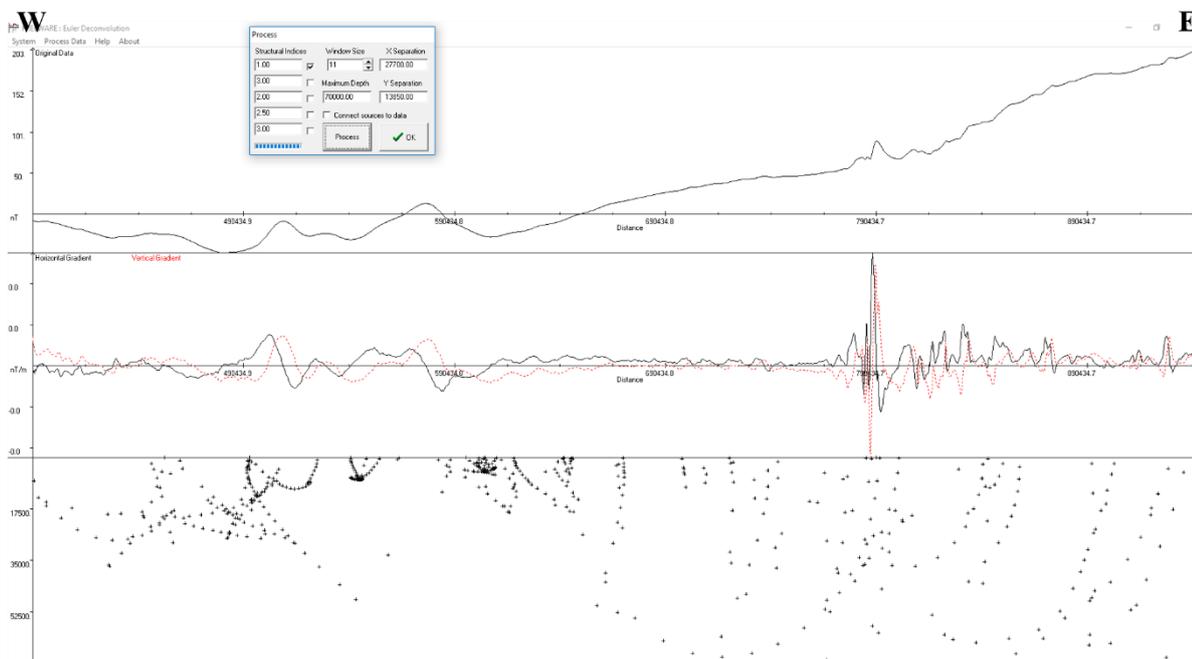
Apêndice 17 – Perfil 17 de Deconvolução de Euler.



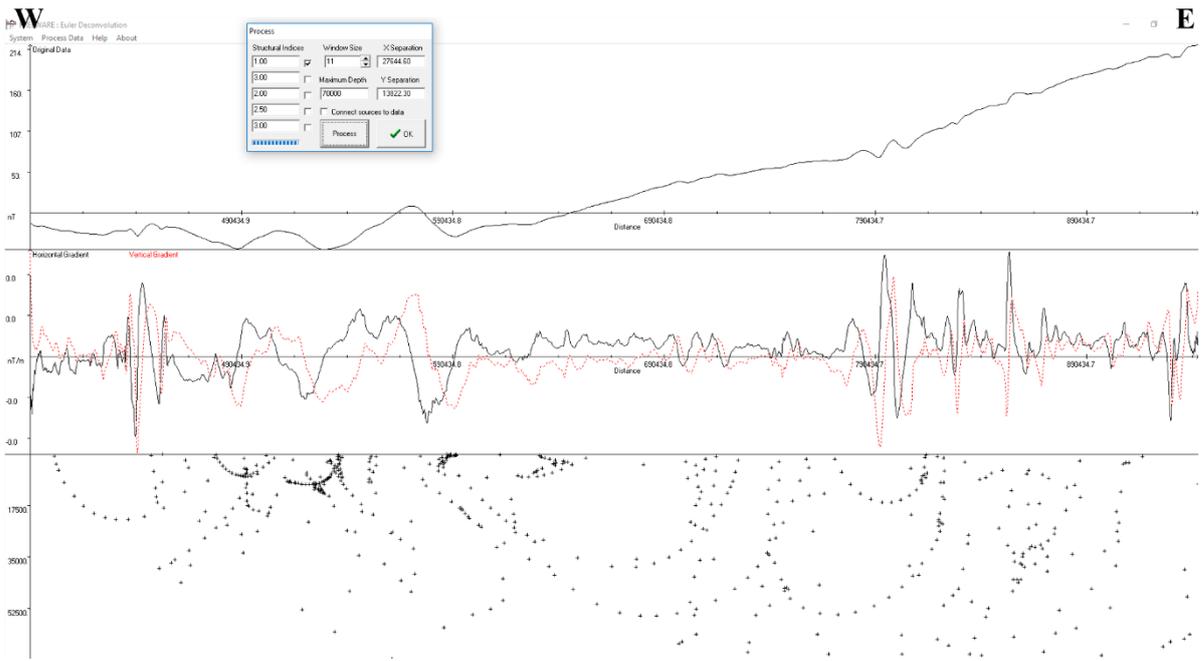
Apêndice 18 – Perfil 18 de Deconvolução de Euler.



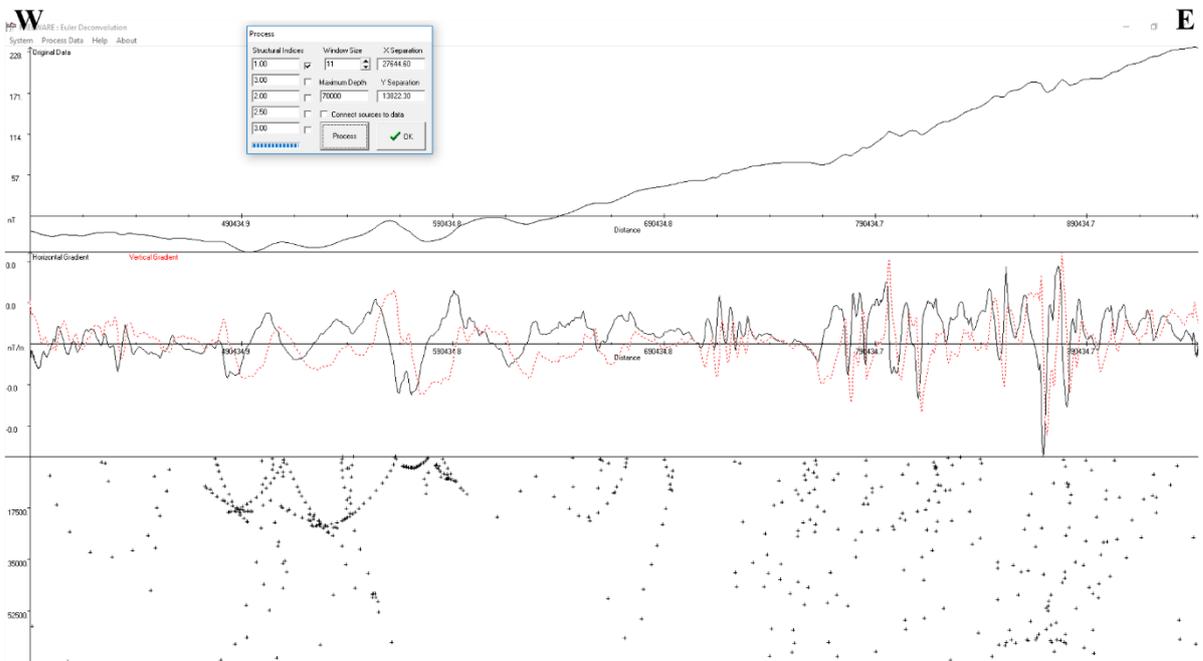
**Apêndice 19** – Perfil 19 de Deconvolução de Euler.



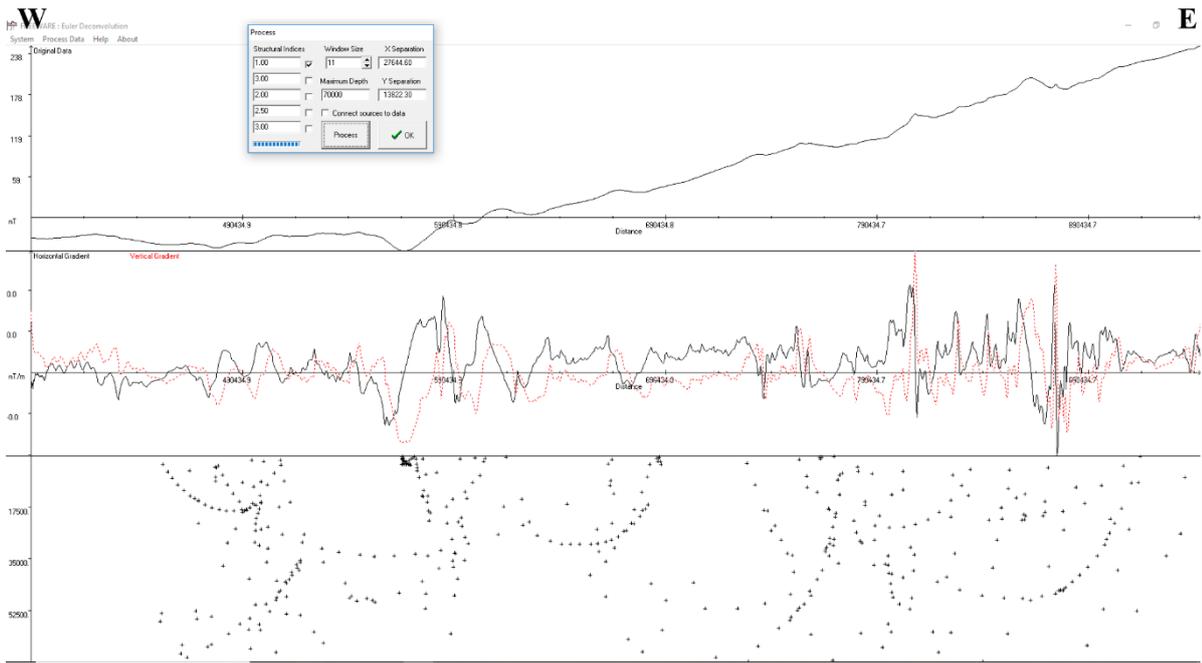
**Apêndice 20** – Perfil 20 de Deconvolução de Euler.



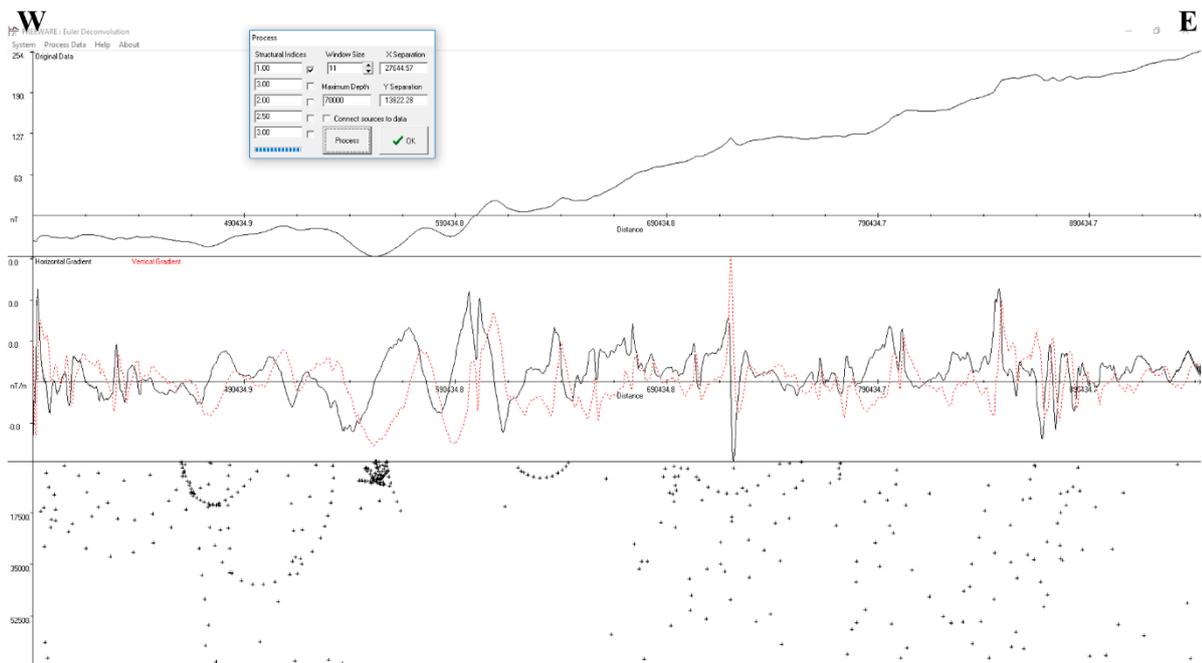
**Apêndice 21** – Perfil 21 de Deconvolução de Euler.



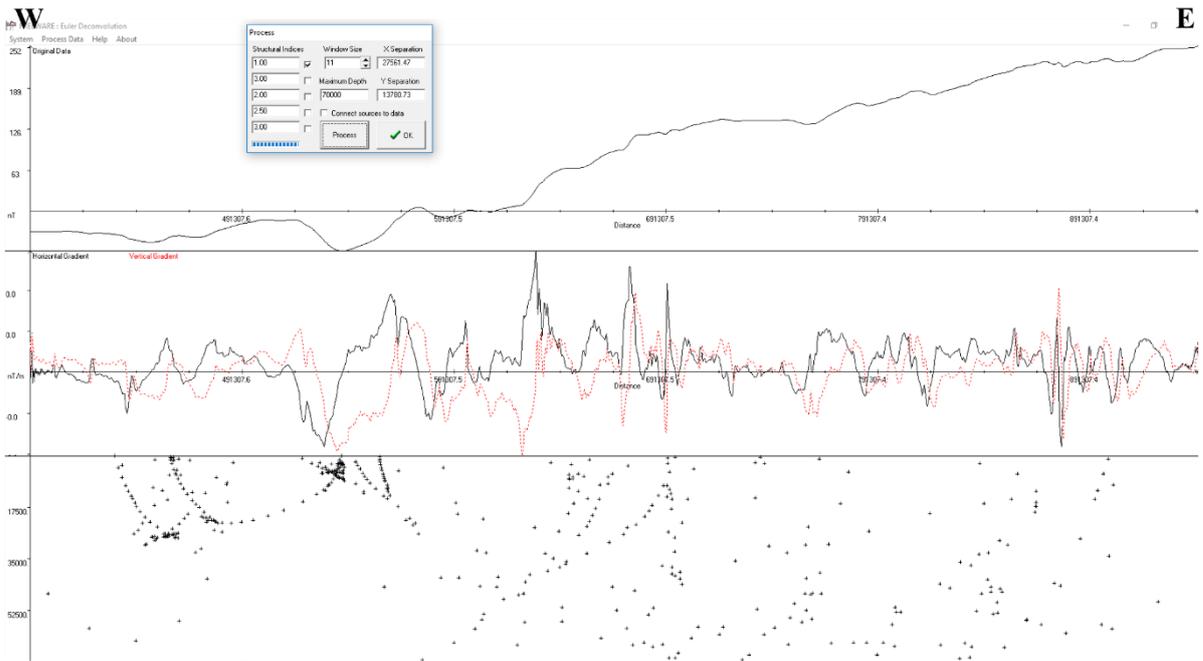
**Apêndice 22** – Perfil 22 de Deconvolução de Euler.



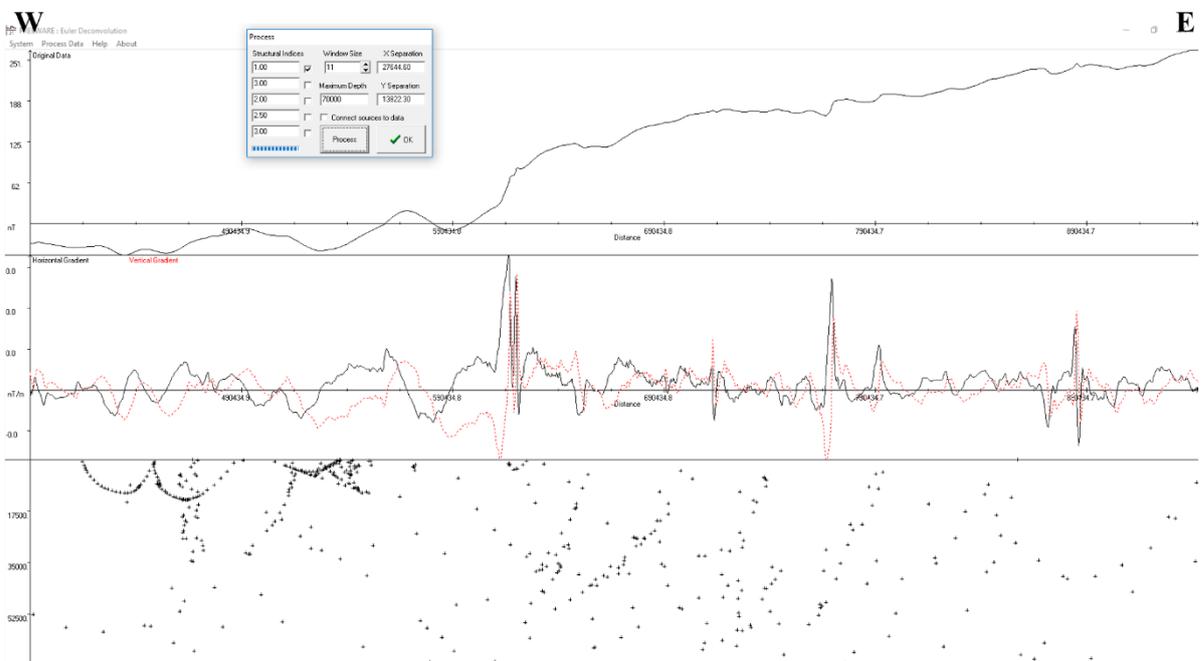
**Apêndice 23** – Perfil 23 de Deconvolução de Euler.



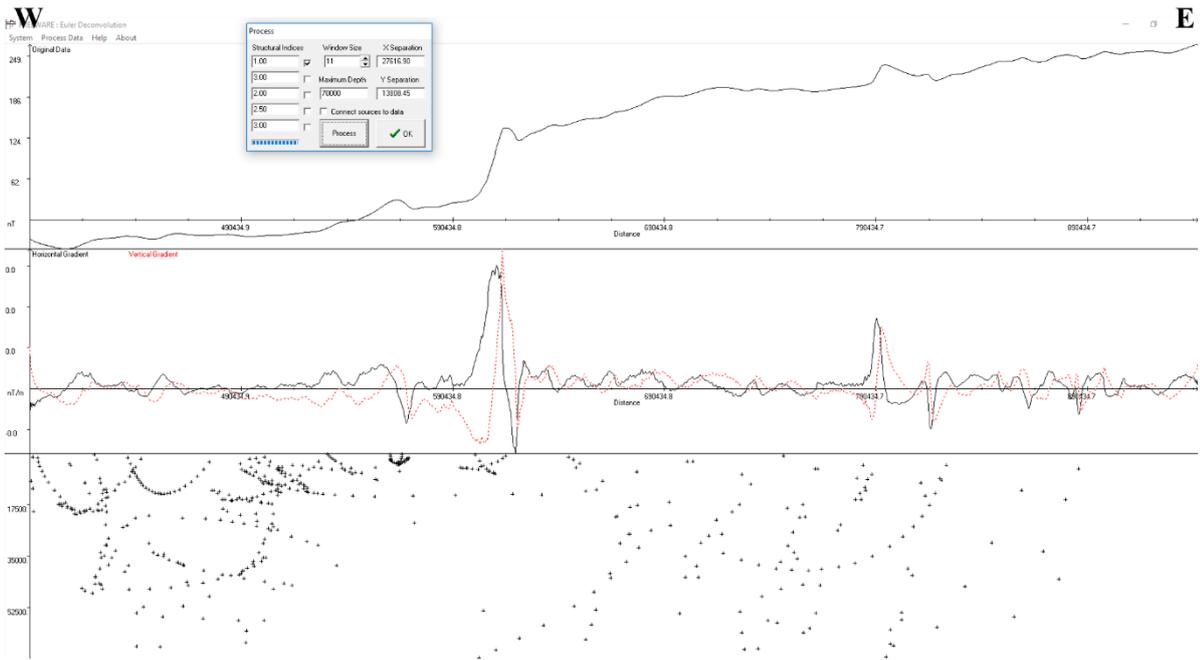
**Apêndice 24** – Perfil 24 de Deconvolução de Euler.



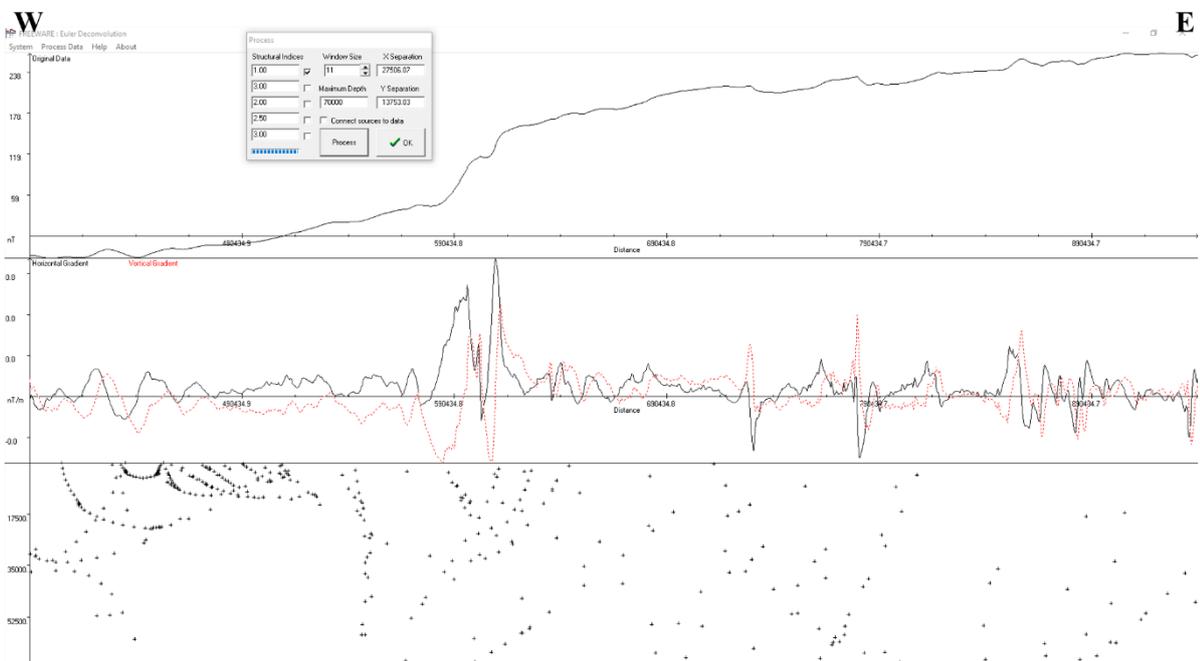
**Apêndice 25** – Perfil 25 de Deconvolução de Euler.



**Apêndice 26** – Perfil 26 de Deconvolução de Euler.



**Apêndice 27** – Perfil 27 de Deconvolução de Euler.



**Apêndice 28** – Perfil 28 de Deconvolução de Euler.