



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ANÁLISE GEOFÍSICA DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO DO FLANCO OESTE DA
ANTICLINAL DE ITACAMBIRA, NO SEGMENTO TERRA BRANCA – ITACAMBIRA,
MINAS GERAIS.

Jéssica Mayara de Lima Costa

MONOGRAFIA nº 257

Ouro Preto, dezembro de 2017

**ANÁLISE GEOFÍSICA DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO DO
FLANCO OESTE DA ANTICLINAL DE ITACAMBIRA, NO
SEGMENTO TERRA BRANCA – ITACAMBIRA, MINAS
GERAIS**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Luís Antônio Rosa Seixas

MONOGRAFIA

Nº 257

ANÁLISE GEOFÍSICA DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO DO FLANCO OESTE DA ANTICLINAL DE ITACAMBIRA, NO SEGMENTO TERRA BRANCA – ITACAMBIRA, MINAS GERAIS

Jéssica Mayara de Lima Costa

Orientadora

Prof.^a Dr.^a Maria Sílvia Carvalho Barbosa

Co-Orientador

Prof.^a MSc. Maria Eugênia Silvia de Souza

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 2017/2.

OURO PRETO

2017

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: Jéssica Mayara de Lima Costa

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

C837a Costa, Jéssica Mayara de Lima .
Análise geofísica do arcabouço geológico do flanco oeste da anticlinal de Itacambira, no segmento Terra Branca - Itacambira, Minas Gerais [manuscrito] / Jéssica Mayara de Lima Costa. - 2017.

83f.: il.: color; grafs; tabs; mapas.

Orientador: Profa. Dra. Maria Silvia Carvalho Barbosa.
Coorientador: Profa. MSc. Maria Eugênia Silva de Souza .

Monografia (Graduação). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia.

1. Geofísica. 2. Magnetometria. 3. Radiometria. I. Barbosa, Maria Silvia Carvalho. II. Souza , Maria Eugênia Silva de. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU: 550.3

Catálogo: ficha@sisbin.ufop.br

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Análise Geofísica do Arcabouço Geológico do Flanco Oeste da Anticlinal de Itacambira, no Segmento Terra Branca – Itacambira, Minas Gerais

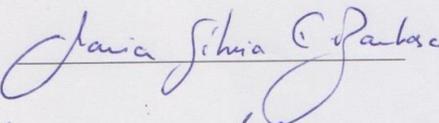
AUTORA: JÉSSICA MAYARA DE LIMA COSTA

ORIENTADORA: Profa. Dra. Maria Sílvia C. Barbosa

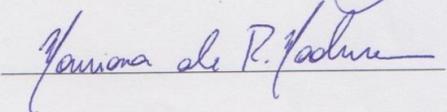
Aprovada em: 21 de dezembro de 2017

BANCA EXAMINADORA:

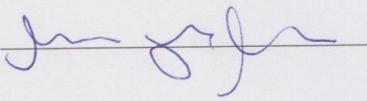
Profa. Dra. Maria Sílvia C. Barbosa


DEGEO/UFOP

MSc. Mariana Madeira


DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins


DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 21/12/2017

Agradecimentos

Os agradecimentos que cabem aqui se iniciam em Deus. Gratidão a vida e aos entes queridos que nos auxiliam em diversos planos a trilhar nosso caminho em busca da sabedoria.

À minha família, especialmente aos meus avós, meus pais e meus irmãos. Devo a vocês as virtudes que adquiri e as que ainda corro atrás.

À Universidade Federal de Ouro Preto, especialmente ao Departamento de Geologia da Escola de Minas. Obrigada as professoras Maria Sílvia e Maria Eugênia pela orientação, vocês são exemplos de humildade e profissionalismo.

Finalmente, peço licença poética ao escritor Khalil Gibran que pôde definir muito bem a virtude que é o trabalho e reflete todo o esforço que foi feito até aqui.

”Então, um lavrador disse: “Fala-nos do trabalho”.

E ele respondeu, dizendo:

Vós trabalhais para acompanhar o ritmo da terra e da alma da terra.

Porque ser indolente é tornar-se um estranho às estações e afastar-se ao cortejo da vida, que avança com majestade e orgulhosa submissão rumo ao infinito.

Quando trabalhais, sois uma flauta através da qual o murmúrio das horas se transforma em melodia.

Quem de vocês aceitaria ser um caniço mudo e surdo quando tudo o mais canta em uníssono?

Sempre vos disseram que o trabalho é uma maldição; e o labor, uma desgraça.

Mas eu vos digo que, quando trabalhais, realizais parte do sonho mais longínquo da terra, desempenhando assim uma missão que vos foi designada quando esse sonho nasceu.

E, apegando-vos ao trabalho, estais na verdade amando a vida. E quem, ama a vida através do trabalho, partilha do segredo mais íntimo da vida.

Mas se, em vossas dores, chamais o nascimento uma aflição e a necessidade de suportar a carne, uma maldição inscrita na vossa frente, então eu vos direi que só o suor de vossa frente lavará esse estigma.

Disseram-vos que a vida é escuridão; e no vosso cansaço, repetis o que os cansados vos disseram.

E eu vos digo que a vida é realmente escuridão, exceto quando há um impulso.

E todo impulso é cego, exceto quando há saber.

E todo saber é vão, exceto quando há trabalho.

E todo trabalho é vazio, exceto quando há amor.”

Khalil Gibran (O Profeta)

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	ix
SUMÁRIO	xi
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xv
ÍNDICE DE TABELAS.....	xix
ÍNDICE DE QUADROS.....	xxi
RESUMO.....	xxiii
CAPÍTULO 1	
INTRODUÇÃO.....	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	2
1.3 OBJETIVOS.....	3
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
1.4.1 Revisão bibliográfica	4
1.4.2 Levantamento de banco de dados	4
1.4.3 Análise qualitativa	4
1.4.4 Integração geofísica-geológica	4
1.4.5 Análise quantitativa	4
CAPÍTULO 2	
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	7
2.1.1 O Cráton São Francisco	9
2.1.2 A Faixa Araçuaí.....	10
2.2 QUADRO ESTRATIGRÁFICO	13
2.2.1 Unidades do embasamento	13
2.2.2 Supergrupo Espinhaço	14
2.2.3 Supergrupo São Francisco	15
2.2.4 Grupo Macaúbas	16
2.2.5 Magmatismo associado ao Grupo Macaúbas.....	20

2.2.6 Coberturas fanerozoicas.....	21
2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	21
2.4 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FAIXA ARAÇUAÍ.....	24
2.4.1 A bacia precursora Macaúbas	24
2.4.2 A convergência inicial	26
2.4.3 A etapa colisional.....	27
2.4.4 O escape lateral da porção sul do núcleo cristalino	27
2.4.5 O colapso gravitacional	27
CAPÍTULO 3	
MÉTODOS GEOFÍSICOS.....	30
3.1 INTRODUÇÃO.....	30
3.2 MAGNETOMETRIA.....	30
3.3 RADIOMETRIA	36
CAPÍTULO 4	
ANÁLISE QUALITATIVA	44
4.1 INTRODUÇÃO	44
4.2 BANCO DE DADOS.....	44
4.3 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	45
4.3.1 Magnetometria.....	45
4.3.2 Radiometria	50
CAPÍTULO 5	
INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA.....	55
5.1 INTRODUÇÃO	55
5.2 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	56
CAPÍTULO 6	
ANÁLISE QUANTITATIVA.....	69
6.1 INTRODUÇÃO	69
6.2 METODOLOGIA	69

6.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	73
CAPÍTULO 7	
CONCLUSÕES.....	77
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	80

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo. Fonte: Google Earth.....	2
Figura 1.2: Vias de acesso para Itacambira a partir de Belo Horizonte. Fonte: Google Earth.	3
Figura 2.1: Contextualização geotectônica do paleocontinente São Francisco-Congo, com destaque para a área abordada neste estudo.....	7
Figura 2.2: Mapa geológico do Cráton São Francisco.....	8
Figura 2.3: Principais componentes geotectônicos do Orógeno Araçuaí e sua correlação com a Faixa Congo Ocidental (modificado de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> 2008).....	11
Figura 2.4: Mapa Geológico do Orógeno Araçuaí com destaque para a área deste estudo (modificado de Pedrosa Soares <i>et al.</i> 2008).....	12
Figura 2.5: Componentes geotectônicos do Orógeno Araçuaí representados em perfil (modificado de Pedrosa Soares <i>et al.</i> 2008). AB está localizado na Figura 2.4	13
Figura 2.6: Mapa geológico simplificado da porção E-SE do Cráton do São Francisco, em contato com parte da Faixa de Dobramentos Araçuaí.....	14
Figura 2.7: Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas. Modificado de Pedrosa-Soares <i>et al.</i> (2008, 2011), Castro (2014) e Souza (2016).....	17
Figura 2.8: Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.....	22
Figura 2.9: Mapa tectônico esquemático do Orógeno Araçuaí enfatizando os seus compartimentos e grandes zonas de cisalhamento.....	23
Figura 2.10: Seções geológicas esquemáticas da porção oeste do Orógeno Araçuaí, cuja localização é indicada no mapa da Figura 2.10. Adaptado de Alkmim <i>et al.</i> (2006).....	24
Figura 2.11: Características da Bacia Macaúbas, precursora do orógeno, por volta de 700 Ma. a) Elementos da Bacia Macaúbas.....	25
Figura 2.12: Ilustração da fase de convergência inicial das margens da Bacia Macaúbas.....	26
Figura 2.13: Cartoon ilustrativo dos estágios (a) colisional, por volta de 560Ma, e (b) de colapso gravitacional, após escape lateral da porção sul do orógeno, por volta de 500Ma.....	28
Figura 3.1: Movimento de fluido condutor e geração do campo dipolar, (Jeanloz 1983).....	31
Figura 3.2: Susceptibilidade magnética nas rochas (Modificado de Reynolds 1997).....	33
Figura 3.3: Abundância relativa de elementos radioativos em diferentes tipos de rochas (modificado de Kearey <i>et al.</i> 2009).....	38
Figura 3.4: Variação na média de concentração dos elementos U, Th e K em rochas ígneas com o aumentado conteúdo de sílica. Modificado de Dickson & Scott (1997).....	41

Figura 4.1: À esquerda, a localização da Área 8 do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, e à direita, o posicionamento da área de estudo em relação à Área 8.....	44
Figura 4.2: Fluxograma exibindo a metodologia utilizada para a geração dos grids em mapas magnetométricos.....	46
Figura 4.3 No canto superior, mapa magnetométrico de amplitude do sinal analítico (ASA). No canto inferior, mapa de magnetofácies confeccionado a partir do ASA.....	47
Figura 4.4: Lineamentos magnéticos delimitados a partir do mapa de Amplitude do Sinal Analítico e diagrama de rosas dos lineamentos.....	49
Figura 4.5: Fluxograma exibindo a metodologia utilizada para a geração dos <i>grids</i> em mapas radiométricos.....	50
Figura 4.6: Domínios radioétricos sobrepostos ao mapa ternário.....	52
Figura 4.7: Lineamentos sobrepostos ao mapa de contagem total e respectiva roseta dos lineamentos radiométricos evidenciados.....	53
Figura 5.1: Sobreposição de imagens criada em ambiente SIG.....	55
Figura 5.2: Mapa ternário sobreposto ao Mapa Geológico modificado de Noce (1997).....	56
Figura 5.3: Comparação entre os limites dos domínios radiométricos do mapa ternário com os limites geológicos do mapa geológico de Noce (1997).....	57
Figura 5.4: Integração dos dados geofísicos com os geológicos.....	58
Figura 5.5: Correlação dos domínios radiométricos com o mapa geológico.....	59
Figura 5.6: Mapa do Fator F indicando áreas contendo alteração hidrotermal.....	61
Figura 5.7: Sobreposição entre o mapa geológico, ASA e a imagem Landsat da área estudo.....	62
Figura 5.8: Mapa da Amplitude do Sinal Analítico e a interpretação dos lineamentos.....	63
Figura 5.9: Ilustração registrando os estágios da evolução da Bacia Macaúbas.....	64
Figura 5.10: Sobreposição do sugerido mapa geológico para a região de Itacambira com o mapa da Amplitude do Sinal Analítico e a correção entre eles.....	66
Figura 5.11: Mapa do Campo Anômalo e de Continuação para Cima de 1000m.....	67
Figura 6.1: Mapa ASA com a localização dos perfis de deconvolução (malha de 780m de espaçamento). Em evidência está o Perfil 09.....	69
Figura 6.2: Resultado da deconvolução de Euler no Perfil 09, realizado no Software Euler 1.00, e a localização do perfil na malha de deconvolução.....	70
Figura 6.3: Modelo 3D gerado a partir dos perfis mostrados na figura 6.1.....	71
Figura 6.4: Visualização 3D das anomalias do mapa de Amplitude do Sinal Analítico, modelo gerado por interpolação de dados através de krigagem.....	72
Figura 6.5: Mapa geológico simplificado sobreposto ao contendo o perfil A-B.....	73

Figura 6.6: Perfil geológico associado com o perfil gerado para a deconvolução de Euler74

Figura 6.7: A partir do ASA e do modelo 3D, observa-se um conjunto de anomalias se apresentou em forma de um arco em profundidade.....75

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1: Valores de susceptibilidade de alguns litotipos, no sistema c.g.s. (Telford <i>et al.</i> 1990).....	34
Tabela 3.2: Filtros de Fourier e suas finalidades geofísicas (Silva 2015).....	35
Tabela 3.3: Relação do índice estrutural com os modelos físico e geológico (Reid <i>et al.</i> 1990).....	36
Tabela 3.4: Razões entre os elementos radiogênicos e suas finalidades.....	41
Tabela 4.1: Definição das Magnetofácies.....	48
Tabela 4.2: Análise dos domínios considerando o mapa de contagem total.....	51
Tabela 5.1: Integração dos domínios radiométricos as unidades geológicas.....	60
Tabela 5.2: Integração das magnetofácies com as unidades geológicas.....	65

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 3.1: Conteúdo radioativo das principais rochas ígneas.....	38
Quadro 3.2: Minerais radioativos (Modificado de Telford <i>et al.</i> 1990).....	39

Resumo

A anticlinal de Itacambira se localiza no centro-norte de Minas Gerais, e marca o início geográfico da Serra do Espinhaço Setentrional Mineiro. Tal estrutura trata-se de uma proeminente feição geológica inserida no contexto do cinturão de dobras e cavalgamentos da Serra do Espinhaço, no domínio externo do Orógeno Araçuaí. No núcleo erodido da anticlinal aflora o embasamento cristalino, arqueano a paleoproterozoico, composto por rochas granito-gnaiss do Complexo Porteirinha, sobre o qual se assentam as rochas mesoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço. Recobrimo esta última unidade, através de uma discordância erosiva, se encontram as rochas metassedimentares do Grupo Macaúbas. Esta última sequência registra, na região em questão, os estágios iniciais de rifteamento da bacia Macaúbas, precursora do orógeno Araçuaí e que evoluiu para uma margem passiva com proto-oceanização. Trabalhos geocronológicos recentes associados a estudos tectono-estratigráficos corroboram que o desenvolvimento da bacia Macaúbas envolveu estágios policíclicos e descontínuos no espaço e no tempo, em função do forte controle da herança tectônica de rifteamentos sobrepostos. Visando caracterizar estruturas de subflorantes e em profundidade que possam ser relacionadas aos ciclos de quebra do rifte Macaúbas, o presente estudo correlacionou dados geológicos e geofísicos na área alvo. A análise geofísica da região foi realizada por meio do processamento da Área 8 do banco de dados aerolevados da Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG), através dos métodos magnetométricos e radiométricos, que permitiram, respectivamente, a identificação e caracterização de estruturas profundas, das quais destacam-se megalineamentos de direção preferencial EW e para NW que cortam todas as unidades, ora possuindo expressão geomorfológica, ora não, e a identificação dos possíveis limites de contato entre as unidades geológicas. Através da análise quantitativa pelo método da Deconvolução de Euler, foi possível caracterizar estruturas subflorantes que cortam as rochas do Grupo Macaúbas e Supergrupo Espinhaço, das quais se destacam dobramentos suaves e, principalmente falhas reversas, que provavelmente se relacionam a reativação de falhas normais associadas aos antigos sistemas riftes. Localmente, com o auxílio da magnetometria, foi possível observar a existência de um baixo estrutural associados às unidades do Grupo Macaúbas e que é interpretado como a preservação de uma calha sedimentar associada a fase de rifteamento na qual tal unidade se desenvolveu. As interpretações radiométricas foram úteis para correlacionar com as unidades geológicas aflorantes e no auxílio à determinação das relações de contato, sendo utilizada como referência a Folha Itacambira. Neste trabalho elaborou-se uma sugestão para a modificação do mapa geológico da Folha Itacambira a partir dos limites de contato entre as unidades geológicas distintas pelo mapa ternário. Foi elaborado também um modelo 3D da área alvo utilizando o método da *krikagem* por meio da Deconvolução de Euler. Este modelo permitiu inferir a profundidade das fontes emissoras das anomalias magnéticas e distinguir elementos estruturais presentes na compartimentação tectônica da área, como por exemplo, dobras, falhamentos e intrusões.

Palavras chave: Geofísica; Itacambira; Magnetometria; Gamaespectrometria; Bacia Macaúbas; Faixa Araçuaí; Deconvolução de Euler.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A região de Itacambira localiza-se na porção norte do Estado de Minas Gerais e compreende a área de estudo deste trabalho. A feição geológica mais marcante desta região é a Anticlinal de Itacambira, onde, assentado sobre o Supergrupo Espinhaço, aflora o Grupo Macaúbas.

O Supergrupo Espinhaço e o Grupo Macaúbas constituem o registro dos sucessivos ciclos de fragmentação na margem leste do paleocontinente São Francisco - Congo, ocorrida entre o Estateriano e o Criogeniano (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011). O Supergrupo Espinhaço (Pflug & Renger 1973) é entendido como o registro metavulcano-sedimentar de uma bacia ensiálica, constituída por uma sucessão de riftes sobrepostos continentais, que foram sucedidos por uma bacia intracratônica do tipo sag (Martins-Neto 2000).

O Grupo Macaúbas registra a evolução da bacia homônima, a qual fornece informações sobre a fragmentação do paleocontinente São Francisco – Congo, sendo importante peça de estudo para se entender a dinâmica desta quebra continental. A abertura da bacia Macaúbas foi condicionada por eventos tectônicos, sedimentares e magmáticos descontínuos, e sua evolução culminou na abertura de um proto-oceano (Queiroga 2007, Pedrosa-Soares & Alkmim. 2011, Castro 2014, Kuchenbecker *et al.* 2015, Souza 2016).

A sedimentação desta unidade foi condicionada pela atuação de uma tectônica extensional, como falhas normais e basculamento de blocos. A deposição da sequência silissiclástica é característica de um ambiente de alta energia, sedimentada por leques aluviais e sistemas fluviais (Leite 2013).

Dentro deste contexto, o presente estudo visou à aplicação de métodos geofísicos para a identificação e caracterização de estruturas geológicas não aflorantes e em profundidade que possam estar correlacionadas com a arquitetura do sistema de rifteamento Macaúbas na região de Itacambira, Minas Gerais.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo se localiza na região de Itacambira (Figura 1.1), centro-norte de Minas Gerais. Compreende a folha geológica com nome homônimo (SE-23-X-D-I; Noce 1997) em escala 1:100.000, totalizando aproximadamente 1.221km² de área e se encontra limitada pelos meridianos -43° W e -43° 30' W, e entre os paralelos, -17° S e -17° 20' S.

As vias de acesso (Figura 1.2) à área de estudo podem ser feitas por rodovias federais e estaduais, além de rodovias não pavimentadas. Tem-se como uma das alternativas de acesso, saindo de Belo Horizonte, a BR-135 em direção a Montes Claros, totalizando 350km. A partir de Montes Claros se alcança a BR-380 em direção a Itacambira. O acesso de Itacambira as áreas rurais são feitas principalmente por vias secundárias não pavimentadas. Distancia-se aproximadamente 340km de Ouro Preto, 300km de Belo Horizonte, 55km de Montes Claros, 40km de Bocaiúva, 30km de Carbonita, 70km de Chapada do Norte, 15km de Caçaratiba e 120km de Diamantina.

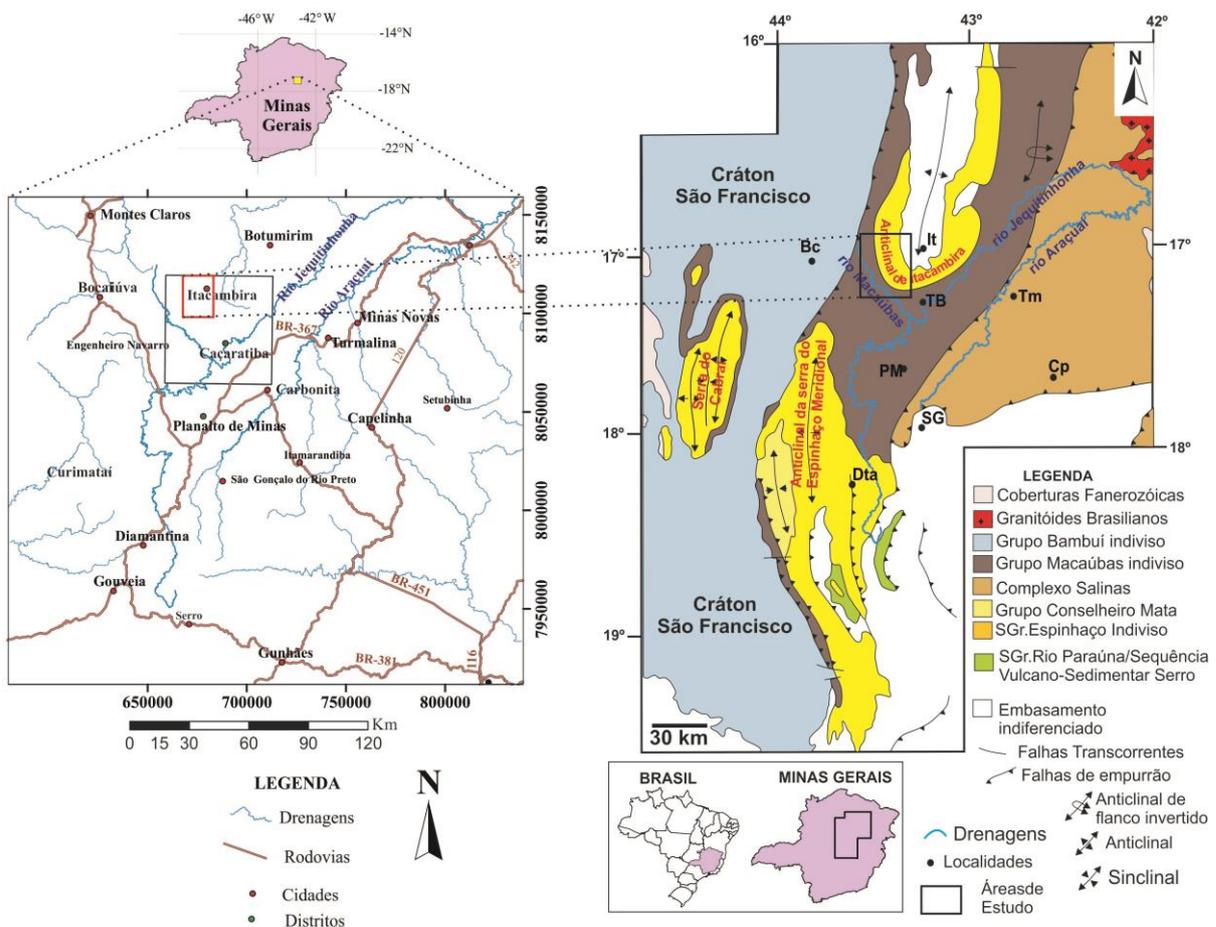


Figura 1.1: Localização da área de estudo. Fonte: Google Earth.

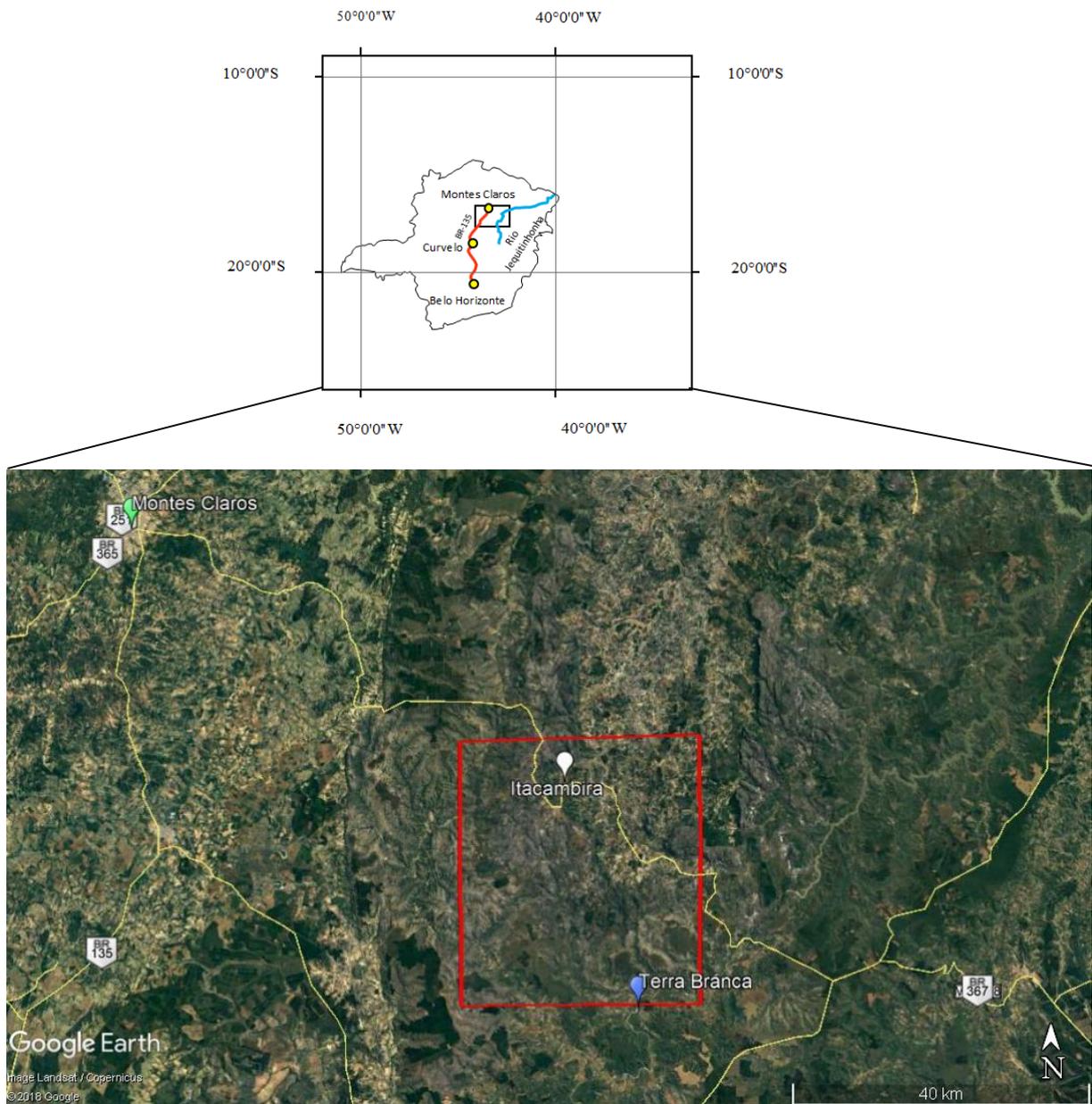


Figura 1.2: Vias de acesso para Itacambira a partir de Belo Horizonte. No polígono encontra-se demarcado a área deste estudo no segmento Itacambira-Terra Branca. Fonte: Google Earth.

1.3 OBJETIVOS

Este estudo visou utilizar métodos geofísicos para analisar o arcabouço geológico de um segmento do flanco oeste da anticlinal de Itacambira. Objetivou-se reconhecer as estruturas da área em subsuperfície por meio da análise quali-quantitativa dos métodos magnetométrico e radiométrico.

Os mapas temáticos gerados pela aplicação destes métodos auxiliaram na correlação dos dados obtidos com as unidades geológicas. Como objetivos específicos, o trabalho buscou com o auxílio da geofísica, caracterizar as possíveis estruturas da fase de abertura do rifte Macaúbas.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia deste trabalho consistiu nas seguintes etapas:

1.4.1 Revisão bibliográfica

A fase inicial envolveu o levantamento bibliográfico de estudos previamente realizados na área de estudo. A compilação dos dados obtidos permitiu caracterizar a geologia regional da área, enfatizando o contexto geotectônico, estratigrafia, arcabouço estrutural e a evolução geológica. Além disso, objetivando interpretar as anomalias geofísicas, foi necessário caracterizar os métodos geofísicos utilizados neste trabalho, sendo eles, a magnetometria e a gamaespectrometria. As referências bibliográficas são de suma importância para se conhecer a área a ser estudada e para correlacionar a geologia com os dados geofísicos.

1.4.2 Levantamento de banco de dados

Este trabalho utilizou o banco de dados de aerolevamentos geofísicos disponibilizados pela CODEMIG (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais). A base dos dados aeromagnetométricos e aeroradiométricos relevantes ao estudo foram obtidos da Área 8. Utilizou-se o mapa geológico da Folha Itacambira (Noce 1997) como referência para se correlacionar com os dados geofísicos.

1.4.3 Análise qualitativa

Com o auxílio do *software Oasis Montaj 7.0.1*, do sistema GEOSOFT, foi possível gerar diversos mapas temáticos a partir do banco de dados geofísicos. Estes mapas foram georreferenciados segundo o Sistema de Informação Geográfica por meio do *software ARCGIS 9.3* e os dados foram tratados para serem analisados e possibilitar a interpretação qualitativa. As direções dos lineamentos interpretados nos mapas temáticos foram plotadas no *software OpenStereo 0.1.2* gerando, dessa maneira, os diagramas de rosas.

1.4.4 Integração geofísica-geológica

A integração entre geofísica e geologia ocorreu a partir da interpretação das anomalias geofísicas evidenciadas na análise qualitativa. As anomalias foram interpretadas considerando as estruturas geológicas retratadas em trabalhos anteriores e o mapeamento geológico feito previamente na área.

1.4.5 Análise quantitativa

A interpretação quantitativa dos dados se realizou com o auxílio do *software Euler 1.00*, por meio do qual foi feita a Deconvolução de Euler (2D) dos perfis magnetométricos. O objetivo desta análise é visualizar a disposição das estruturas geológicas em profundidade, estimando as profundidades das anomalias. A partir dos dados obtidos pela Deconvolução de Euler e com o auxílio da extensão

ArcScene (9.3), aplicou-se o método da *krigagem* para se visualizar em 3D as estruturas em profundidade

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O paleocontinente São Francisco – Congo consolidou-se como um núcleo crustal estável no final do ciclo Transamazônico, durante o período Orosiriano (1,9Ga). Diversos rifteamentos sucessivos e descontínuos afetaram o paleocontinente, desde o Estetariano (1,8Ga) até o Criogeniano (650Ma), culminando na formação de bacias oceânicas no final do Neoproterozoico. A conformação da área pré-cambriana ocorreu através da amalgamação de unidades supracrustais adjacentes aos blocos litosféricos durante a orogênese Brasiliana (750-530Ma) (Almeida *et al.* 1976).

Por não se envolver nesta tectonogênese do final do Neoproterozoico, o paleocontinente São Francisco-Congo (Figura 2.1) passou a comportar-se e caracterizar-se como um cráton. A fragmentação deste cráton ocorreu na abertura do Atlântico Sul, dividindo-se na Plataforma Sul-Americana e no continente africano (Alkmim e Martins-Neto 2001).

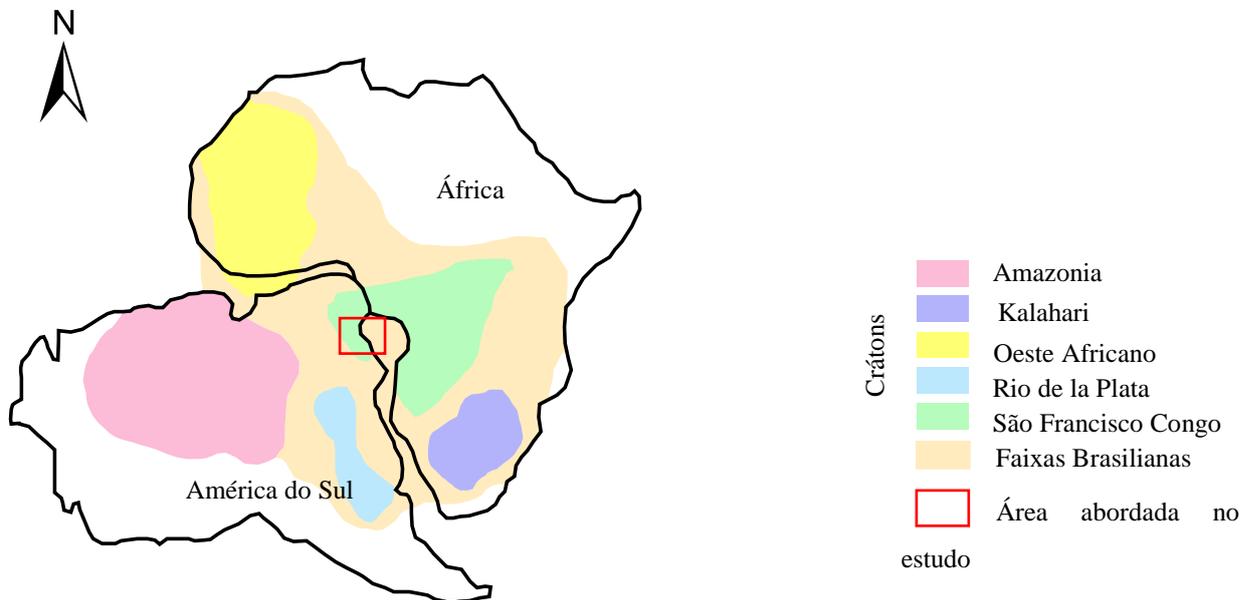


Figura 2.1: Contextualização geotectônica do paleocontinente São Francisco-Congo, com destaque para a área abordada neste estudo. Modificado de Alkmim *et al.* (2006)

O Cráton São Francisco (Figura 2.2) está localizado na porção centro-leste da Plataforma Sul-Americana. As faixas de dobramentos brasileiras Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal, Sergipana e Araçuaí, adjacentes ao Cráton São Francisco, representam os limites definidos originalmente por Almeida (1977).

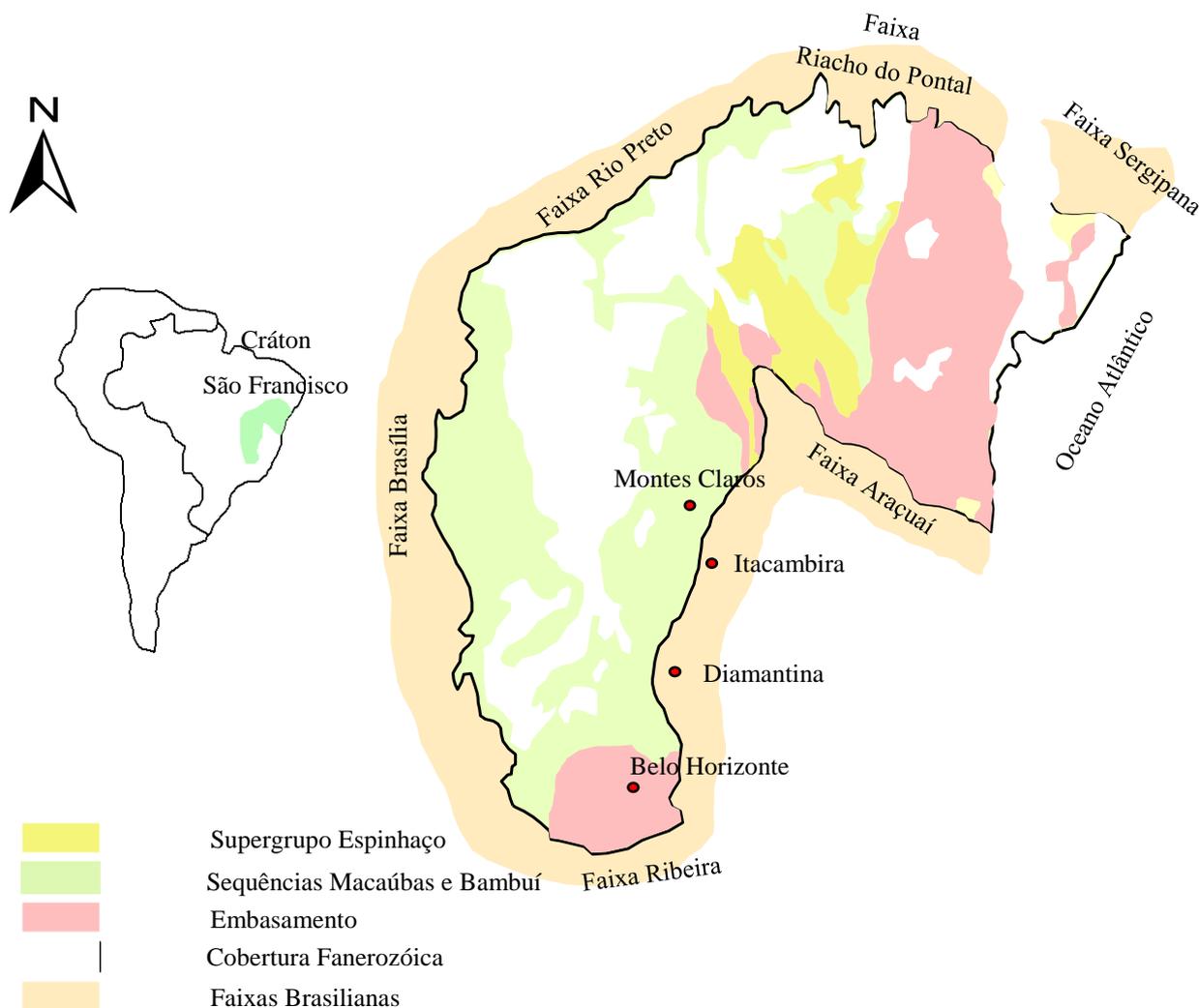


Figura 2.2: Mapa geológico do Cráton São Francisco. Modificado de Alkmim *et. al* (2012).

O orógeno neoproterozoico Araçuaí (Pedrosa-Soares *et al.* 2001), abrange a faixa de dobramentos de nome homônimo, e localiza-se na margem sudeste do Cráton do São Francisco, e estende-se até a margem litorânea do Atlântico, entre os paralelos 15 ° e 21 ° S. O orógeno Araçuaí orienta-se aproximadamente na direção N-S, com vergência para oeste e transporte tectônico voltado para o cráton.

Encontra-se subdividido em três grandes domínios tectônicos, sendo estes, o de antepaís, o externo e o interno (Uhlein 1991). Em seu domínio externo, caracteriza-se o cinturão de

cavalgamentos Serra do Espinhaço em vista a ocorrência de dobramentos e falhas associadas a rochas de baixo grau metamórfico (Alkmim *et al.* 2006). O metamorfismo regional aumenta de, oeste para leste, gradando de fácies xisto verde baixo à fácies anfibolito alto (Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

As principais unidades litoestratigráficas são representadas pelo embasamento, de idade arqueana a paleoproterozoica, os metassedimentos paleo-mesoproterozoicos do Supergrupo Espinhaço, e rochas neoproterozoicas do Grupo Macaúbas, sendo que este grupo registra toda a evolução da bacia precursora do orógeno Araçuai (Uhlein 1991).

2.1.1 O Cráton São Francisco

O Cráton São Francisco situa-se na Plataforma Sul Americana e é uma parte derivada do paleocontinente São Francisco-Congo, que se fragmentou na abertura do Atlântico Sul, no Cretáceo, e não se envolveu tectonicamente na orogênese brasileira do Neoproterozoico (Alkmim *et al.* 2006). Localiza-se na região centro leste do Brasil, englobando os estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás e Tocantins.

O substrato do Cráton São Francisco-Congo foi estabilizado ao final da orogênese Transamazônica do Paleoproterozoico (Almeida 1977). Durante o período entre 1,7Ga e 630Ma, ocorreu uma sucessão de tafrogêneses associadas ao paleocontinente São Francisco-Congo (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

Segundo Alkmim *et al.* (2006), os cinturões brasileiros e suas faixas de dobramentos e cavalgamentos se dispõem como limítrofes ao redor do cráton. As faixas Brasileiras foram resultados da orogénia brasileira do Neoproterozoico, em 560Ma, e apresentam dobramentos lineares e grandes falhas, em um conjunto estrutural que manifesta vergência concêntrica, demonstrando o transporte tectônico com direção ao cráton.

O embasamento do Cráton São Francisco é constituído por um complexo arranjo de terrenos metamórficos de alto grau (gnaisses, granitoides e granulitos) de idade arqueana, associações do tipo granito *greenstone* e cinturões de rochas supracrustais paleoproterozoicas, assim como rochas plutônicas com grande variedade composicional, expostos no extremo sul do cráton (Cinturão Mineiro) e na porção nordeste, no estado da Bahia (Teixeira *et al.* 2000).

No domínio da Serra do Espinhaço em Minas Gerais, o embasamento está exposto como núcleos de anticlinais erodidas na região de Itacambira-Porteirinha. O Complexo Basal de Itacambira-Porteirinha abrange a parte central de anticlinal homônimo, flanqueado pelos metassedimentos dos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Martins 2006).

2.1.2 A Faixa Araçuaí

A Faixa Araçuaí engloba o conjunto de faixas de dobramentos do neoproterozoico-cambriano e corresponde ao lado brasileiro do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. O limite meridional da faixa Araçuaí no Brasil encontra-se delimitada pelo sul do Cráton São Francisco, próxima ao paralelo 21°. (Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental possui componentes geotectônicos que caracterizam um orógeno colisional sucessor de um orógeno acrescionário de margem continental ativa. O Orógeno Araçuaí (Figura 2.3) confinado na Plataforma Sul-Americana se resulta após a fragmentação do Cráton São Francisco-Congo na abertura do Atlântico Sul, no Cretáceo (Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

O embasamento do Orógeno Araçuaí evoluiu a partir da aglutinação de blocos crustais arqueanos durante um processo orogênico no paleoproterozoico que se estendeu, aproximadamente, entre 2,2 e 2,0Ga. (Noce *et al.* 2007). Neste evento ocorreu a consolidação do bloco continental São Francisco-Congo que foi poupada dos eventos orogênicos neoproterozoicos (Alkmim *et al.* 2006).

No Orógeno Araçuaí estas unidades de embasamento encontram-se expostas no domínio externo (oeste) e interno (leste) do orógeno. O domínio externo compreende o cinturão de dobramento-cavalgamento, de baixo grau metamórfico, que bordejia o Cráton do São Francisco. No domínio interno estão expostos os volumosos corpos granitoides relacionados às diversas etapas evolutivas do orógeno, o metamorfismo atinge a fácies granulito e ocorre extensa anatexia.

Em sua evolução consistem os seguintes estágios: (1) rifteamento continental, polifásico, com importante contribuição de sedimentação glaciogênica (1,0Ga-750Ma), (2) o desenvolvimento de uma margem passiva (750-630Ma) e, (3) com o fechamento dessa bacia oceânica, a geração de um arco magmático (630-570Ma) (Kuchenbecker *et al.* 2015).

No Orógeno Araçuaí ocorrem registros geológicos sobre as relações estratigráficas e estruturais entre os riftes que antecederam a fragmentação do paleocontinente São Francisco-Congo na Plataforma Sul-Americana (Figura 2.4). O estágio de rifte continental da bacia precursora está bem registrado no domínio externo (proximal) do Orógeno Araçuaí, particularmente na região a norte de Diamantina, onde as unidades proximais do Grupo Macaúbas ocorrem em larga extensão (Almeida 1977).

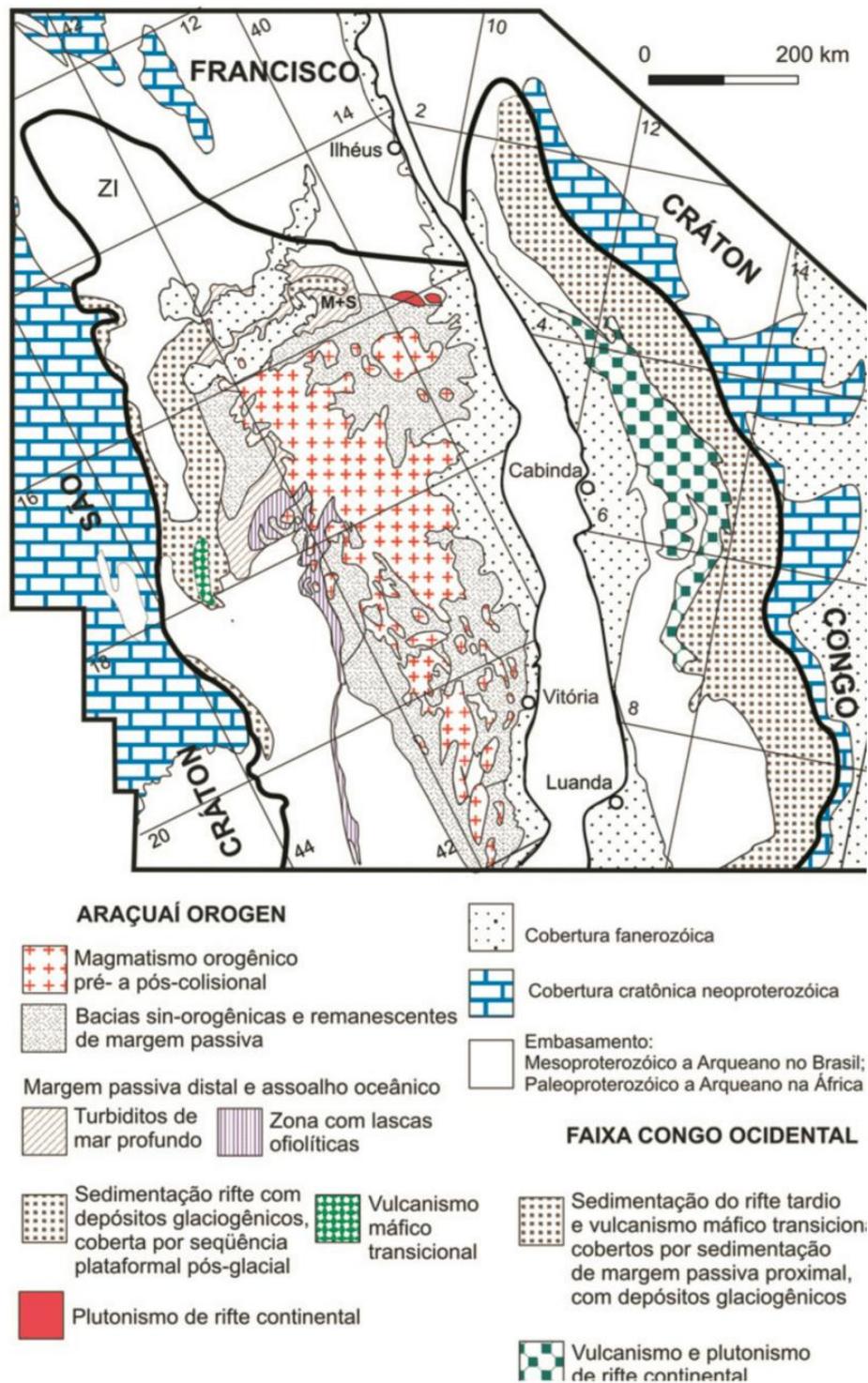


Figura 2.3: Principais componentes geotectônicos do Orógeno Araçuaí e sua correlação com a Faixa Congo Ocidental (modificado de Pedrosa-Soares *et al.* 2008).

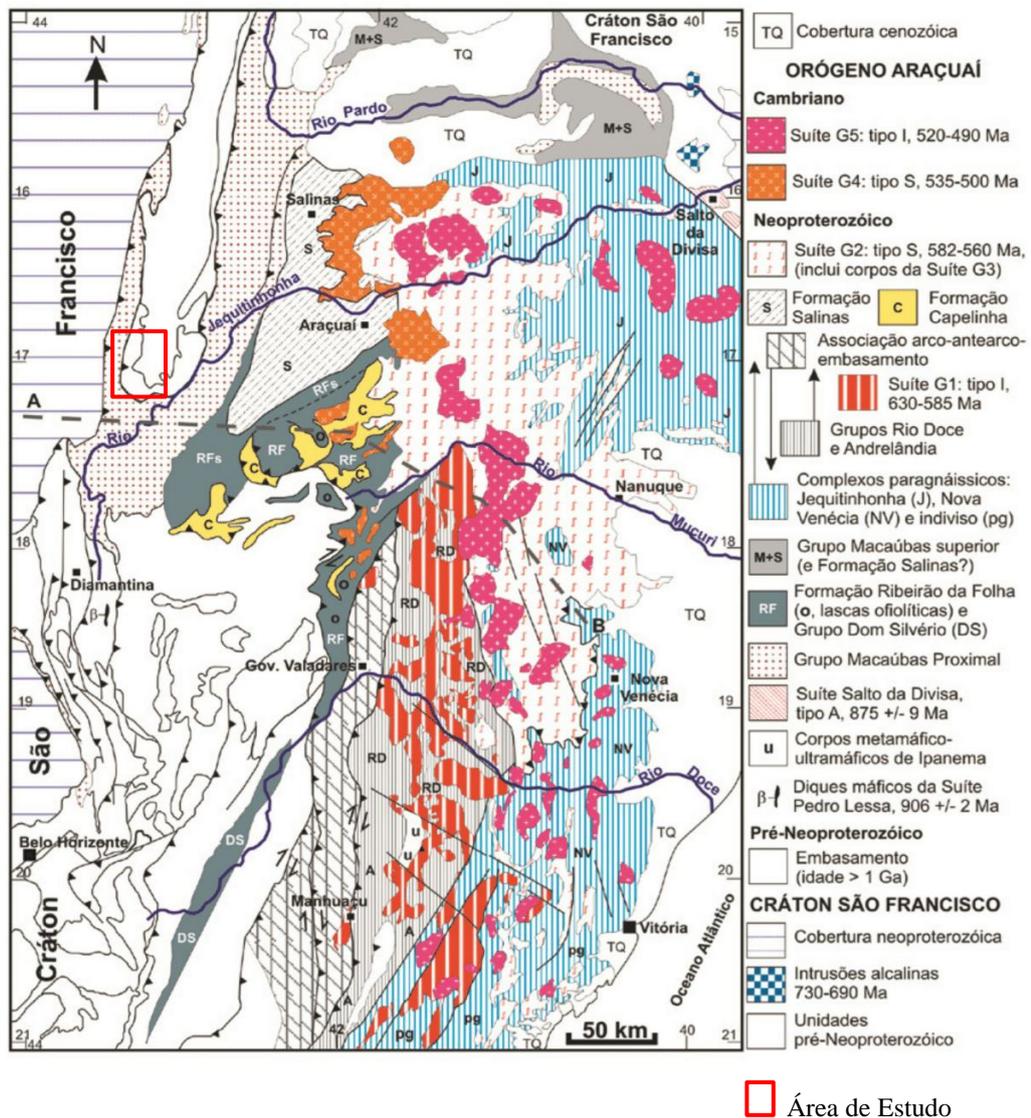


Figura 2.4: Mapa Geológico do Orógeno Araçuaí com destaque para a área deste estudo (modificado de Pedrosa Soares *et al.* 2008).

Os aulacógenos Pirapora, Paramirim e Sangha teriam cumprido importantes funções, tanto ao facilitar o alargamento e oceanização do setor meridional da bacia precursora do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, quanto ao acomodar a deformação brasileira no interior da região cratônica (Alkmim *et al.* 2007).

Em termos litoestratigráficos, afloram na região do Orógeno Araçuaí, rochas paleoproterozoicas tardias e mesoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço, bem como rochas neoproterozoicas do Supergrupo São Francisco, representadas pelos grupos Macaúbas e Bambuí (Figura 2.5).

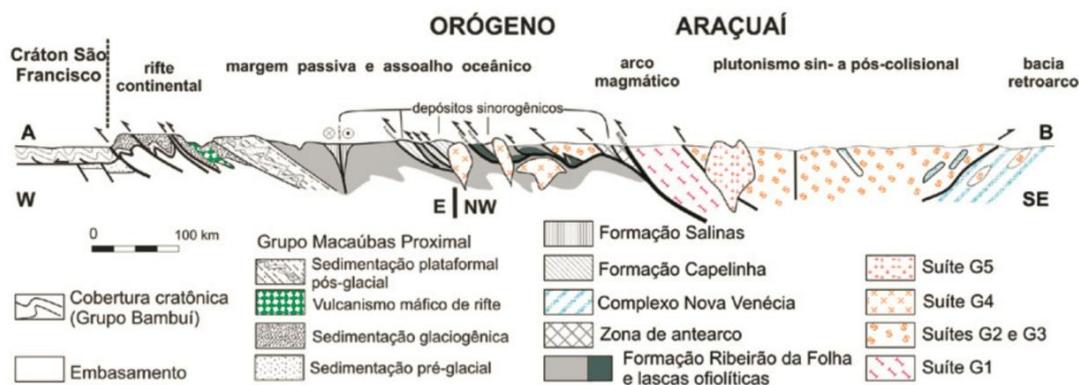


Figura 2.5: Componentes geotectônicos do Orógeno Araçuaí representados em perfil (modificado de Pedrosa Soares *et al.* 2008). AB está localizado na Figura 2.4.

2.2 QUADRO ESTRATIGRÁFICO

2.2.1 Unidades do embasamento

Na área deste estudo, o embasamento do Orógeno Araçuaí é representado pelo Complexo Porteirinha, mais especificamente pelo Complexo Metamórfico Córrego do Cedro, e também pela Suíte Itacambiruçu (Noce 1997), ambos expostos no núcleo da Anticlinal de Itacambira (Karfunkel & Karfunkel 1976).

O Complexo Córrego do Cedro abrange gnaisses bandados de composição granodiorítica-granítica, e mais raramente, termos tonalíticos de granulação média a fina, essencialmente biotita gnaisses. Localmente, concordante com o embasamento, encontra-se corpos tabulares ou lenticulares de anfibolito (Siga Jr. 1986). Tal unidade basal aflora de forma expressiva no núcleo erodido da anticlinal de Itacambira (Noce *et al.* 1997)

A Suíte Rio Itacambiruçu é constituída por corpos granitoides, alongados, com dimensões máximas entre 5 e 10km, apresentando textura ígnea preservada e composição tonalítica, com granulação média a grossa e textura porfirítica. Trata-se de uma suíte ígnea intrusiva nos gnaisses (Noce 1997).

A deformação no Complexo Porteirinha se manifesta nos granitoides por meio do desenvolvimento de foliação ou pela presença de zonas de cisalhamento, onde se observa estágios de milonitização (Siga Jr. 1986). Uhlein (1991) considera a Formação Itacambiruçu como resultado de milonitização do embasamento cristalino durante o evento Brasileiro.

No domínio da Serra do Espinhaço em Minas Gerais, o embasamento está exposto na região de Itacambira (Figura 2.6) ocupando a parte central do anticlinório homônimo, flanqueado pelos metassedimentos dos supergrupos Espinhaço e São Francisco.

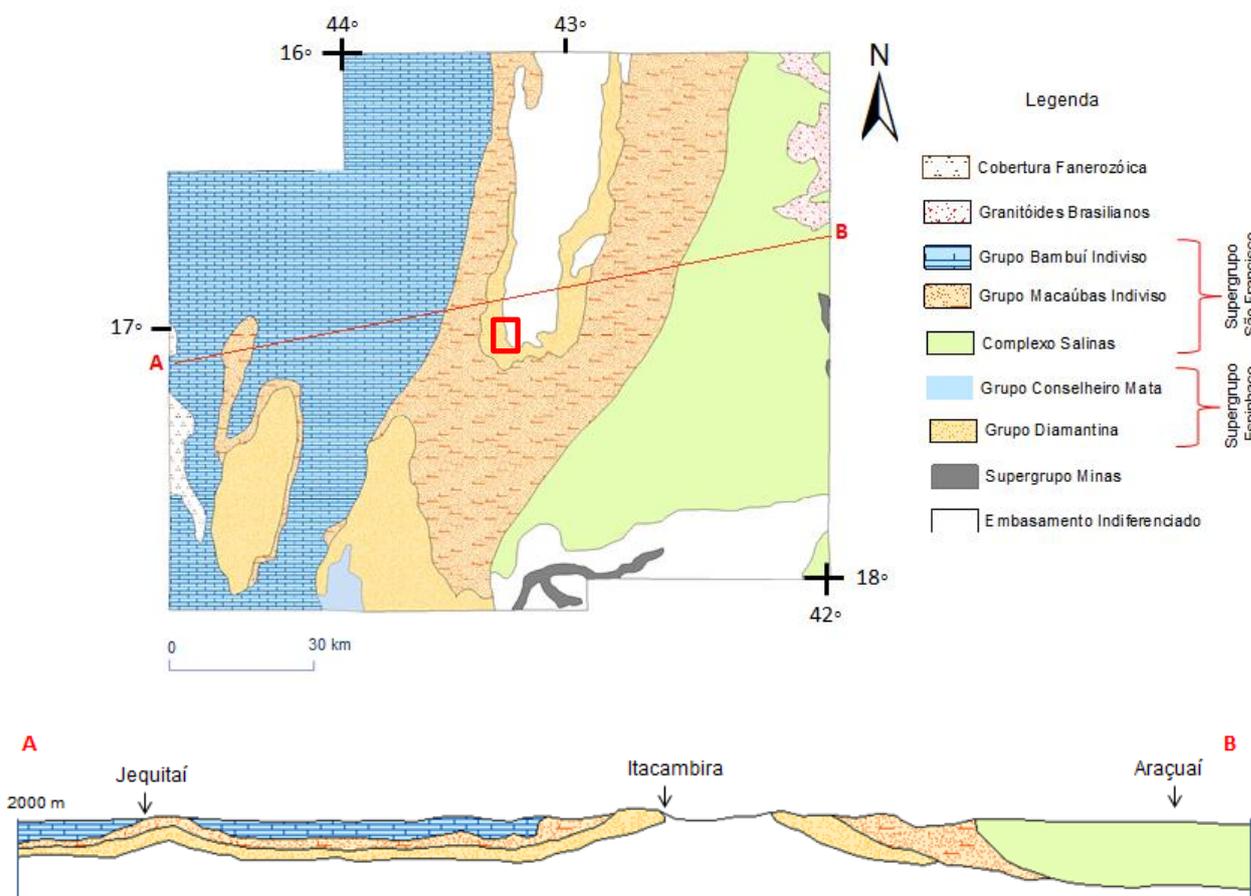


Figura 2.6: Mapa geológico simplificado da porção E-SE do Cráton do São Francisco, em contato com parte da Faixa de Dobramentos Araçuaí. Observa-se o embasamento como parte do núcleo da estrutura Anticlinória de Itacambira. No polígono, tem-se a localização da área deste estudo. Modificado de Uhlein (1991)

2.2.2 Supergrupo Espinhaço

A feição morfológica e estrutural da Anticlinal de Itacambira forma um arco de serras com concavidade voltada para o norte e eixo com caimento para sul ao longo da qual afloram as rochas do Supergrupo Espinhaço, marcando o início do Espinhaço Setentrional, que se estende até o centro do estado da Bahia (Leite 2013).

De um modo geral, atribui-se uma segmentação a Serra do Espinhaço, sendo (Uhlein 1991):

- i) Espinhaço Meridional: segmento serrano que se estende desde as imediações de Belo Horizonte e se prolonga de forma interrupta até a região de Olhos D'Água;
- ii) Serra do Cabral: segmento ocidental desta cordilheira em Minas Gerais e inclui a Serra da Água Fria;
- iii) Espinhaço Setentrional: segmento que se inicia por volta do paralelo 17°30'S, em Minas Gerais, onde a serra se encontra separada e deslocada por aproximadamente

30km em direção a NNE da parte Meridional. Este segmento tem como limite sul a anticlinal de Itacambira (Karfunkel & Karfunkel 1976), que se prolonga de forma contínua através do flanco oriental até o limite do cráton São Francisco no estado da Bahia;

- iv) Chapada Diamantina: segmento que se encontra inteiramente distribuído na porção centro-oriental da Bahia.

No domínio da Serra do Espinhaço Setentrional, Leite (2013) estabeleceu a Formação Resplandecente (quartzitos puros à micáceos) como a base estratigráfica regional do Supergrupo Espinhaço. A Formação Resplandecente é a unidade do Supergrupo Espinhaço aflorante na anticlinal de Itacambira, recobrando diretamente o embasamento cristalino (Complexo Córrego do Cedro).

Esta unidade compõe-se por quartzitos de elevada maturidade mineralógica e textural e com bimodalidade (Martins *et al.* 2008, Leite 2013). Estruturas sedimentares de diversos portes são muito bem preservadas, como estratos cruzados tabulares e acanalados e marcas de ondas.

Leite (2013) atribuiu as unidades anteriormente descritas como “Matão” por Martins *et al.* (2008) à Formação Duas Barras do Grupo Macaúbas. A Formação Matão consiste em sedimentos marinhos que se interdigitam lateralmente aos eólicos da Formação Resplandecente.

Martins *et al.* (2008) redescreveram e reinterpretaram a Formação Matão em sua área tipo, nas imediações da anticlinal de Itacambira, como a sequência rifte da bacia Macaúbas. Tais autores embasaram-se em levantamentos estratigráficos e na idade máxima de sedimentação de ca. 1.16Ga para reposicionar a Formação Matão como uma unidade basal do Grupo Macaúbas na região de Itacambira.

2.2.3 Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco reúne todas as seqüências deposicionais do Neoproterozoico, sendo estas, a Formação Jequitai e os grupos Macaúbas e Bambuí em Minas Gerais, a Formação Bebedouro e o Grupo Una, na Bahia (Pflug & Renger 1973).

As formações Jequitai e Bebedouro e o Grupo Macaúbas são constituídos basicamente de metadiamicititos e arenitos, cujos processos de deposição foram influenciados, pelo menos em parte, por processos glaciais (e.g. Karfunkel & Hoppe 1988). Os grupos Una e Bambuí constituem-se de metasedimentos carbonáticos e pelíticos, interpretados como sedimentos de plataforma marinha estável (e.g. Dardenne 1978).

O contato com o Supergrupo Espinhaço é marcado por discordância regional, erosiva e angular. As rochas da Formação Jequitaiá ocorrem sotopostas às do Grupo Bambuí, e são relacionadas aos depósitos glácio-marinhos do Grupo Macaúbas no domínio da Faixa Araçuaí (Ulhein 1991).

Na área deste estudo ocorrem somente as sequências do Grupo Macaúbas, optando-se, dessa maneira, apenas a descrição desta unidade.

2.2.4 Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas é uma sequência estratigráfica pertencente ao Supergrupo São Francisco e é constituído por metadiamicritos com gradação vertical e lateral para quartzitos e metapelitos (Ulhein 1991). Esta sequência é a principal unidade que registra a evolução da Bacia Macaúbas, desde as sucessões tafrogênicas no Toniano (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, Pedrosa-Soares & Alkmim 2011) até o desenvolvimento da margem passiva (Bacia Araçuaí ou Macaúbas, Pedrosa Soares *et al.* 1992).

A sequência vulcano-sedimentar que constitui o Grupo Macaúbas compõe a bacia de sedimentação antecessora ao Orógeno Araçuaí (Babinski *et al.* 2012). Ocorrem registros de sedimentação clástica marinha e glaciomarinha, intra a pericratônica, do Neoproterozoico entre 850Ma e 750Ma (Martins 2006).

A polaridade sedimentar do Grupo Macaúbas registra-se no sentido NNW-SSE (Pedrosa-Soares *et al.* 1992) e área fonte dos sedimentos estaria relacionada aos terrenos que compõem o núcleo crustal arqueano do Cráton São Francisco e parte dos sedimentos da bacia Espinhaço (Noce *et al.* 1993).

As unidades do Grupo Macaúbas são subdivididas nas seguintes grandes sucessões (Souza 2016):

- i. **Sucessão pré-glacial:** compreende as formações Matão, Duas Barras, Capelinha, Planalto de Minas, e Rio Peixe Bravo, todas sem registro de metadiamicritos;
- ii. **Sucessão sin-glacial:** compreende as formações Serra do Catuni, Nova Aurora e Chapada Acauã inferior, todas ricas em diamicritos;
- iii. **Sucessão pós-glacial:** compreende as formações Chapada Acauã superior e Ribeirão da Folha, sequências livres de metadiamicritos.

As sucessões pré- e sin-glacial são relacionadas à processos de rifteamento, enquanto a sucessão pós-glacial é relacionada ao estágio de margem passiva, inclusive com formação de crosta oceânica (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998, 2011, Queiroga *et al.* 2007).

A sedimentação do Grupo Macaúbas foi controlada por ação gravitacional e de falhas ativas, com deposição de cunhas clásticas de metadiamicritos subparalelos às bordas da bacia. O material glacial foi ressedimentado por ação de fluxos de detritos e correntes de turbidez em borda de bacia extensional (Martins *et al.* 2007).

A distribuição espacial das unidades do Grupo Macaúbas (Figura 2.7) remonta a uma compartimentação estratigráfica influenciada pelo arcabouço tectônico e arquitetura da bacia Macaúbas, que foi fortemente condicionada por herança tectônica de bacias superpostas (Noce *et al.* 1997b, Souza 2016).

A evolução da bacia precursora foi de 960Ma até 600Ma e envolvendo pelo menos dois eventos de rifteamento continentais antes do espalhamento oceânico (Pedrosa-Soares & Alkmim 2011).

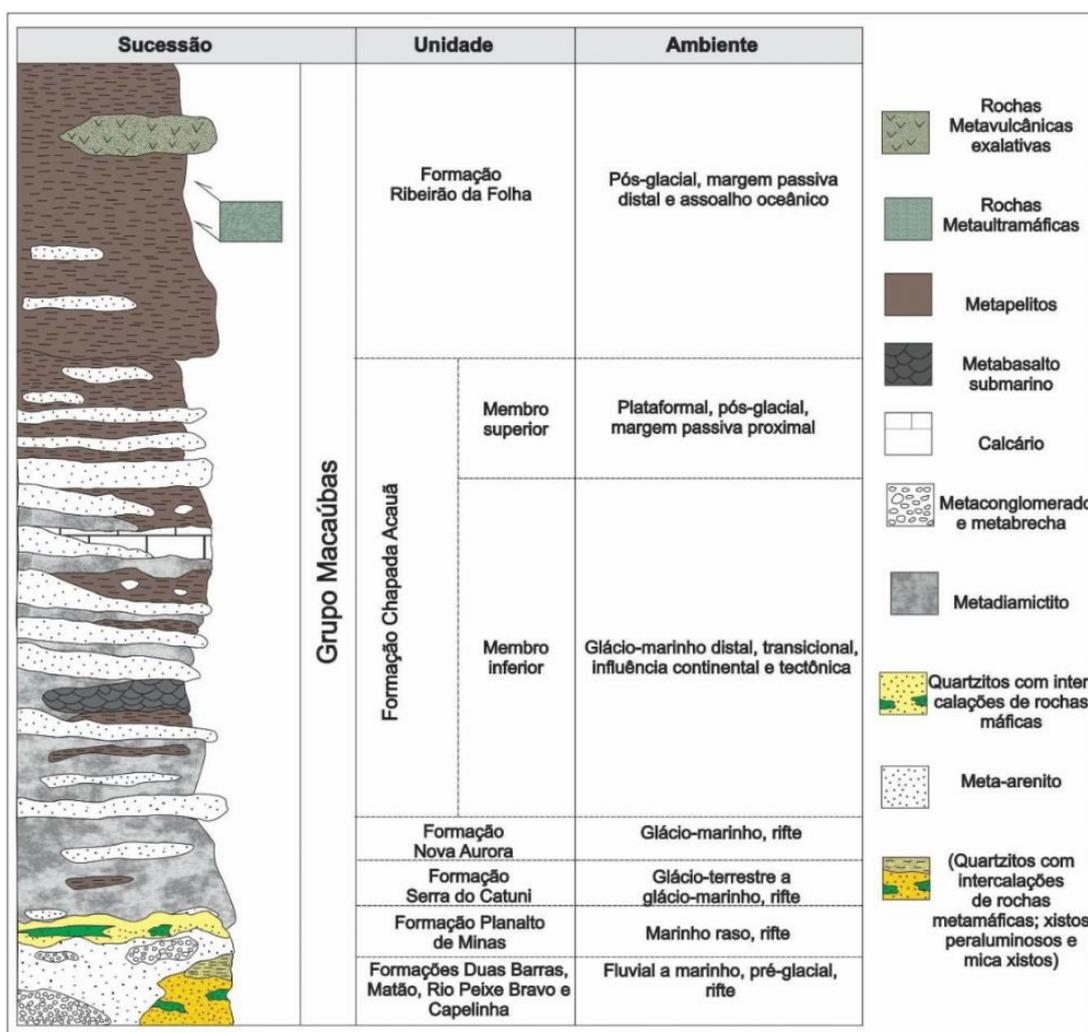


Figura 2.7: Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas. Modificado de Pedrosa-Soares *et al.* (2008, 2011), Castro (2014) e Souza (2016).

A unidade aflorante do Grupo Macaúbas na região da área de estudo, segundo a Folha Itacambira (Noce 1997), corresponde à formação Serra do Catuni. Portanto, neste trabalho optou-se por detalhar a formação aflorante e abordar as demais unidades basais, de acordo com a estratigrafia de Souza (2016), Martins (2006) e Leite (2013).

2.2.4.1 Formação Matão

A Formação Matão é constituída na base por uma associação de brechas e conglomerados monomíticos, cujos clastos são de quartzitos finos, puros e homogêneos, que variam de seixos a blocos e ocorrências pontuais de matacões. No nível superior ao pacote de brechas observa-se uma granodecrescência ascendente até transicionar para um arenito de granulação grossa. Localmente, contém intercalações de conglomerados monomíticos em direção ao topo (Martins *et al.* 2008).

O pacote sedimentar de brechas, conglomerados e quartzitos são atribuídos como uma unidade inferior da Formação Duas Barras, associada à leques aluviais (Leite 2013). Na região da anticlinal de Itacambira, a Formação Matão recobre a Formação Resplandecente (Supergrupo Espinhaço – Domínio Setentrional).

O conteúdo de estruturas sedimentares observadas consiste de estratificações cruzadas de baixo ângulo. Em direção ao topo da sequência ocorrem *hummockys* e marcas de ondas sinuosas e assimétricas, com padrão de paleocorrentes global unipolar indicando aporte sedimentar para WNW (Martins *et al.* 2008).

O contato basal da Formação Matão com as unidades supracitadas se manifesta através de uma expressiva superfície irregular interpretada como uma discordância erosiva regional descontínua (Martins *et al.* 2008). Já o contato de topo se dá de forma gradativa, lateral e verticalmente, para a Formação Duas Barras, ou de forma tectonizada para a Formação Planalto de Minas (Souza 2016).

A associação de fácies da Formação Matão revela que sua sedimentação se deu sob condições tectônicas instáveis, sendo possível relacionar diretamente em campo a deposição das metabrechas e conglomerados com bordas de falhas normais fundamentando sua relação direta com o estágio inicial do sistema de rifteamento Macaúbas (Martins 2006, Martins *et al.* 2008). Análises isotópicas U/Pb revelaram uma idade máxima de sedimentação de ca. 1.16Ga para esta unidade (Martins *et al.* 2008, Leite 2013).

2.2.4.2 Formação Duas Barras

A Formação Duas Barras se distribui bordejando a anticlinal de Itacambira e na porção oeste da mesma (Leite 2013). Esta unidade compõe-se de quartzitos com granulação média a grossa, com níveis conglomeráticos e texturalmente maduros (Martins *et al.* 2008). A idade máxima de sedimentação para esta unidade é de 900 Ma (Babinski *et al.* 2012).

O acamamento nesta unidade é definido por estratos cruzados tangenciais de baixo ângulo e de pequeno porte, sendo possível observar marcas de ondas assimétricas. A paleocorrente geral na região da anticlinal de Itacambira é de NNW para SSE.

O contato de base da Formação Duas Barras com as unidades do Supergrupo Espinhaço é de natureza discordante (erosiva e angular), e com a Formação Matão é gradacional lateral e verticalmente (Noce *et al.* 1997). O contato de topo com as unidades glaciogências também é de caráter discordante.

A associação de fácies da Formação Duas Barras remete à depósito fluvial entrelaçado com fluxo de lençol. Esta unidade sedimentou-se num ambiente relacionado ao estágio rifte da bacia Macaúbas, sob condições relativamente mais estáveis que da Formação Matão (Leite 2013).

2.2.4.3 Formação Planalto de Minas

A formação Planalto de Minas é uma das unidades basais do Grupo Macaúbas (Souza 2016), caracterizada por intercalações decamétricas a milimétricas entre quartzitos e corpos de xistos verdes, cujas intercalações definem uma única pilha metavulcano-sedimentar, não havendo mais de um nível desse. Os quartzitos são compostos essencialmente por quartzo, sericita e magnetita.

Os quartzitos possuem estruturas primárias preservadas, como estratificação cruzada acanalada de pequeno porte e plano-paralela. Os xistos verdes apresentam feições ígneas primárias, como brechas, pillow lava e amígdalas. Essas rochas são essencialmente compostas por actinolita, plagioclásio, epidoto, clorita e quartzo, podendo conter titanita e calcita.

A associação das litofácies dos xistos verdes levou a interpretação de que os mesmos se formaram a partir de derrames de edifícios vulcânicos subaquosos de alta produtividade (*fire fountaining*), que associado às características dos quartzitos, indicam um ambiente de formação marinho raso (Souza 2016).

As intercalações de xistos verdes e quartzitos consistiam de uma sequência metavulcanosedimentar anterior à Formação Chapada Acauã. A idade máxima de sedimentação dos xistos verdes é de 889Ma (Souza 2016).

2.2.4.4 Formação Serra do Catuni

A Formação Serra do Catuni é caracterizada por espesso pacote de metadiamicritos com intercalações de quartzitos quase sempre em forma de lentes com espessuras e ocorrência variável. Karfunkel & Karfunkel (1976). Esta sequência é uma unidade muito extensa, ocorrendo por cerca de 400 km na direção N-S ao longo da porção oeste do orógeno Araçuaí.

Na região cratônica recebe a designação de Formação Jequitaí, e ocorre sobrepondo à Formação Duas Barras através de uma expressiva discordância erosiva regional, e trata-se da unidade glaciogênica mais proximal do Grupo Macaúbas (Karfunkel & Hoppe 1988)

Segundo Martins *et al.* (2006), a espessura máxima da Formação Serra do Catuni pode ultrapassar os 250m, e situa-se ao longo da borda oeste da bacia do rio Macaúbas. O pacote de metadiamicrito aflora descontinuamente, gradando lateralmente nesta direção para a Formação Chapada Acauã. A granulometria dos clastos varia de grânulo à matacão e a composição também é variável (Martins *et al.* 2006).

A litofácies metadiamicrito provavelmente representa a deposição de *tills* (depósitos de tilitos) às margem da geleira, formada por fluxo de detritos (*debris flow*) abaixo da superfície de gelo ou pela remobilização destes sedimentos, onde os clastos são suportados pela elevada coesão da mistura água-sedimento que compõem a matriz .

2.2.4.5 Formação Chapada Acauã

A Formação Chapada Acauã representa a variação lateral distal da Formação Serra do Catuni. É caracterizada por quartzitos predominantemente finos turbidíticos localmente com clastos isolados, associados com filitos, metamargas e metaritimitos (Leite 2013).

A base da Formação Chapada Acauã é composta por uma camada menor de diamicrito e uma porção superior que contém arenitos e pelitos. Lentas pontuais de carbonatos ocorrem em sua porção superior (Pedrosa-Soares *et al.* 1998).

A Formação Chapada Acauã superior, por sua vez, corresponde a um pacote de intercalações entre filitos e arenitos e pode ser interpretada como depositada num ambiente marinho, na fase de margem passiva da bacia Macaúbas (Martins-Neto *et al.*, 2001; Noce *et al.*, 1997). Ocorrem ainda intercalações de xistos verdes metabasálticos com estruturas de *pillow* relacionados ao afinamento crustal causado pelo rifte (Martins 2006).

2.2.5 Magmatismo associado ao Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas registra um evento tafrogênico em escala regional acompanhado de magmatismo de caráter básico por volta de 930Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 1998). A propagação do magmatismo neoproterozoico foi controlado por lineamentos pré-existentes, de direção N-NNW, correspondendo a um antigo sistema de fraturas do Cráton São Francisco (Uhlein 1991).

A suíte metaígneia Pedro Lessa consiste em diques e derrames máficos de idade toniana relacionados a fase rifte no desenvolvimento da bacia Macaúbas (*ca.* 1.16Ga à 939Ma, Martins *et al.*, 2008; Souza 2016). A evolução da fase rifte abrangeu novamente uma importante participação magmática em 889Ma, registrada na Formação Planalto de Minas (Souza 2016).

A Suíte Córrego do Taquari é uma unidade sin- a tardi-colisional datada em 560Ma por Martins *et al.* (2011). Consiste em metagabros de granulação fina a média, pouco deformadas, com textura ígnea bem preservada e maciços compostos por anfibólio, plagioclásio e epidoto. Ocorrem como soleiras ou diques com direção preferencial a N-S e, subordinadamente, segundo EW, cortando todo o pacote metassedimentar do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas (Martins *et al.* 2011, Leite 2013).

Segundo Alkmim *et al.* (2007), o Orógeno Araçuaí experimentou uma fase de escape lateral ao longo de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NNE-SSW e NE-SW. Estes escapes laterais geraram locais condições distensivas que possibilitou a intrusão de magmas máficos.

2.2.6 Coberturas fanerozoicas

A região de estudo registra coberturas cenozoicas formadas por depósitos coluvionares e aluvionares distribuídos pela área. As coberturas elúvio-coluvionares se encontram em superfícies de aplainamento terciárias, e apresentam desde seixos até matacões de rochas quartzíticas e processos de laterização locais (Knauer *et al.* 2007).

2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

O arcabouço estrutural do orógeno Araçuaí (Figura 2.8) encontra-se subdividido em compartimentos tectônicos. Esta subdivisão levou em consideração a orientação espacial, significado cinemático e a história de nucleação das estruturas dominantes no orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 2006). Na região deste estudo as influências diretas são os domínios Cinturão de Dobras e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço (SE) e em menor escala pela Zona de Cisalhamento Chapada Acauã (CA).

O Cinturão de Dobras e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço é um domínio regional que margeia a leste o cráton São Francisco por cerca de 700km. A vergência deste cinturão é para oeste, em direção ao cráton São Francisco. O transporte tectônico encontra-se indicado por diversas lineações de estiramento mineral na direção E-W e por indicadores cinemáticos (Alkmim *et al.* 2007).

Este domínio é caracterizado pelo predomínio de dobras e falhas de empurrão com *trend* geral N-S, geradas em até duas fases deformacionais co-axiais, cuja configuração indica um encurtamento geral E-W. (Uhlein 1991). Observam-se falhas reversas e de empurrão com inflexões para NNW quando estas se aproximam do limite do cinturão, adentrando para o interior do cráton São Francisco (Alkmim *et al.* 2007).

A Zona de Cisalhamento Chapada Acauã é compreendida como o registro estrutural do colapso gravitacional do orógeno Araçuaí. Possui dobras de vergência para leste, zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis normais, e *tension gashes* verticais. Todas estas estruturas sobrepõem às dobras, zonas de cisalhamento e foliações da fase principal de deformação na zona externa do orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 2007).

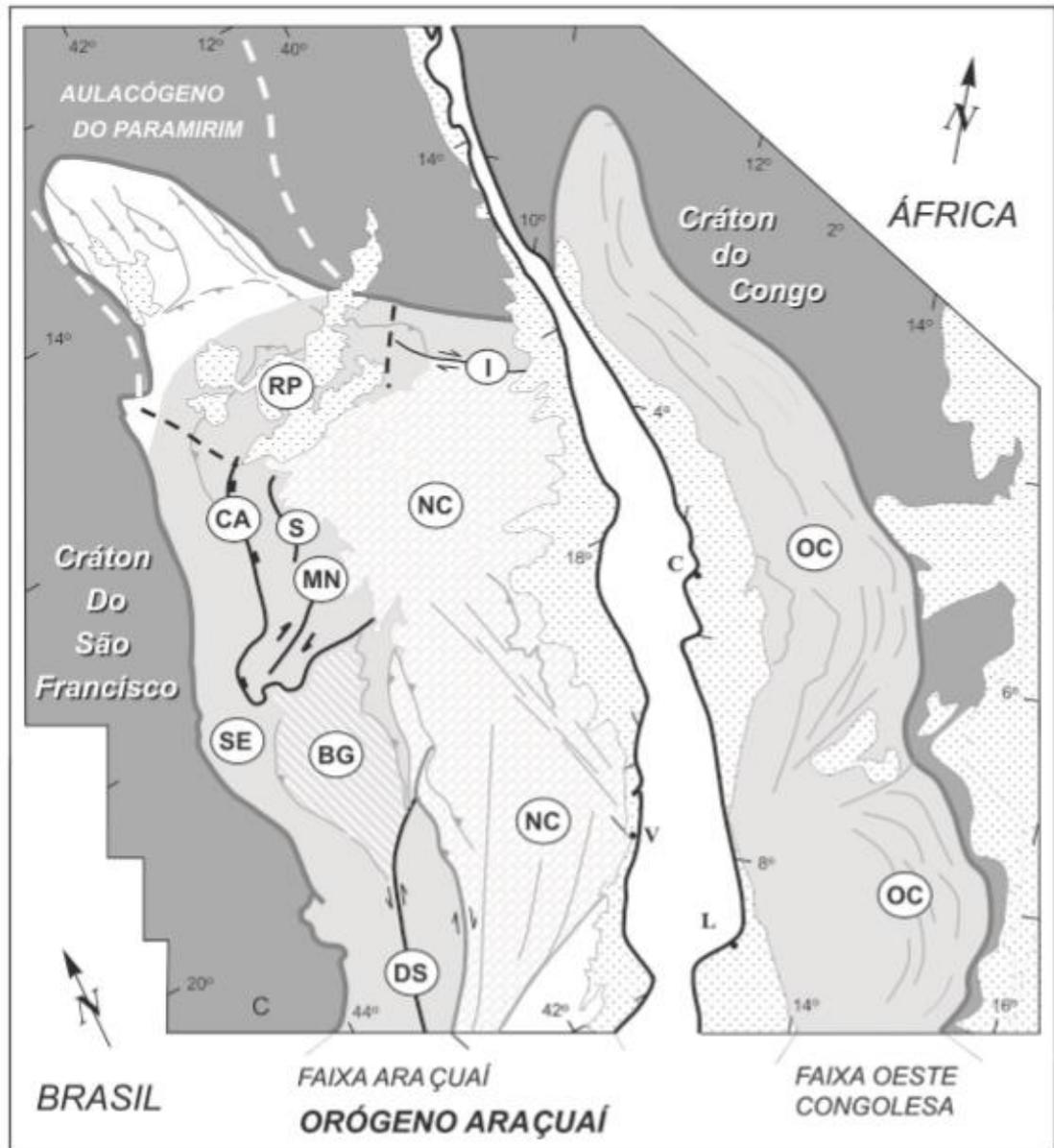


Figura 2.8: Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental: SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco de Guanhães; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; NC: núcleo cristalino; OC: Faixa Oeste-Congoleza. (Alkmim *et al.* 2007)

A área deste estudo (Figura 2.9) encontra-se associada ao flanco oeste do Anticlinal de Itacambira, localizada no domínio externo do Orógeno Araçuaí, próximo ao limite com o Cráton São Francisco. O principal elemento do relevo na região deve-se a Anticlinal de Itacambira, com eixo em torno do meridiano e caimento para sul, esculpida em metarenitos do Supergrupo Espinhaço (Noce 1997)

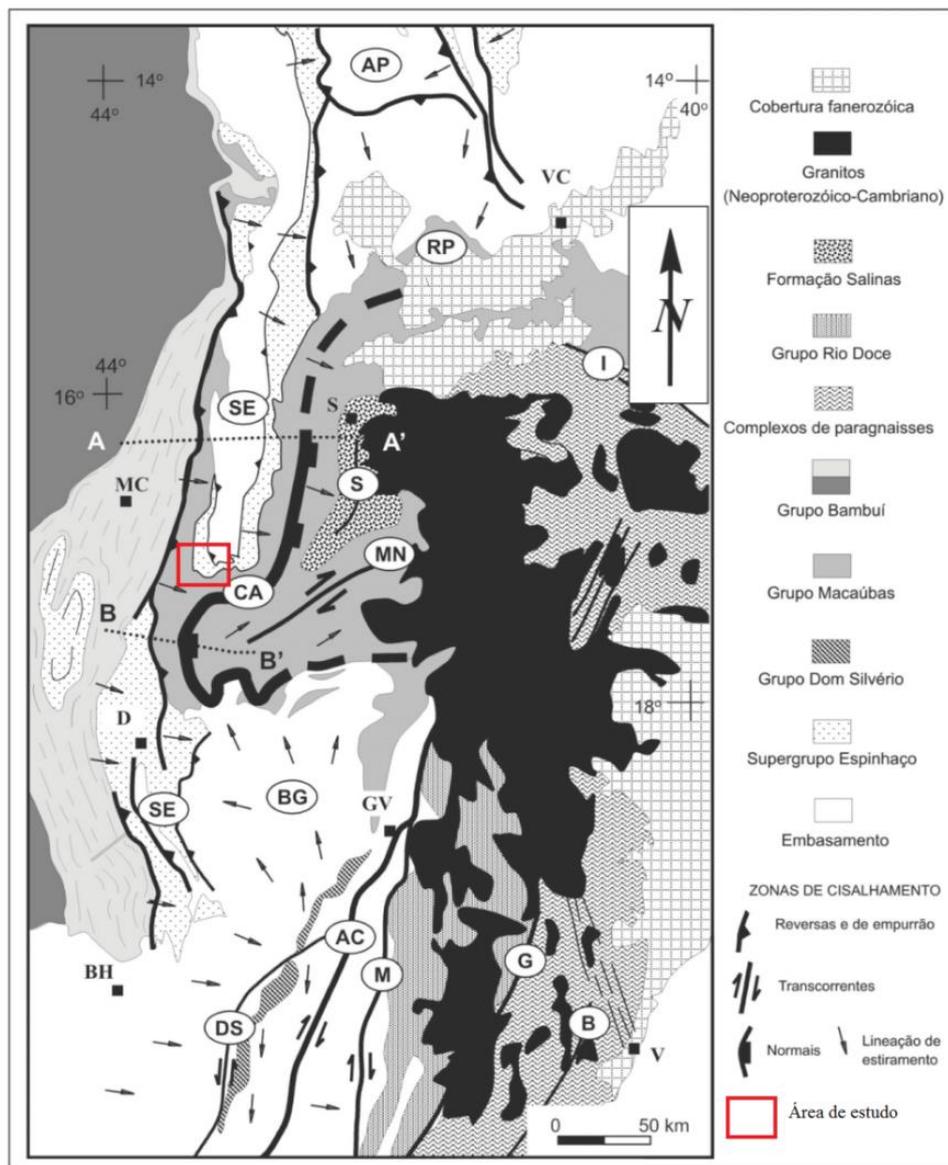


Figura 2.9: Mapa tectônico esquemático do Orógeno Araçuaí enfatizando os seus compartimentos e grandes zonas de cisalhamento. SE: Cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco de Guanhões; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; AC: Zona de Cisalhamento de Abre Campo; M: Zona de Cisalhamento de Manhuaçu; G: Zona de Cisalhamento de Guacuí; B: Zona de Cisalhamento de Batatal. Modificado de Alkmim *et al.* 2007.

Leite (2013) estabelece o arcabouço estrutural da Anticlinal de Itacambira marcada por dobramentos no acamamento com vergência para oeste, relacionados ao evento brasileiro. O padrão dos dobramentos é caracterizado por grandes anticlinais associados com sinclinais de flancos curto. O plano axial deste anticlinório possui direção principal de mergulho para SE. O eixo das dobras parasíticas do megadobramento possui direção para NE-SW (Figura 2.10).

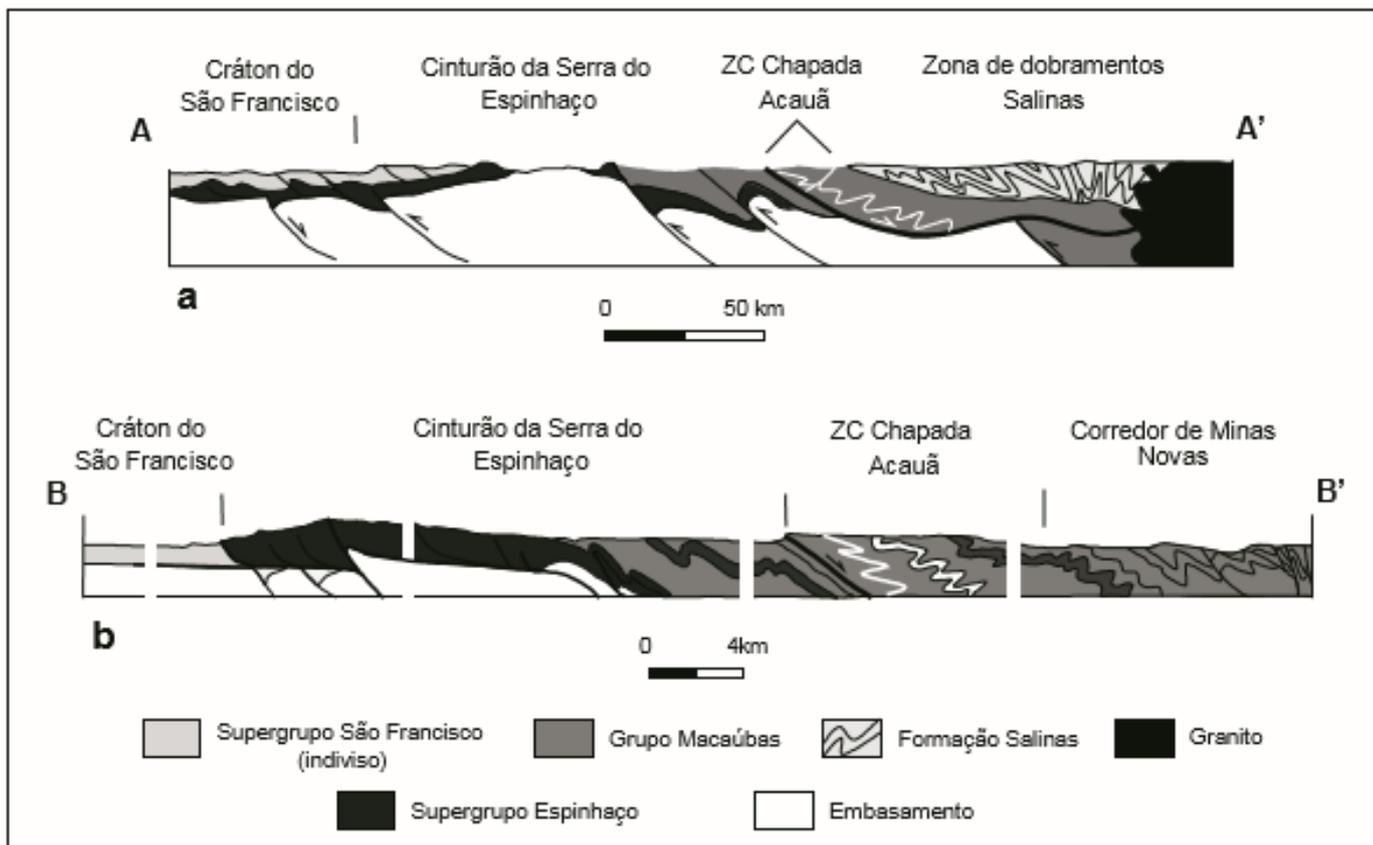


Figura 2.10: Seções geológicas esquemáticas da porção oeste do Orógeno Araçuaí, cuja localização é indicada no mapa da Figura 2.9. Adaptado de Alkmim *et al.* (2006).

2.4 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FAIXA ARAÇUAÍ

A evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental pode ser contada através de um modelo em cinco estágios principais, que são: i) da bacia precursora Macaúbas; ii) da convergência inicial; iii) colisional; iv) do escape lateral da porção sul; e v) do colapso gravitacional (Alkmim *et al.* 2006)

2.4.1 A bacia precursora Macaúbas

A abertura da Bacia Macaúbas (Figura 2.11) ocorreu em torno de 900Ma reativando o Sistema Rifte do Espinhaço (Alkmim *et al.* 2006). A Bacia Macaúbas, precursora do Orógeno Araçuaí,

desenvolveu-se desde uma sequência rifte continental até uma margem passiva com desenvolvimento de crosta oceânica, e sua sedimentação está associada também à glaciação ocorrida ao final do Neoproterozoico (Glaciação Sturtiana, Uhlein *et al.* 2007).

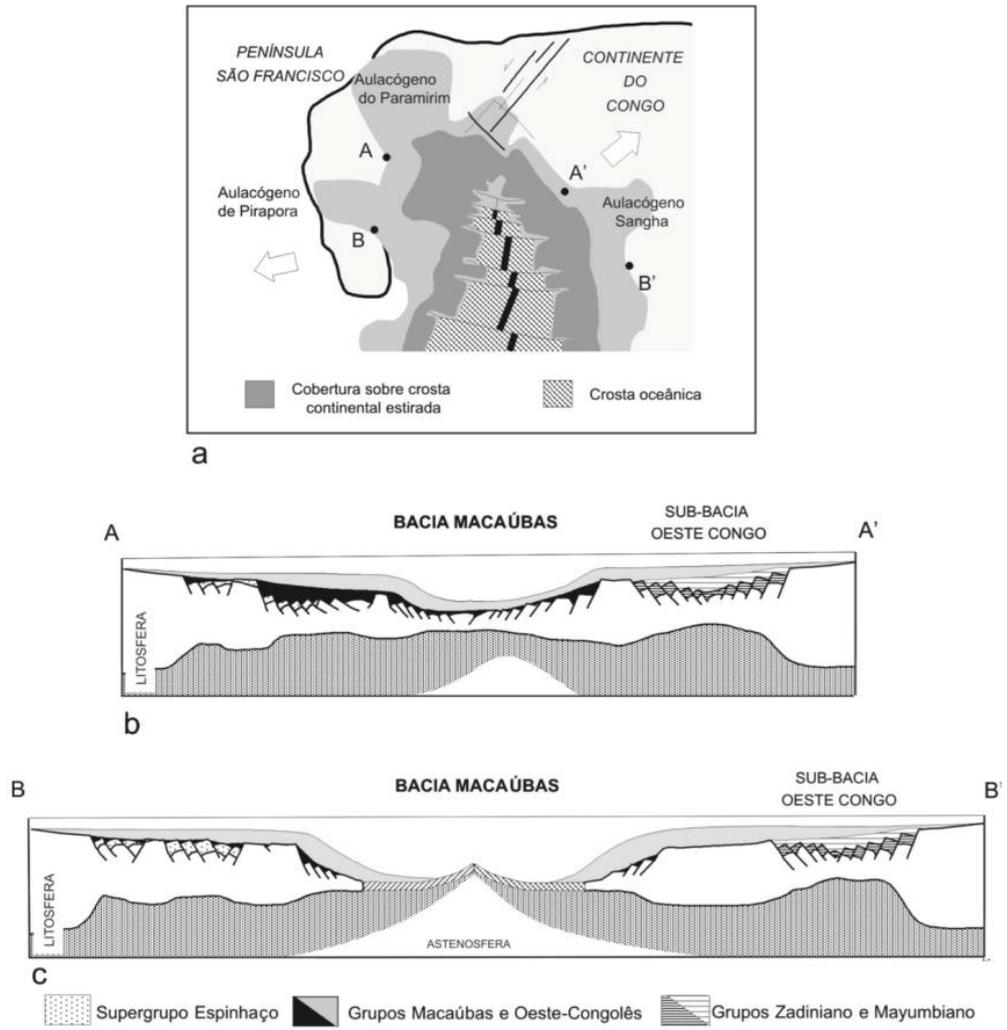


Figura 2.11: Características da Bacia Macaúbas, precursora do orógeno, por volta de 700 Ma. a) Elementos da Bacia Macaúbas e seu cenário tectônico, vistos em mapa. b) Seção através do setor ensiálico (norte). c) Seção através do setor oceânico (sul). Alkmim *et al.* 2007.

2.4.2 A convergência inicial

O fechamento da bacia Macaúbas foi induzido pela colisão envolvendo a península São Francisco e a placa Paraná ou Rio de La Plata, por volta de 630Ma. Dessa maneira se iniciou a convergência das margens opostas da bacia Macaúbas, em uma operação que lembra o funcionamento de um quebra-nozes (Alkmim *et al.* 2006).

A península São Francisco rotacionaria no sentido anti-horário, contra o continente Congo, levando a bacia Macaúbas a uma compressão generalizada e ao consumo de sua litosfera oceânica (Alkmim *et al.* 2007). Por volta de 630Ma a bacia se converteu em margem ativa (Figura 2.12), pois já se tinha produção de tonalitos do arco magmático cálcioalcalino, relacionado a subducção (Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

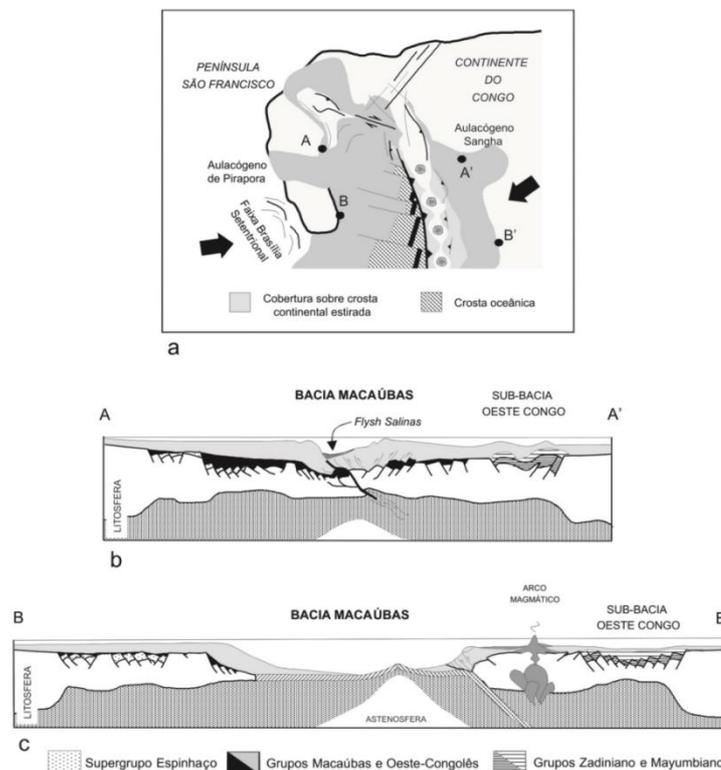


Figura 2.12: Ilustração da fase de convergência inicial das margens da Bacia Macaúbas, por volta de 600Ma. a) Início da operação da tectônica do quebra-nozes, com o consumo forçado do assoalho da porção oceânica da bacia precursora, visto em mapa. b) Interação inicial das margens do setor ensiálico da bacia precursora, início da sedimentação sin-orogênia (flysch) da Formação Salinas e inversão tectônica margem passiva leste. c) Subducção do assoalho do setor oceânico da bacia precursora e instalação do arco magmático na margem leste, agora convertida em placa superior (Alkmim *et al.* 2007).

2.4.3 A etapa colisional

A colisão das margens opostas da bacia se iniciou pelo norte em direção ao sul, promovendo a propagação de frentes de empurrão para as zonas cratônicas, bem como o soerguimento da cadeia montanhosa, no intervalo compreendido entre 580 e 560Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

Neste estágio seriam gerados os granitos G2 que são do tipo S, ou seja, representam fusão parcial de protólitos sedimentares aluminosos (Pedrosa-Soares *et al.* 2007).

2.4.4 O escape lateral da porção sul do núcleo cristalino

A porção sul do compartimento central do orógeno é seccionada por, pelo menos, quatro grandes zonas transcorrentes dextrais, que se formaram em estágio posterior à propagação das frente de empurrão em direção aos crátons, provavelmente no intervalo entre 560 e 535Ma (Alkmim *et al.* 2006).

A movimentação dextral ao longo destas zonas implica em escape de material em direção a sul, o que pode ter se dado em decorrência da máxima aproximação entre o extremo sul da península São Francisco e a margem do continente do Congo (Alkmim *et al.* 2007).

2.4.5 O colapso gravitacional

A sobrecarga na crosta aquecida e, portanto, de baixa resistência leva ao fluxo lateral da sua porção basal e abatimento das porções superiores, acomodado por sistemas de zonas de cisalhamento normais. De acordo com este mecanismo teriam se desenvolvido a Zona de Cisalhamento Chapada Acauã e demais estruturas distensionais observadas principalmente nas porções central e norte do orógeno (Alkmim *et al.* 2007).

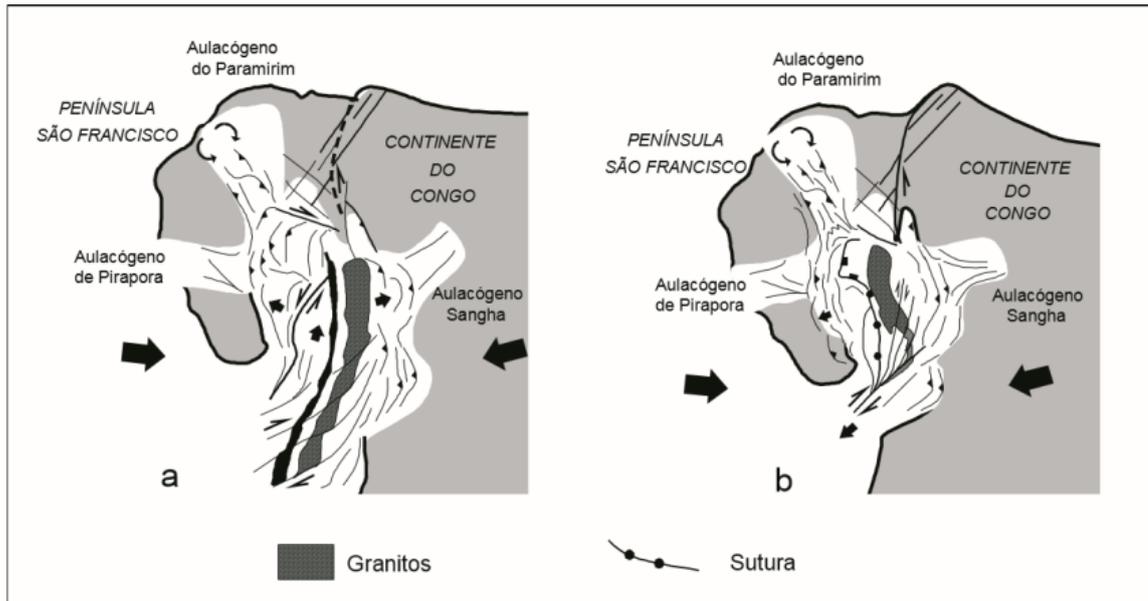


Figura 2.13: Desenho ilustrativo dos estágios (a) colisional, por volta de 560Ma, e (b) de colapso gravitacional, após escape lateral da porção sul do orógeno, por volta de 500Ma. Adaptado de Alkmim *et al.* (2006).

3.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo, serão apresentados os métodos geofísicos utilizados para a elaboração deste trabalho, que são: a magnetometria e a radiometria.

A geofísica é a ciência que se ocupa do estudo das estruturas do interior da Terra e da localização de materiais delimitados pelos contrastes de alguma de suas propriedades físicas com as do meio circundante, usando, para esta finalidade, medidas tomadas na superfície da Terra ou da água, no interior de furos de sondagens ou em levantamentos aéreos.

Os métodos geofísicos são importantes ferramentas para se investigar o interior da Terra. Baseia-se no estudo dos contrastes das propriedades físicas das rochas em superfície e subsuperfície. A análise destas medidas pode revelar a forma em que tais propriedades variam verticalmente e lateralmente (Kearey *et al.* 2002).

A relevância do uso destes métodos em questão é quanto ao auxílio na cartografia geológica e na determinação de padrões estruturais em subsuperfície. Os levantamentos aéreos geofísicos contribuem para obter informações regionais da área de estudo, principalmente em locais de difícil acesso nas etapas de campo ou afloramentos de difícil reconhecimento.

O uso da radiometria e da magnetometria neste trabalho, portanto, visa auxiliar na delimitação de unidades geológicas e da relação de contato entre elas, e na identificação de estruturas não aflorantes, como lineamentos, falhas em profundidade, zonas hidrotermalizadas e altos do embasamento cristalino. Esse conjunto de informações contribui para se entender a evolução do rifte Macaúbas, ao refletir a estruturação e morfologia inerentes ao rifte.

3.2 MAGNETOMETRIA

O método magnético baseia-se no contraste da propriedade física de um corpo em relação à rocha encaixante. A diferença na susceptibilidade magnética influencia a resposta desses materiais na presença do campo magnético terrestre.

A magnetometria é fundamentada na Teoria do Potencial, investigando anomalias do campo magnético terrestre, devido à presença ou não de minerais com propriedades magnéticas nas rochas. A susceptibilidade magnética é uma propriedade que depende da quantidade, composição e modo de

distribuição dos minerais magnéticos presentes nas rochas, os quais produzem distorções locais nos elementos do campo magnético terrestre (Luiz & Silva 1995). As variações locais do campo magnético terrestre podem ser detectadas por meio de magnetômetros e fornecem informações sobre a superfície e subsuperfície da Terra.

De acordo com a resposta sobre a influência de um campo magnético, os materiais podem ser classificados como diamagnético, paramagnético e ferromagnético. Diferenças nas intensidades de sua magnetização são condicionadas pelo spin e a trajetória dos elétrons no átomo (Kearey *et al.* 2009).

O campo magnético terrestre tem sua causa atribuída à circulação de partículas carregadas acopladas às células convectivas na parte externa líquida do núcleo terrestre, agindo como um dínamo (Kearey *et al.* 2002). A Teoria do Dínamo, proposta por W. M. Elsasser e Sir Edward Bullard, diz que a circulação de metais em estado líquido no núcleo terrestre gera o campo magnético, essa teoria explica também fenômenos como a variação secular do campo e inversão de polaridades registradas em rochas (Figura 3.1).

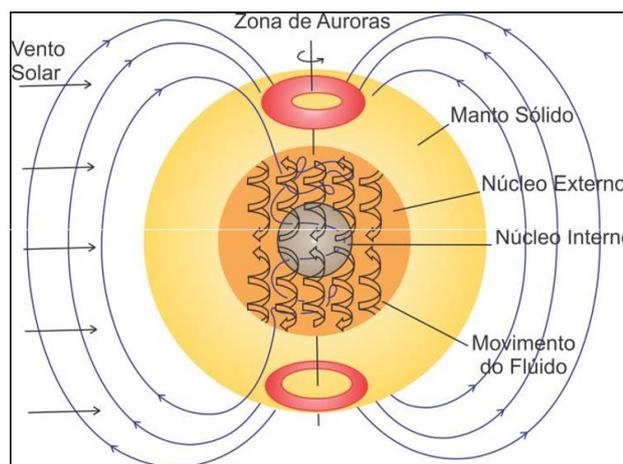


Figura 3.1: Movimento de fluido condutor e geração do campo dipolar, indicado pelas linhas de força. (Jeanloz 1983)

Os dois tipos principais de magnetização nas rochas são a magnetização induzida e a remanescente. A magnetização induzida (M_i), definida pela Equação (3.1), é a resposta de cargas subatômicas do material em função de um campo externo aplicado. Está relacionada, portanto, a um campo secundário induzido o qual desaparece quando o campo magnético é removido.

$$M_i = \chi H \quad (3.1)$$

Onde, χ é a susceptibilidade magnética.

Para campos magnéticos fracos, com magnitudes comparáveis ao campo magnético terrestre, a relação entre a magnetização induzida e o campo aplicado, expressa pela Equação 1, é linear e a

susceptibilidade χ é constante. Já na ausência de campo magnético externo, a magnetização induzida é nula.

Entretanto, materiais ferromagnéticos conseguem reter uma magnetização mesmo na ausência de campo magnético externo. Segundo Blakely (1995), essa magnetização é denominada magnetização remanescente (M_r). Em relação a corpos crustais, a magnetização remanescente não depende apenas do raio atômico, da cristalografia e da composição química das rochas, mas também da geologia, da história termal e da tectônica da região.

A magnetização remanescente foi adquirida durante um tempo em que a rocha esteve exposta a um campo magnético diferente do atual (Campbell 2001). A aplicação de um forte campo magnético sobre um determinado material faz com que os átomos do mesmo se reorientem de acordo com a direção do campo, fazendo com que o material esteja magneticamente saturado (Kearey *et al.* 2002).

Conforme Kearey *et al.* (2002), a magnetização remanescente pode ser adquirida pela:

- i) magnetização termoremanescente – adquirida quando uma rocha ígnea resfria-se e solidifica-se, através da temperatura de Curie dos seus minerais magnéticos;
- ii) magnetização detrítica - é quando as partículas magnéticas de determinado sedimento se alinham ao campo magnético terrestre em vigor no momento da sedimentação;
- iii) magnetização química - faz parte de uma segunda geração de magnetização registrada na história da rocha, através da cristalização e crescimento de minerais magnéticos, durante a diagênese ou metamorfismo;
- iv) magnetização viscosa – é gerada vagarosamente, quando a rocha está exposta por um longo período de tempo ao campo magnético ambiente, fazendo com que a magnetização ocorra na direção do fluxo desse campo.

A magnetização remanescente pode junto ao campo magnético terrestre, somar ou subtrair, gerando interferências e falsas anomalias, causando erros de interpretação ou até mesmo mascarando um alto potencial magnético.

Sendo assim, a magnetização total da rocha (M) é considerada como o vetor soma da magnetização induzida (M_i) e remanescente (M_r), segundo a Equação (3.2).

$$M = M_i + M_r \quad (3.2)$$

A importância relativa entre a magnetização remanescente em relação à induzida é expressa pela Equação (3.3), conhecida também como razão de Koenigsberger (Blakely 1995).

$$Q = |M_r| / |M_i| \quad (3.3)$$

A maioria dos minerais formadores de rochas possui uma baixa susceptibilidade magnética. No entanto, há minerais que permitem uma magnetização com intensidade muito forte no mesmo

sentido do campo magnético, sendo os mais comuns: magnetita, titanomagnetita, maghemita (hematita- γ) e pirrotita.

Deve-se levar em consideração que existe uma temperatura a partir da qual um material perde a sua característica ferromagnética e passa a se comportar como paramagnética. Ao atingir a temperatura de Curie, em altas profundidades, as rochas que apresentam minerais com alta susceptibilidade podem perder sua magnetização, devido à alta temperatura. A magnetita, por exemplo, possui a temperatura de Curie de 578°C.

É possível distinguir litologias por meio da magnetometria aérea, uma vez que diferentes rochas possuem distintas assinaturas magnéticas (Figura 3.2.). Entre as rochas ígneas, as rochas básicas geralmente apresentam valores altos de susceptibilidade magnética e as rochas ácidas apresentam valores baixos. Já a susceptibilidade das rochas sedimentares é, comumente, muito baixa (com exceção das formações ferríferas bandadas) (Thomas 2001) (Tabela 3.1).

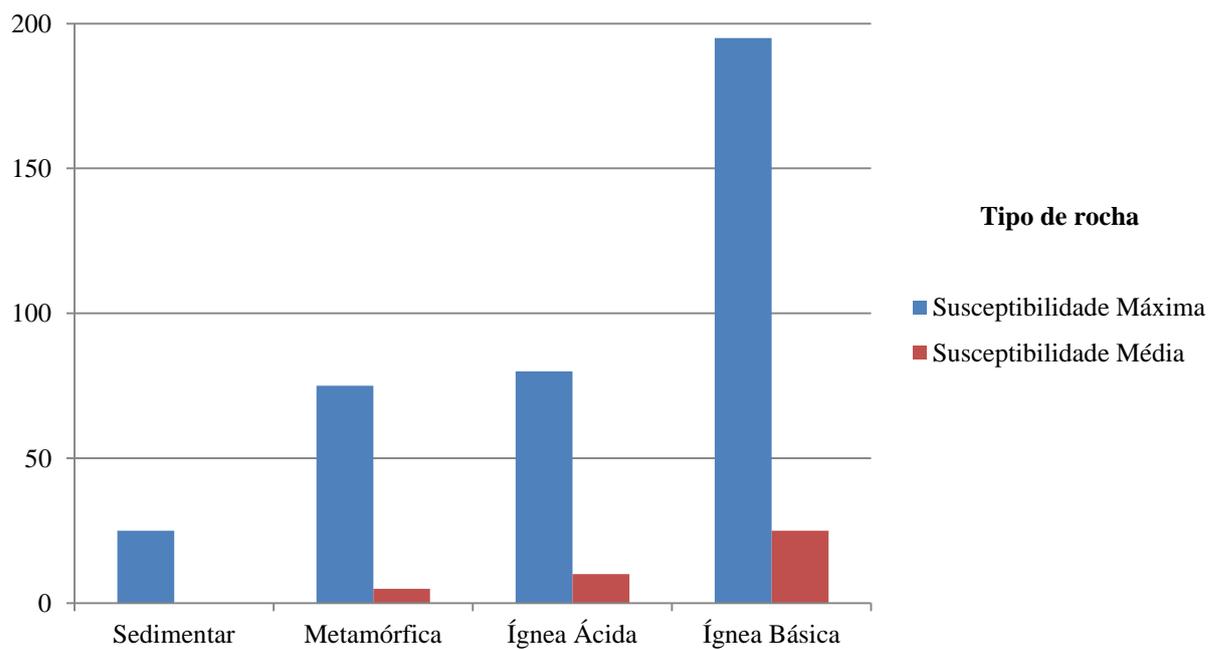


Figura 3.2: Susceptibilidade magnética nas rochas (Modificado de Reynolds 1997).

Tabela 3.1 : Valores de susceptibilidade de alguns litotipos, no sistema c.g.s. (Telford *et al.* 1990).

Rochas	Varição	Média
Dolomita	0-75	10
Calcáreo	2-280	25
Arenito	0-1660	30
Folhelho	5-1480	50
Anfibolito	-	60
Xisto	25-240	120
Filito	-	130
Gnaisse	10-2000	-
Quartzito	-	350
Ardósia	0-3000	500
Granito	0-4000	200
Riolito	20-3000	-
Dolerito	100-3000	1400
Diabásio	80-13000	4500
Gabro	80-7200	6000
Basalto	20-14500	6000
Diorito	50-10000	7000
Piroxênio	-	10500
Peridotito	7600-15600	13000
Andesito	-	1350

Para a interpretação das anomalias magnéticas, faz-se necessário a retirada do campo magnético terrestre. Utiliza-se um modelo de dipolo geocêntrico fictício que é calculado a partir do campo observado. Tal modelo é usado como base para o cálculo do Campo Geomagnético de Referência Internacional (IGRF - International Geomagnetic Reference Field), que é a representação teórica, para um dado intervalo de tempo, do campo magnético normal da Terra (Kearey *et al.* 2009). O IGRF se trata das contribuições magnéticas provindas do manto, núcleo e atmosfera.

Além do IGRF, faz-se necessário, também, a correção da variação diurna, uma vez que a energia solar varia ao longo do dia e é absorvida na superfície terrestre de forma heterogênea. Sendo corrigidos estes fatores, obtêm-se os dados do campo anômalo.

O comportamento magnético irregular da Terra está associado ao caráter dipolar do campo magnético, que provoca variações da direção e inclinação da magnetização induzida na superfície terrestre. Diante disso, técnicas para a simplificação foram desenvolvidas para interpretação dos dados, sem que se perca a confiabilidade dos resultados.

Os dados magnéticos devem passar por filtragens, sendo os principais deles listados na Tabela 3.2., Filtragens são técnicas matemáticas com a finalidade de realçar ou atenuar feições lineares ou planares (feições 2D), separando o sinal produzido pelas fontes de interesse do produzido pelas fontes

indesejáveis (ruídos). É realizada com o uso da Transformada de Fourier, que manipula os dados no domínio da frequência (Silva 2015).

Cada frequência é relacionada a determinada profundidade, de maneira que a menor frequência corresponde a maior profundidade da fonte que a causou (Blakely 1996).

Tabela 3.2: Filtros de Fourier e suas finalidades geofísicas (Silva 2015).

Tipo	Filtro	Finalidade
Frequência	Passa Baixa	Retira altas frequências obtendo informações de fontes profundas
	Passa Alta	Retira baixas frequências obtendo informações de fontes rasas
	Passa Banda	Evidencia as anomalias do intervalo de frequência desejado
Continuação	Para Baixo	Elabora respostas de anomalias rasas (filtro altamente instável, geralmente não utilizado)
	Para Cima	Filtra as altas frequências, retirando as anomalias mais superficiais
Derivada	Gradiente Vertical	Evidencia as fontes rasas
	Gradiente Vertical em X	Evidencia as estruturas N-S
	Gradiente Vertical em Y	Evidencia as estruturas E-W
	Residual	Remove as anomalias regionais

Para obter uma avaliação de profundidade (3D), usa-se a técnica conhecida como Deconvolução de Euler, que faz a inversão de campos potenciais, seja ele magnético ou gravimétrico. Esta técnica que se dá pelo processo de inversão dos mínimos quadrados que, com os valores do campo anômalo e índice estrutural (Tabela 3.3), busca desenvolver as equações de Euler, gerando informações sobre profundidade e posição geográfica das diversas fontes magnéticas (Reid *et al.* 1990).

Tabela 3.3: Relação do índice estrutural com os modelos físico e geológico (Reid *et al.* 1990).

Índice Estrutural	Modelo Físico	Modelo Geológico
1	Monopolo	Contato
1.5	Dipolo	Dique Fino
2	Prisma	Dique
2.5	Cilindro	Pipe
3	Esfera	Diápiro

Thompson (1982) realizou vários estudos com a Equação (3.4), denominada equação homogênea de Euler, que correlaciona a distribuição de densidade e/ou heterogeneidade de susceptibilidade magnética das fontes geradoras com sua geometria em profundidade (Barbosa & Silva 2005)

$$(x - x_0) \frac{\delta T}{\delta x} + (y - y_0) \frac{\delta T}{\delta y} + (z - z_0) \frac{\delta T}{\delta z} = N(B - T) \quad (3.4)$$

onde (x_0, y_0, z_0) é a localização da fonte magnética, (x, y, z) é o ponto de levantamento, T é a anomalia de campo total, B é o campo regional e N é uma medida de taxa de variação que depende da fonte magnética (Kearey *et al.* 2009).

Este parâmetro é um indicador da forma e geometria da anomalia e, por isso, recebe o nome de índice estrutural (Reid *et al.* 1990). As medidas magnéticas podem ainda ser utilizadas na identificação de contatos geológicos e estruturais, como dobras, falhas, geossuturas e limites de bacias sedimentares (Luiz & Silva 1995).

3.3 RADIOMETRIA

A gamaespectrometria encontra-se fundamentada no conceito de radioatividade. Esta é a propriedade dos núclídeos instáveis de perderem sua massa pela emissão de partículas e/ou radiação eletromagnética.

Este método geofísico baseia-se na detecção da radiação gama emitida no processo de estabilização dos núcleos de elementos radioativos. Mensura-se a radiação eletromagnética emitida durante a desintegração dos mesmos.

As principais formas de decaimento radioativo são através da emissão de partículas alfa (α), beta (β) e raios gama (γ). As partículas α equivalem a núcleos de hélio emitidos durante as desintegrações dos isótopos e possuem energia pouco penetrativa. As partículas β são capazes de ionizar o ar por alguns centímetros e equivalem a elétrons emitidos durante a separação do nêutron em um próton e um elétron. Raios gama são caracterizados por não possuírem carga nem massa atômica, e são radiações eletromagnéticas liberadas por núcleos em estado excitado de energia. Os raios gama possuem alta energia de penetração, podendo penetrar aproximadamente 0.5m em rochas e até centenas de metros no ar (IAEA 2003, Kearey *et al.* 2009). Dessa maneira, detectam-se somente os raios γ no aerolevante radiométrico em coberturas geológicas.

Os principais radioelementos que contribuem para a radioatividade natural das rochas (Figura 3.3) são o urânio (^{238}U), o tório (^{232}Th) e o potássio (^{40}K). Além destes elementos radioativos, existem outros isótopos naturalmente radioativos. No entanto são raros ou fracamente radioativos, não sendo úteis, portanto, na geofísica aplicada (Kearey *et al.* 2009). O potássio, urânio e o tório são os elementos naturais com radioisótopos que produzem raios gama com intensidade e energia o suficiente para serem detectados em pesquisas aéreas (Minty 1997).

A radioatividade total é obtida por meio da medida da radiação gama na janela de contagem total (CT). A concentração dos elementos radioativos nas rochas é dada em porcentagem (%) para o potássio e em partes por milhão (ppm) para o urânio e o tório, enquanto que as medidas na janela de contagem total são convertidas em taxa de exposição ($\mu\text{R/h}$). As medidas dos radioisótopos podem ser feitas por cintilômetros (contagem gama total) ou espectrômetros (vários canais).

As principais ocorrências minerais de potássio são em rochas ígneas ácidas (granitos e corpos pegmatíticos, por exemplo), onde se pode encontrar ortoclásio/microclina e moscovita, e em depósitos salinos marinhos, cujos principais minerais de potássio são silvita e carnalita. A presença de potássio também pode ser um indicativo de alteração hidrotermal (Telford *et al.* 1990).

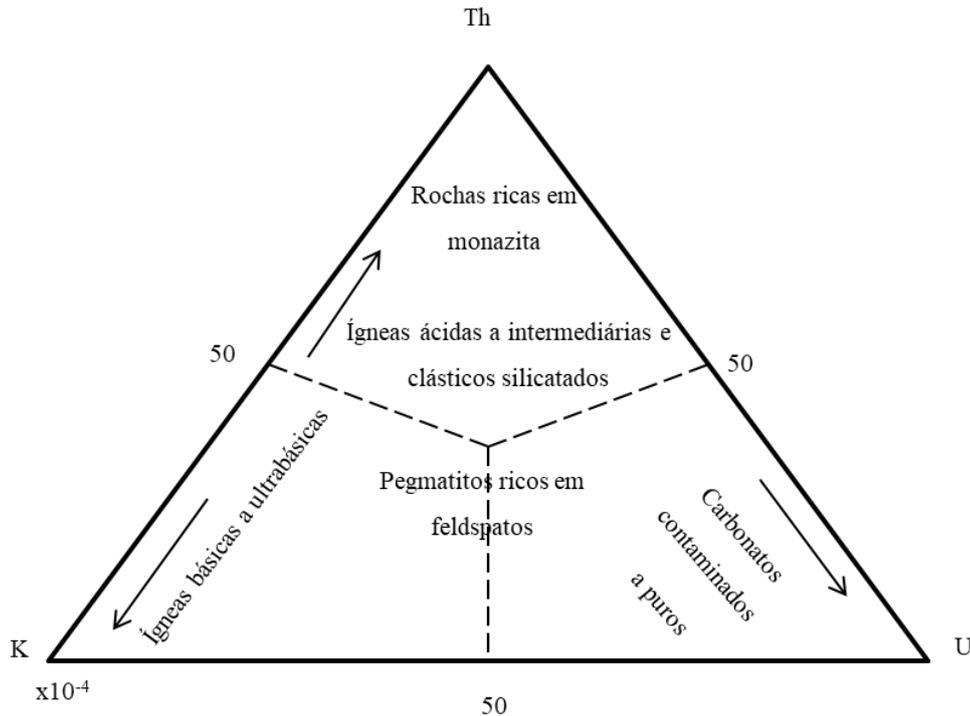


Figura 3.3: Abundância relativa de elementos radioativos em diferentes tipos de rochas (modificado de Kearey *et al.* 2009).

Os principais minerais e ocorrências de urânio são: uraninita, encontradas em granitos, pegmatitos e veios hidrotermais; carnotoíta, que pode ocorrer em arenitos; gummita, produto de alteração da uraninita; folhelhos negros carbonosos; rochas sedimentares carbonáticas. O urânio primário pode ocorrer em minerais à base de óxido e em silicatos. O urânio proveniente de processo intempérico, concentra-se em óxidos de ferro autigênicos e argilominerais. Em superfície de ambientes oxidantes o urânio tende a ser móvel, depositando-se em condições mais redutoras (Telford *et al.* 1990).

Os principais minerais de tório são: monazita e zircão, encontrados em granito, gnaisses e pegmatitos; torianita, torita e uranotorita, presentes em granito, gnaisses e pláceres. O tório é liberado pela quebra de minerais durante o processo intempérico, podendo concentrar-se em minerais hidratados ou oxidados, à base de ferro ou titânio, e em argilominerais (Telford *et al.* 1990).

Tais elementos são litófilos e apresentam concentrações relativamente maiores nas rochas ígneas ácidas, em comparação às intermediárias, básicas e ultrabásicas (Kearey *et al.* 2009). As concentrações de urânio, tório e potássio apresentam um aumento com o acréscimo de sílica e alcalinidade das rochas (Quadro 3.1).

Quadro 3.1: Conteúdo radioativo das principais rochas ígneas (Modificado de Telford *et al.* 1990).

Tipo de Rocha	Radioelementos		
	U(ppm)	Th (ppm)	K (%)
Rochas graníticas	4	13	4.1
Rochas basálticas	0.6	2	1.5
Rochas ultrabásicas	0.02	0.06	0.02

A interpretação dos dados gamaespectrométricos requer o conhecimento da geoquímica dos radioelementos (Quadro 3.2) nas rochas e solos, do entendimento de intemperismo e da relação dos materiais superficiais com o embasamento.

Os principais minerais constituídos por potássio tendem a ser destruídos durante o intemperismo e os que resistem tendem a ser incorporados em argilominerais. Rochas graníticas e vulcânicas félsicas tendem a perder concentração dos três elementos durante a pedogênese, enquanto que rochas vulcânicas intermediárias a máficas (Figura 3.4) apresentam redução no conteúdo de potássio e mostram preservação e ganho de U e Th, respectivamente (Dickson & Scott 1997).

Rochas sedimentares, em geral, apresentam o conteúdo de radioelementos (Tabela 3.4) que reflete a rocha fonte, enquanto que em rochas metamorizadas não ocorre alteração na concentração dos radioelementos em relação ao protólito (Dickson & Scott 1997).

Quadro 3.2: Minerais radioativos (Modificado de Telford *et al.* 1990).

	Potássio	Tório	Urânio
Mineral	(i) Ortoclásio e microclína [KAlSi ₃ O ₈] (ii) Moscovita [H ₂ KAl(SiO ₄) ₃] (iii) Alunita [K ₂ Al ₆ (OH) ₁₂ Si ₄ O ₄] (iv) Sylvita, carnalita [KCl, MgCl ₂ .6H ₂ O]	(i) Monazita [ThO ₂ + raro fosfato terrígeno] (ii) Torianita [(Th, U)O ₂] (iii) Torita, uranotorita [ThSiO ₄ + U]	(i) Uraninita [óxido de U, Pb, Ra + Th, terras raras] (ii) Carnotita [K ₂ O.UO ₃ .V ₂ O ₅ .2H ₂ O] (iii) Gummita [alteração da uraninita]
Ocorrência	(i) Principais constituintes em rochas ígneas ácidas e pegmatitos (ii) Principais constituintes em rochas ígneas ácidas e pegmatitos (iii) Alteração em vulcânicas ácidas (iv) Depósitos de salinas em sedimentos	(i) Granitos, pegmatitos, gnaiesses (ii), (iii) Granitos, pegmatitos, pláceres	(i) Granitos, pegmatitos e/com depósitos em veios de Ag, Pb, Cu, etc. (ii) Arenitos (iii) Associado à uraninita

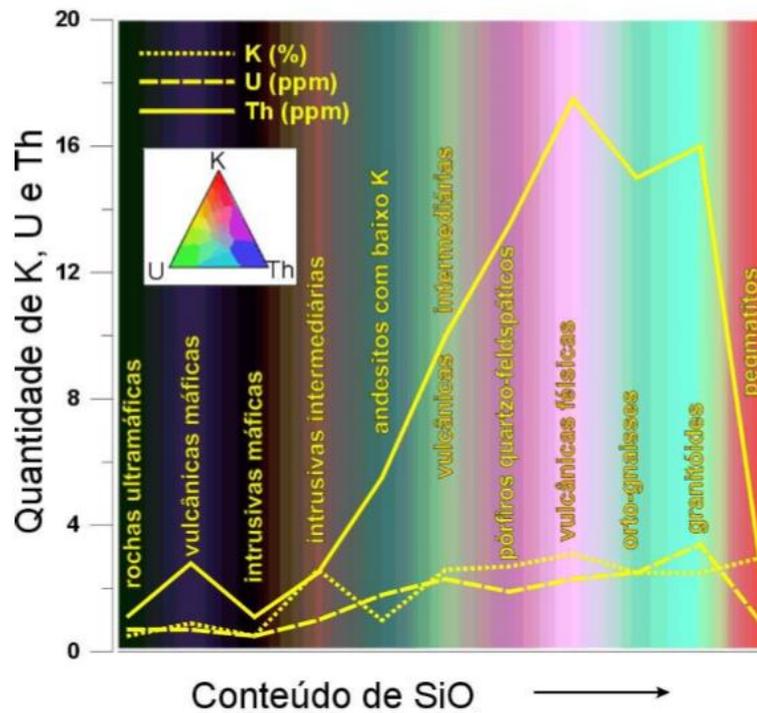


Figura 3.4: Variação na média de concentração dos elementos U, Th e K em rochas ígneas com o aumento do conteúdo de sílica. Modificado de Dickson & Scott (1997).

Tabela 3.4: Razões entre os elementos radiogênicos e suas finalidades. Adaptado de Souza (2016)

	Finalidade
U/Th	Valores baixos indicam unidades mais antigas; Valores altos indicam unidades recentes ou abertura no sistema.
U/K e Th/K	Valores baixos indicam filiação sedimentar; Valores altos indicam filiação ígnea.
Parâmetro F	Identificar áreas que enriqueceram em K; abertura de sistema; falhas e zonas de cisalhamento com percolação de fluidos.

Por possuir baixa penetrabilidade, as informações obtidas pelo método radiométrico relacionam-se a materiais, no máximo, subaflorentes. Portanto, a interpretação dos dados radiométricos é, principalmente, qualitativa.

Nos mapas de contagem total (corresponde à medida da radioatividade total, abrangendo todo o espectro), concentração absoluta (do canal U, Th e K) e na imagem ternária (representa as variações das concentrações dos três isótopos), podem-se observar as mudanças de litologia, podendo, assim, ser utilizados como uma ferramenta para identificação de contatos litológicos em trabalhos de mapeamento.

Os mapas das razões Th/K e U/Th podem ser úteis, por exemplo, na identificação do grau de intemperismo. Os minerais primários de tório são mais resistentes ao intemperismo do que os minerais primários de potássio e urânio, podendo, assim, caracterizar processos geológicos secundários de alteração supergênica e lixiviação.

O mapa da razão U/K, assim como a imagem ternária, pode evidenciar as variações das concentrações de U e K na composição das rochas. Devido à baixa mobilidade do Th e do enriquecimento de K, áreas relacionadas à mineralizações e sujeitas a alteração hidrotermal podem ser indicadas por intermédio da razão Th/K.

O mapa de parâmetro F, que consiste na análise conjunta entre o radioelemento K e a razão U/Th, é útil para indicar zonas de alteração hidrotermal. Nestas zonas é comum ocorrer alta concentração de K, devido ao seu alto poder de migração, além de concentrações variadas de U e muito baixas de Th, uma vez que este não é removido da rocha em processos hidrotermais ou supergênicos (Ostrovskiy 1975).

CAPITULO 4

ANÁLISE QUALITATIVA

4.1 INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta os resultados obtidos a partir da análise qualitativa dos dados magnetométricos e radiométricos. As anomalias geofísicas e suas interpretações geológicas são apresentadas em mapas temáticos, confeccionados com o auxílio do *software Oasis Montaj 7.01*, por meio da interpolação dos dados por mínima curvatura em malha quadrada, e do *software ArcGIS 9.3*.

4.2 BANCO DE DADOS

O banco de dados utilizado foi o do levantamento aerogeofísico de Minas Gerais, realizado pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais e pelo Serviço Geológico do Brasil em 2005/2006. A região de Itacambira encontra-se inserida na Área 8 (Figura 4.1), sendo esta denominada de Minas Novas - Riacho dos Machados - Espinosa, que cobre uma superfície de 40.732 km². Os métodos utilizados para a realização dos estudos aerogeofísicos foram o magnetométrico e o radiométrico.

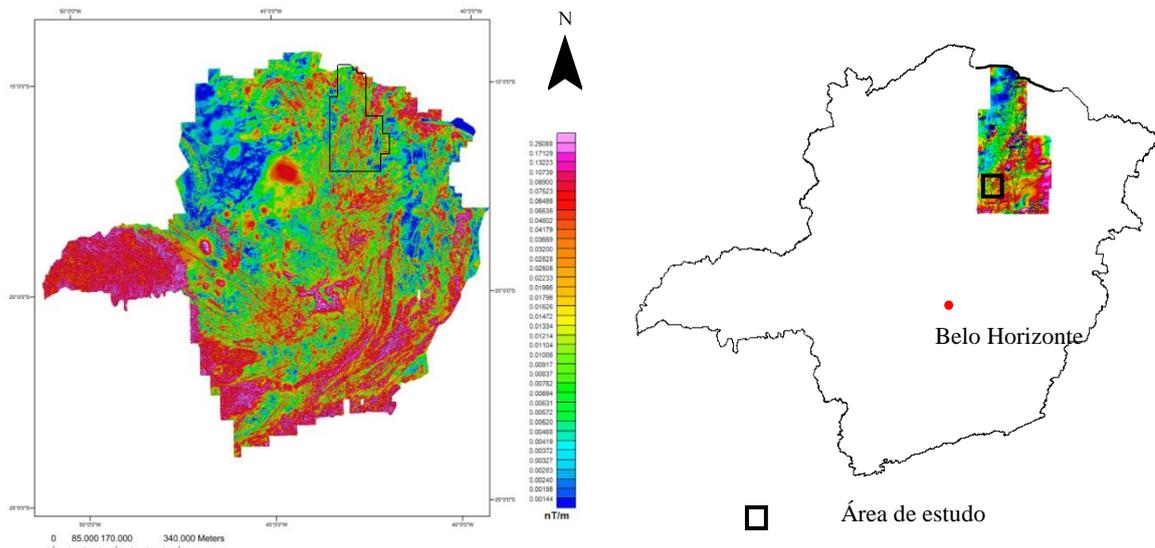


Figura 4.1: À esquerda, a localização da Área 8 do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, e à direita, o posicionamento da área de estudo em relação à Área 8.

Esta área foi sobrevoada a 100m de altitude, com espaçamento entre as linhas de voo e de controle de 0,5km e 10km, respectivamente, orientadas na direção N25W e N65E. A velocidade de voo foi de aproximadamente 280km/h, com intervalo entre medições geofísicas 0,1s e 1,0s para o magnetômetro e espectrômetro, respectivamente. Corresponde, portanto, a uma amostragem de 7,8m para a magnetometria e 77,8m para a gamaespectrometria.

A aquisição de dados deu-se ao longo de perfis onde foram realizadas dez leituras de aeromagnetômetro e uma do aeroespectrômetro por segundo, posicionadas com o sistema de observação via satélite GPS, de precisão melhor do que 10m. Foram instaladas duas estações fixas para controle de variação diurna do campo magnético terrestre, uma no aeroporto de Salinas (MG) e outra no aeroporto de Montes Claros (MG).

4.3 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

4.3.1 Magnetometria

Os mapas temáticos dos dados magnetométricos se originaram a partir da aplicação de filtros específicos executados no *software Geosoft*. O uso destes filtros é feito com o propósito de realçar, atenuar, eliminar ou transformar determinadas feições lineares e/ou planares, em função dos dados e dos objetivos da integração com a geologia.

Foram confeccionados os seguintes mapas temáticos: Campo Anômalo (CA), Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Derivada horizontal em X, Y e Z, Derivada segunda em Z, além do UP 100, 500 e 1000. A interpretação geofísica-geológica destes mapas temáticos ocorre por meio do reconhecimento de dados estruturais como lineamentos, além da definição e descrição das magnetofácies.

A análise das informações magnéticas possibilita determinar características geométricas, como localização de limites (geológicos e estruturais) e profundidade de corpos (Thompson 1982). Devido ao comportamento dipolar dos dados obtidos, tal mapa funciona como uma ferramenta de auxílio na interpretação das anomalias, concentrando as mesmas simetricamente em relação à fonte, e realizando a conversão de valores em medidas proporcionais à força, fazendo com que se tornem evidentes as grandezas verticais e horizontais (Telford *et al.* 1990, Kearey *et al.* 2002).

Os mapas ASA e derivadas são dados monopulares e exibem as anomalias geofísicas de uma maneira mais precisa e nítida, facilitando o reconhecimento e interpretação das mesmas. Através do método ASA, as anomalias são projetadas em superfície, fornecendo informações das estruturas que se encontram em profundidade. A Figura 4.2 mostra no formato de um fluxograma as etapas da elaboração dos mapas temáticos magnetométricos a partir da aplicação de filtros específicos no *software Geosof 9.01*.

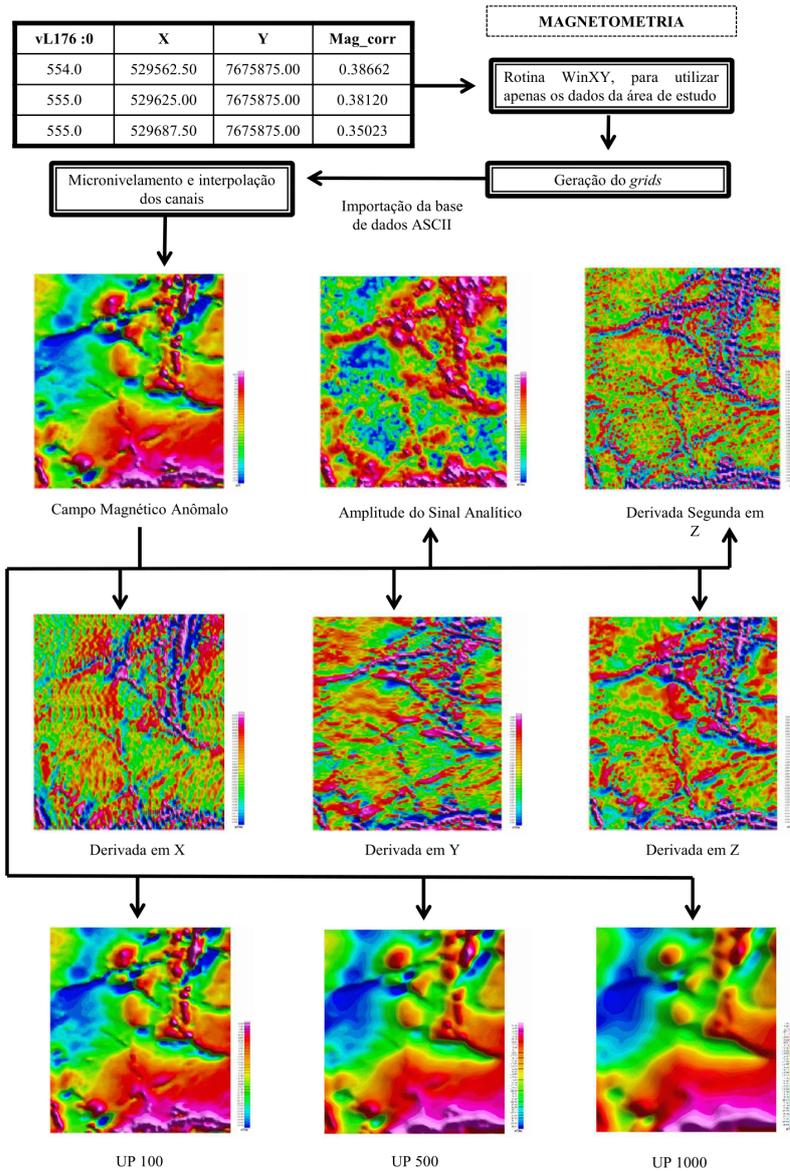


Figura 4.2: Fluxograma exibindo a metodologia utilizada para a geração dos grids em mapas magnetométricos (Campo Magnético Anômalo, Amplitude do Sinal Analítico - ASA, Primeira Derivada Vertical, Primeira Derivada Horizontal em Y, Primeira Derivada Horizontal em X, Segunda Derivada em Z,, Continuação para cima em 100m, 500m e 1000m (UP100, 500 e UP 1000)).

A análise do mapa de amplitude do sinal analítico permitiu a identificação de três magnetofácies, ou seja, identificação de variações da amplitude e comprimento de onda das anomalias (Figura 4.3, Tabela 4.1): a magnetofácies 1, de anomalias de altas amplitudes e moderado comprimento de onda, a magnetofácies 2, de anomalias de intermediárias amplitudes e moderado comprimento de onda; a magnetofácies 3 de anomalias de baixas amplitudes e alto comprimento de onda.

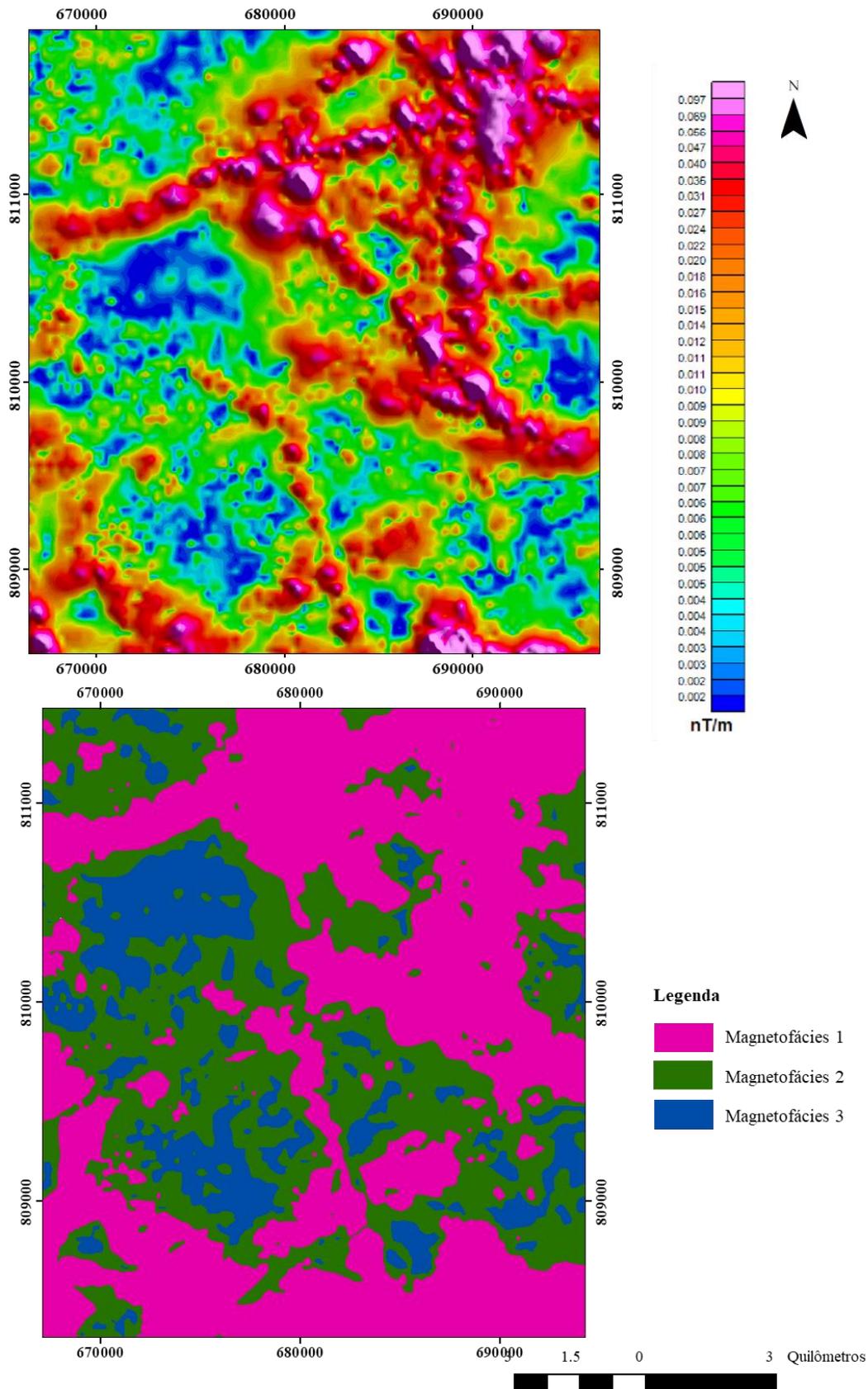


Figura 4.3 No canto superior, mapa magnetométrico de amplitude do sinal analítico (ASA). No canto inferior, mapa de magnetofácies confeccionado a partir do ASA.

Tabela 4.1: Definição das Magnetofácies.

Magnetofácies	Cor	Valor Magnetométrico	Características Geofísicas
1	Rosa	Alta, variando de 0,020 a 0,097 nT/m	Apresenta anomalias de altas amplitudes indicando alta susceptibilidade magnética. Possui moderado comprimento de onda e moderada frequência.
2	Verde	Médio a alto, variando de 0,005 a 0,097 nT/m.	Apresenta anomalias de intermediárias amplitudes indicando moderada susceptibilidade magnética. Possui moderado comprimento de onda e moderada frequência
3	Azul	Baixo, variando de 0,005 a 0,002 nT/m	Apresenta anomalias de baixas amplitudes indicando baixa susceptibilidade magnética. Possui alto comprimento de onda e baixa frequência.

A Figura 4.4 mostra com base no mapa magnetométrico ASA, a disposição dos lineamentos estruturais na área de estudo. Foram traçados 636 lineamentos relacionados às anomalias magnéticas. As direções dos lineamentos foram plotadas no *software* OpenStereo onde foi gerado o diagrama de rosas. Foi observada como direção preferencial dos lineamentos: NW-SE, E-W e N-S.

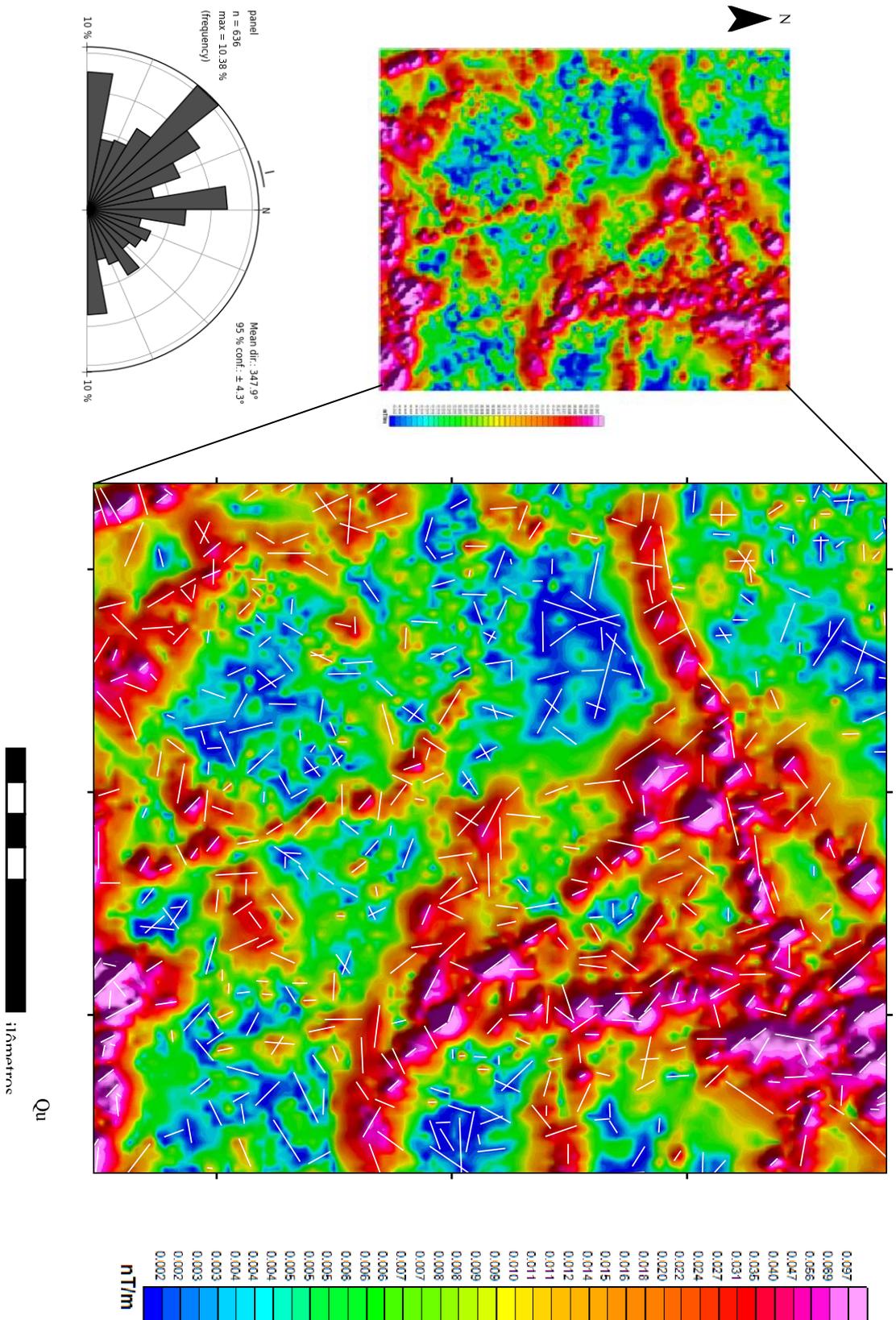


Figura 4.4: Lineamentos magnéticos (em branco) delimitados a partir do mapa de Amplitude do Sinal Analítico e diagrama de rosas dos lineamentos

.3.2 Radiometria

Os mapas temáticos radiométricos (Figura 4.5) gerados são o resultado da contagem dos elementos Potássio, Tório e Urânio, sua contagem total e combinação entre estes dados como os mapas do Fator F e o Ternário. Salienta-se que os dados radiométricos são copiados de forma similar aos magnetométricos, no entanto, a sua singularidade é que os tratamentos dos dados adquiridos são processados de forma individual.

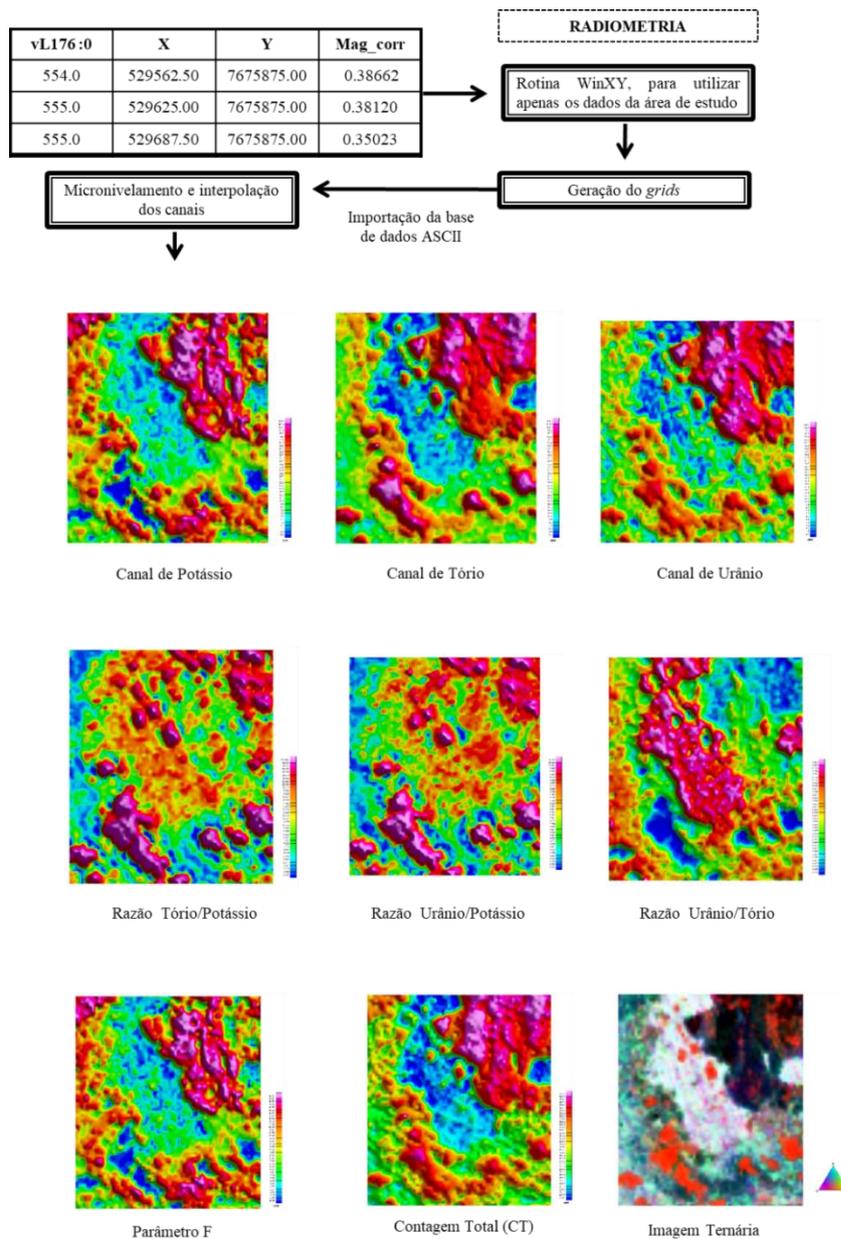


Figura 4.1: Fluxograma exibindo a metodologia utilizada para a geração dos grids em mapas radiométricos (Canal de Potássio - K, Canal de Tório - Th, Canal de Urânio - U, Contagem Total, Razões Th/K, U/K e U/Th, Parâmetro F e Ternário).

Considerando o mapa ternário, foi possível estabelecer dez domínios radiométricos (Figura 4.6) com os limites das litologias aflorantes na área de estudo. A análise destes domínios ocorreu a partir das anomalias dos radioelementos K (%), Th (ppm) e U (ppm) (Tabela 4.3).

Tabela 4.2: Análise dos domínios considerando o mapa de contagem total.

Domínios	K(%)	Th(ppm)	U(ppm)
A	Baixo a Intermediário	Intermediário a Alto	Intermediário a Alto
B	Baixo	Alto	Alto
C	Baixo a Intermediário	Baixo	Baixo a Intermediário
D	Alto	Alto	Alto
E	Intermediário a alto	Intermediário	Intermediário
F	Baixo a Intermediário	Alto	Alto
G	Intermediário a alto	Alto	Alto
H	Baixo	Alto	Alto
I	Intermediário a alto	Intermediário a alto	Intermediário a alto
J	Baixo a alto	Intermediário a alto	Baixo a alto

Utilizando os mapas temáticos gerados nos canais de K, Th e U, foram traçados 307 lineamentos sendo posteriormente plotados no mapa de contagem total e evidenciados em uma roseta (Figura 4.7). Tais lineamentos têm como objetivo evidenciar as estruturas superficiais, pois a radioatividade captada pelo espectrômetro envolve a superfície ou poucos centímetros abaixo dela. A direção preferencial dos lineamentos foi de NW-SE, N-S e E-W.

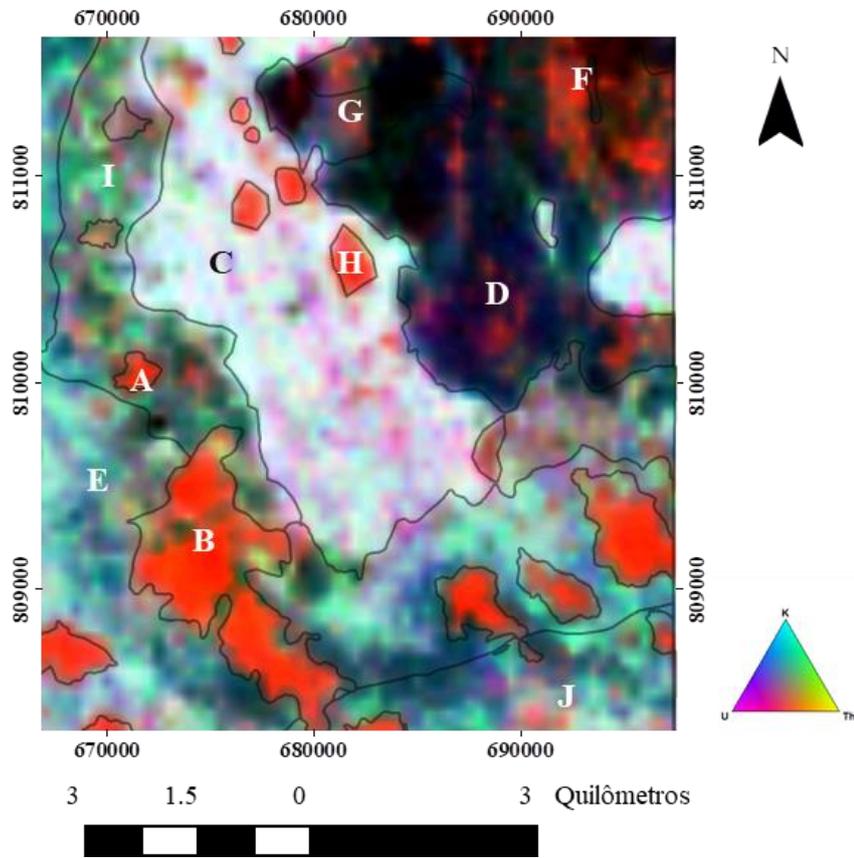


Figura 4.2: Domínios radiométricos sobrepostos ao mapa ternário.

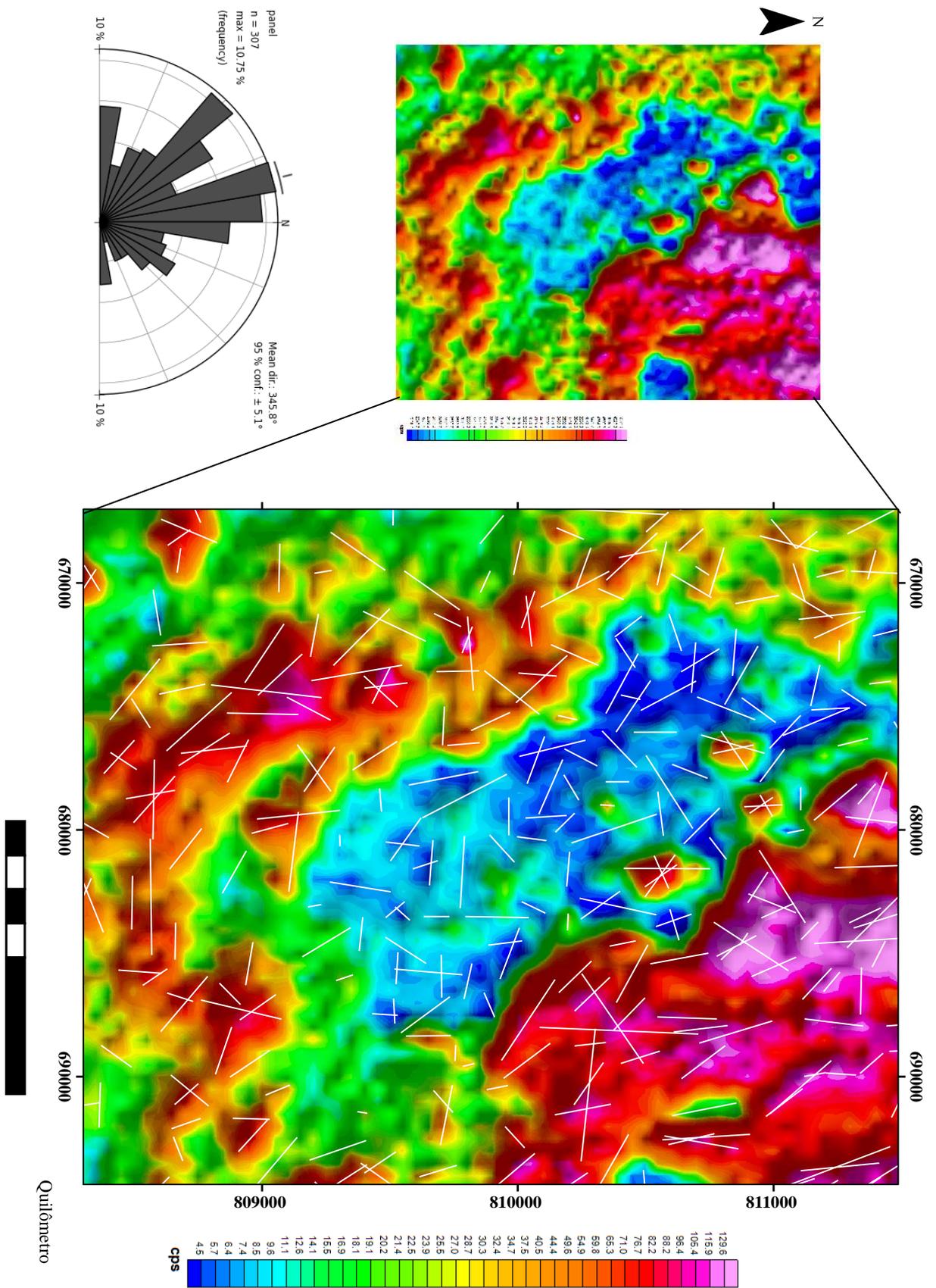


Figura 4.3: Lineamentos sobrepostos ao mapa de contagem total e respectiva roseta dos lineamentos radiométricos evidenciados.

CAPITULO 5

INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA

5.1 INTRODUÇÃO

Esse capítulo tem como finalidade a integração dos resultados obtidos na análise qualitativa dos dados geofísicos com os dados geológicos. A correlação entre as anomalias geofísicas e as características litoestruturais da área de estudo foi possível a partir da análise de diversos mapas temáticos. A Figura 5.1 exemplifica as sobreposições criadas para contribuir na interpretação dos resultados.

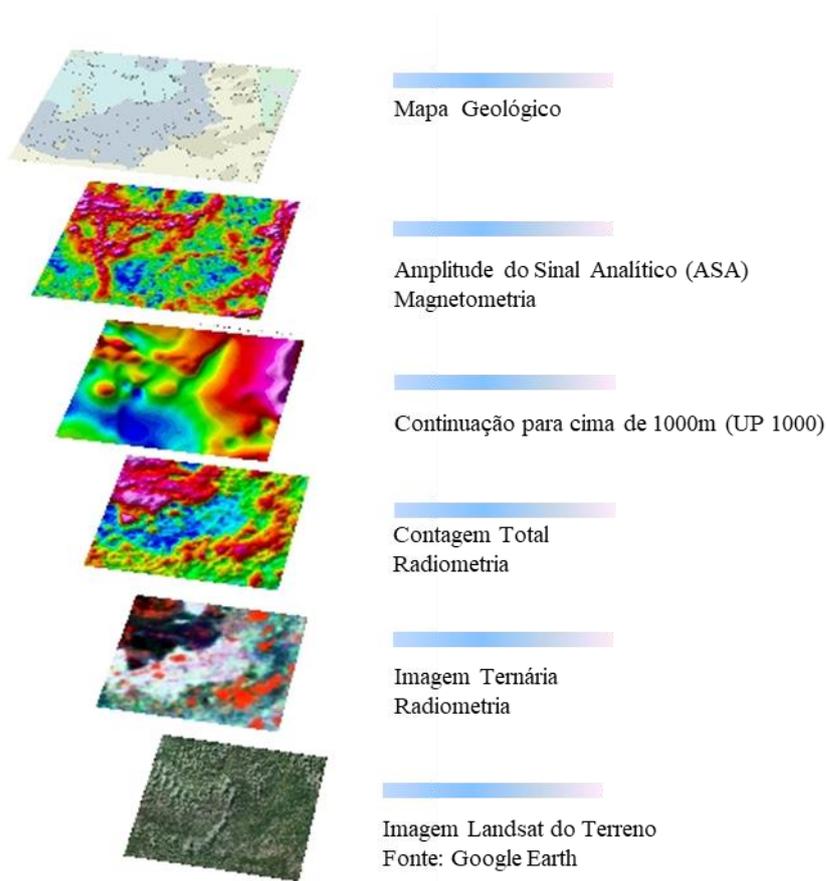


Figura 5.1: Sobreposição de imagens criada em ambiente SIG

5.2 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Este trabalho utilizou o mapeamento geológico realizado por Noce (1997) na região de Itacambira em função de tal mapa contemplar toda a área abrangida no presente estudo. A Folha Itacambira (Figura 5.2) retrata as litologias e dados estruturais coletados na região.

A área correspondente a uma parte do anticlinal de Itacambira pode ser observada no canto superior direito da Figura 5.2, em que o núcleo da estrutura consiste no Complexo Córrego do Cedro, na Suíte Itacambiruçu e metaígneas intrudidas. À oeste deste segmento e ao centro da figura, ocorrem afloramentos da Formação Resplandecente, Supergrupo Espinhaço. Nota-se que, segundo Noce (1997), coberturas terciárias e intrusão de metagíneas se encontram expostas sobre a formação. Finalmente, ao sudoeste desta área, ainda segundo Noce (1997) encontram-se afloramentos do Grupo Macaúbas correspondentes a Unidade Rio Preto, Serra do Catuni e Chapada Acauã.

O mapa ternário gerado no processamento de dados radiométricos é utilizado como uma ferramenta auxiliar para o mapeamento geológico, uma vez que a emissão da radioatividade proveniente das litologias equivale às características mais superficiais e fornece informações sobre os afloramentos e a relação de contato entre eles. Dessa maneira, o mapa ternário foi sobreposto ao mapa geológico elaborado por Noce (1997) visando compará-los (Figura 5.3).

Com a comparação, é possível averiguar que o mapa regional foi elaborado com uma boa precisão, mas, no entanto, cabe em alguns pontos ser atualizado. A Formação Resplandecente possui resposta radiométrica em tons esbranquiçados, enquanto que a das unidades do Grupo Macaúbas ocorre em tons verde-azulados. Com isso pode-se inferir que o contato do Supergrupo Espinhaço com o Grupo Macaúbas, segundo o mapa ternário, ocorre mais a leste do limite inferido por Noce (1997). Além disso, sobre a Formação Resplandecente, observa-se uma resposta do conteúdo radioativo diferente da unidade do Supergrupo Espinhaço, ocorrendo em tom avermelhado e em formato circular, possivelmente relacionado à intrusão metaígneas.

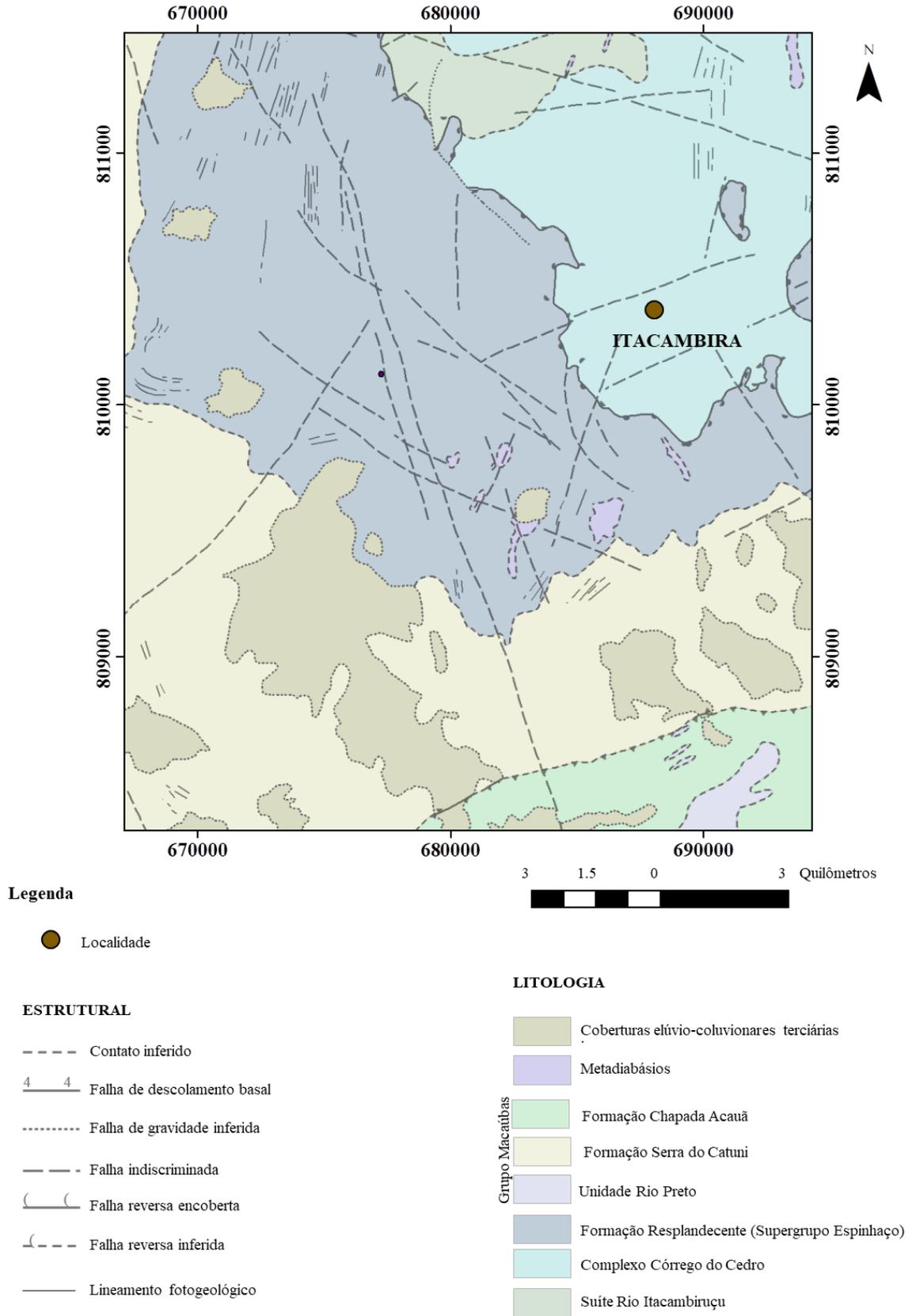


Figura 5.2: Mapa Geológico da Folha Itacambira modificado de Noce (1997).

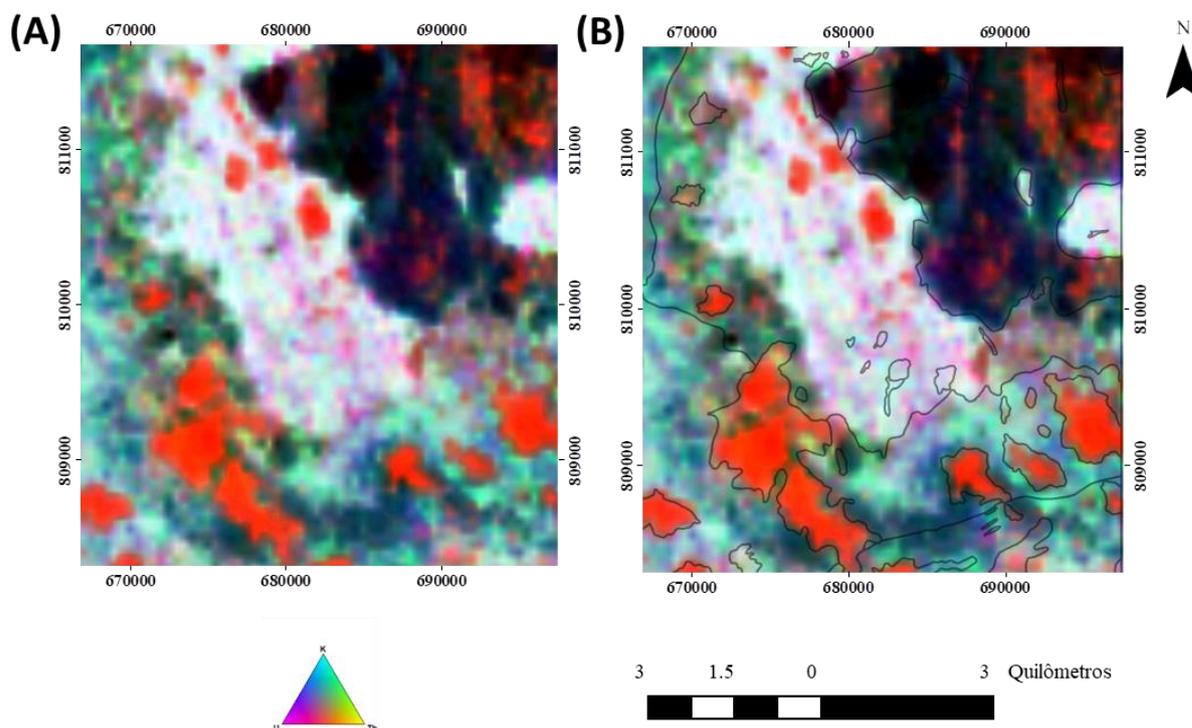


Figura 5.3: Comparação entre os limites dos domínios radiométricos do mapa ternário com os limites geológicos do mapa geológico de Noce (1997). (A) Mapa Ternário da região de Itacambira (B) Limites das unidades geológicas de acordo com a Folha Itacambira de Noce (1997). As linhas indicam o contato geológico.

Este estudo, portanto, propõe uma modificação do mapa geológico regional correspondente a Folha Itacambira (Noce 1997), considerando não somente os dados geofísicos, mas também os estudos anteriores realizados na região segundo Martins (2006), Martins *et al.* (2008,2011), Leite (2013) e Souza (2016).

Martins (2006), Martins *et al.* (2008) e Leite (2013) descreveram a Formação Matão Duas Barras do Grupo Macaúbas e registraram o seu afloramento na região. Esta formação é a unidade basal do Grupo Macaúbas, e corresponde a sequência silicilástica no início do rifteamento da Bacia Macaúbas. Esta sequência faz contato basal com o Supergrupo Espinhaço. Os trabalhos anteriores e Souza (2016) consideram que a Formação Chapada Acauã é mais representativo e encontra-se aflorante onde Noce (1997) descreveu anteriormente como Formação Serra do Catuni.

Souza (2016) descreve a Formação Planalto de Minas do Grupo Macaúbas e o registro de afloramento na região de Terra Branca, a sudeste de Itacambira. Esta formação é o registro da sequência vulcanossedimentar da abertura da Bacia Macaúbas. Esta sequência faz contato basal com a Formação Matão e de topo com a Formação Chapada Acauã.

O mapa ternário foi utilizado para traçar os contatos geológicos considerando os limites entre os distintos conteúdos radioativos. Dessa maneira, foi possível elaborar uma versão sugestiva para o mapa geológico regional da região de Itacambira, baseado nos trabalhos de Noce (1997), Martins (2006), Martins *et al.* (2008), Martins *et al.* (2011), Leite (2013) e Souza (2016) (Figura 5.4).

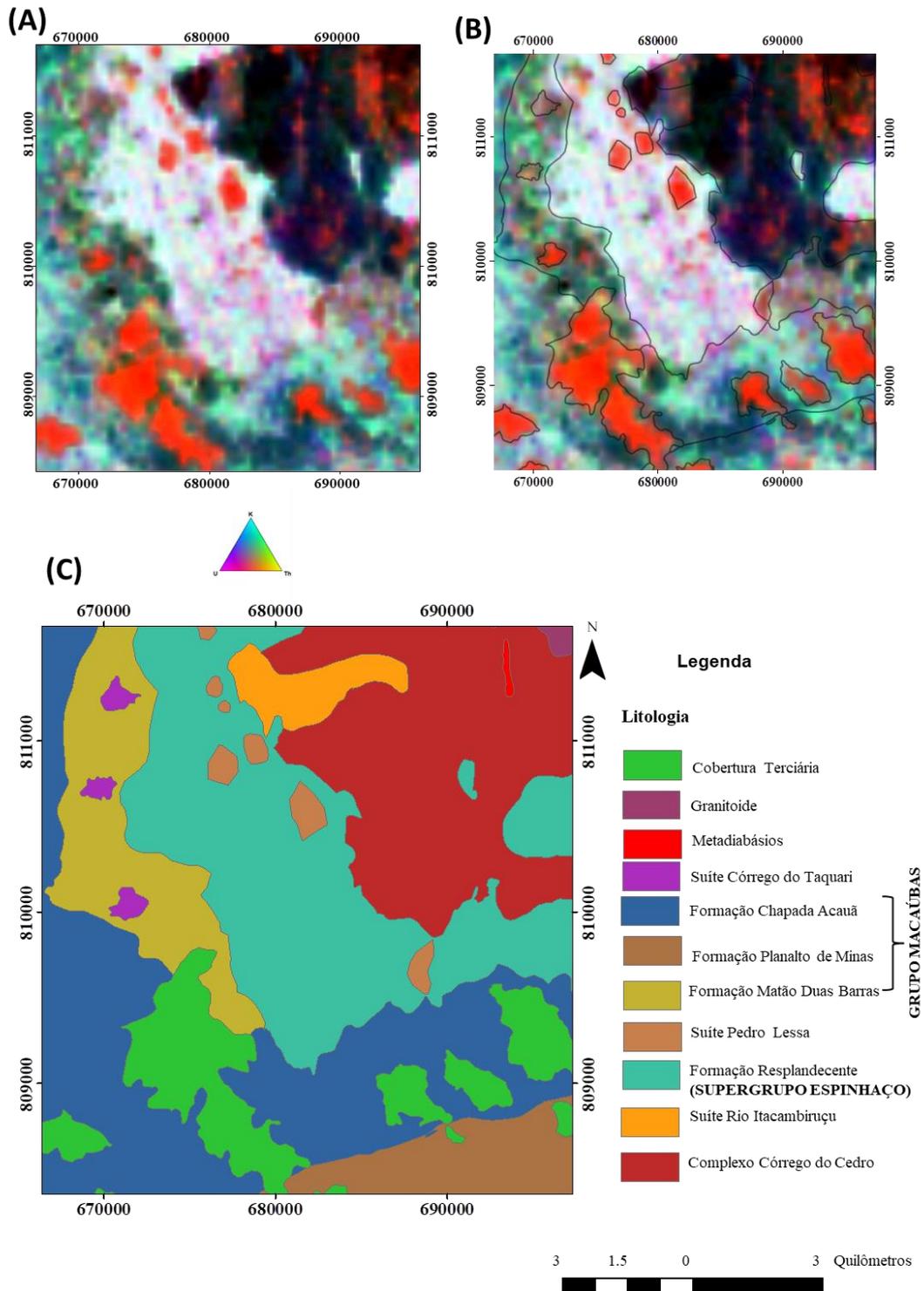


Figura 5.4: Integração dos dados geofísicos com os geológicos (A) Mapa Ternário da região de Itacambira (B) Limites traçados entre as unidades geológicas aflorantes segundo o Mapa Ternário (C) Mapa Geológico sugerido para a região de Itacambira.

Analogamente, realizou-se a correlação dos domínios radiométricos com o mapa geológico (Figura 5.5). A análise destes domínios e a relação com as litologias aflorantes da área de estudo foram descritos abaixo (Tabela 5.1).

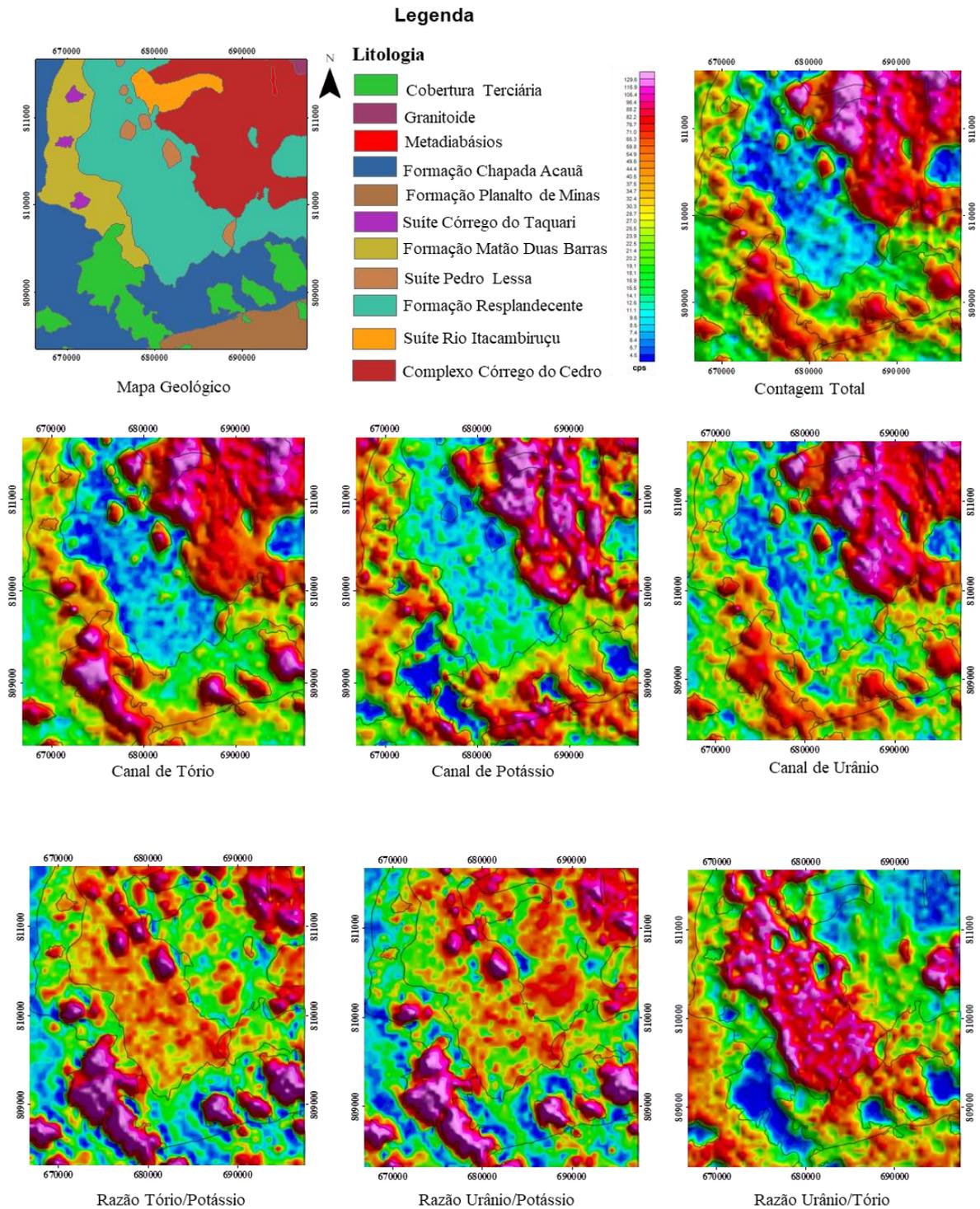


Figura 5.5: Correlação dos domínios radiométricos com o mapa geológico sugerido para a região de Itacambira.

Tabela 5.1: Integração dos domínios radiométricos as unidades geológicas.

Domínio	K(%)	Th(ppm)	U(ppm)	Litologia	Unidade
A	Baixo a intermediário	Intermediário a alto	Intermediário a alto	Diques e derrames máficos	Suíte Pedro Lessa
B	Baixo	Alto	Alto	Depósitos coluvionares e aluvionares	Cobertura Terciárias
C	Baixo a intermediário	Baixo	Baixo a intermediário	Quartzito	Formação Resplandecente
D	Alto	Alto	Alto	Gnaisse	Complexo Córrego do Cedro
E	Intermediário a alto	Intermediário	Intermediário	metadiamictitos com intercalações de quartzitos	Formação Chapada Acauã
F	Baixo a Intermediário	Alto	Alto	Metadiabásios	
G	Intermediário a alto	Alto	Alto	Granitóide tonalítico	Suíte Rio Itacambiruçu
H	Baixo	Alto	Alto	Metagabro	Suíte Córrego do Taquari
I	Intermediário a alto	Intermediário a alto	Intermediário a alto	Silicilásticas	Formação Matão
J	Baixo a alto	Intermediário a alto	Baixo a alto	Xisto Verde e Quartzito	Planalto de Minas

O Complexo Córrego do Cedro abrange gnaisses de composição granodiorítica-granítica, e mais raramente, biotita gnaisses. Encontra-se erodido e exposto no núcleo da anticlinal de Itacambira. Esta unidade do embasamento corresponde ao domínio D e apresenta alta cotagem de potássio, tório e urânio. Este resultado está de acordo com o esperado, uma vez que, segundo Kearey *et al.* (2009), tais elementos são litófilos e apresentam concentrações relativamente maiores nas rochas ígneas ácidas, em comparação às intermediárias, básicas e ultrabásicas). Deve-se considerar também que as concentrações de urânio, tório e potássio apresentam um aumento com o acréscimo de sílica e alcalinidade das rochas.

A Suíte Rio Itacambiruçu é constituída por corpos granitóides de composição tonalítica intrusiva nos gnaisses do Complexo Córrego do Cedro. Corresponde ao domínio G e apresenta alto tório, valores intermediário a alto de potássio e alta contagem de urânio.

A Formação Resplandecente constitui-se de quartzitos. Esta unidade recobre diretamente o Complexo Córrego do Cedro. Corresponde ao domínio C e apresentam valores baixos de tório, baixo a intermediário de potássio e de urânio.

A Formação Matão é um pacote sedimentar de brechas, conglomerados e quartzitos. Corresponde ao domínio I e apresentam valores intermediário a alto de potássio, tório e urânio.

A Suíte Pedro Lessa compõe-se de diques e derrames máficos alojados na Formação Matão. Corresponde ao domínio A e apresentam valores baixo a intermediário de potássio e contagem intermediária a alta de tório e urânio.

A Formação Planalto de Minas constitui-se de quartzitos e xistos verdes intercalados. Corresponde ao domínio J e apresentam valores intermediário a alto de tório, baixo a alto de potássio e urânio.

A Formação Chapada Acauã compõe-se de metadiamicritos com intercalações de quartzitos. Corresponde ao domínio E e apresentam valores intermediário a alto de potássio e intermediário de tório e urânio.

A Suíte Córrego do Taquari constitui-se de metagabros intrudindo a sequência metasedimentar do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas. Corresponde ao domínio H e apresenta valor baixo de tório e alto de potássio e urânio.

As Coberturas Terciárias são os depósitos colúvio-eluvionares quartzosos e correspondem ao domínio B. Apresentam valores baixo de potássio e alto de tório e urânio.

Segundo Dickson & Scott (1997) o intemperismo nas rochas vulcanoclásticas esgota o K e eleva o Th. A unidade vulcanosedimentar da Formação Planalto de Minas apresentam valores que variam do baixo a alto no conteúdo de potássio possivelmente devido à ação do intemperismo na área. Vale ressaltar que os afloramentos da intercalação de xistos verdes e quartzitos encontram-se localmente bem preservados, sendo a ação intempérica pouco intensa.

O Fator F (Figura 5.6) permite salientar o enriquecimento de potássio e urânio em relação ao tório, indicando áreas com alteração hidrotermal. Na região de estudo, estas áreas correspondem aos domínios do embasamento (Complexo Córrego do Cedro e Suíte Itacambiruçu) e as unidades do Grupo Macaúbas (Formação Matão/Duas Barras, Formação Planalto de Minas, Formação Chapada Acauã).

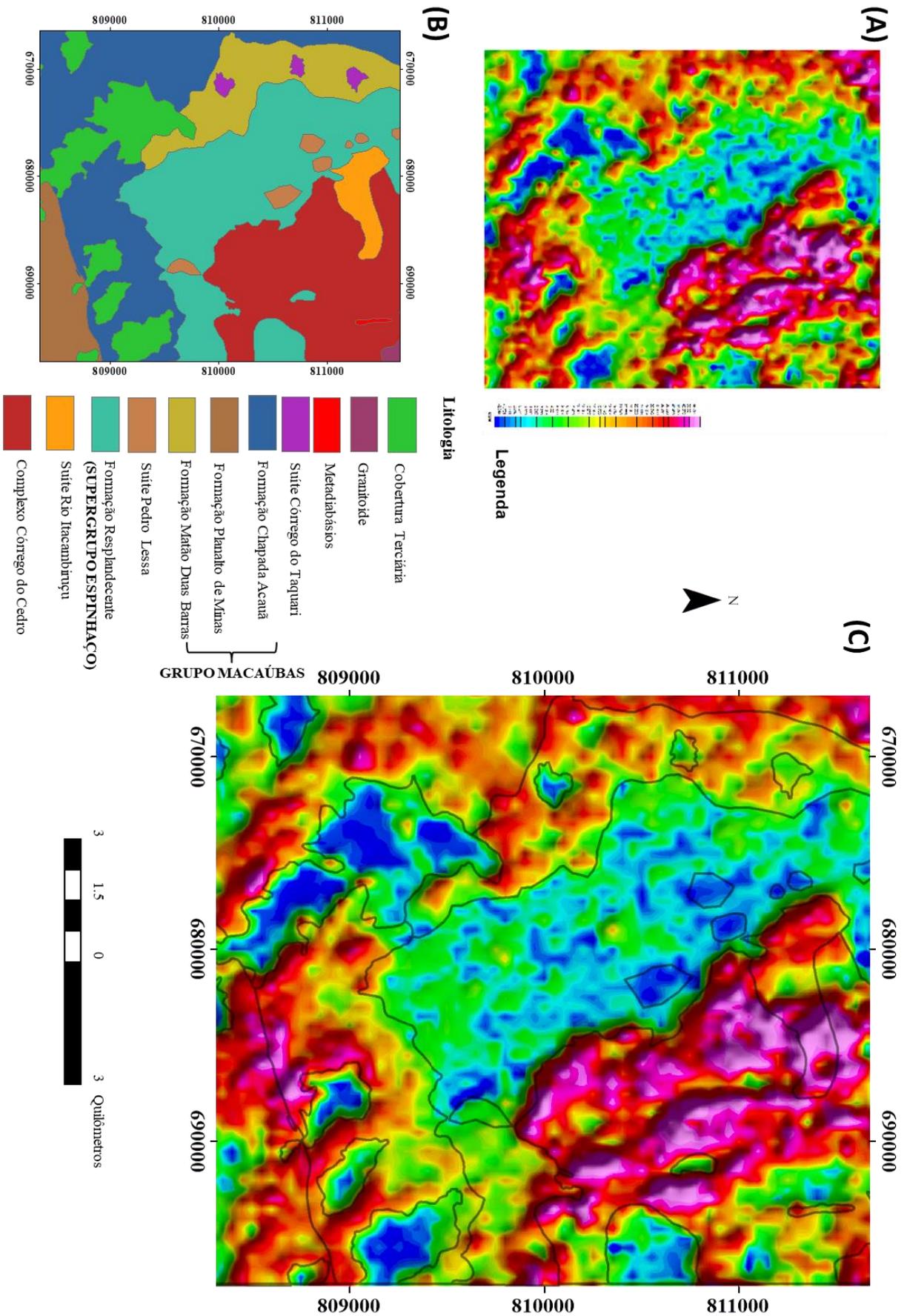


Figura 5.6: Mapa do Fator F indicando áreas contendo alteração hidrotermal. (A) Mapa do Fato F (B) Mapa Geológico sugerido para a região de Itacambira (C) Sobreposição do Mapa do Fator F com os limites entre as unidades geológicas.

A figura 5.7 apresenta a imagem de satélite que cobre a área de estudo e a sobreposição do sugerido mapa geológico para a região de Itacambira com a presença dos lineamentos magnéticos obtidos pela interpretação das anomalias magnetométricas.

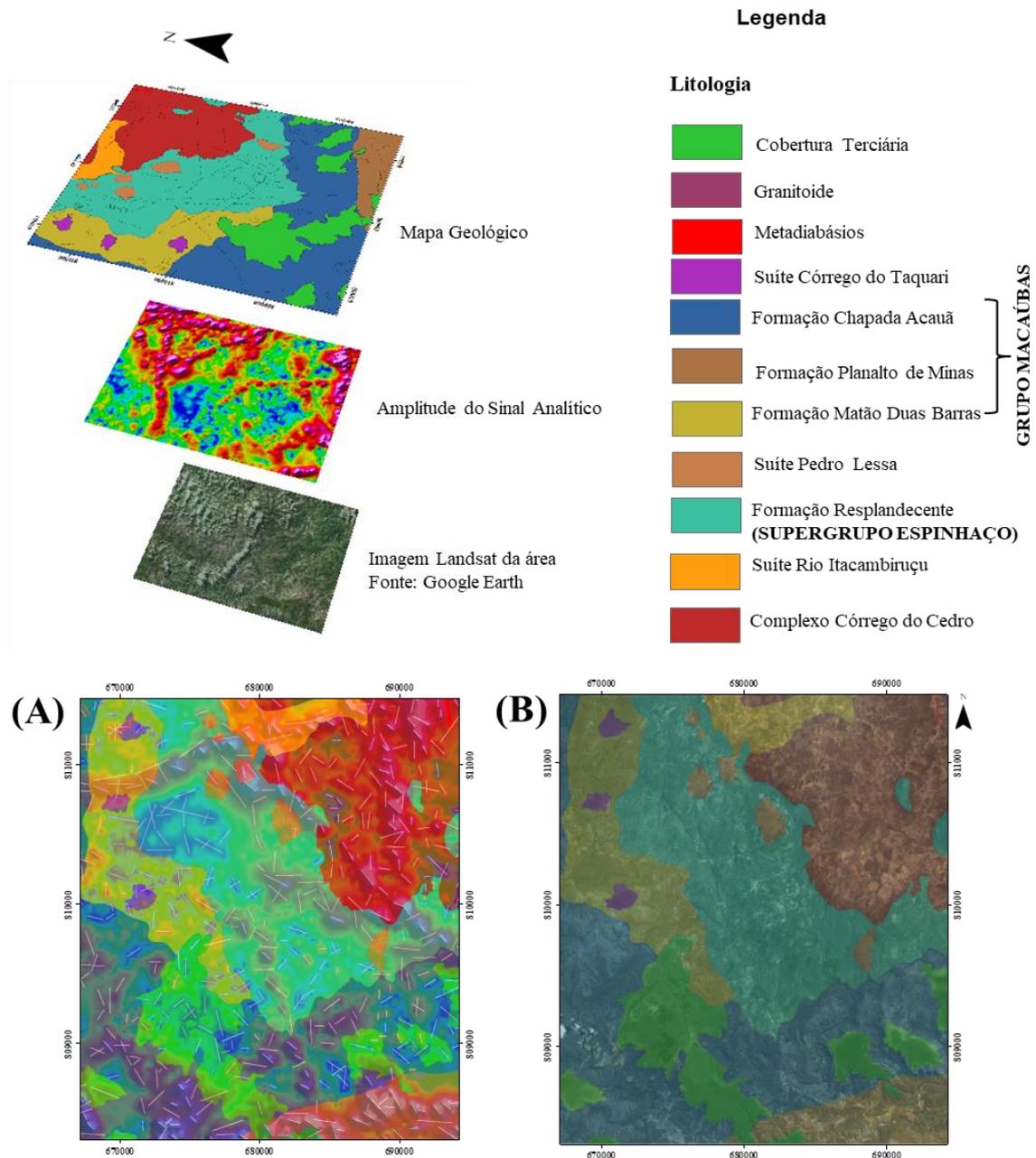


Figura 5.7: Sobreposição entre o mapa geológico, ASA e a imagem Landsat da área estudo. (A) Os lineamentos magnéticos interpretados a partir do mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) foram sobrepostos ao sugerido mapa geológico regional. (B) Sobreposição do sugerido mapa geológico para a região de Itacambira com a imagem de satélite que recobre a área de estudo. Fonte: Google Earth.

Observa-se que tais lineamentos se enquadram com os principais *trends* estruturais notados na geomorfologia da região. De uma maneira geral, não são anomalias profundas, pois grande parte pode ser evidenciada na geomorfologia. A direção predominante destes lineamentos ocorre no NW-SE, sendo a nucleação desta direção anterior as demais. A direção NE-SW também é observável, sendo, portanto, posterior ao evento NW-SE, uma vez que se verificam anomalias magnéticas na direção NW-SE e deslocadas para NE-SW, a cinemática dessa movimentação tectônica é classificada como predominantemente dextral, conforme se pode avaliar na figura 5.8.

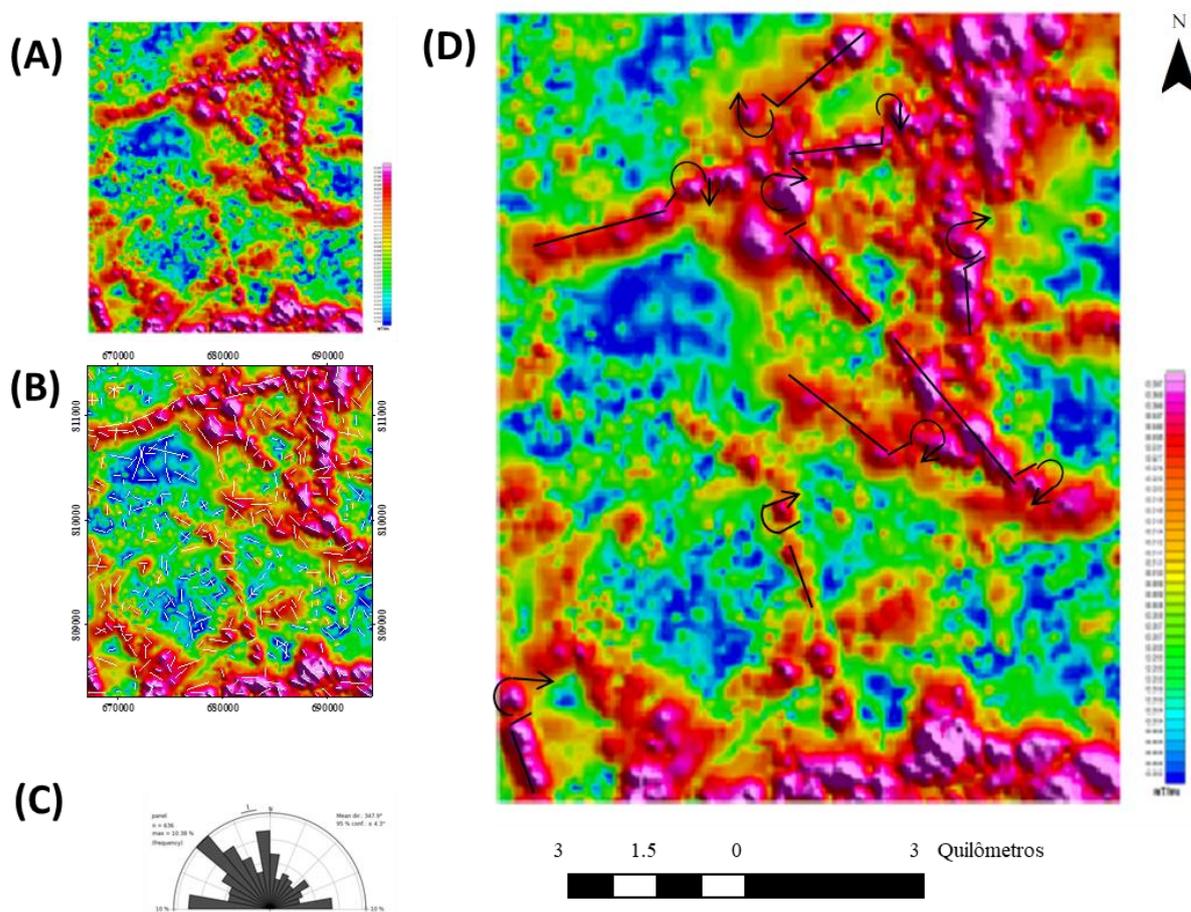


Figura 5.8: Mapa da Amplitude do Sinal Analítico e a interpretação dos lineamentos. (A) Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (B) Lineamentos sobrepostos no ASA (C) Roseta dos lineamentos (D) Interpretação dos lineamentos segundo a orientação das anomalias enfatizando a cinemática dextral.

Alkmim *et al.* (2003, 2006, 2007) sugeriram que o mecanismo envolvido na evolução da bacia Macaúbas e do orógeno Araçuá – Congo Ocidental era similar ao fechamento de um quebra nozes (*nutcracker tectonics model*) (Figura 5.9). O primeiro estágio desse processo envolve o desenvolvimento da Bacia Macaúbas, cujo processo de abertura se deu por fases de rifteamento. O registro desta fase na área de estudo é a deposição da Formação Matão/Duas Barras, com ocorrências

de magmatismo (diques, soleiras) da suíte Pedro Lessa. O segundo evento foi a deposição da Formação Planalto de Minas. Finalmente, um terceiro possível evento foi a deposição da Formação Chapada Acauã. A bacia Macaúbas evoluiu para margem passiva após o criogeniano, que é o limite estimado para a glaciação (Souza 2016).

O segundo estágio deste processo é iniciado com o processo de subducção e edificação do arco magmático calcioalcalino. O fechamento da bacia Macaúbas foi induzido como uma consequência da colisão envolvendo a península São Francisco e a placa Paraná ou Rio de La Plata, em torno de 630Ma. Neste contexto, se iniciou a convergência das margens opostas da bacia Macaúbas, através de um mecanismo descrito por Alkmim *et al.* (2006) como similar ao mecanismo de um “quebra-nozes”, onde a península São Francisco rotacionou-se em sentido anti-horário contra o continente do Congo, comprimindo-o e levando ao consumo de sua litosfera oceânica.

Dessa maneira, os lineamentos presentes nesta área de estudo possivelmente expressam o contexto geológico envolvendo tanto a etapa de abertura da Bacia Macaúbas quando ao seu fechamento pela tectônica do “quebra-nozes”. A direção NW-SE, expressiva na área, seria equivalente ao processo de abertura da bacia e sua evolução para margem passiva. Enquanto que os lineamentos voltados para NE-SW equivalem ao processo de fechamento da Bacia Macaúbas e que representam o Evento Brasiliano. Uma segunda possível opção seria a nucleação da direção NE-SW com a anti-ridel de um par conjugado, uma vez que a direção NW-SE é a que apresenta cinemática dextral.

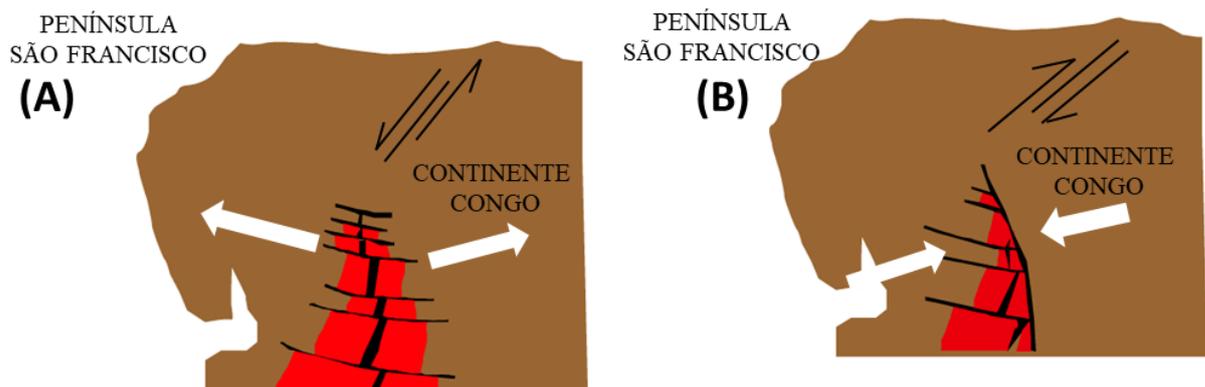


Figura 5.9: Ilustração registrando os estágios da evolução da Bacia Macaúbas. Em (A) tem-se a fase de rifteamento com evolução para margem passiva e em (B) tem-se o fechamento da bacia.

A análise do mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) em conjunto com o sugerido mapa geológico da região de Itacambira possibilitou correlacionar as litologias com as anomalias magnetométricas (Figura 5.10). A relação entre elas foi expressa na tabela abaixo (Tabela 5.2).

Tabela 5.2: Integração das magnetofácies com as unidades geológicas.

Magnetofácies	Cor	Características Geofísicas	Unidade Geológica
1	Rosa	Apresenta anomalias de altas amplitudes indicando alta susceptibilidade magnética. Possui moderado comprimento de onda e moderada frequência.	Formação Planalto de Minas, Complexo Córrego do Cedro, Suíte Itacambiruçu
2	Verde	Apresenta anomalias de intermediárias amplitudes indicando moderada susceptibilidade magnética. Possui moderado comprimento de onda e moderada frequência	Formação Chapada Acauã, Suíte Pedro Lessa, Suíte Córrego do Taquari, Formação Matão, Metadiabásios
3	Azul	Apresenta anomalias de baixas amplitudes indicando baixa susceptibilidade magnética. Possui alto comprimento de onda e baixa frequência.	Formação Resplandecente, Coberturas Terciárias

É possível observar que os lineamentos de alto valor magnetométrico se concentram nas unidades do embasamento e na sequência metavulcanossedimentar do Grupo Macaúbas (Formação Planalto de Minas).

A Formação Resplandecente do Supergrupo Espinhaço contém lineamentos de baixo valor magnetométrico. Porém, nota-se um expressivo lineamento que se concentra em parte da unidade possui direção preferencial NE-SW. Verifica-se também um lineamento significativo de direção NW-SW, possivelmente associado à evolução de diques na região.

Na região da Formação Matão e Chapada Acauã verificam-se, no entanto, uma variação em termos de anomalias magnéticas decorrentes de sua variação composicional. Na área onde se

concentra as coberturas terciárias verifica-se anomalias com valor magnetométrico de baixo a intermediário.

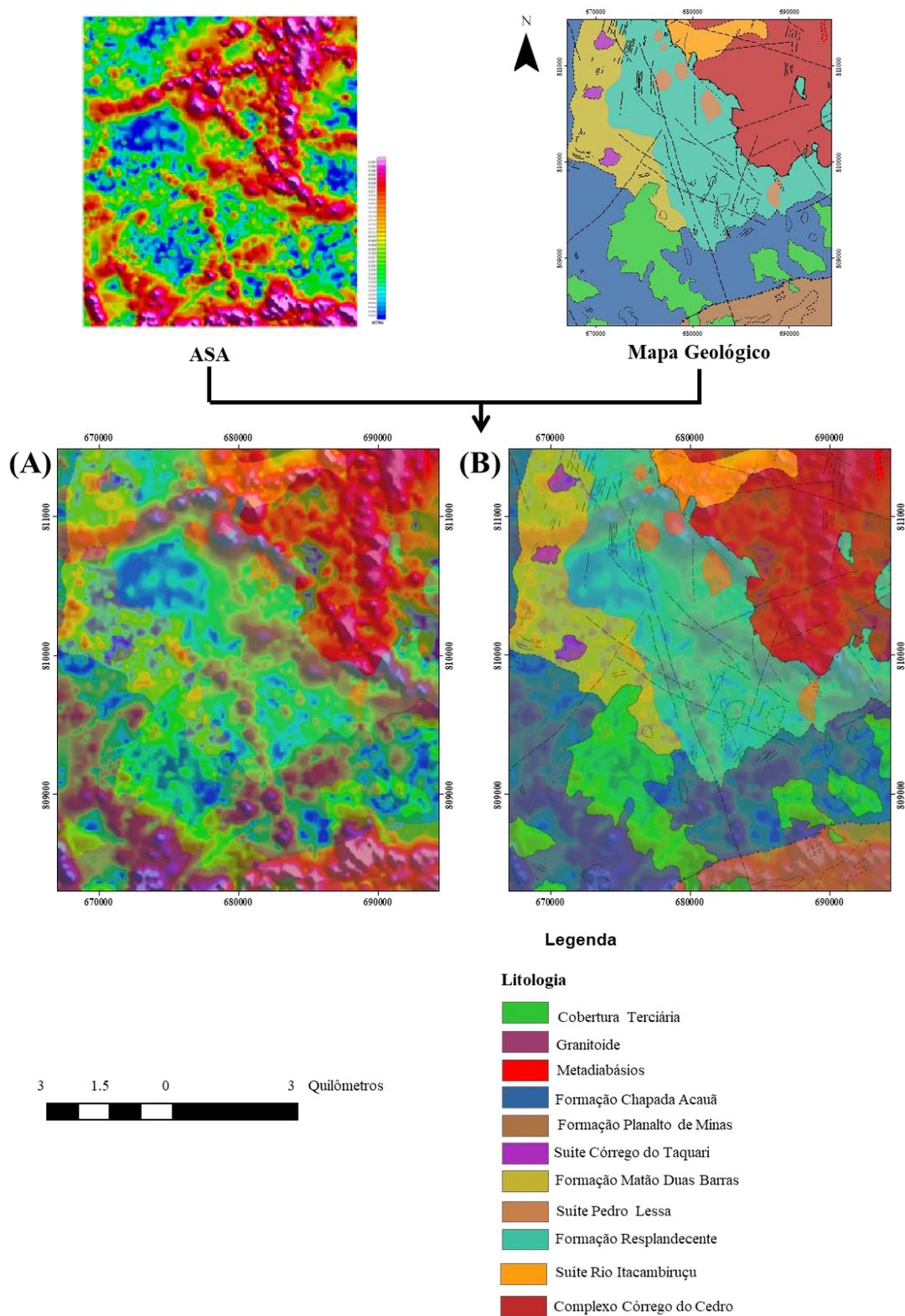


Figura 5.10: Sobreposição do sugerido mapa geológico para a região de Itacambira com o mapa da Amplitude do Sinal Analítico e a correção entre eles. Em (A) tem-se a sobreposição do ASA com o mapa geológico e em (B) enfatizou-se os dados estruturais interpretados por Noce (1997).

A análise do mapa de Continuação pra Cima (UP 1000) permitiu inferir como se comporta a resposta das anomalias magnéticas em profundidade (Figura 5.11). O mapa foi gerado aumentando a altura de voo do aerolevante para 1000m, possibilitando, assim, a aquisição dos dados em porções mais profundas, ao se retirar as interferências mais superficiais.

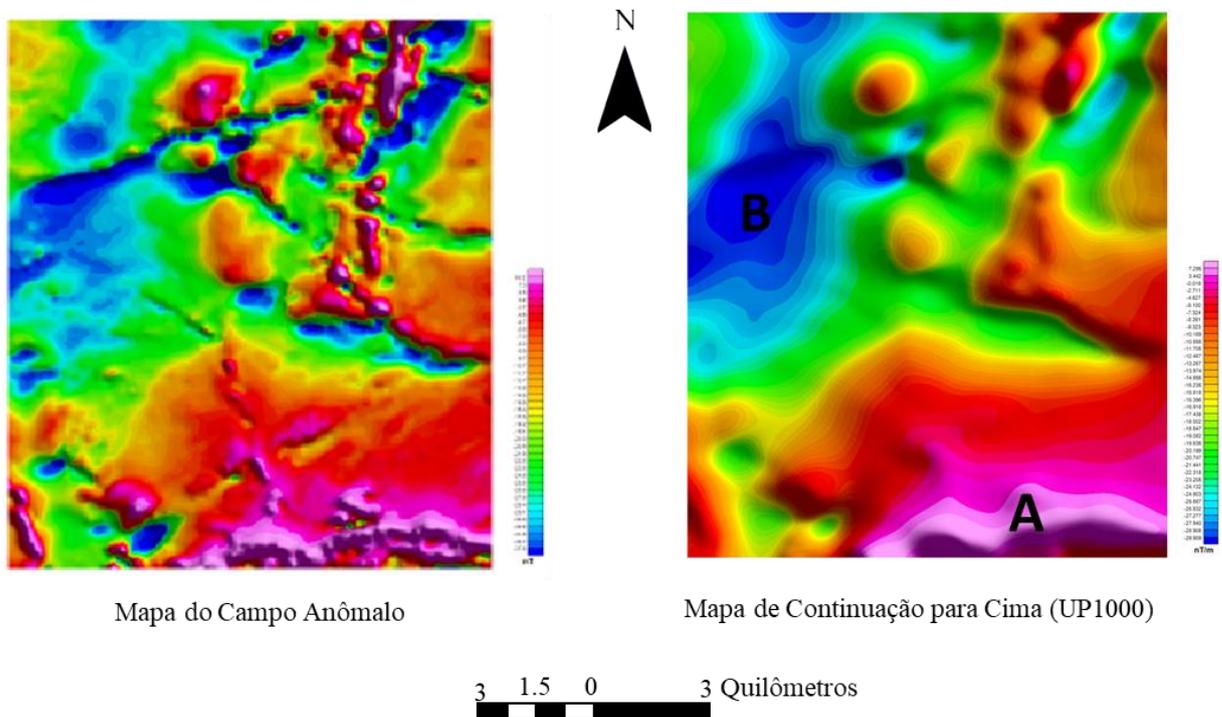


Figura 5.11 Mapa do Campo Anômalo e de Continuação para Cima de 1000m. Observar em “A” a região de alto estrutural, e em “B”, de baixo estrutural.

Observa-se que a noroeste da área ocorre uma porção do terreno em que a resposta é de baixa magnetização. Infere-se que, ao se considerar que as anomalias provem de fontes mais profundas, tal porção pode corresponder a um baixo estrutural, ou seja, onde a supracrustal está mais espessa e o embasamento ocorre em maior profundidade. Por sua vez, as porções que ocorrem com alta magnetização, por exemplo, no sudeste da área, é possível decorrer de um alto estrutural. Tal inferência condiz com trabalhos anteriores (Martins *et al.* 2008, Leite 2013 e Souza 2016) que inferem um meio-graben da época de abertura do rifte macaúbas.

CAPITULO 6

ANÁLISE QUANTITATIVA

6.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos a partir da Deconvolução de Euler, método que proporciona estimativas para as profundidades das fontes causadoras das anomalias magnéticas.

6.2 METODOLOGIA

A inversão da deconvolução de Euler foi realizada com auxílio do software Euler 1.00, da School of Geosciences – University of the Witwatersran. Foram gerados um total de 24 perfis magnetométricos no mapa Amplitude do Sinal Analítico com direção E-W equiespaçados em 780m e com aproximadamente 1560m de extensão (Figura 6.1). Os seguintes parâmetros foram utilizados para a geração de tais perfis: índice estrutural igual a 1.0, tamanho da janela igual a 11 e profundidade máxima em 3000m.

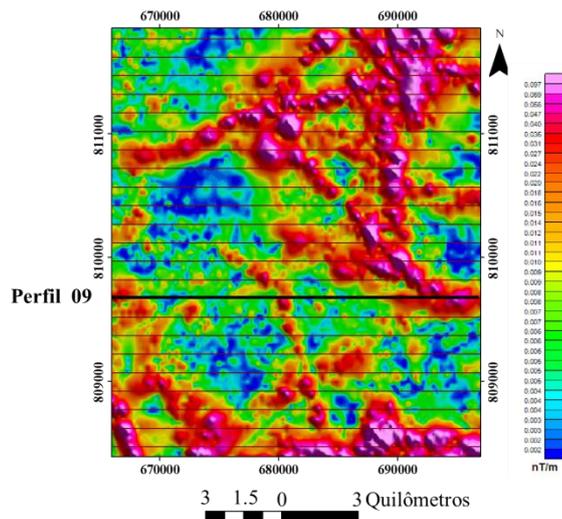


Figura 6.1: Mapa ASA com a localização dos perfis de deconvolução (malha de 780m de espaçamento). Em evidência está o Perfil 09.

O perfil 09 foi utilizado para exemplificar a interpretação dos dados que foram gerados para os 24 perfis. Verifica-se que o perfil 09 intercepta anomalias de alta susceptibilidade magnética, sendo que a profundidade dos corpos magnéticos causadores dessas anomalias apresentam aproximadamente no máximo 2000m de profundidade (Figura 6.2). Existe uma sequência de dobramentos evidenciados próximo a superfície e em profundidade em torno de 750m a 1500m. Ocorrem falhas reversas de alto

ângulo com vergência para W e de baixo ângulo com vergência para E. Verifica-se também formas que se assemelham a diques e soleiras no perfil, e intrusões que aproveitam as falhas como zonas de fraquezas.

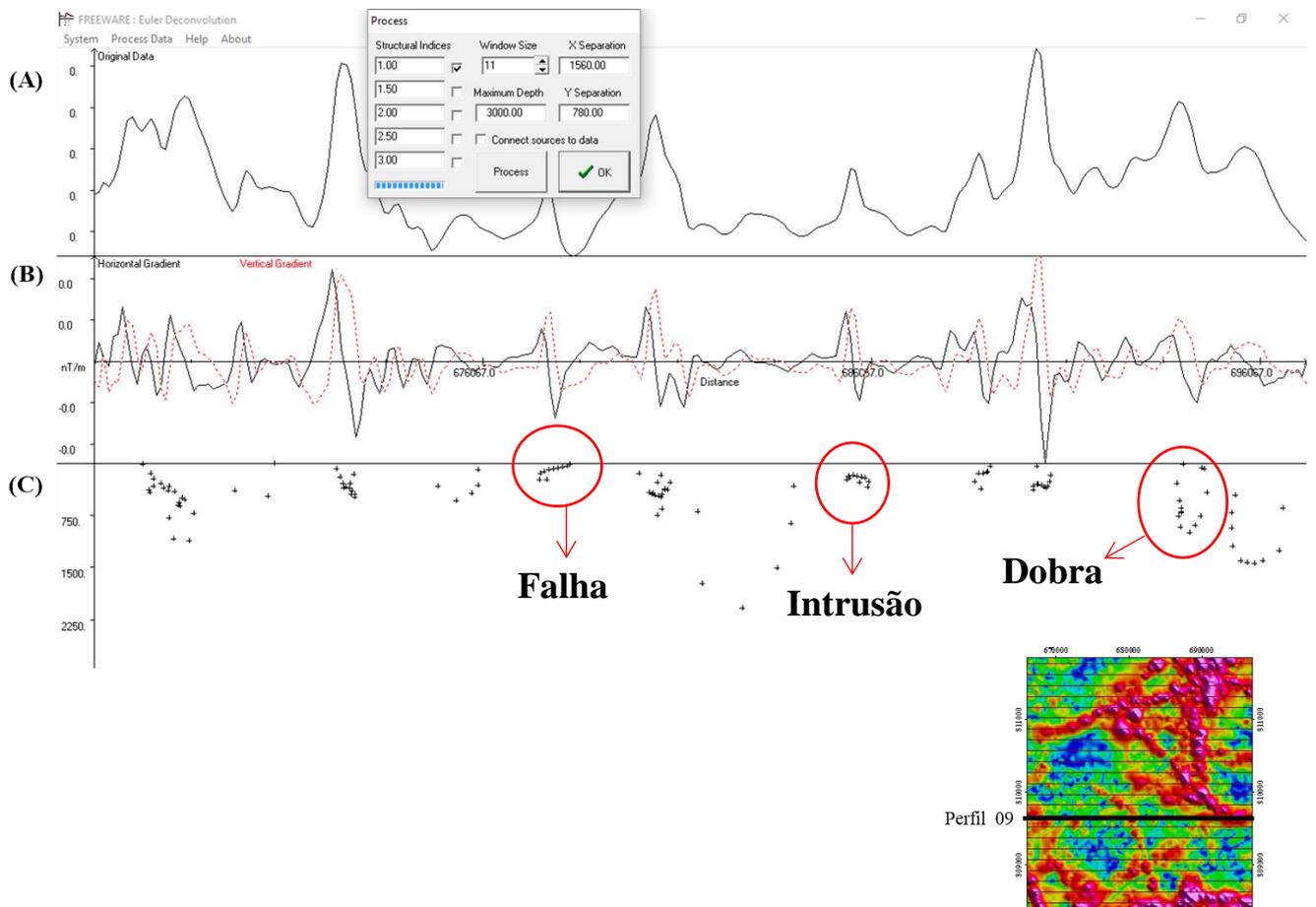


Figura 6.2: Resultado da deconvolução de Euler no Perfil 09, realizado no Software Euler 1.00, e a localização do perfil na malha de deconvolução elaborada no mapa de Amplitude de Sinal Analítico. (A) Dado inserido (B) Gradiente vertical e horizontal em vermelho (C) Visualização em profundidade – estimativa das fontes pontuais de anomalias magnéticas.

Posteriormente utilizou-se o software ArcScene 9.3 para interpolar as profundidades médias das fontes de emissão das anomalias magnéticas. Foi utilizada a metodologia da *krigagem* visando estimar valores em áreas em que dados não foram gerados. A interpolação destes dados resultou em um modelo 3D (Figura 6.3) com o intuito de facilitar a visualização de possíveis estruturas em profundidade.

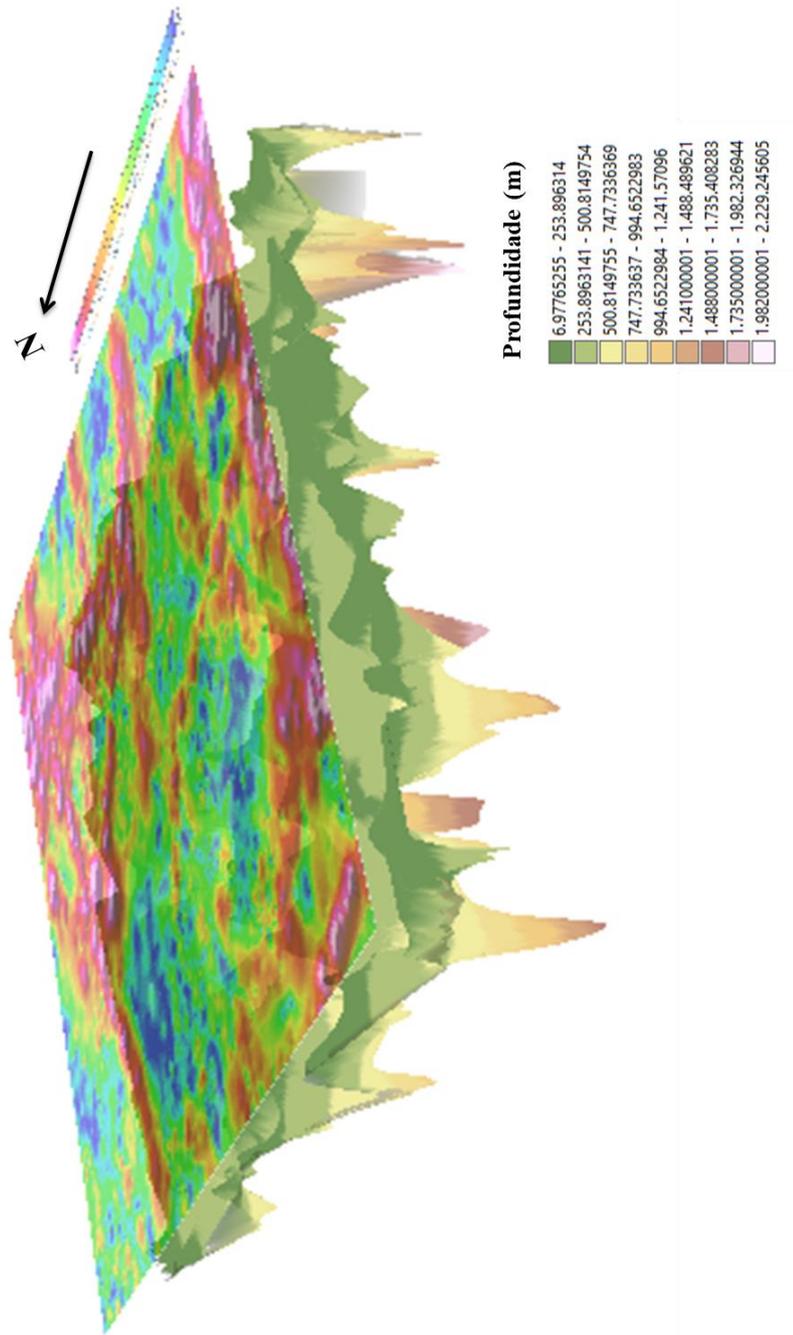


Figura 6.3: Modelo 3D gerado a partir dos perfis mostrados na figura 6.1.

O modelo 3D foi analisado em diferentes visadas (Figura 6.4) para a avaliação das anomalias em profundidade. Verifica-se que na porção sul da área de estudo é onde se concentram as anomalias mais profundas, que podem ser associadas a zonas de descolamento a uma profundidade de aproximadamente 2000m. Na porção norte da área as anomalias alcançam profundidades que variam até 750m.

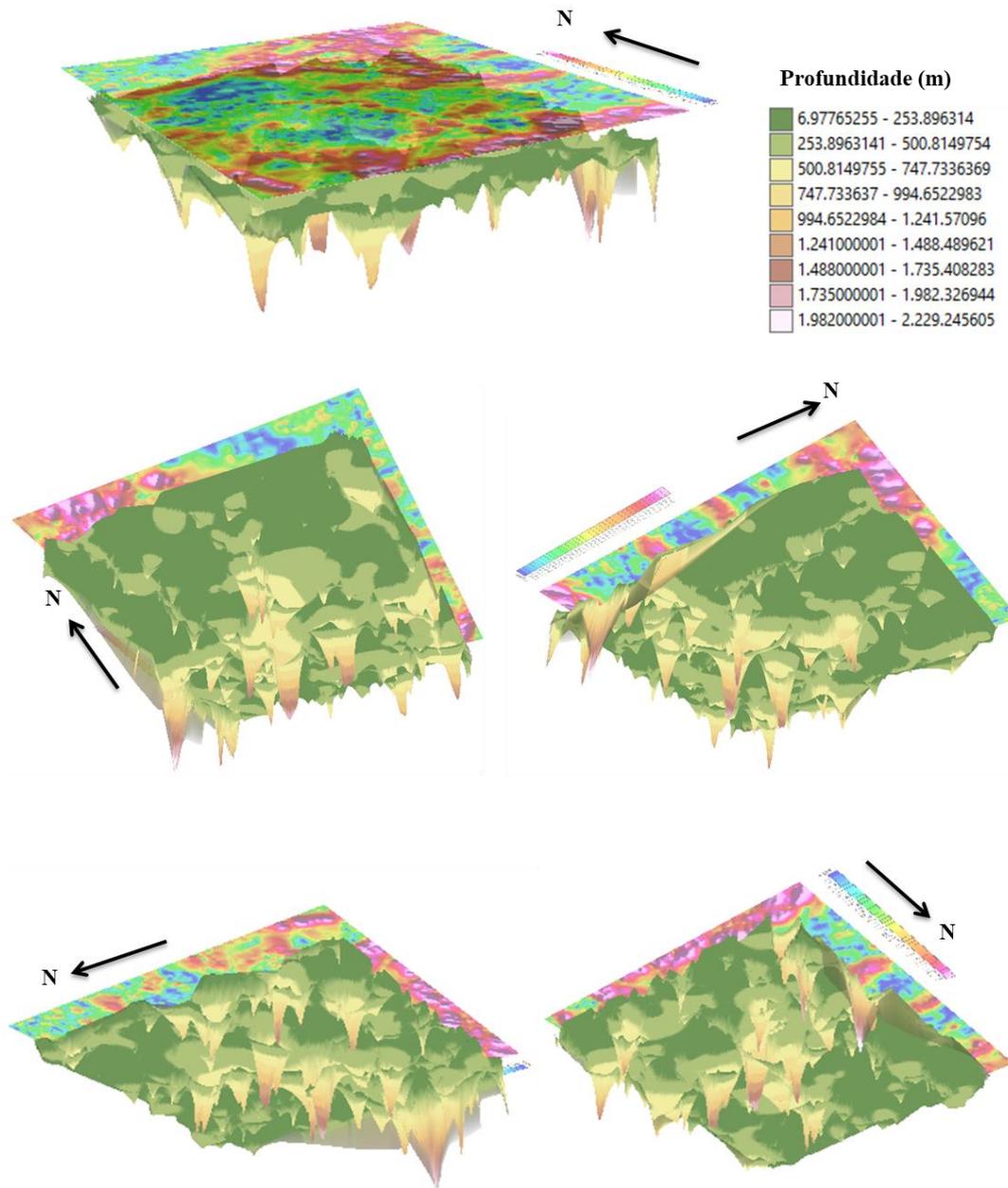


Figura 6.4: Visualização 3D das anomalias do mapa de Amplitude do Sinal Analítico, modelo gerado por interpolação de dados através de *krigagem*.

6.3 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Visando realizar uma integração geológico-geofísica que pudesse ser quantificada, gerou-se um perfil esquemático da área de estudo e em profundidade a partir dos dados geofísicos utilizando-se a Deconvolução de Euler. A Figura 6.5 consiste no mapa geológico sobreposto ao mapa de Amplitude do Sinal Analítico – ASA, contendo o perfil A-B (corresponde ao Perfil 9 da malha de deconvolução). A Figura 6.6 ilustra o perfil geológico esquemático da área de estudo juntamente com o perfil feito pela inversão magnetométrica.

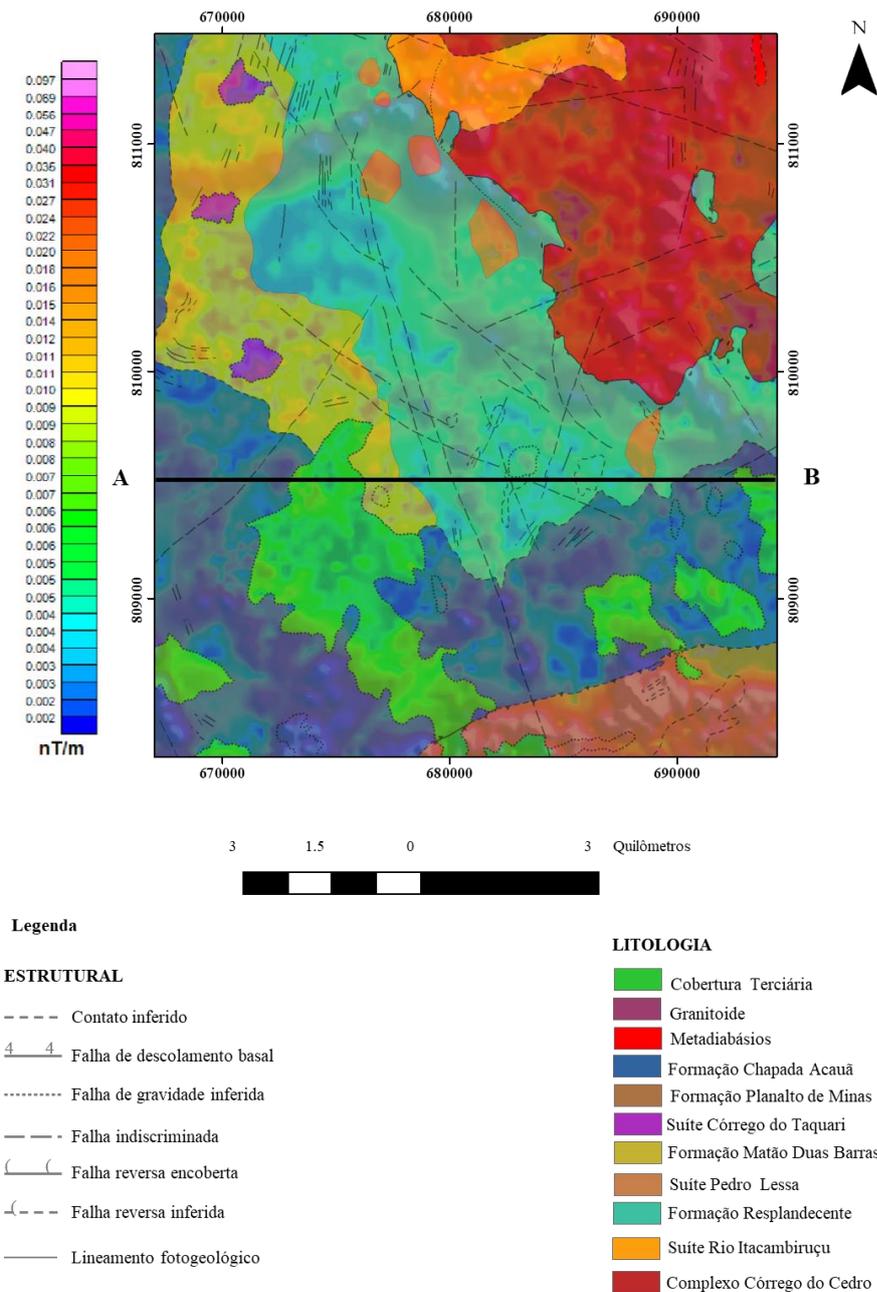


Figura 6.5: Mapa geológico simplificado sobreposto ao mapa temático ASA contendo o perfil A-B.

Perfil Geológico Esquemático Representativo da Área

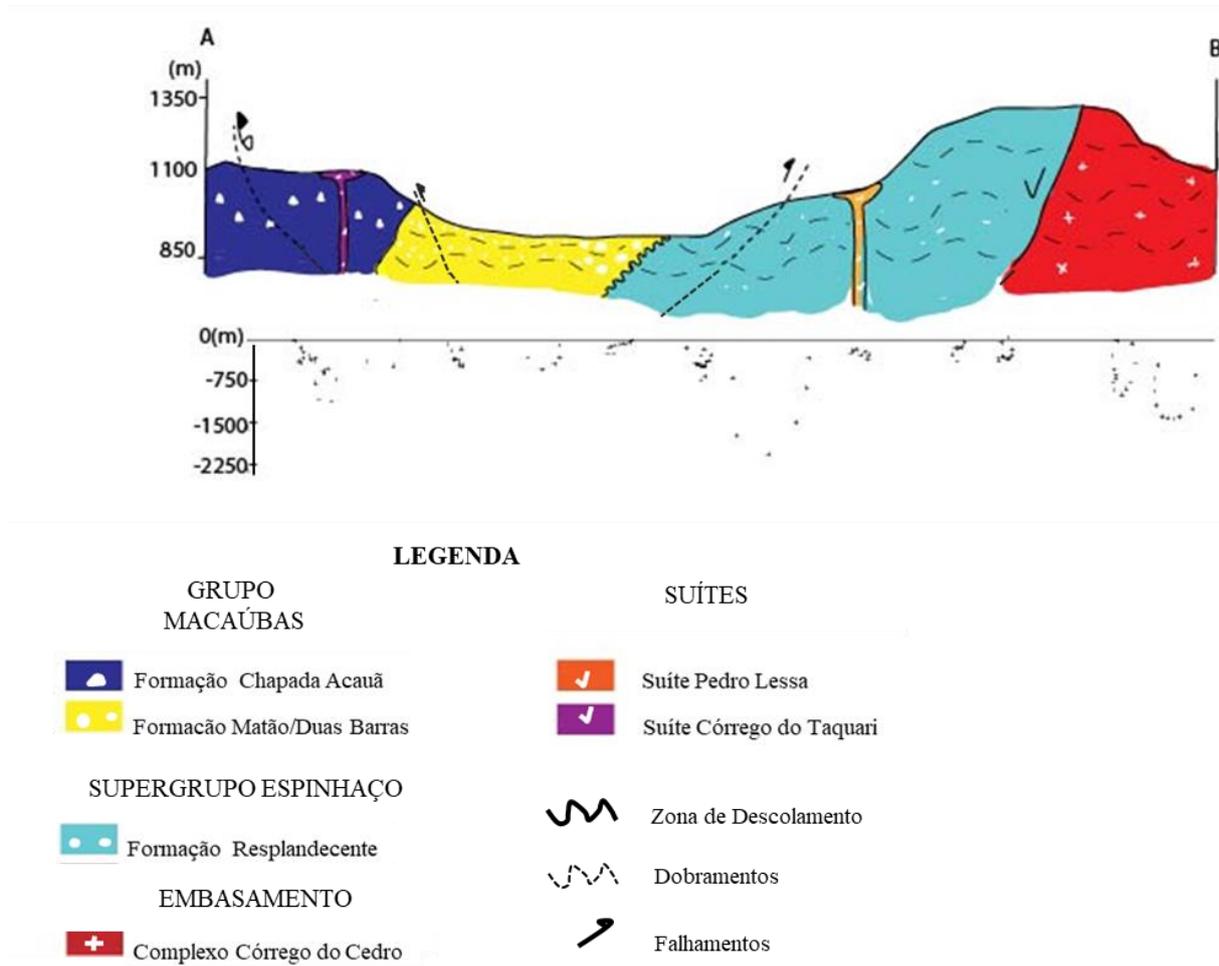


Figura 6.6: Perfil geológico AB da área de estudo, associado com o perfil gerado para a deconvolução de Euler. O eixo x indica a profundidade

Percebe-se que as fontes pontuais de anomalias magnéticas apresentam correspondência com alguns dos dados litológicos apresentados no perfil. Quanto ao padrão estrutural, ao considerar os demais perfis, percebe-se uma ocorrência de dobramentos nas supracrustais. Falhas normais e reversas estão presentes, com direção preferencial para NW ou E-W, e se concentram ao oeste da área, na região onde afloram os litotipos que registram o rifte Macaúbas. Zonas de descolamento (discordância erosiva angular) também podem ser inferidas entre as unidades do Grupo Macaúbas e a do Supergrupo Espinhaço. Observa-se também que o embasamento cristalino (Complexo Córrego do Cedro) encontra-se envolvido na deformação, por meio da evidência de dobramentos. Verifica-se intrusões magmáticas em forma de diques e soleiras, cortando as unidades geológicas.

Analisando o modelo 3D, verificou-se que um conjunto de anomalias se apresentou em forma de um arco em profundidade (Figura 6.7). Este arco pode ser interpretado como o limite entre os domínios do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas, acompanhando a estruturação regional. Dessa maneira, este arco limita as diferentes bacias (Espinhaço e Macaúbas) que se desenvolveram em diferentes ciclos, que se sobrepõem no tempo e no espaço.

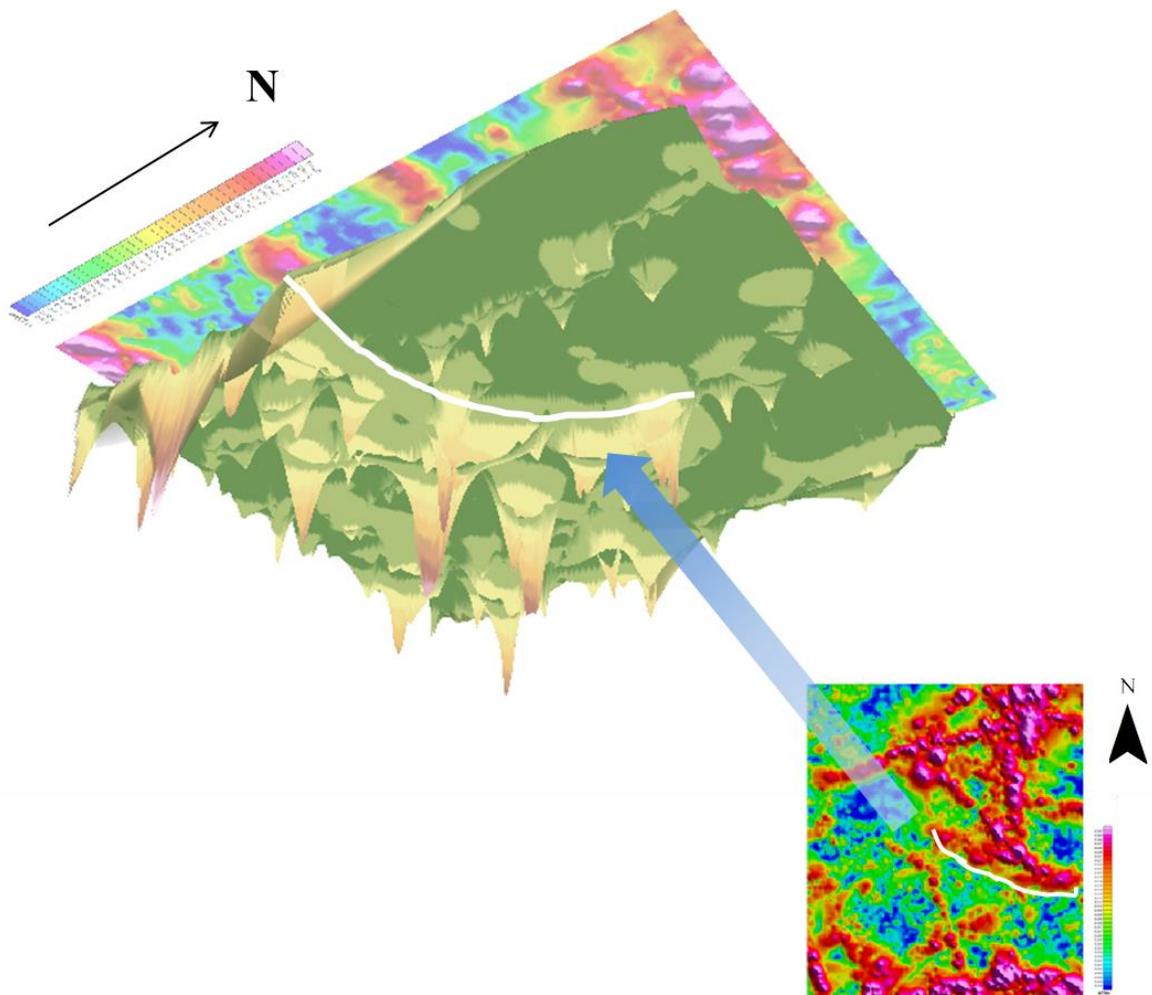


Figura 6.7: A partir do ASA e do modelo 3D, observa-se um conjunto de anomalias se apresentou em forma de um arco em profundidade

CAPITULO 7

CONCLUSÃO

O presente estudo teve como objetivo utilizar métodos geofísicos para analisar o arcabouço geológico de um segmento do flanco oeste da anticlinal de Itacambira. O trabalho visou reconhecer as estruturas da área em subsuperfície por meio da análise quali-quantitativa dos métodos magnetométrico e radiométrico.

O banco de dados utilizado foi o do levantamento aerogeofísico de Minas Gerais, realizado pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais e pelo Serviço Geológico do Brasil em 2005/2006. Fez-se o uso do mapeamento geológico realizado por Noce (1997) na região de Itacambira em função de tal mapa contemplar toda a área abrangida no presente estudo.

A análise qualitativa possibilitou verificar as anomalias magnéticas e radiométricas das litologias presentes na área. O estudo magnetométrico permitiu determinar a magnetização dos corpos geológicos, bem como a delimitação dos lineamentos estruturais. As áreas de alta magnetização se concentram nas unidades do embasamento e na sequência metavulcanossedimentar do Grupo Macaúbas. Observou-se que os lineamentos se enquadram com os principais *trends* estruturais notados na geomorfologia da região. A direção predominante destes lineamentos ocorre no NW-SE, sendo a nucleação desta direção anterior as demais.

Por sua vez, o estudo radiométrico resultou em uma proposta de modificação do mapa geológico regional correspondente a Folha Itacambira (Noce 1997), considerando não somente os dados geofísicos, mas também os estudos anteriores realizados na região segundo Martins (2006), Martins *et al.* (2011), Leite (2013) e Souza (2016). A partir da delimitação das radiofácies foi possível reformular a relação de contato entre os corpos geológicos. Dessa maneira, pôde-se desassociar a Formação Matão, Grupo Macaúbas, da Formação Resplandecente, Supergrupo Espinhaço, interpretadas anteriormente por Noce (1997) como uma só unidade aflorante.

A análise quantitativa por meio do método da Deconvolução de Euler proporcionou a criação de um modelo 3D que resultou em estimativas para as profundidades das fontes causadoras das anomalias magnéticas. A partir deste modelo, foi possível caracterizar as estruturas geológicas observando falhamentos, intrusões, dobramentos e possíveis zonas de descolamento. Além disso, o modelo permitiu a visualização de um “arco estrutural” que pode ser interpretado como o limite entre os domínios do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas.

A geofísica foi uma ferramenta muito útil para se interpretar a área de estudo, principalmente quanto as estruturas em profundidade e não aflorantes, ao integrá-las com os dados geológicos. As anomalias geofísicas foram condizentes com a estruturação geológica da área, permitindo inferir as

Costa, J. L. 2017, Análise Geofísica do Arcabouço Geológico do Flanco Oeste da Anticlinal de Itacambira...

estruturas relacionadas com o sistema de rifteamento Macaúbas na região de Itacambira, Minas Gerais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F.F. & Martins-Neto, M.A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: C.P. Pinto & Martins-Neto, M.A. (eds). Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais. SBG, Belo Horizonte, 349 p.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S., Whittington A. 2006. *Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. Precambrian Research*, 149:43-64.
- Alkmim F.F.; Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M. & Cruz, S.C.P. 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15(1)**: 25-43.
- Alkmim F.F.; Chemale, F.; Dussin, I. A.; Martins, M. S.; Queiroga, G.; Armstrong, R.; Santos, M. N. 2012. *Gondwana Research* **22**: 200-206.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. 1976 The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências, USP*, **7**: 45-80.
- Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349- 364.
- Barbosa V. C. F.; Silva J. B. C. 2005. Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro – um tutorial. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23(3)**: 243-250.
- Babinski M., Trindade R., Pedrosa-Soares, A.C., Martins M., Noce C.M., Liu D. 2011. *Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: Age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. Gondwana Research*, **21**:451-465.
- Blakely R. J. 1995. *Potencial Theory in Gravity & Magnetic applications*. Cambridge University Press, USA, 441p.
- Campbell W. H. 2001. *Earth Magnetism: A guide tour through magnetic fields*. Harcourt/Academic Press, San Diego, 151 p.
- Castro M.P. 2014. Caracterização geológica da Formação Capelinha como uma unidade basal do Grupo Macaúbas em sua área tipo, Minas Gerais. DEGEO, UFOP, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 146 p.
- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: XXX Cong. Bras. Geol., Anais, 2: 597-610, Recife.
- Dickson, B. L.; Scott, K. M 1997. *Interpretation of aerial gamma-ray survey adding the geochemical factor. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics.*, [S.l.], **17(2)**: 187-200.
- IAEA, *International Atomic Energy Agency*, 2003. *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data*. Viena, 173p.
- Jeanloz R. 1983. The Earth's Core. *Scientific American*, 249: 56.
- Heilbron M., Duarte B. P., Valeriano C. M., Simonetti A., Machado N., Nogueira J. R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, **178**: 136-148

- Knauer L. G.; Silva L. L.; Souza F. B. B.; Silva L. R.; Carmo, R. C. 2006. Folha Monte Azul 1:100.000. CPRM, Programa Geologia do Brasil, Brasília.
- Karfunkel J., Karfunkel B. 1976. Geologia Da Serra do Espinhaço no Norte de Minas Gerais (Itacambira –Botumirim). 29º Congresso de Geologia. Ouro Preto, *Anais*, p.169
- Karfunkel, J. & Hoppe, A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **65**: 1-21.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Wiley-Blackwell, UK, 272 p.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. 2009. *Geofísica de Exploração*. Tradução de Coelho M. C. M., Oficina de Textos, São Paulo, 262 p.
- Kuchenbecker, M. 2014. Relações entre coberturas do Cráton do São Francisco e bacias situadas em orógenos marginais: o registro de datações U–Pb de grãos detríticos de zircão e suas implicações geotectônicas. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Minas Gerais, Brasil, 175p.
- Kuchenbecker, M. Pedrosa-Soares, A.C, Babinski, M., Fanning M. 2015. Detrital zircon age patterns and provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. *Precambrian Research*, **266**: 12-26
- Leite M.M. 2013. Sistemas Depositionais e Estudos de Proveniência Sedimentar do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas na Porção Ocidental do Anticlinal de Itacambira, Norte de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IGC/UFMG, 102 p.
- Luiz J. G.; Silva L. M. C. 1995. *Geofísica de Prospecção*. Belém , CEJUP, 311 p.
- Martins, M.S. 2006. Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas (MG). Tese de doutoramento, Universidade Federal de Minas Gerais, IGC/Colegiado Pós-graduação, 248 p.
- Martins M., Karfunkel J., Noce C.M., Babinski M., Pedrosa-Soares A.C., Sial A.N., Liu D. 2008. A sequência préglacial do Grupo Macaúbas na área-tipo e o registro da abertura do Rifte Araçuaí. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(4) 761-772
- Martins M., Babinski M., Noce C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Queiroga G.N., Pedrosa-Soares, A.C., Trindade R., Liu D. 2011. A Suíte Córrego Taquari no Anticlinal de Itacambira, Bacia do Rio Macaúbas (MG): magmatismo básico tardiediacarano (ca. 560 Ma) no domínio externo do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, **19**: 78-89.
- Martins-Neto M.A. & Alkmim F.F. 2000. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozoicas do Paleocôntinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: C.P. Pinto, M.A. Martins Neto(eds.). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos minerais*. SBG MG, Belo Horizonte, 31-54.
- Minty B. R. S. 1997. *Fundamentals of airborne Gamma-Ray Spectrometry*. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 17: 39-50.
- Noce C.M. 1997. *Texto explicativo da Folha Itacambira*. In: J.H. Grossi-Sad, L.M. Lobato, A.C. Pedrosa-Soares, B.S. Soares Filho (eds.) - Projeto Espinhaço em CD-Rom. COMIG-UFMG.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Grossi -Sad J.H., Baars F.J., Guimarães M.L.V., Mourão M.A.A., Oliveira M.J.R. , Roque N.C. 1997b. Nova divisão estratigráfica regional do

- Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: o registro de uma bacia neoproterozoica. 9º Simp. Geol. Minas Gerais, 14, Anais, p.31
- Noce C.M.; Pedrosa-Soares A.C.; Silva L.C.; Alkmim F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos* **15(1)**: 17-23
- Ostrovskiy E.Ya. 1975. Antagonism of radioactive elements in wallrock alterations fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting. *International Geol. Review*, **17(4)**: 461-468.
- Pflug, R. & Renger, F. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem sudeste do Cráton Sanfranciscano. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju, Anais, 2*: 5-19
- Pedrosa-Soares A.C., Noce, C.M., Vidal P.H., Monteiro R.L.B.P., Leonardos O.H. 1992. Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) Belt. *Jour. South Amer. Earth Sci.* **6**:33- 47
- Pedrosa-Soares, A.C., Vidal, P., Leonardos, O.H., Brito Neves, B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. *Geology*, **26**:519-522
- Pedrosa-Soares A. C. & Alkmim F. F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Geonomos*, **19**: 244-251.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babinski M., Silva L.C., Martins-Neto, M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-WestCongo orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 294.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Res.*, **110**: 307-323.
- Queiroga G.N. 2006. A seção sedimentar sulfetada do ofiolito de Ribeirão da Folha e seu potencial metalogenético, Orógeno Araçuaí, MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 107 p.
- Queiroga G.N., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Alkmim F.F., Pimentel M.M., Dantas E., Martins M., Castañeda C., Suita M.T.F., Prichard H. 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: The U-Pb Zircon (la-icpms) dating of a plagiogranite. *Geonomos*, **15 (1)**61-65.
- Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millet A. J., Somerton I. W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, **55**: 80-91.
- Reynolds J. M. 1997. *Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Chichester. John Willey & Sons. 796 p.
- Siga JR., O. 1986. *A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais com base em informação geocronológica*, Dissertação de mestrado –IG/USP, São Paulo, 140 p.
- Silva G. M.; Barbosa M. S. C. 2011. Análise e Modelagem Geofísica de Kimberlitos na parte alta do diamantífero Vale do Rio Abaeté – MG. *Revista Brasileira de Geofísica*
- Silva, G. M.. 2015. *Análise Geofísica do Distrito Diamantífero Abaete (MG) e de suas possíveis fontes primárias*. DEGEO, UFOP, Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, 120 p.

- Souza, M. E. S. de. 2016. *Caracterização litoestrutural e geocronológica dos metagabros e xistos verdes do Grupo Macaúbas na faixa terra branca - Planalto de Minas, Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. 213 p.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J.S.F., Noce C.M., Carneiro M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz-Filho, A, Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st Intern. Geol. Congr., p. 101–138.
- Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E., Keys D. A. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 770 p.
- Thomas J. E. 2001. *Fundamentos de Engenharia do Petróleo*. Editora Interferência, Rio de Janeiro, 271 p.
- Thompson D. T. 1982. EULDPH. A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, **47**: 31-37.
- Uhlein A. 1991. *Transição cráton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 295 p.
- Uhlein A., Trompette R.R., Egydio-Silva M., Vauchez A. 2007. A glaciação sturtiana (~750 Ma), a estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos*, **15 (1)**: 45-60.