

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

MATHEUS FREIRE SOUZA BARCELOS GUIMARÃES

**TOMOGRAFIA DE RUÍDO AMBIENTAL: UMA CONTRIBUIÇÃO PARA
ESTIMAÇÃO DA ESTRUTURA CRUSTAL SOB A BACIA DO
PANTANAL**

Orientador: Prof. Dr. Mario Jesus Thomas Rosales

Coorientador: Prof. Me. Bruno de Barros Collaço

Caçapava do Sul - RS

2019

MATHEUS FREIRE SOUZA BARCELOS GUIMARÃES

**TOMOGRAFIA DE RUÍDO AMBIENTAL: UMA CONTRIBUIÇÃO PARA
ESTIMAÇÃO DA ESTRUTURA CRUSTAL SOB A BACIA DO
PANTANAL**

Trabalho de Conclusão de Curso II de Geofísica da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Mário Jesus Thomas Rosales

Coorientador: Bruno de Barros Collaço

Caçapava do Sul

2019

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais) .

G963e Guimarães, Matheus Freire Souza Barcelos
Estrutura Crustal da Bacia do Pantanal por Tomografia de
Ruído Ambiental / Matheus Freire Souza Barcelos Guimarães.
85 p.

Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)-- Universidade
Federal do Pampa, GEOFÍSICA, 2019.

"Orientação: Mario Jesus Thomas Rosales".

1. Tomografia de Ruído Ambiental. 2. Bacia do Pantanal. 3.
Lineamento Transbrasiliano. I. Título.

MATHEUS FREIRE SOUZA BARCELOS GUIMARÃES

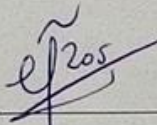
**TOMOGRAFIA DE RÚIDO AMBIENTAL: UMA
CONTRIBUIÇÃO PARA ESTIMAÇÃO DA ESTRUTURA
CRUSTAL SOB A BACIA DO PANTANAL**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao curso de
Geofísica da Universidade
Federal do Pampa, como requisito
parcial para obtenção do Título de
Bacharel em Geofísica.

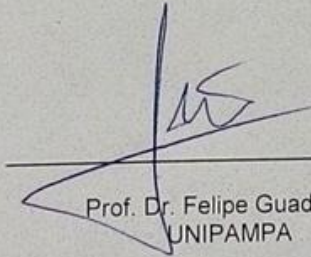
Área de concentração: Geofísica

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 28/06/2019

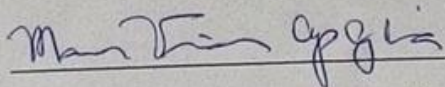
Banca Examinadora:



Prof. Dr. Mario Jesus Tomas Rosales
Orientador
UNIPAMPA



Prof. Dr. Felipe Guadagnin
UNIPAMPA



Prof. Dr. Marcus Vinicius Gomes de Lima
UNIPAMPA

Dedico este trabalho aos meus pais Rildo e Júnia Mara, ao meu irmão Victor Hugo e a minha tia Joyce Souza, que me apoiam durante a vida.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pela minha saúde, por me capacitar para de seguir meus sonhos e por ser meu alicerce em todos os momentos da minha vida.

Agradeço a minha família que sempre esteve e estará me apoiando em todos os momentos da minha vida. Aos meus pais, Rildo e Júnia Mara, por me apoiarem por todos esses anos que estive estudando, apesar das dificuldades nunca deixaram de fazer o possível para que eu pudesse alcançar meus objetivos. Ao meu irmão, Victor Hugo, que em momentos delicados também não mediu esforços para me ajudar de todas as maneiras possíveis. A minha tia, Joyce Souza, que é a minha segunda mãe sempre atenciosa nesta minha caminhada. Aos meus avós que sempre acreditaram em mim e me deram todo apoio, principalmente a minha avó Araci que me mostrou o quanto devemos lutar pelo que queremos e manter a fé para alcançar nossos objetivos.

Agradeço aos meus amigos que fizeram estes anos passarem voando, sempre apoiando uns aos outros em todos os momentos e por fazerem os dias em Caçapava do Sul mais tranquilos e engraçados. Agradeço aos professores que fizeram parte da minha formação sempre contribuindo com seus conhecimentos, em especial quero agradecer ao professor Dr. Mário J. T. Rosales por dividir todo seu conhecimento e me dar oportunidade de desenvolver vários trabalhos durante os últimos dois anos, ao professor Dr. Everton Frigo por me auxiliar nos assuntos acadêmicos durante a minha formação, ao professor Me. Hasan Shihadeh por me introduzir ao “mundo” da sismologia onde decidi focar o meu trabalho e conclusão de curso e ao professor Me. Bruno de Barros Collaço que se disponibilizou a me orientar em todo o desenvolvimento deste trabalho, me ensinando todo o processo do método e compartilhando todo seu conhecimento, sem ele este trabalho não seria possível de ser concluído.

Agradeço a minha namorada Ana Laura, já formada e futura mestranda, por me apoiar sempre em todos os momentos que passamos juntos e nesse último semestre em que ficamos distantes, estando ao meu lado nos momentos fáceis ou difíceis, e que possamos compartilhar mais conquistas durante nossa vida.

Agradeço a cidade de Caçapava do Sul e todas as pessoas que tive contato, por se mostrarem calorosas e receptivas que fizeram esses últimos anos mais agradáveis. Sentirei falta das noites frias de Caçapava.

A todos vocês, muito obrigado!

“O ontem é história, o amanhã é um mistério, mas o hoje é uma dádiva, é por isso que se chama presente.”

Mestre Oogway

RESUMO

O conhecimento da estrutura crustal em grande parte do continente Sul-Americano é muito pouco desenvolvido e mesmo em regiões já estudadas os dados possuem baixa resolução, devido, principalmente a limitações nos métodos de tomografia sísmica convencional e ainda, à escassez de estações sismográficas para aplicação de métodos sismológicos como a Função do Receptor (FR). Desta forma o uso da Tomografia de Ruído Ambiental (Ambient Noise Tomography - ANT) se apresenta como uma alternativa para mapear a estrutura crustal em áreas específicas intracontinentais. A Bacia sedimentar do Pantanal é composta por sedimentos do quaternário irrigada pelo rio Paraguai e seus afluentes, com espessura sedimentar de no máximo 500 metros de profundidade e estruturada por falhas e fraturas relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano. Por ser uma bacia tectonicamente ativa e não possuir uma grande resolução da estrutura crustal profunda, a Bacia do Pantanal se mostra uma área em potencial para a aplicação da técnica da Tomografia de Ruído Ambiental com o desenvolvimento do projeto FAPESP, que contemplou a instalação de estações sismográficas na região. A Tomografia de Ruído Ambiental baseia-se na correlação cruzada do campo de ondas aleatórias entre pares de estações sismográficas produzidas a partir de variações oceânicas e atmosféricas devido à dispersão das ondas superficiais. A partir dos mapas de velocidade de grupo e de fase não foi possível obter resolução da influência da camada de sedimentos para a Bacia do Pantanal, indicando que a mesma é muito menos espessa em comparação com as bacias vizinhas (Paraná, Parecis e Chaco), além de reforçar estudos anteriores que sugerem uma espessura crustal da Bacia do Pantanal inferior a 35 km. Os mapas de espessura de sedimentos e espessura crustal, elaborados a partir da inversão das curvas de dispersão de velocidade de grupo, confirmaram a fina camada de sedimentos e espessura crustal da Bacia do Pantanal em comparação as vizinhas, < 1 km e ~32 km respectivamente, nestes mapas destaca-se também o Lineamento Transbrasiliano que aparenta separar áreas de espessura crustal mais espessas das mais finas nessa região.

Palavras Chave: Tomografia de Ruído Ambiental, Bacia do Pantanal, Lineamento Transbrasiliano, Correlação Cruzada.

ABSTRACT

The crustal structure knowledge of the major part of South America is still low developed. Even in already studied regions, there are low resolution data mostly because seismic tomography limitations and the low density of seismographic stations that could be used in other seismological methods like receiver functions. In this way, the Ambient Noise Tomography (ANT) appears as a good alternative to develop crustal studies in specific intracontinental areas, such as the Pantanal Basin. The Pantanal Basin is constituted by quaternary sediments irrigated by the Paraguai River, with sedimentary thickness of 500m and structured by faults and fractures related to the Transbrasiliiano Lineament (TBL). The Pantanal Basin became a favorable region to apply ANT techniques with the implantation of the FAPESP 2013/24214-6 Project (<http://www.moho.iag.usp.br/about/projects/PCPB/>), that deployed 38 stations through the region. ANT is based on the noise correlation between pairs of seismographic stations. The ambient noise is a random wave field produced by oceanic and atmospheric variations. From the group and phase velocity maps it was not possible to obtain a resolution of the influence of the sediment layer for the Pantanal Basin, indicating that it is much less thick compared to the neighboring basins, as well as the crustal thickness which does not exceed 35km. The inversion maps of sedimentary and crustal thickness indicated Moho depths of 1km and 32km respectively. The results also shown that TBL seem to separate thicker and thinner areas around the region.

Keywords: Ambient Noise Tomography, Pantanal Basin, Transbrasilian Lineament, Cross-correlation.

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 1 - 1031 TRAJETÓRIAS DE RAIOS ADICIONAIS COM MEDIÇÕES DE VELOCIDADE DE GRUPO USARAM PARA COMPLEMENTAR OS ~5700 CAMINHOS PREVIAMENTE USADOS POR (FENG ET AL., 2004, 2007). (A) DADOS DO TERREMOTO DE ESTAÇÕES BRASILEIRAS RECENTEMENTE INSTALADAS E ALGUMAS ESTAÇÕES DA GSN ENTRE 2009 E 2011. (B) CAMINHOS MEDIDOS NA ESTAÇÃO LPA (UNIVERSIDADE DE LA PLATA). (C) CAMINHOS INTER-ESTAÇÕES MEDIDOS COM CORRELAÇÃO CRUZADA DE RÚIDO AMBIENTE (COLLACO, 2014). 26
- FIGURA 2 - MODELO DE PROFUNDIDADES DE MOHO (MÉTODO DE INVERSÃO TOMOGRÁFICA DE FENG ET AL., 2007) USANDO APENAS MODELAGEM DE FORMA DE ONDA E DISPERSÃO DE VELOCIDADE DE GRUPO (MODELO_B1_WF + DSP). O QUADRADO INDICA A LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO DA BACIA DO PANTANAL..... 26
- FIGURA 3 – VARIAÇÃO DA VELOCIDADE DO GRUPO DE ONDAS DE RAYLEIGH EM RELAÇÃO À VELOCIDADE INTERMEDIÁRIA AO LONGO DO MAPA, NO PERÍODO 16s. PT = PROVÍNCIA TOCANTINS, PM = PROVÍNCIA MANTIQUEIRA, PB = PROVÍNCIA BORBOREMA, CS = CRÁTON SÃO FRANCISCO, BP = BACIA DO PARANÁ..... 27
- FIGURA 4 – CAMINHOS DE CORRELAÇÃO CRUZADA DE RÚIDO AMBIENTAL UTILIZADAS POR ROSA ET AL. (2015). NOTAR QUANTIDADE DE CAMINHOS PARALELOS NA REGIÃO INDICADA PELO RETÂNGULO. 29
- FIGURA 5 – ÁREA DE ESTUDO. AS LINHAS PRETAS REPRESENTAM OS LIMITES POLÍTICOS DOS ESTADOS DO BRASIL, DOS PAÍSES BOLÍVIA E PARAGUAI E DA BACIA DO PANTANAL. 30
- FIGURA 6 – ESPESSURA DA FORMAÇÃO PANTANAL E LOCAÇÃO DOS POÇOS PERFURADOS NA BACIA PELA PETROBRAS NA DÉCADA DE 60. AS CURVAS DE ISÓPACAS FORAM EXTRAÍDAS DO TRABALHO DE USSAMI ET AL. (1999). A-B CORRESPONDE A CINCO LINHAS SÍSMICAS LEVANTADAS PELA PETROBRAS NA DÉCADA DE 70..... 31
- FIGURA 7 – DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA BACIA DO PANTANAL. (A) INICIAÇÃO DA BACIA DURANTE O NEÓGENO, (B) INICIAÇÃO DA BACIA DURANTE O PALEÓGENO. ... 32
- FIGURA 8 – ANOMALIA TÉRMICA NA REGIÃO DO PANTANAL, QUE ESTÁ EM DESTAQUE, NO MAPA DE FLUXO DE CALOR NA AMÉRICA DO SUL 33

FIGURA 9 – LINEAMENTO TRANSBRASILIANO	34
FIGURA 10 – LINEAMENTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO PANTANAL (A) MODELO DIGITAL DE ELEVÇÃO DO SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHIC MISSION (SRTM). (B) IMAGEM DO SATÉLITE (MODIS) DE OUTUBRO 2008, MOD13Q1R(MIR) G(EVI) B(BLUE).....	35
FIGURA 11 – TERREMOTOS NO BRASIL (MODIFICADO DE IAG/USP 2002). A REGIÃO DO PANTANAL ESTÁ EM DESTAQUE. OS EPICENTROS DE TERREMOTOS NO PANTANAL ESTÃO APARENTEMENTE ALINHADOS COM EPICENTROS DA ZONA SÍSMICA DE GOIÁS, SUGERINDO POSSÍVEL RELAÇÃO COM O LINEAMENTO TRANSBRASILIANO	36
FIGURA 12 – ESTRUTURA DAS FALHAS DA BACIA DO PANTANAL	37
FIGURA 13 – MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO PANTANAL.....	38
FIGURA 14 - EXEMPLO VISUAL DA APLICAÇÃO TOMOGRAFIA DE RUÍDO AMBIENTAL (ANT)	41
FIGURA 15 – PROPAGAÇÃO DAS ONDAS RAYLEIGH ATRAVÉS DA SUPERFÍCIE.	42
FIGURA 16 – PROPAGAÇÃO DAS ONDAS LOVE ATRAVÉS DA SUPERFÍCIE.	43
FIGURA 17 – REPRESENTAÇÃO DA SENSIBILIDADE DE KERNEL (VELOCIDADE DE GRUPO).	44
FIGURA 18 – REPRESENTAÇÃO DA SENSIBILIDADE DE KERNEL (VELOCIDADE DE FASE).....	44
FIGURA 19 – EXEMPLO DA CORRELAÇÃO CRUZADA	47
FIGURA 20 – EXEMPLO DO EMPILHAMENTO. A) SISMOGRAMA (DADO CONTÍNUO) DE UM MÊS DE CORRELAÇÃO CRUZADA ENTRE AS ESTAÇÕES ANTJ (ANTÔNIO JOÃO, MS) E CPSB (CAÇAPAVA DO SUL, RS). B) SISMOGRAMA DE UM ANO DE DADOS CONTÍNUOS, OU SEJA, DOZE MESES EMPILHADOS PARA O MESMO PAR DE ESTAÇÕES. NOTA-SE COM CLAREZA A SEPARAÇÃO ENTRE AS ONDAS DE SUPERFÍCIE (MAIORES AMPLITUDES) E O RUÍDO DE FUNDO, QUANDO UMA MAIOR QUANTIDADE DE DADOS É EMPILHADA (FIGURA 21 - B)	49
FIGURA 21 – CURVAS DE DISPERSÃO DAS ONDAS LOVE E RAYLEIGH CALCULADAS PARA UM MODELO ISOTRÓPICO PREM (PRELIMINARY REFERENCE MODEL).	52

FIGURA 22 - ESTAÇÕES SISMOGRÁFICAS QUE SERÃO UTILIZADAS NESTE TRABALHO, SEPARADAS POR REDE. BL E BR FAZEM PARTE DA REDE SISMOGRÁFICA BRASILEIRA (RSBR). AS ESTAÇÕES DA REDE XC FORAM RECENTEMENTE INSTALADAS PELO PROJETO FAPESP 2013/24214-E. A REDE OS PERTENCE À UNB E POSSUI DADOS RESTRITOS AO PÚBLICO EM GERAL.....	53
FIGURA 23 – FLUXOGRAMA DE PROCESSAMENTO.....	54
FIGURA 24 – EXEMPLO DE CORRELAÇÕES CRUZADAS VERTICAIS-VERTICAIS ENTRE A ESTAÇÃO CRSM (CRISSUMAL-RS) E PTET (PORTO ESTRELA-MT). A ASSIMETRIA OBSERVADA NA AMPLITUDE INDICA DIFERENÇAS TANTO NO PROCESSO DE ORIGEM QUANTO NA DISTÂNCIA PARA A FONTE NAS DIREÇÕES RADIALMENTE DISTANTES DAS ESTAÇÕES.	56
FIGURA 25 – EXEMPLO DE SISMOGRAMAS SIMÉTRICOS OBTIDOS A PARTIR DA CORRELAÇÃO CRUZADA DAS COMPONENTES VERTICAIS DAS ESTAÇÕES ALGR (ALTO ALEGRE-RS, BRASIL) E BDQN (BODOQUENA-MS, BRASIL) DEMONSTRANDO A ONDA RAYLEIGH PARA DIFERENTES FILTROS PASSA-BANDA.....	57
FIGURA 26 - EXEMPLO DO SURGIMENTO DAS ONDAS DE RAYLEIGH PARA SÉRIES TEMPORAIS CADA VEZ MAIS LONGAS. (A) CORRELAÇÕES CRUZADAS NOS COMPRIMENTOS DE SÉRIE TEMPORAL ESPECIFICADOS PARA O PAR DE ESTAÇÕES ANMO E DWPF (DISNEY WILDERNESS PRESERVE, FL, EUA) PASSARAM ENTRE 5 E 40 SEGUNDOS. (B) O MESMO QUE (A), MAS PARA UMA FAIXA DE PASSAGEM ENTRE O PERÍODO DE 40 E 100 S.....	58
FIGURA 27 – EXEMPLO DE UMA CURVA DE DISPERSÃO BOA (A) E UMA CURVA DE DISPERSÃO RUIM (B), COM VALORES INSTÁVEIS DE VELOCIDADE DE GRUPO (LINHA VERMELHA).	59
FIGURA 28 – MAPA DE VELOCIDADES DE GRUPO DA ONDA RAYLEIGH PARA $T=15S$ OBTIDOS POR ROSA ET AL., (2015).....	60
FIGURA 29 - UM EXEMPLO DE MODELAGEM DE VELOCIDADE EM CAMADAS EXTRAÍDOS DE ROSA ET AL 2015. A LINHA MAIS GROSSA INDICA O MELHOR MODELO QUE AJUSTA OS DADOS OBSERVADOS.	61
FIGURA 30 – MAPA DE ESPESSURA CRUSTAL OBTIDO COM A INVERSÃO DE DADOS DE ANT POR ROSA ET AL 2015. AND = REGIÃO DOS ANDES, PAN = BACIA DO PANTANAL, PA = BACIA DO PARANÁ, CHPA = BACIA CHACO-PARANÁ, RLP = RIO DE LA PLATA, AA = ARCO DE ASUNCION, RGA = ARCO DE RIO GRANDE.	62

FIGURA 31 - GRÁFICO LAMBDA/RESÍDUO, UTILIZADO PARA DEFINIR MELHOR QUALIDADE DOS MAPAS GERADOS.	64
FIGURA 32 – (A) CONTROLE DE QUALIDADE DA QUANTIDADE DE RAIOS CRUZADOS NA ÁREA DE ESTUDO UTILIZANDO O SCRIPT QUERAIOS.PY. QUANTO MAIS PRÓXIMO DO VERMELHO MAIOR O CRUZAMENTO DE DADOS NA REGIÃO. (B) QUANTIDADE DE RAIOS CRUZADOS PARA A REGIÃO DE ESTUDO ATUAL UTILIZANDO O CONJUNTO DE ESTAÇÕES DE COLLAÇO (2014).	65
FIGURA 33 – MAPAS DE CAMINHOS DE ONDA(A) E (B) E SEUS RESPECTIVOS MAPAS DE VELOCIDADES DE GRUPO (C) E DE FASE (D) PARA T=7S. PA = BACIA DO PANTANAL, PR = BACIA DO PARANÁ, PC = BACIA DO PARECIS, BA = BACIA DO BANANAL. A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O LINEAMENTO TRANSBRASILIANO.	68
FIGURA 34 – MAPAS DE CAMINHOS DE ONDA(A) E (B) E SEUS RESPECTIVOS MAPAS DE VELOCIDADES DE GRUPO (C) E DE FASE (D) PARA T=10S. PA = BACIA DO PANTANAL, PR = BACIA DO PARANÁ, PC = BACIA DO PARECIS, BA = BACIA DO BANANAL. A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O LINEAMENTO TRANSBRASILIANO.	69
FIGURA 35 – MAPAS DE CAMINHOS DE ONDA (A) E (B) E SEUS RESPECTIVOS MAPAS DE VELOCIDADES DE GRUPO (C) E DE FASE (D) PARA T=20S. PA = BACIA DO PANTANAL, PR = BACIA DO PARANÁ, PC = BACIA DO PARECIS, BA = BACIA DO BANANAL. A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O LINEAMENTO TRANSBRASILIANO.	70
FIGURA 36 – MAPAS DE CAMINHOS DE ONDA (A) E (B) E SEUS RESPECTIVOS MAPAS DE VELOCIDADES DE GRUPO (C) E DE FASE (D) PARA T=30S. PA = BACIA DO PANTANAL, PR = BACIA DO PARANÁ, PC = BACIA DO PARECIS, BA = BACIA DO BANANAL. A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O LINEAMENTO TRANSBRASILIANO.	71
FIGURA 37 – COMPARAÇÃO: (A) MAPA DE VELOCIDADE DE GRUPO T=10S COM OS DADOS USADOS POR COLLACO, B. (2014) E (B) MAPA DE VELOCIDADES DE GRUPO T=10S COM OS DADOS UTILIZADOS NESTE TRABALHO.	73
FIGURA 38 – COMPARAÇÃO: (A) MAPA DE VELOCIDADE DE GRUPO T=20S COM OS DADOS USADOS POR COLLACO, B. (2014) E (B) MAPA DE VELOCIDADES DE GRUPO T=20S COM OS DADOS UTILIZADOS NESTE TRABALHO.	73

FIGURA 39 – COMPARAÇÃO: (A) MAPA DE VELOCIDADE DE GRUPO T=30S COM OS DADOS USADOS POR COLLACO, B. (2014) E (B) MAPA DE VELOCIDADES DE GRUPO T=30S COM OS DADOS UTILIZADOS NESTE TRABALHO. 74

FIGURA 40 – MAPAS DE ESPESSURA DE SEDIMENTOS: (A) MAPA DE INVERSÃO DE VELOCIDADES DE GRUPO UTILIZADO NESTE TRABALHO. (B) MAPA UTILIZANDO DADOS DE COLLACO, B. (2014). A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O LINEAMENTO TRANSBRASILIANO 75

FIGURA 41 - MAPAS DE ESPESSURA CRUSTAL: (A) MAPA DE INVERSÃO DE VELOCIDADES DE GRUPO UTILIZADO NESTE TRABALHO. (B) MAPA UTILIZANDO DADOS DE COLLACO, B. (2014). A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O LINEAMENTO TRANSBRASILIANO 76

LISTA DE SIGLAS

FR = Função de Receptor

ANT = Tomografia de Ruído Ambiental (Ambient Noise Tomography)

FAPESP = Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo

km = Quilômetro

m = Metro

N = Norte

S = Sul

NE = Nordeste

LTB = Lineamento Transbrasiliano

Ma = Milhões de Anos

Hz = Hertz

SNR = Razão Sinal-Ruído (Signal Noise Ratio)

MFT = Técnica da Múltipla Filtragem (Multiple Filtering Technique)

RMS = Resíduos Médios Quadráticos (root mean squares)

s = segundo

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	25
2 OBJETIVOS	28
2.1 OBJETIVOS GERAIS	28
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	28
3 JUSTIFICATIVA	29
4 ÁREA DE ESTUDO.....	30
5 CONTEXTO GEOLÓGICO	31
6 SISMICIDADE NA BACIA DO PANTANAL.....	38
7 MATERIAIS E MÉTODOS.....	39
7.1 TOMOGRAFIA DE RUÍDO AMBIENTAL (ANT).....	39
7.2 ONDAS SUPERFICIAIS	41
7.3 VELOCIDADE DE GRUPO E DE FASE	45
7.4 CORRELAÇÃO CRUZADA.....	46
7.5 EMPILHAMENTO	49
7.6 TÉCNICA DA MÚLTIPLA FILTRAGEM.....	50
7.7 CURVAS DE DISPERSÃO.....	51
7.8 PROCESSAMENTO DE DADOS	52
7.9 CONTROLE DE QUALIDADE.....	62
8 RESULTADOS E DISCUSSÕES	65
8.1 MAPAS DE VELOCIDADE DE GRUPO E DE FASE	65
8.2 COMPARAÇÃO COM TRABALHOS ANTERIORES	72
9 CONCLUSÕES	77
10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78

1 INTRODUÇÃO

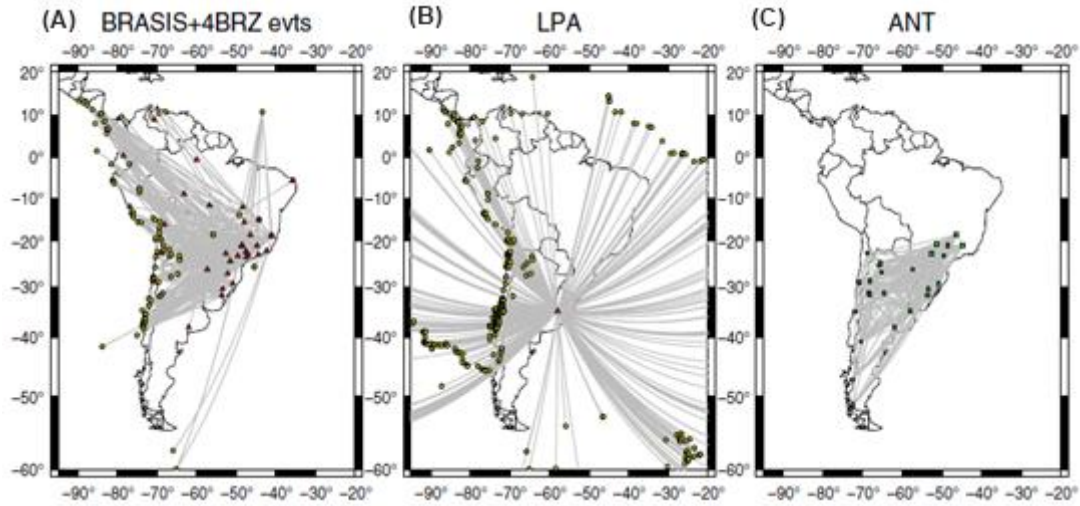
O estudo da crosta continental fornece o registro mais completo da história geológica da Terra fornecendo informações sobre a evolução tectônica e geodinâmica. A crosta e o manto superior possuem características fundamentais para compreensão da evolução tectônica de uma região e o estudo de sua estrutura sísmica através da análise da dispersão de ondas de superfície fornece as informações destas características.

A estrutura crustal da América do Sul é uma das menos compreendidas dentre as áreas continentais da Terra (ASSUMPÇÃO et al., 2013). Valores de espessura da crosta na América do Sul ainda apresentam problemas de resolução, pois as estimativas ou são bastantes escassas para o continente ou mal distribuídas, favorecendo a região dos Andes e deixando uma relevante lacuna de dados, por exemplo, para a região da Bacia do Pantanal (ASSUMPÇÃO et al., 2013).

Trabalhos anteriores sugerem uma espessura crustal fina, em comparação as bacias sedimentares próximas, de ~30km para a Bacia do Pantanal (FENG, 2007; ASSUMPÇÃO et al., 2013; VAN DE MEIJDE, 2013), contudo, são poucas as contribuições de dados de função de receptor (FR), pela escassez de estações sismográficas na região ou ainda pela dependência de terremotos andinos, no caso da tomografia sísmica convencional.

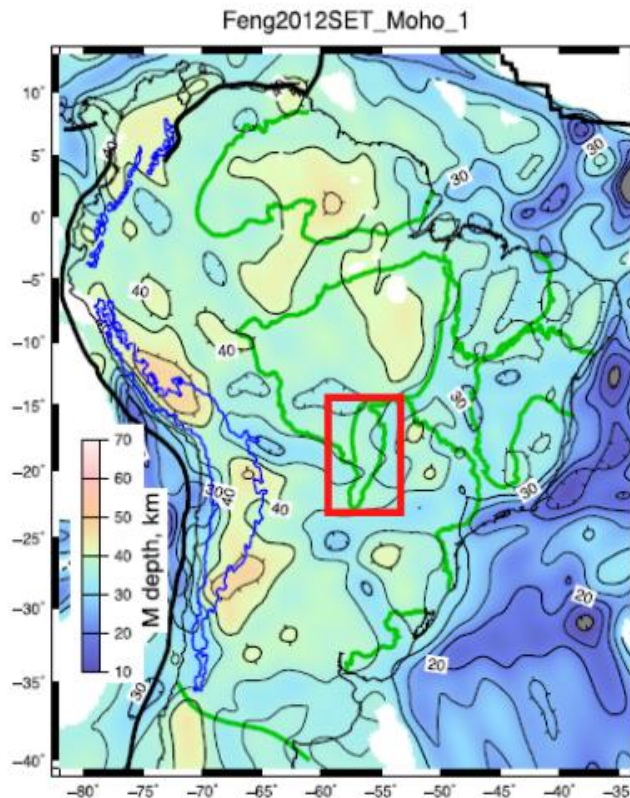
Para obter resultados de boa resolução, é necessário que a técnica de tomografia sísmica carece de boa quantidade trajetórias (evento-estação ou estação-estação) que se cruzam na área de estudo. Um exemplo da baixa resolução da estrutura crustal profunda na região da Bacia do Pantanal é demonstrado na Figura 1. É possível notar na Figura 1, a baixa cobertura de cruzamentos de raios entre estações na região da Bacia do Pantanal, por dependerem de terremotos andinos (Figura 1A e 1B) ou pela baixa quantidade de estações (Figura 1C).

Figura 1 - 1031 trajetórias de raios adicionais com medições de velocidade de grupo usaram para complementar os ~5700 caminhos previamente usados por (FENG et al., 2004, 2007). (A) Dados do terremoto de estações brasileiras recentemente instaladas e algumas estações da GSN entre 2009 e 2011. (B) Caminhos medidos na estação LPA (Universidade de La Plata). (C) Caminhos inter-estações medidos com correlação cruzada de ruído ambiente (COLLACO, 2014).



Fonte: Assumpção, M. et al., (2013).

Figura 2 - Modelo de profundidades de Moho (método de inversão tomográfica de Feng et al., 2007) usando apenas modelagem de forma de onda e dispersão de velocidade de grupo (Modelo_B1_WF + DSP). O quadrado indica a localização da região da Bacia do Pantanal



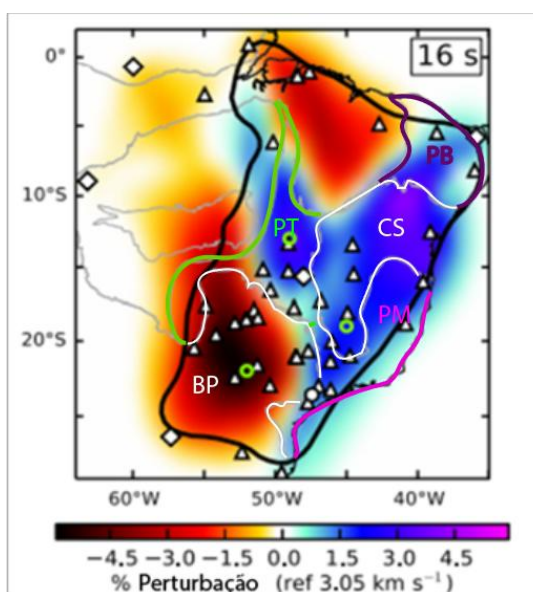
Fonte: Assumpção, M. et al., (2013).

Para tentar diminuir este problema e identificar com maior precisão a estrutura crustal de áreas menores do continente (como a Bacia do Pantanal), o uso da Tomografia de Ruído Ambiental (ANT) se mostra bastante adequado por conseguir superar algumas limitações dos métodos convencionais baseados em terremotos, como a distribuição desigual de eventos, sua frequência de ocorrência, a incerteza na localização dos epicentros, entre outros.

A ANT nos permite obter imagens da crosta e do manto terrestre através da produção de mapas de velocidades de grupo ou de fase, obtendo em cada ponto do mapa uma velocidade média. A ANT foi empregada inicialmente por Shapiro et al (2005) e vem sendo aplicada com sucesso em regiões de alta densidade de estações sismográficas, inclusive no Brasil (Collaco 2014; Goutorbe 2015; Rosa et al 2015).

O trabalho realizado por Goutorbe (2015) aplicou a ANT para identificar as estruturas crustais em várias regiões no Brasil, como a bacia do Paraná, Província Borborema entre outros. A Figura 3 demonstra um resultado da aplicação da ANT onde, segundo Goutorbe (2015), as baixas velocidades estão associadas à bacia sedimentar do Paraná e Parnaíba enquanto que a região do Cráton São Francisco é representada pelas velocidades mais altas.

Figura 3 – Variação da velocidade do grupo de ondas de Rayleigh em relação à velocidade intermediária ao longo do mapa, no período 16s. PT = Província Tocantins, PM = Província Mantiqueira, PB = Província Borborema, CS = Cráton São Francisco, BP = Bacia do Paraná.



Fonte: Modificado de Goutorbe (2015).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivos Gerais

Este trabalho tem como objetivo mapear a estrutura crustal da Bacia do Pantanal utilizando a correlação cruzada entre pares de estações sismográficas temporárias instaladas no âmbito do projeto Três Bacias da FAPESP 2013/24214-e.

2.1 Objetivos Específicos

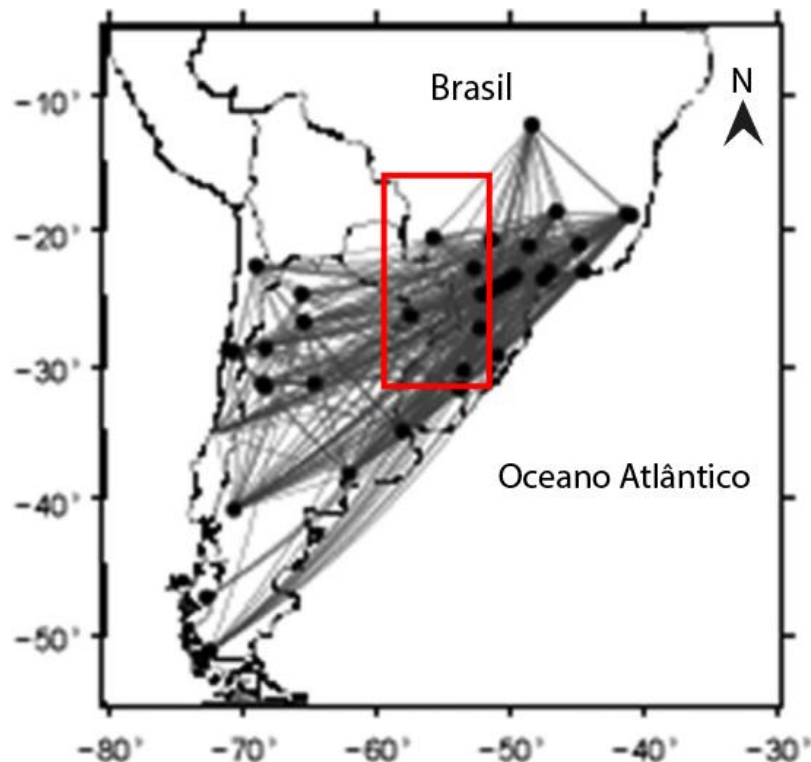
Os objetivos específicos deste trabalho consistem em:

- Aplicar a técnica da tomografia de ruído ambiental na identificação da estrutura crustal a partir da variação da análise da dispersão das ondas superficiais.
- Avançar o conhecimento da estrutura profunda da crosta terrestre sob a Bacia do Pantanal.
- Estudar a estrutura crustal da região Bacia do Pantanal, para melhor delimitar a faixa de crosta fina que parece existir ao longo do Lineamento TransBrasiliano separando áreas mais espessas de áreas mais finas como as Bacias do Paraná e Pantanal.
- Contribuir para o desenvolvimento do estudo da Bacia do Pantanal, trazendo a partir deste trabalho, maior resolução da sua estrutura crustal profunda.

3 JUSTIFICATIVA

As Bacias do Pantanal, do Chaco e a parte sul da Bacia do Paraná ainda não foram adequadamente amostradas sob o ponto de vista sismológico. Trabalhos anteriores que aplicaram a técnica ANT apresentam muitas trajetórias de raios paralelos (Figura 4), resultando em dados de baixa resolução quando na inversão para valores de profundidade. Desta forma, com o desenvolvimento do Projeto Três Bacias da FAPESP, que visa aprimorar o estudo das bacias do Chaco, Paraná e Pantanal a partir da instalação de 38 estações sismográficas espalhadas por estas regiões, a Bacia do Pantanal se mostra uma área em potencial para a aplicação da ANT a fim de obter uma maior resolução da estrutura crustal na região.

Figura 4 – Caminhos de correlação cruzada de ruído ambiental utilizadas por Rosa et al. (2015). Notar quantidade de caminhos paralelos na região indicada pelo retângulo.

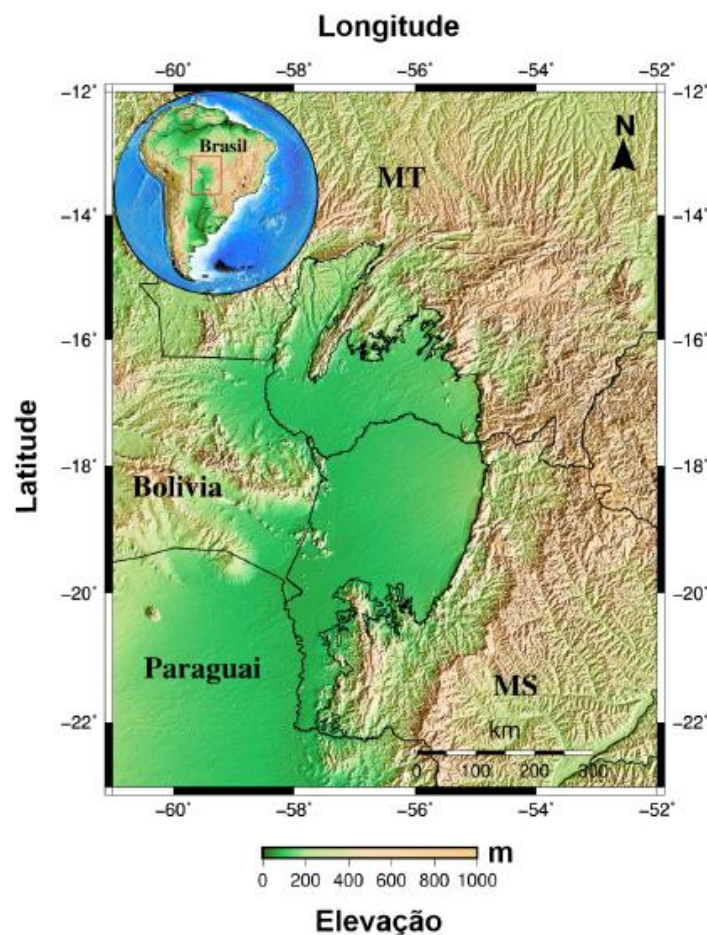


Fonte: Modificado de Rosa et al. (2015).

4 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia do Pantanal se localiza na região do Centro-Oeste brasileiro fazendo fronteira com o Paraguai e a Bolívia. A bacia se estende por cerca de 170.000 km² nos estados do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, sendo que sua maior porção está localizada no estado do Mato Grosso do Sul. É uma região de baixa altitude, cerca de 150m acima do nível do mar, localizada na margem leste da bacia do médio rio Alto Paraguai (SOARES et al., 1998).

Figura 5 – Área de Estudo. As linhas pretas representam os limites políticos dos estados do Brasil, dos países Bolívia e Paraguai e da Bacia do Pantanal.



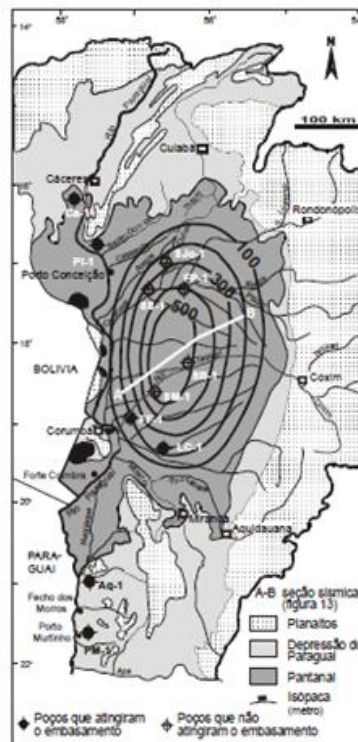
Fonte: Autor, 2019 (Modificado de CPRM).

5 CONTEXTO GEOLÓGICO

Existem poucos trabalhos de geologia sobre a bacia do Pantanal, neste sentido destaca-se segundo Assine (2003) que ela é composta de sedimentos do quaternário irrigada pelo Rio Paraguai e seus afluentes, constituída por um vale de formação sílico-calcária, com o relevo plano ou levemente movimentado.

De acordo com Ussami et al. (1999) a Bacia do Pantanal se originou a partir de esforços distencionais, de modo análogo ao desenvolvimento de bacias intracratônicas que iniciam a várias centenas de quilômetros de distância de qualquer limite de placa tectônica. Na figura 6 observamos o mapa de isópacas que demonstra o alongamento da Bacia na direção N-S, aproximadamente paralelo ao alongamento do *forebulge*, porém segundo Assine (2003) diferente do que é apresentado pelo mapa de isópacas a subsidência não foi essencialmente flexural.

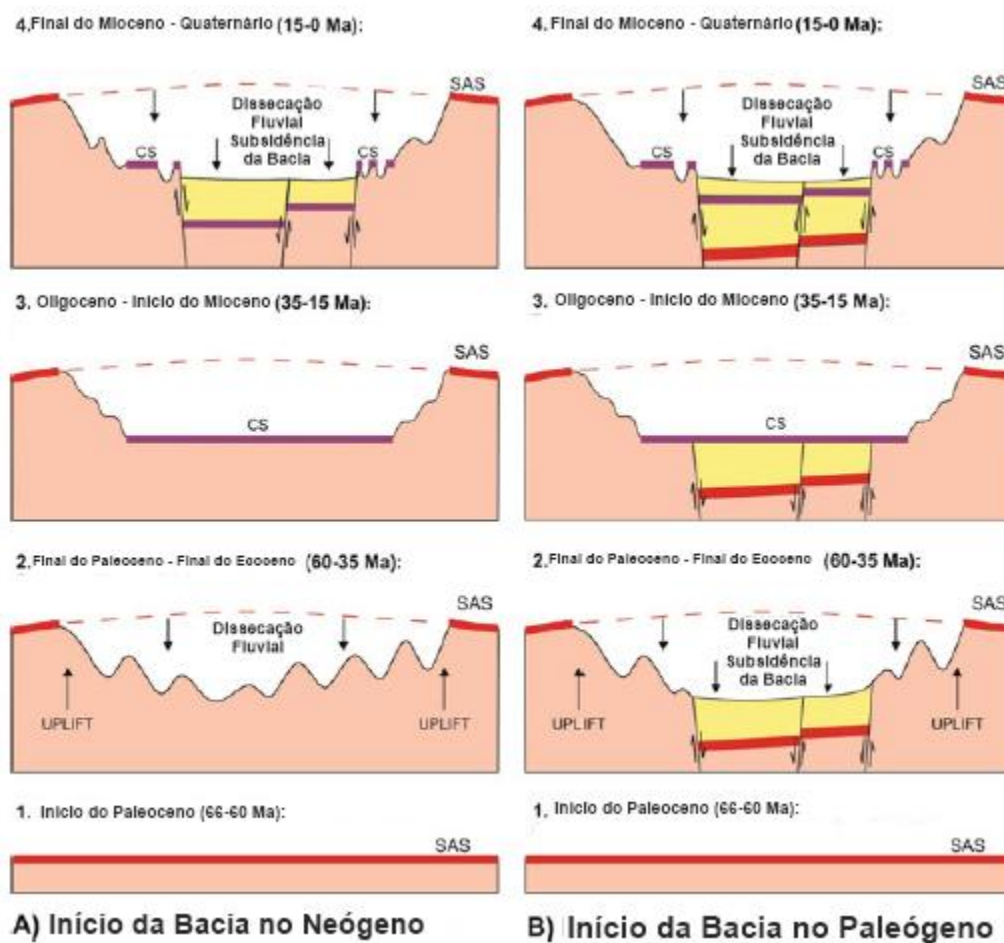
Figura 6 – Espessura da Formação Pantanal e localização dos poços perfurados na bacia pela Petrobras na década de 60. As curvas de isópacas foram extraídas do trabalho de Ussami et al. (1999). A-B corresponde a cinco linhas sísmicas levantadas pela Petrobras na década de 70



Fonte: Assine (2003).

Seguindo os argumentos de Ussami et al. (1999), ASSINE (2015) produziu um diagrama esquemático mostrando a evolução geológica da Bacia do Pantanal no período Neógeno (Figura 7 – A). A figura 7 – B demonstra a evolução geológica da Bacia do Pantanal no período Paleógeno. Neste modelo, a subsidência e a sedimentação começaram no Eoceno, juntamente com a elevação epirogênica e o tectonismo que romperam a superfície Sul-Americana.

Figura 7 – Diagrama esquemático da evolução geológica da Bacia do Pantanal. (a) Iniciação da Bacia durante o Neógeno, (b) iniciação da Bacia durante o Paleógeno.

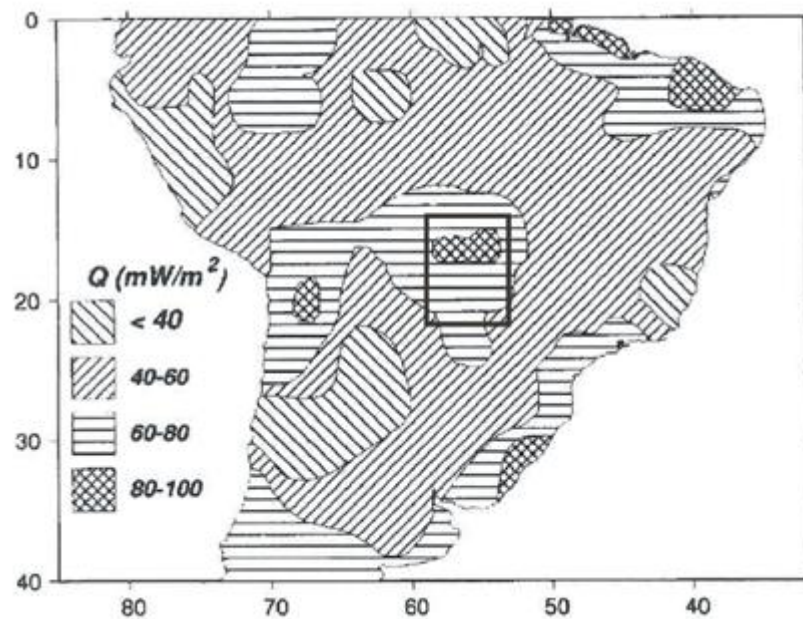


Fonte: Modificado de Assine (2015).

Segundo Assine (2003) apesar das considerações feitas por Ussami et al. (1999) o *forebulge* está muito distante da frente de cavalgamento do orógeno andino que somente é viável considerando uma espessura elástica grande para a litosfera,

desta forma há a possibilidade de que o soerguimento que precedeu a formação da Bacia do Pantanal tenha sido causado por uma anomalia térmica na litosfera (figura 8).

Figura 8 – Anomalia térmica na região do Pantanal, que está em destaque, no mapa de fluxo de calor na América do Sul



Fonte: Hamza & Muñoz (1996) appud Assine (2003).

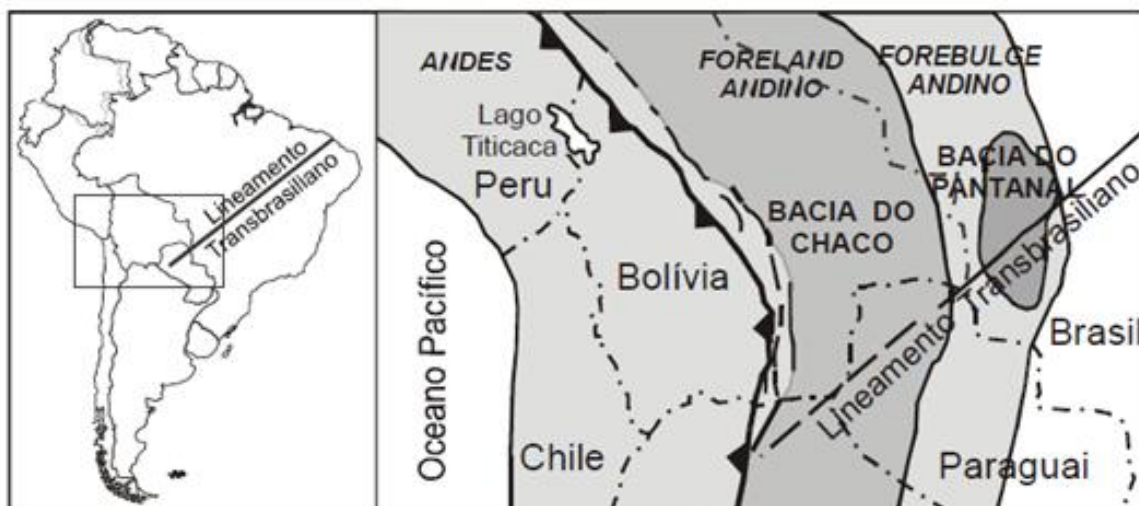
As maiorias das falhas ativas presentes no interior da Bacia do Pantanal estão relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano (LTB) (Figura 9). O LTB é uma feição tectônica notável de direção NE, que cruza a América do Sul, do Nordeste do Brasil até a Bacia do Chaco no Paraguai, atravessando obliquamente a Bacia do Pantanal (ASSINE 2003). Em território brasileiro, o LTB estende-se por uma distância de cerca de 2700 km, desde o noroeste do Ceará, através da Bacia do Paranaíba até noroeste da Bacia do Paraná, na região sudoeste do Mato Grosso do Sul, seguindo possivelmente até o limite entre crátons Rio de La Plata e Pampia (CHAMANI, M. 2011).

O LTB é considerado uma zona de cisalhamento composta por feixes de falhas subparalelas e descontínuas, chegando a uma largura de 350 km no estado de Goiás. Segundo Basile et al. (2005) o LTB é uma continuação da zona de

cisalhamento de Hoggar-Kandi localizada na costa do Togo, na região do golfo da Guiné até a região central da Argélia, desta forma a junção do LTB e a zona de cisalhamento de Hoggar-Kandi constituiriam numa zona de cisalhamento com cerca de 4000 km de extensão, provavelmente a mais longa zona de cisalhamento do mundo.

A principal fase de movimentação ao longo das falhas que compõem o LTB possui caráter transcorrente dextral (DELGADO et al. 2002). Segundo Soares et al. (1998) e Oliveira & Mohriak (2003) reativações do LTB ocorrem desde o Pré-Cambriano Superior-Eopaleozóico até o cenozoico.

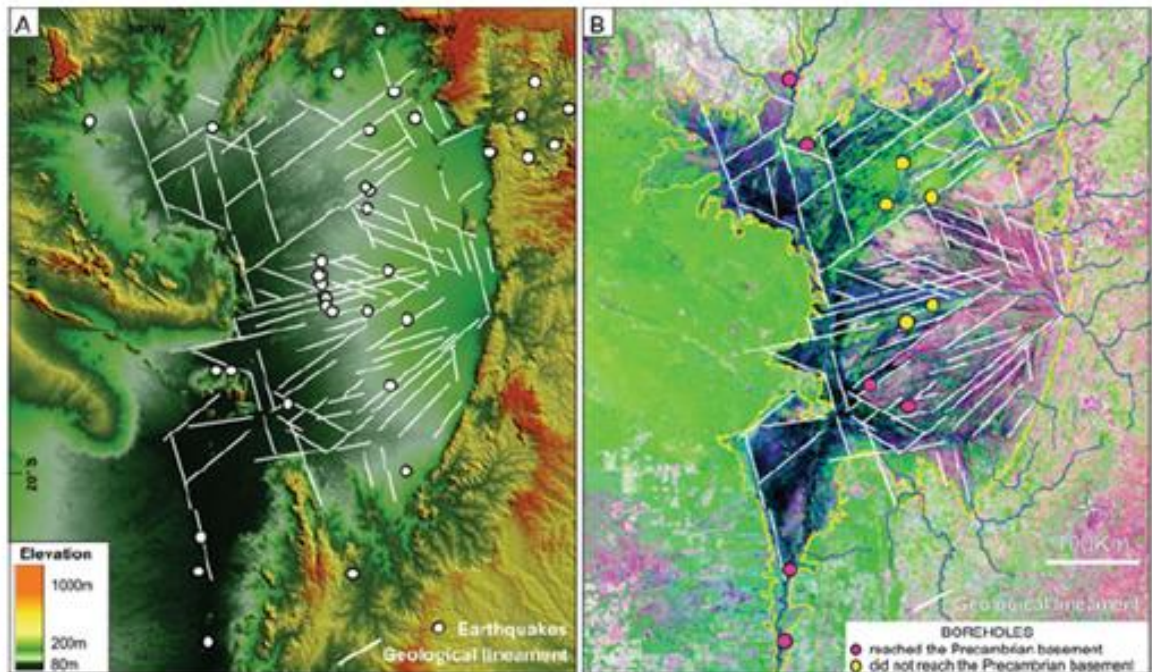
Figura 9 – Lineamento Transbrasiliano



Fonte: Assine (2003).

Com base em dados de sensoriamento remoto por satélite, um estudo baseado nos efeitos da neotectônica sobre as redes de drenagem na sedimentação aluvial revelou quatro conjuntos principais de lineamentos geológicos que restringem a direção da corrente dentro do Pantanal (ASSINE 2015) (Figura 10).

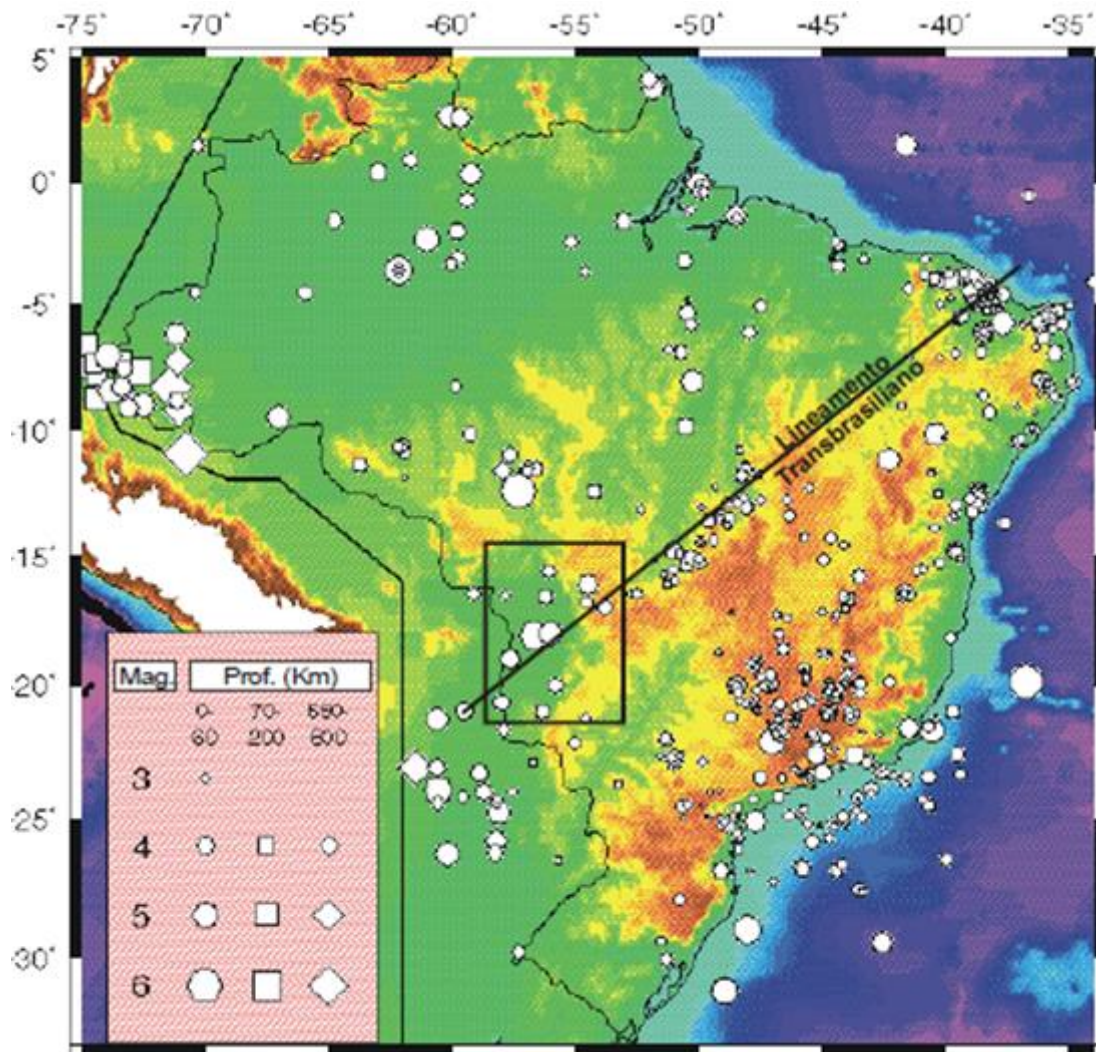
Figura 10 – Lineamentos geológicos da Bacia do Pantanal (a) Modelo digital de elevação do Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM). (b) Imagem do satélite (MODIS) de outubro 2008, MOD13Q1R(MIR) G(EVI) B(Blue)



Fonte: Assine (2015).

Por estar localizado no centro da Placa Sul-Americana o Brasil está em uma das áreas sismicamente menos ativas do mundo (ASSUMPÇÃO, M. 2017). Os terremotos não são distribuídos de maneira homogênea ocorrendo através de reativações de falhas ou reflexos de eventos mais distantes. Porém a partir dos boletins sísmicos do Centro de Sismologia da USP (<http://moho.iag.usp.br/eq/bulletin>) é possível verificar uma quantidade relevante de eventos na Bacia do Pantanal. No mapa da figura 11 é interessante observar que os epicentros dos eventos listados estão alinhados com os epicentros da zona sísmica de Goiás, sugerindo que os eventos estão associados com o Lineamento Transbrasiliiano.

Figura 11 – Terremotos no Brasil (modificado de IAG/USP 2002). A região do Pantanal está em destaque. Os epicentros de terremotos no Pantanal estão aparentemente alinhados com epicentros da zona sísmica de Goiás, sugerindo possível relação com o Lineamento Transbrasileiro

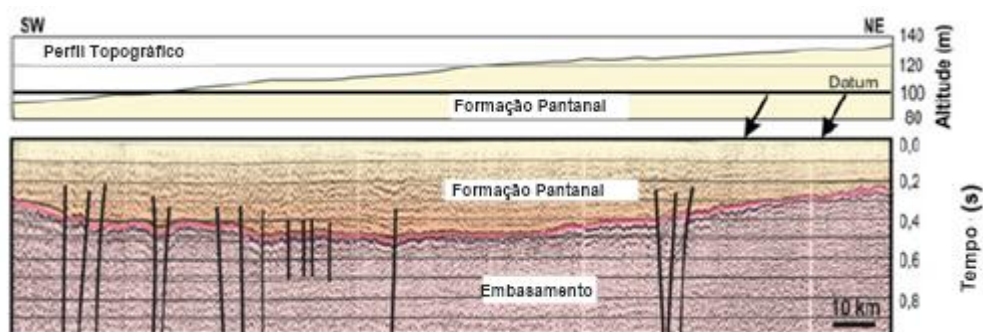


Fonte: Assine (2003).

As informações sobre a composição da Bacia do Pantanal são restritas a onze poços perfurados em 1960 pela Petrobrás. Dos onze poços perfurados, o mais profundo alcançou uma profundidade de 412.5 metros, porém não foi alcançado o embasamento. A partir dos dados de uma linha sísmica contínua (Figura 12) indica que a espessura da camada de sedimentos da Bacia do Pantanal seja de aproximadamente 550 metros. Muitos outros poços foram perfurados para captação de água, porém não passaram de 100 metros de profundidade e as amostras não

são preservadas, de forma que não é possível ter acesso aos dados das perfurações (ASSINE 2003).

Figura 12 – Estrutura das Falhas da Bacia do Pantanal

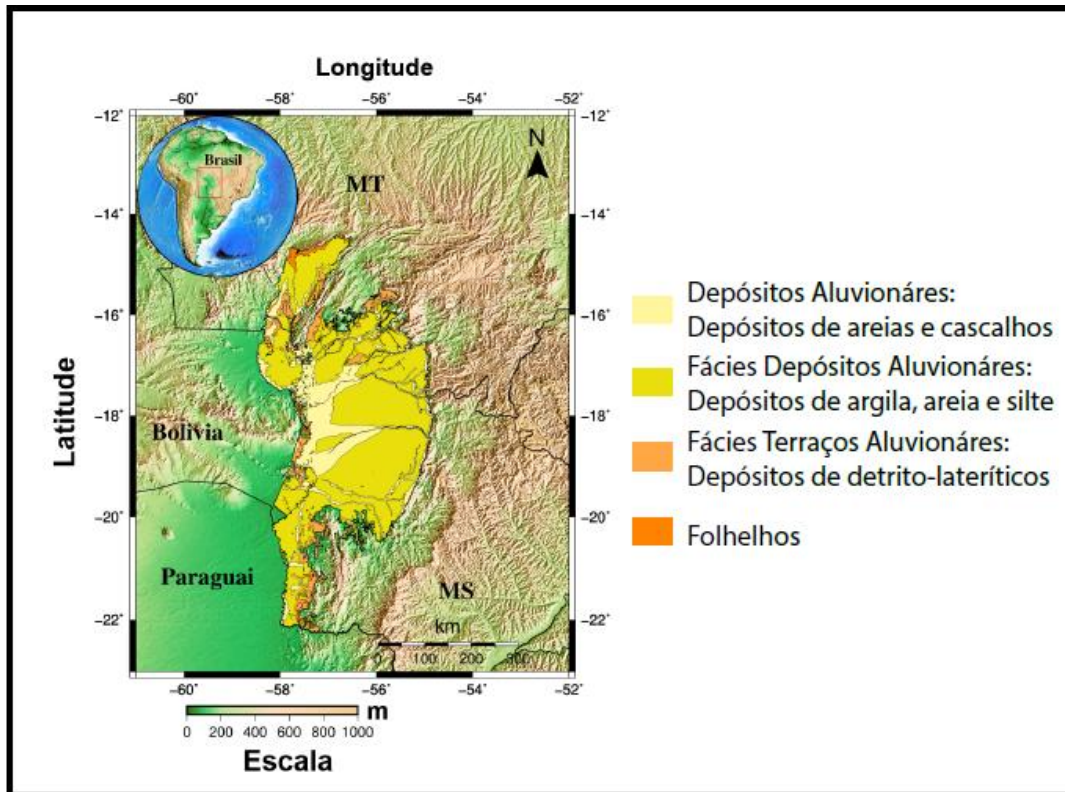


Fonte: Assine (2003).

Segundo Assine (2003) a parte inferior da Bacia do Pantanal é composta por conglomerados e arenitos grossos ocorrendo uma gradação normal para parte superior onde encontram-se arenitos finos a médios, arenitos avermelhados podem ser encontrados intercalados em vários níveis de profundidade e ocorrem devido a cimentação de óxidos de ferro as vezes constituindo lateritas. O embasamento da Bacia do Pantanal é composto por rochas de baixo-grau e magmáticas neo-proterozóicas do Grupo Cuiabá. Segundo Almeida (1964) a composição litológica do Grupo Cuiabá é composta por metassedimentos detríticos, predominantemente pelíticos, quartzitos, metagrauvas e subsidiariamente metaconglomerados, relacionando suas características sedimentares a um depósito acumulado em um ambiente tectonicamente ativo marinho.

São poucas informações disponíveis na literatura sobre a cronoestratigrafia da Bacia do Pantanal, de acordo com Almeida (1964) com base na análise geomorfológica e de conteúdo de fósseis em algumas rochas encontradas nos limites da Bacia do Pantanal, sugeriu que o início da subsidência da bacia tenha ocorrido no Plio-Pleistoceno (~2.5 Ma). No entanto, o tempo exato de iniciação e o período de preenchimento sedimentar ainda são insuficientemente limitados, pois os sedimentos mais antigos dentro da depressão nunca foram datados (USSAMI et al., 1999).

Figura 13 – Mapa Geológico da Bacia do Pantanal



Fonte: Autor, 2019 (Modificado de CPRM).

6 SISMICIDADE NA BACIA DO PANTANAL

Apesar de o Brasil estar localizado no centro da placa Sul-Americana, existe sismicidade ao longo do território. Segundo Assumpção, M. (2017) algumas regiões do Brasil são mais ativas, por exemplo: os estados do Rio Grande do Norte e Ceará, parte norte do estado do Mato Grosso, a Bacia do Pantanal, entre outros.

Não é possível afirmar com precisão o motivo de estas regiões serem mais susceptíveis a tremores que outras, mas segundo Assumpção, M. (2017) algumas hipóteses têm sido propostas como: a) regiões de afinamento da placa Sul-Americana, concentrando as tensões geológicas na crosta superior), b) regiões com crosta fina e fora de equilíbrio isostático, produzindo tensões locais de flexura entre outras.

A Bacia do Pantanal é uma bacia tectonicamente ativa, segundo Lopes, A. E. & Cabral, L. (2011) a Bacia do Pantanal apresenta a ocorrência de vários eventos sísmicos ao longo do século XX até hoje. As zonas de falhas e fraturas que

compõem a Bacia do Pantanal, segundo Assine (2003) estão relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano (LTB).

Os dois maiores sismos ocorridos na Bacia Sedimentar do Pantanal foram o de Miranda de 1964, com magnitude 5.4, e o de Coxim de 15 de junho de 2009, com magnitude 4.8 na escala Richter (FANCIANI, E. 2009). Apesar da Bacia do Pantanal ser estruturada por falhas normais os sismos de 1964 e 2009 evidenciaram esforços compressivos, indicando modificação do regime de esforços (FANCIANI, E. 2009).

Em contrapartida, apesar da proximidade com a Bacia do Pantanal, a Bacia do Paraná apresenta poucos eventos ao longo do seu território e com baixas magnitudes. Segundo Assumpção, M. (2013) uma possível explicação para essa discrepância entre a sismicidade dessas bacias vizinhas seria que a Bacia do Pantanal apresenta uma crosta fina de ~35 km, mais ou menos como ocorre na região nordeste, conhecida por sua sismicidade relevante.

Além disso, estudos anteriores (ASSINE 2003; ASSINE 2015) que desenvolveram as informações geológicas para a Bacia do Pantanal demonstram uma relação entre o afinamento crustal na região da Bacia do Pantanal (~30-35 Km) e também os altos valores de anomalias termais para a região vistos na figura 8.

7 MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho consiste na aplicação da técnica da ANT para mapear a estrutura profunda da crosta sob a Bacia do Pantanal, a partir da correlação do ruído entre pares de estações sismográficas.

7.1 Tomografia de Ruído Ambiental (ANT)

A ANT é uma técnica onde se utiliza registros de ruídos produzidos por ondas de superfície, Rayleigh e Love, para imagear a subsuperfície através de uma

correlação cruzada de séries temporais longas entre pares de estações (HANSEN, P., 2011).

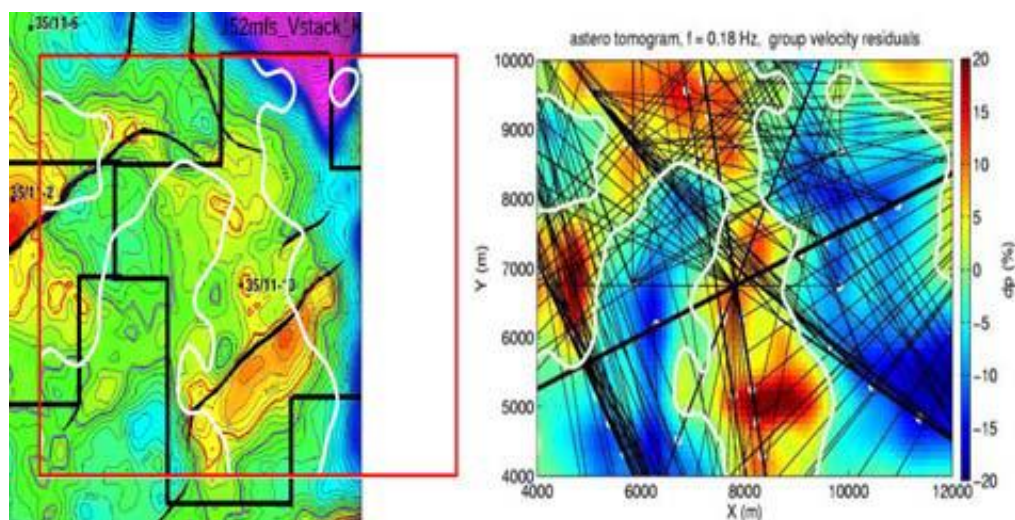
O campo de onda aleatório chamado ruído ambiente é gerado por distúrbios oceânicos e atmosféricos devido à dispersão causada pelas heterogeneidades da crosta. A ideia básica do método consiste na correlação cruzada deste campo de ondas aleatórias calculadas entre pares de estações para obter uma forma de onda que difere apenas por um fator de amplitude da função empírica de Green entre aqueles pares de receptores (WEAVER & LOBKINS, 2001). A função de Green é o sinal registrado por uma estação se a forma de onda de origem fosse um impulso de ponto localizado em outra estação. Ou seja, é como se uma das estações registrassem um terremoto na tomografia convencional, mas é na verdade, uma fonte virtual.

A ANT utiliza as ondas de superfície para determinar a estrutura e as velocidades das ondas S em subsuperfície. A profundidade de estudo pode variar de centenas de metros a vários quilômetros. Para que o estudo seja capaz de investigar quilômetros de profundidade as ondas de superfície com frequência menores que 1 Hz precisam ser registradas nos sismômetros de banda larga.

Estudos mostraram que as funções de Green obtidas a partir da correlação cruzada do ruído ambiente são consistentes com os dados obtidos usando técnicas convencionais, que usam dados de terremotos. Além disso, os mapas tomográficos obtidos com a ANT apresentam razoável relação com as estruturas geológicas conhecidas, como bacias sedimentares e serras (COLLACO, 2014).

Em métodos que utilizam os terremotos como fonte de estudo é comum obter várias limitações, como por exemplo: a incerteza da localização dos epicentros, a distribuição desigual das fontes, entre outros.

Figura 14 - Exemplo visual da aplicação Tomografia de Ruído Ambiental (ANT)



Fonte: Hansen, P., (2011)

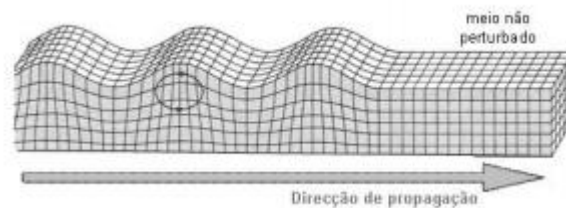
7.2 Ondas Superficiais

As ondas superficiais, Rayleigh e Love, são originadas a partir da interação da onda P e a variação da componente vertical da onda S (SV), no caso da onda Rayleigh, e na variação da componente horizontal (SH), no caso da onda Love. As ondas superficiais propagam-se através da superfície terrestre com menor velocidade em relação as ondas de corpo e apresentam uma amplitude que decresce inversamente com a profundidade.

As ondas Rayleigh, das ondas superficiais, são as ondas mais importantes na sismologia de exploração, devido estar sempre presente em qualquer evento seja ele passivo ou ativo e transportar cerca de 2/3 da energia total transmitida (SHEARER, 2009). Ela se propaga ao longo de uma superfície livre de um sólido somente no plano vertical e não são totalmente limitadas à superfície, tendo um decréscimo em sua amplitude de acordo com a profundidade e a razão deste decréscimo dessa amplitude depende fundamentalmente do comprimento de onda (ANTEZANA, R. D., 1984). Segundo Lopes, I. et al. (2008), o movimento das partículas provocados pela propagação da onda Rayleigh está confinado no plano

vertical que contêm a direção de propagação nas componentes horizontal e vertical em um movimento elíptico retrógrado. Devido ao movimento ser propagado nessas duas componentes, as ondas Rayleigh são registradas em qualquer tipo de sensor.

Figura 15 – Propagação das ondas Rayleigh através da superfície.



Fonte: Bolt (1999) appud Lopes, I. et al. (2008).

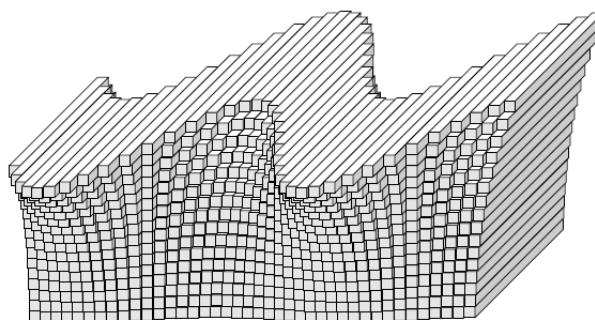
As ondas Love só ocorrem se existir variação de velocidade em subsuperfície, se propagando somente no plano tangencial a partir de múltiplas reflexões da onda SH entre uma superfície livre e um horizonte refletor mais profundo. Seu movimento é transversal no plano horizontal, gerando uma vibração do chão de um lado para o outro (Figura 16).

As ondas Love possuem velocidades mais altas e por isso são registradas primeiro no sismograma, porém as ondas Rayleigh possuem maiores amplitudes tanto na componente radial quanto na vertical. Essas ondas propagam-se paralelamente a superfície da Terra, a sua amplitude decresce exponencialmente com a profundidade e grande parte da energia encontra-se confinada junto à superfície (LOPES, I. et al. 2008).

As ondas de superfície têm um papel muito importante nos estudos sismológicos porque fornecem algumas das melhores informações da estrutura da crosta e do manto superior da Terra, são fáceis de reconhecer por suas amplitudes e também por suas características dispersiva. A dispersão é a característica de períodos diferentes chegarem em tempos diferentes (SHEARER, 2009), ou seja, a velocidade da onda vai depender da frequência. No caso das ondas de superfície as ondas que tiverem períodos menores chegam depois que ondas com períodos maiores. Essa variação do registro das ondas superficiais em relação ao seu período fornece informações diferentes sobre as estruturas da crosta terrestre e do manto

superior, já que dependendo de seu período, conseguem atingir em diferentes profundidades.

Figura 16 – Propagação das ondas Love através da superfície.

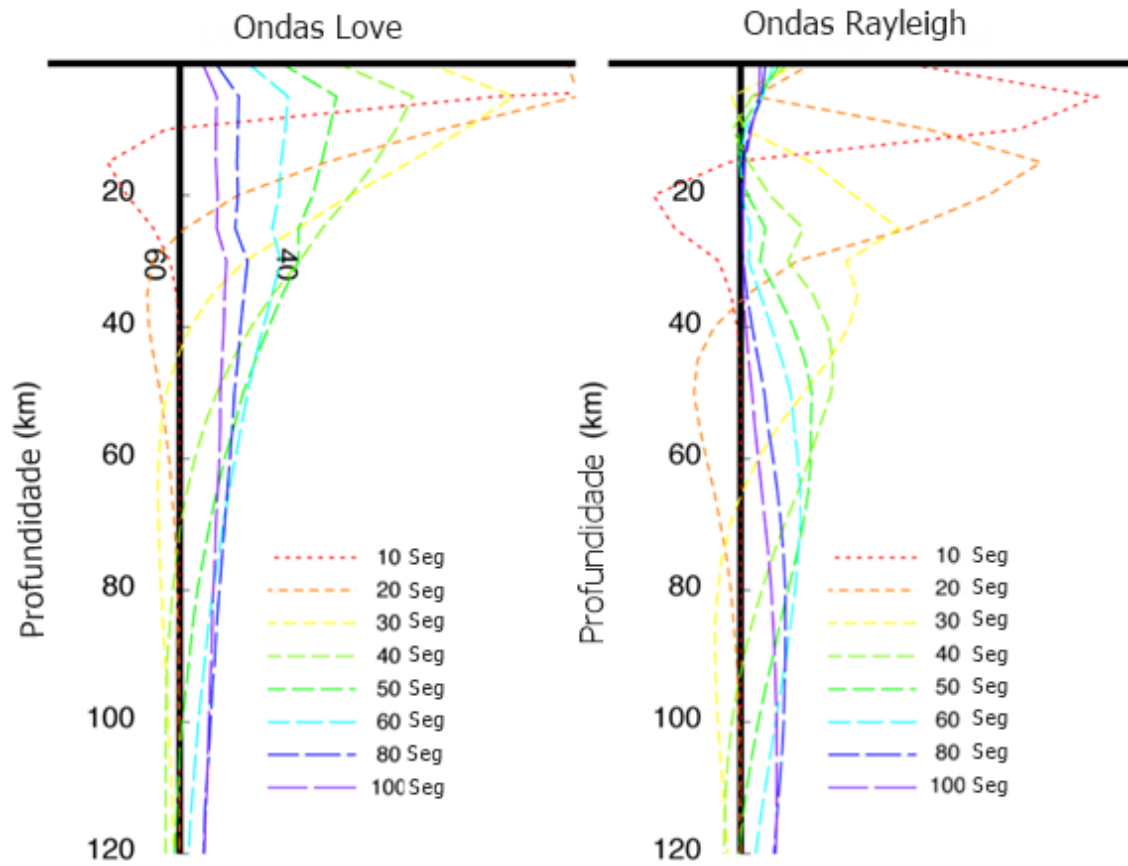


Fonte: Shearer (2009).

A relação entre o período da onda e a estrutura da Terra (profundidade) é dada pela sensibilidade de Kernel das ondas superficiais. Esta relação é calculada a partir da derivada parcial das curvas de dispersão das velocidades de grupo e fase tanto das ondas Rayleigh quanto das ondas Love. As ondas superficiais sofrem alterações em profundidade devido a sua característica dispersiva, sendo que quanto maior for a amplitude mais sensíveis as ondas são em relação a estruturas mais profundas e da mesma forma quanto maior o período das ondas, mais profunda são as estruturas amostradas.

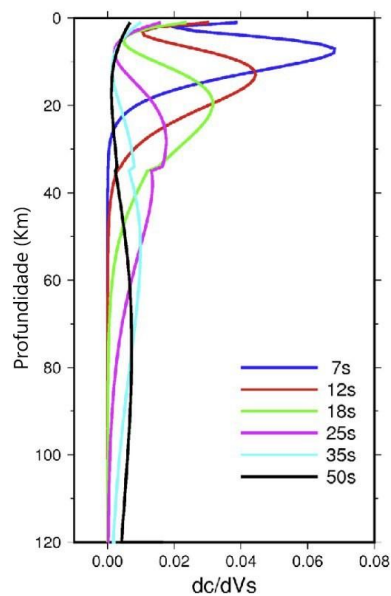
É possível notar que para a velocidade de grupo (Figura 17) as ondas Rayleigh possuem um comportamento gaussiano, atingindo maiores profundidades com boa resolução. Em contrapartida, as ondas Love apresentam um comportamento mais logarítmico, tendo sensibilidade maior às estruturas mais rasas. Para a velocidade de fase (Figura 18) os períodos estão mais confinados a parte superior da crosta, não obtendo quase nenhuma informação após 30 km de profundidade. É necessário ressaltar que para a velocidade de fase, os períodos são sensíveis à profundidades ligeiramente maiores em relação à velocidade de grupo.

Figura 17 – Representação da Sensibilidade de Kernel (velocidade de grupo).



Fonte: Modificado de PASYANOS, M. & MOSCHETTI, M., (2011).

Figura 18 – Representação da sensibilidade de Kernel (velocidade de fase).



Fonte: Liu, Z, Huang, J, Yao, H., (2016).

7.3 Velocidade de Grupo e de Fase

A velocidade de grupo das ondas de superfície é a velocidade com a qual a forma de onda (envelope), ou os pacotes de ondas se propagam pela superfície. A velocidade de fase é a velocidade em que qualquer frequência de onda se propaga, é possível escolher qualquer frequência para identificar diferentes componentes da onda. As velocidades de grupo e de fase interagem entre si, devido à diferença da natureza entre as duas, pequenas variações na velocidade de fase podem causar grandes variações na velocidade de grupo (FENG 2004). Essa interação entre as velocidades de grupo e de fase é utilizada para investigar estruturas em profundidade.

A definição das velocidades de grupo e de fase é baseada na teoria de vibrações. De acordo com Antezana R. D. (1984), qualquer sinal sísmico pode ser representado como vibrações harmônicas, porém devido à dispersão das ondas os componentes harmônicos se propagam em uma determinada velocidade de fase, como por exemplo, uma onda:

$$\varphi = A\cos(\omega t - kx) = A\cos\omega\left(t - \frac{x}{c}\right) \quad (\text{Equação 1})$$

Onde: A= Amplitude, ω = Velocidade Angular, k= número de onda, x = distância da fonte de um ponto qualquer da onda e t = tempo. Na equação acima a velocidade de fase é dada por:

$$c = \omega/k \quad (\text{Equação 2})$$

Como consequência das propriedades de dispersão do meio, um grupo de vibrações harmônicas pode estar em fase, aumentando a amplitude total, ou em defasagem, ao ponto de se anularem as amplitudes (ANTEZANA R. D., 1984). Este aumento de amplitude ou atenuação das ondas não é constante, pois variam à medida que se propagam e da sensibilidade à velocidade da onda S, no qual segundo Antezana R. D. (1984) formam grupos de ondas que se propagam com uma velocidade de grupo U, que pode ser representada pela superposição de:

$$\omega_1 = \omega + \Delta\omega; k_1 = k + \Delta k \quad (\text{Equação 3})$$

$$\omega_2 = \omega - \Delta\omega; k_2 = k - \Delta k \quad (\text{Equação 4})$$

Resultando em:

$$\varphi = A\cos(\omega_1 t - k_1 x) + A\cos(\omega_2 t - k_2 x) \quad (\text{Equação 5})$$

$$\varphi = 2A\cos(\omega t - kx)\cos(\Delta\omega t - \Delta kx) \quad (\text{Equação 6})$$

Essa onda pode ser descrita como a propagação de uma sucessão de grupo de ondas. Neste caso a velocidade de grupo U é dada por:

$$U = \frac{\Delta\omega}{\Delta k} \rightarrow \frac{\partial\omega}{\partial k} \quad \text{para } \Delta k \rightarrow 0 \quad (\text{Equação 7})$$

Como dito anteriormente sobre a interação das velocidades de grupo e de fase, uma forma de obter a velocidade de grupo conhecendo a velocidade de fase c , em função da frequência ou comprimento de onda, é:

$$U = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} \quad (\text{Equação 8})$$

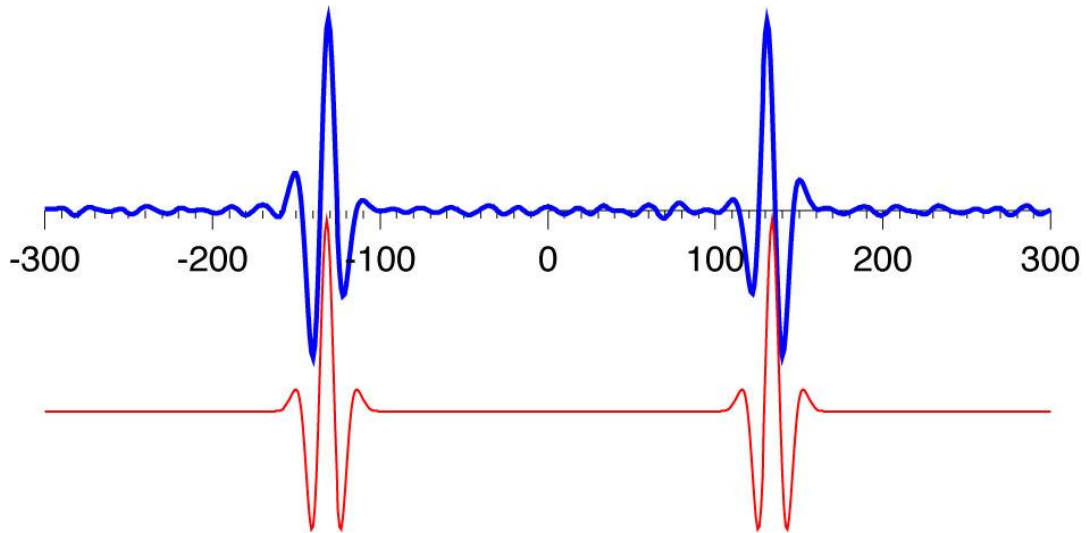
Onde $\frac{dc}{d\lambda}$ é positiva para ondas superficiais. Assim, o valor da velocidade de grupo para uma determinada frequência será sempre menor que a velocidade de fase para a mesma frequência (ANTEZANA R. D., 1984).

7.4 Correlação Cruzada

A correlação cruzada entre dois conjuntos de dados é uma medida da semelhança entre estes conjuntos, onde as semelhanças são obtidas a partir da multiplicação e posterior soma os dados. Assim, se os valores entre os conjuntos de dados forem muito próximos, a soma fornece um valor positivo e então uma correlação cruzada com valores altos, de forma oposta, se os valores entre os conjuntos de dados forem muito diferentes, às vezes até opostos, o produto forneceria valores positivos e negativos e então a correlação cruzada teria valores

baixos. Os dois conjuntos de dados podem ser diferentes quando alinhados de uma maneira e ainda assim serem semelhantes quando um conjunto é deslocado para outro lado; assim, a correlação cruzada é uma função do deslocamento relativo entre os conjuntos (SHERIFF, R. & GELDART, L. 1995).

Figura 19 – Exemplo da Correlação Cruzada



Fonte: Pasyanos, M. & Moschetti, M. (2011).

Podemos expressar a correlação cruzada entre dois conjuntos de dados, x e y , como:

$$\phi_{xy}(\tau) = \sum_k x_k y_{k+\tau} \quad (\text{Equação 9})$$

Onde τ é o deslocamento de y_t em relação a x_t , onde y_t e x_t são os conjuntos de dados. Se os dois conjuntos de dados são correlacionados no domínio do tempo o efeito no domínio da frequência é o mesmo que multiplicar o espectro do segundo conjunto de dados pelo conjugado do espectro do primeiro (SHERIFF, R. & GELDART, L. 1995). Por causa da forma em que o complexo conjugado envolve somente a inversão da fase a correlação cruzada pode ser expressa pela multiplicação do espectro de amplitude e a subtração pelo espectro de fase, ou seja:

$$\begin{aligned} x_t \leftrightarrow X(\nu) &= |X(\nu)|e^{jy_x(\nu)}, \\ y_t \leftrightarrow Y(\nu) &= |Y(\nu)|e^{jy_y(\nu)}, \end{aligned} \quad (\text{Equação 10})$$

$$x_{-t} \leftrightarrow \overline{X(v)} = |X(v)|e^{-jy_x(v)},$$

$$\phi_{xy}(\tau) \leftrightarrow \overline{X(v)}Y(v) = |X(v)||Y(v)|e^{-j[y_x(v)-y_y(v)]}.$$

A troca de sinal do espectro de fase é equivalente ao inverso do traço no domínio do tempo. De um modo geral, o atraso de tempo entre dois sinais y_1 e y_2 pode ser obtido, sob a hipótese de que não é dependente da frequência, como o deslocamento de tempo que produz o valor máximo da função de correlação cruzada (FOTI, S. 2000):

$$R_{12}(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} y_1(t) \cdot y_2(t + \tau) \cdot dt \quad (\text{Equação 11})$$

Onde τ é a mudança de tempo.

Segundo Strobria, C. (2003), a correlação cruzada é uma operação que permite determinar e correlacionar dois eventos que ocorreram em tempos diferentes. A correlação cruzada é determinada pela função da covariância cruzada que é representada pela multiplicação de uma função de tempo t e outra função de $t + \tau$, como:

$$R_{xy}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T (x(t) - \bar{x}(t)) \cdot (y(t + \tau) - \bar{y}(t)) dt \quad (\text{Equação 12})$$

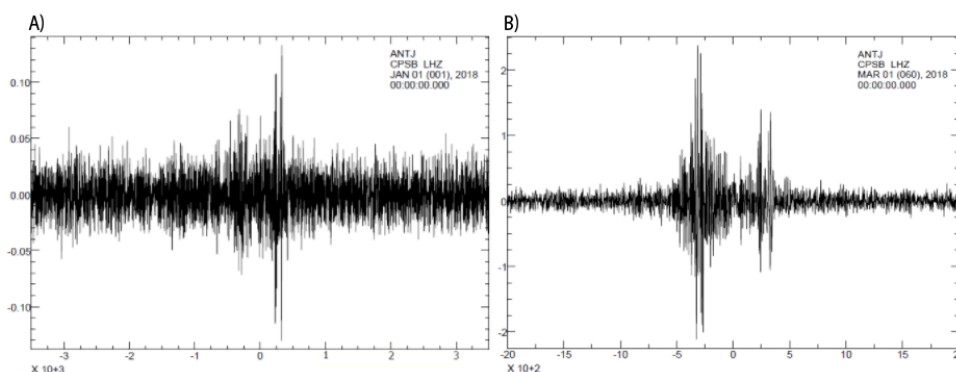
A covariância cruzada determina a interdependência entre dois eventos. É comum em trabalhos que envolvem a ANT somente o uso das ondas Rayleigh devido ao registro dela ser mais bem observada nos sismogramas em comparação às ondas Love que aparecem nas componentes horizontais, geralmente mais ruidosas. A correlação cruzada é obtida no domínio da frequência, após os dados serem correlacionados, eles são empilhados (no domínio do tempo), gerando dados de séries temporais maiores que aumentam a relação sinal-ruído (SNR) do sismograma resultante.

7.5 Empilhamento

O empilhamento é uma parte do processamento dos dados que utiliza a correlação cruzada entre os pares de estações para aumentar a razão sinal ruído. Segundo Strobbia, C. (2003), este aumento da razão sinal ruído é dado pela soma dos valores máximos de amplitude obtidos nos registros dos eventos, onde a SNR aumenta com a raiz quadrada do número de aquisição (\sqrt{n}). Os valores máximos de amplitude são obtidos a partir da decomposição dos registros em suas componentes monocromáticas, onde cada componente deve ter a mesma amplitude e fase.

O empilhamento pode então aumentar o SNR, devido ao fato de que o sinal, somado de maneira sincronizada, aumenta mais que o ruído (STROBBIA, C. 2003). A soma sincronizada é relacionada a uma única frequência onde não há variação de fase entre os registros, logo a amplitude aumenta de acordo com o empilhamento dos sinais (n). Porém se a fase é aleatória, devido à influência da variação da frequência do ruído aleatório, ela é distribuída entre $(0,2\pi)$, mas a soma sincronizada dos sinais onde há a diferença de fase é distribuída entre $(0,\pi)$, desta forma a soma é menor que o valor máximo.

Figura 20 – Exemplo do empilhamento. A) Sismograma (dado contínuo) de um mês de correlação cruzada entre as estações ANTJ (Antônio João, MS) e CPSB (Caçapava do Sul, RS). B) Sismograma de um ano de dados contínuos, ou seja, doze meses empilhados para o mesmo par de estações. Nota-se com clareza a separação entre as ondas de superfície (maiores amplitudes) e o ruído de fundo, quando uma maior quantidade de dados é empilhada (Figura 21 - B)



Fonte: Autor (2019).

Deve ser mencionado que para melhorar a qualidade do sinal por empilhamento é estritamente necessário ter uma perfeita sincronização de aquisição, e que a soma dos dados deslocados no tempo pode até mesmo deteriorar a qualidade do sinal (STROBBIA, C. 2003).

7.6 Técnica da Filtragem Múltipla

A técnica de múltipla filtragem (MFT) é um procedimento para a determinação da velocidade de grupo utilizando filtros de banda larga no domínio da frequência, proposto por Dzierwonski et al. (1969).

Com esta técnica é possível determinar as amplitudes e fases espectrais como funções do período e da velocidade do grupo, a partir das informações obtidas após a aplicação de um conjunto de N filtros passa-banda de largura estreita, que isolam o pacote de ondas correspondentes à frequência central do filtro.

A velocidade de grupo correspondente à frequência central do filtro é determinada dividindo-se o tempo da máxima amplitude instantânea dividida pelo comprimento da trajetória. A amplitude instantânea é o envelope do traço e é igual ao módulo do traço complexo. Para calcular essas amplitudes para cada traço filtrado, deve-se definir o sinal analítico, que é um sinal complexo cuja parte real é definida pelo traço e sua parte imaginária determinada pela transformada de Hilbert do traço.

A MFT é usada para estudar as variações de amplitude (energia) de um sinal em função da velocidade (do tempo) e do período (da frequência). É importante, portanto, que o filtro forneça uma boa resolução na vizinhança imediata de cada frequência central de interesse e de cada valor de velocidade. Assim, a função gaussiana que atende a esses requisitos é escolhida como um filtro de passagem de banda:

$$H_n(\omega) = e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2}$$

(Equação 13)

Onde ω_n é a frequência central do filtro e α é o parâmetro que define a largura de banda do filtro. Logo, a escolha de uma largura de banda representa um comprometimento entre a resolução tanto no domínio do tempo quanto no domínio da frequência, porque uma melhoria em um domínio causa o efeito oposto no outro.

7.7 Curvas de Dispersão

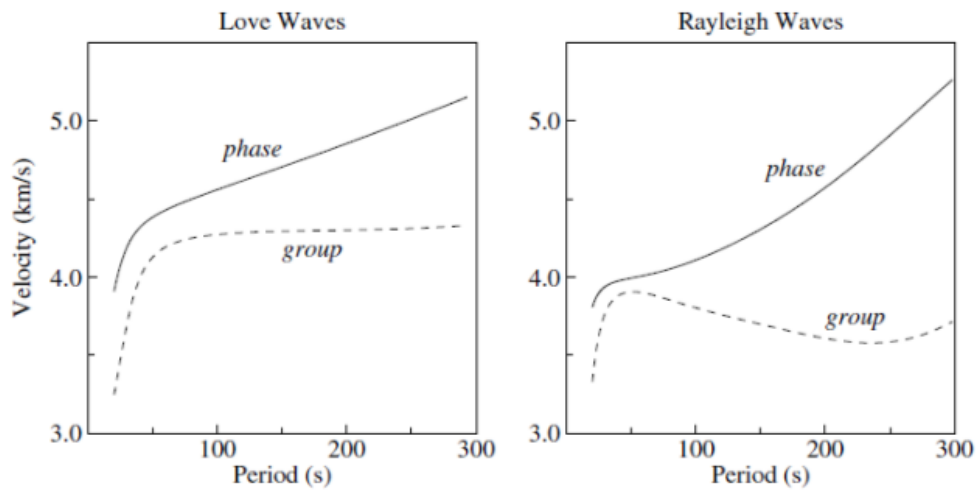
As ondas superficiais, como dito anteriormente, apresentam dispersão causada pela dependência da velocidade com a frequência. Quando a onda se propaga, sua aparência se modifica, espalhando a energia ao longo de um trem de ondas.

Em um meio com diferentes propriedades elásticas, as ondas de superfície com diferentes comprimentos de onda que penetram a diferentes profundidades, se propagam a uma velocidade que dependerá das características elásticas do meio.

A partir da curva de dispersão para uma dada trajetória, as características do meio, tais como as espessuras, densidades e velocidades das ondas P e S podem ser determinadas por inversão. Assim, a determinação das curvas de dispersão é muito importante, pois com elas é possível obter uma distribuição das características elásticas do interior terrestre.

Comumente, as medidas de dispersão são geralmente feitas na faixa de períodos entre 15 e 300 segundos (Figura 21). Os períodos entre 15 e 100 segundos são aqueles que refletem a estrutura da crosta e manto superior, enquanto os maiores fornecem informações da região mais profunda do manto.

Figura 21 – Curvas de dispersão das ondas Love e Rayleigh calculadas para um modelo isotrópico PREM (Preliminary Reference Model).

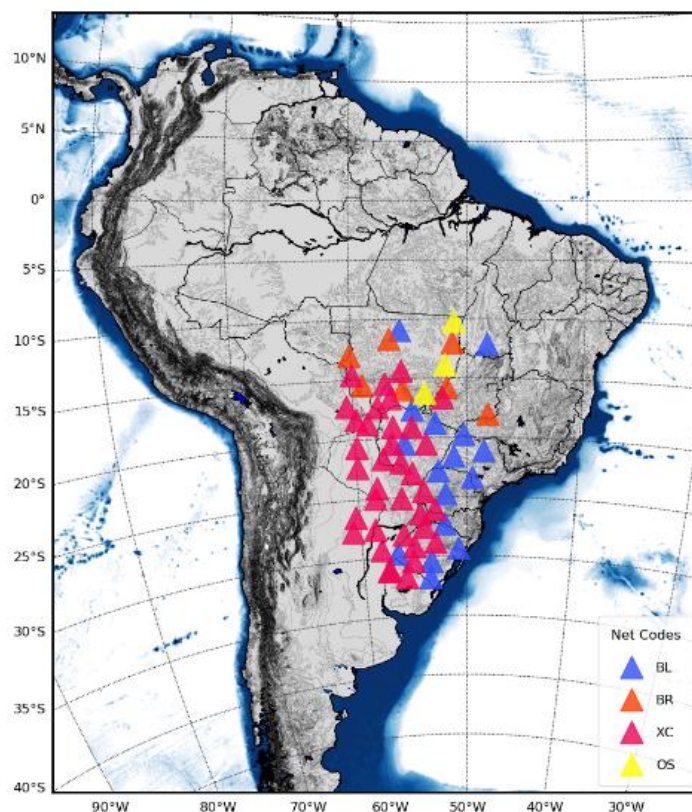


Fonte: Shearer, (2009).

7.8 Processamento de Dados

A técnica da ANT é baseada no processamento descrito a seguir. Estão sendo utilizados sismogramas contínuos de Mar-2016 a Set-2017 de 62 estações sismográficas localizadas no Brasil e em países vizinhos como Paraguai, Uruguai, Bolívia e Argentina – figura 22.

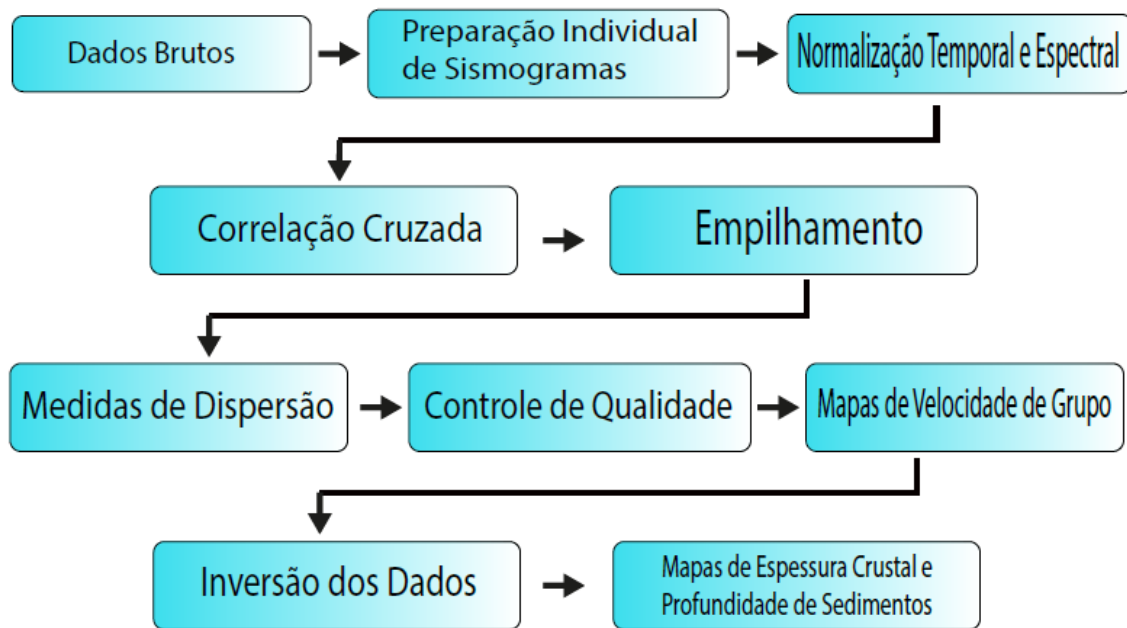
Figura 22 - Estações sismográficas que serão utilizadas neste trabalho, separadas por rede. BL e BR fazem parte da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR). As estações da rede XC foram recentemente instaladas pelo projeto FAPESP 2013/24214-e. A rede OS pertence à UNB e possui dados restritos ao público em geral



Fonte: Autor (2018).

A base de dados e o processamento estão organizados de acordo com BENSEN, et al (2007) da seguinte forma: (1) preparação individual dos dados das estações, (2) correlação cruzada e empilhamento temporal ("*stacking*", obtido com aproximadamente dois anos de dados contínuos), (3) medidas de curvas de dispersão para períodos de 7 a 35s, com controle de qualidade, avaliação de erros e seleção de dados com medidas confiáveis, (4) inversão lateral dos dados obtidos com as curvas de dispersão geradas e (5) inversão em profundidade para gerar mapas de espessura. O fluxograma de processamento é representado na figura 23.

Figura 23 – Fluxograma de Processamento



Fonte: Autor (2018).

A primeira etapa do processamento é definida pela preparação dos sismogramas para cada estação utilizada, visando reduzir a influência dos sinais dos terremotos e das irregularidades instrumentais que podem sobrepor aos dados de ruído ambiental. De acordo com Bensen et al (2007) a influência dos terremotos se dá em aproximadamente 15 segundos após o evento e para resolver esta influência é necessário o uso de períodos na banda do microssismo (Aproximadamente 5 a 17 segundos).

De forma a simplificar o processamento foram desenvolvidos *scripts* baseados na linguagem Python e nas bibliotecas de sismologia ObsPy, capazes de ler e processar qualquer formato de arquivo sismológico, simplificando tarefas como *download* de dados, recorte de janelas de tempo, interpolação de *gaps*, deconvolução, filtros, etc. Por se tratar de software livre, os *scripts* e programas desenvolvidos para este trabalho estão acessíveis por meio do em: https://seiscode.iag.usp.br/gitlab/bruno/arizona_scripts.git.

A segunda etapa é a normalização temporal, onde os efeitos de eventos sísmicos, irregularidade nos equipamentos e outros sinais são removidos para que não interfiram nos dados de ruído ambiental. Esta técnica calcula a média do valor

absoluto das amplitudes em uma determinada janela de tempo fixa, cuja largura é dada pela metade do período máximo do filtro passa-banda utilizada. Besen et al. (2007) mostraram cinco métodos de normalização temporária e concluíram que é preferível usar o método de normalização por média absoluta, pois possui grande flexibilidade e adaptabilidade aos dados em relação a outros métodos. Essa mesma técnica foi posteriormente utilizada nos trabalhos de Collaço (2014) e Goutorbe et al. (2015).

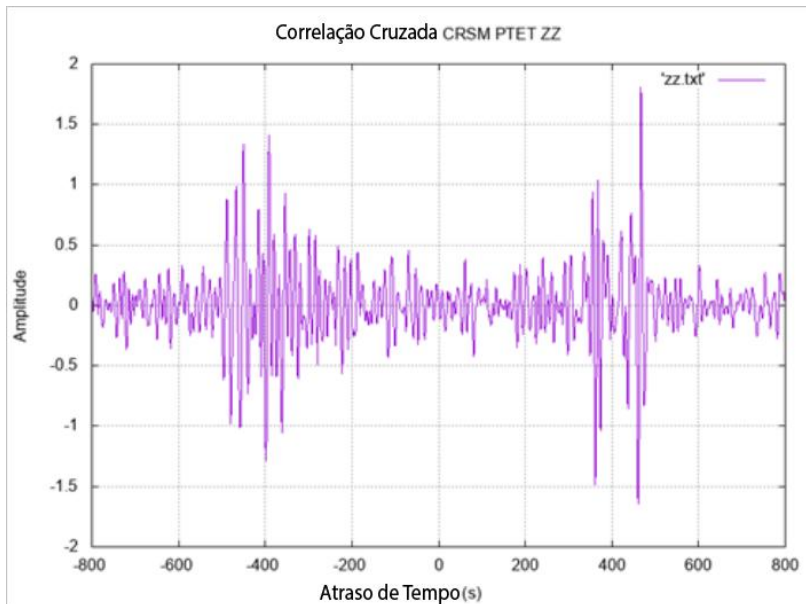
Sabe-se que o ruído ambiental não é linear no espectro de frequência tendo uma variação de acordo com o período, à 15s (0.07Hz – ruído microssísmico primário) e a 7.5s (0.13Hz – ruído microssísmico secundário), além de aumentar consideravelmente a partir de 50s (0.02Hz), constituindo o sinal conhecido como Earth's Hum (COLLAÇO, B. 2014 apud RHIE e ROMANOWISC, 2004). Assim, o terceiro passo consiste em realizar uma normalização espectral ou o branqueamento no domínio da frequência, a fim de nivelar o espectro de amplitude do ruído ambiental na faixa de períodos de interesse, expandir a largura de banda do sinal na correlação cruzada e atenuar a degradação causada por outras possíveis fontes de ruído.

A próxima etapa é a correlação cruzada entre estações. Como mencionado anteriormente a função da correlação cruzada é a combinação de dois conjuntos de dados semelhantes, onde as semelhanças entre estes conjuntos de dados são multiplicadas e posteriormente somadas para fornecer os valores de correlação cruzada. A forma do processo de correlação cruzada varia de acordo com o tipo de onda. No caso da onda Rayleigh ela é obtida a partir da correlação das componentes verticais do sismograma e no caso da onda Love é necessário que tenha uma rotação das componentes horizontais dos sismogramas, gerando, portanto, componente transversal. Neste trabalho foram utilizadas apenas as correlações das componentes verticais dos sismogramas, ou seja, serão apresentadas curvas de dispersão de velocidade de fase e grupo apenas para a onda Rayleigh.

O resultado deste processo para a onda Rayleigh é um sismograma que representa uma função temporal de dois lados com relação ao eixo do tempo, um com tempo negativo e outro positivo. A parte positiva é comumente chamada de sinal "causal" e a negativa por sua vez, acausal. Juntas, elas representam ondas viajando em direções opostas entre as estações. Se as fontes de ruído ambiental

fossem homoganeamente distribuídas em azimute, os sinais causais e acausais de uma determinada correlação deveriam ser idênticos. Contudo, como pode ser observado na Figura 24, muitas vezes existe uma assimetria entre estes sinais, indicando uma diferença tanto no processo de origem das fontes de ruído quanto em suas distâncias aos respectivos receptores.

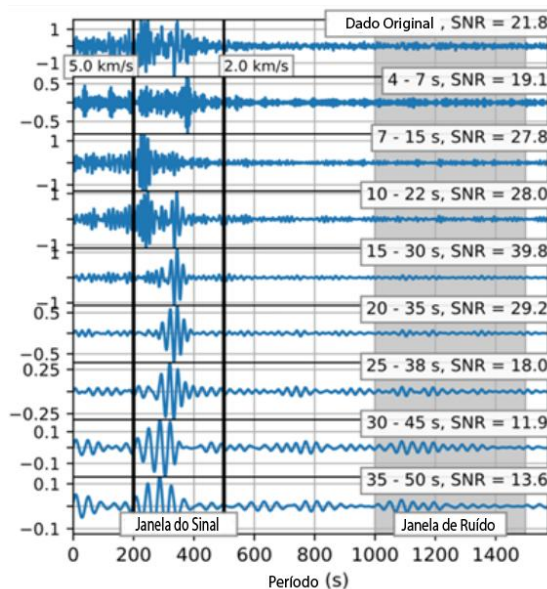
Figura 24 – Exemplo de correlações cruzadas verticais-verticais entre a estação CRSM (Crissiumal-RS) e PTET (Porto Estrela-MT). A assimetria observada na amplitude indica diferenças tanto no processo de origem quanto na distância para a fonte nas direções radialmente distantes das estações.



Fonte: Autor (2018).

Em sequência os sismogramas gerados a partir da correlação cruzada são comprimidos de modo que a representação seja a média da amplitude dos sismogramas originais. O sismograma gerado nessa etapa do processamento é denominado de *sismograma simétrico* (Figura 25).

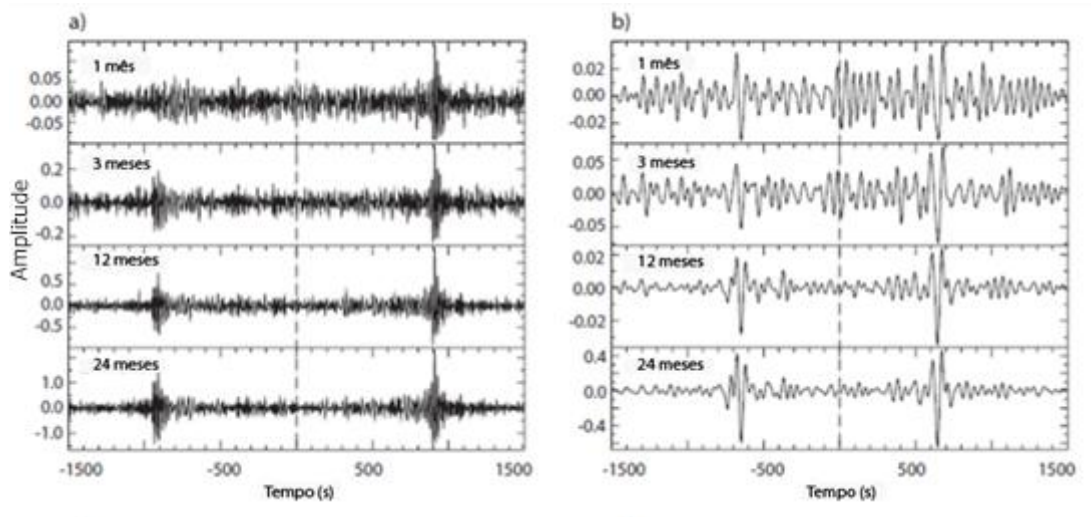
Figura 25 – Exemplo de sismogramas simétricos obtidos a partir da correlação cruzada das componentes verticais das estações ALGR (Alto Alegre-RS, Brasil) e BDQN (Bodoquena-MS, Brasil) demonstrando a onda Rayleigh para diferentes filtros passa-banda.



Fonte: Autor (2018).

O próximo passo é o empilhamento das correlações cruzadas para obtermos informações de sismogramas mensais, anuais e etc. O empilhamento nos dá informações de períodos mais longos nas séries temporais e por consequência melhora a razão sinal ruído. Um exemplo é mostrado na Fig. 26, que exhibe correlações cruzadas de diferentes comprimentos das séries temporais das estações ANMO e DWPF (Disney Wilderness Preserve, FL, EUA). Os sinais causais e acausais surgem à medida que o comprimento das séries temporais aumenta em ambas as bandas de período que são exibidas nas Figuras 27 (a) e (b).

Figura 26 - Exemplo do surgimento das ondas de Rayleigh para séries temporais cada vez mais longas. (a) Correlações cruzadas nos comprimentos de série temporal especificados para o par de estações ANMO e DWPF (Disney Wilderness Preserve, FL, EUA) passaram entre 5 e 40 segundos. (b) O mesmo que (a), mas para uma faixa de passagem entre o período de 40 e 100 s



Fonte: Bensen et al., (2007).

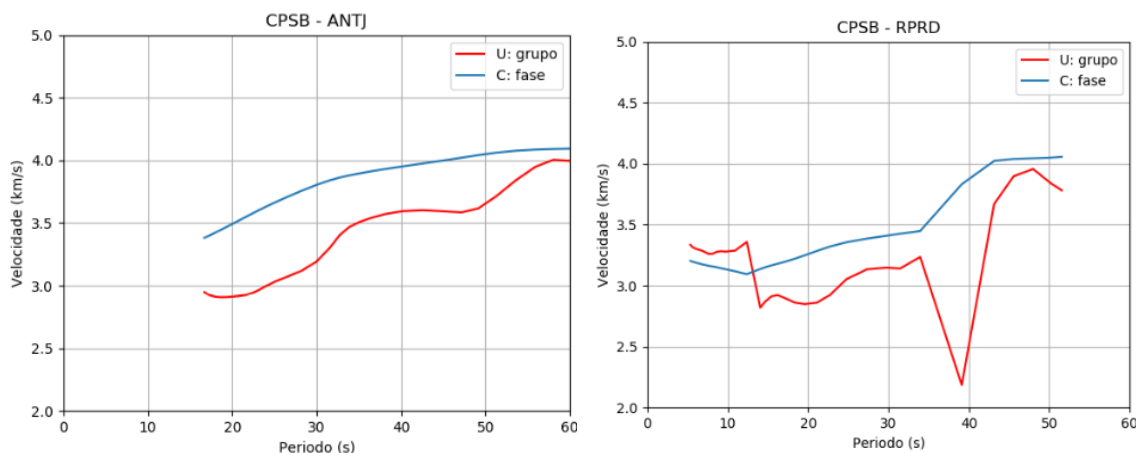
Depois que a correlação cruzada é processada e empilhada o próximo passo é a obtenção da curva de dispersão da velocidade de grupo a partir da análise no domínio da frequência. Neste trabalho, foi possível obter valores razoáveis de dispersão para períodos entre 7 e 35 segundos, utilizando-se apenas a correlação do ruído ambiental e não incluindo, portanto, dados provenientes de terremotos.

Para obter as curvas de dispersão neste trabalho, utilizou-se a técnica de múltipla filtragem (MFT) por meio de algoritmos modificados de Porrit et al. (2008).

As amplitudes obtidas a partir do filtro gaussiano são usadas para compor as funções envoltórias da curva de dispersão da velocidade de grupo e de fase, e a largura deste filtro é determinada em função da distância entre as estações.

A Figura 27 mostra dois exemplos de curvas de dispersão obtidas nesse trabalho. Note que à direita (Figura 27 - B), os valores de velocidade de grupo (linha vermelha) são bastante instáveis, chegando até mesmo a ultrapassar os valores de velocidade fase (linha azul). Isso se dá pelo baixo valor de SNR nos períodos inferiores a 15s e também em 38s, onde há um pico de baixa velocidade. Estas medidas com baixo SNR devem ser removidas em etapas posteriores do processamento.

Figura 27 – Exemplo de uma curva de dispersão boa (A) e uma curva de dispersão ruim (B), com valores instáveis de velocidade de grupo (linha vermelha).



Fonte: Autor, (2019).

Para selecionar automaticamente medidas de velocidade de grupo de boa qualidade em qualquer período, a relação sinal-ruído (SNR) é utilizada, uma vez que fornece uma medida objetiva da qualidade de uma correlação cruzada. O SNR é definido como a razão entre o valor absoluto máximo do sinal na janela e o desvio padrão do ruído na referida janela (PORRIT et al., 2008).

A próxima etapa do processamento é a inversão dos dados que desenvolve a tomografia de ruído ambiental. Foram realizadas a inversão dos tempos de percurso entre os pares de estações para a variação lateral das velocidades de grupo (tomografia 2D) e em seguida será feita a inversão 1D das curvas de dispersão para obter espessuras de sedimentos, profundidades da crosta e manto superior.

A variação lateral das velocidades de grupo é baseado no método do Gradiente Conjugado de 2ª derivada. A técnica baseia-se na construção de um *grid*, onde cada célula irá conter a vagareza (inverso da velocidade) calculada. A equação do tempo de percurso é definida da seguinte forma:

$$t = \sum d_i s_i \quad (\text{Equação 14})$$

Onde d_i é a distância percorrida pela onda na célula i e s_i é a vagareza no meio. Para um determinado número de percursos, a série dessas equações pode ser representada pela matriz:

$$T = D_s \quad (\text{Equação 15})$$

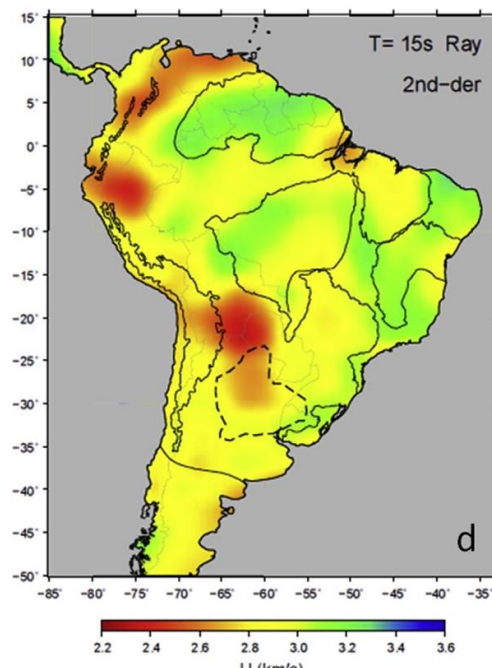
A 2ª derivada é utilizada para suavizar os dados criando o laplaciano da vagareza, que é representado por:

$$\lambda \Delta s = 0 \quad (\text{Equação 16})$$

Onde Δs é o laplaciano da vagareza e λ controla o equilíbrio entre os ajustes de tempo de percurso e a suavização do modelo. A convergência da equação se dá quando a quantidade de percursos mais o número de constantes de suavização atinge um limite de iterações.

A figura 28 mostra o mapa de velocidade de grupo para as ondas Rayleigh de período $T=15s$ resultante da inversão conjunta de dados de ANT e também tomografia convencional obtidas por Rosa et al., (2015). Para $T=15s$, as ondas superficiais são mais sensíveis às estruturas mais rasas, como as bacias sedimentares, identificadas pelas baixas velocidades no mapa.

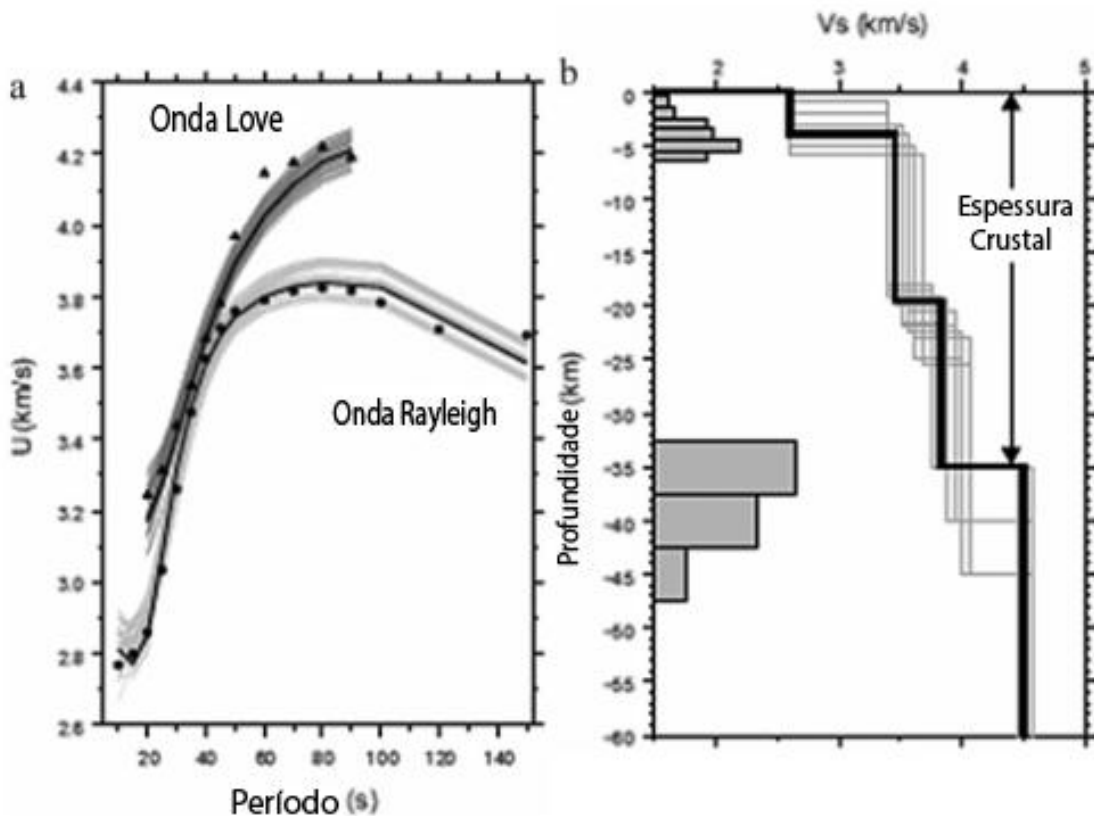
Figura 28 – Mapa de velocidades de grupo da onda Rayleigh para $T=15s$ obtidos por Rosa et al., (2015)



Fonte: Adaptado de Rosa et al., (2015).

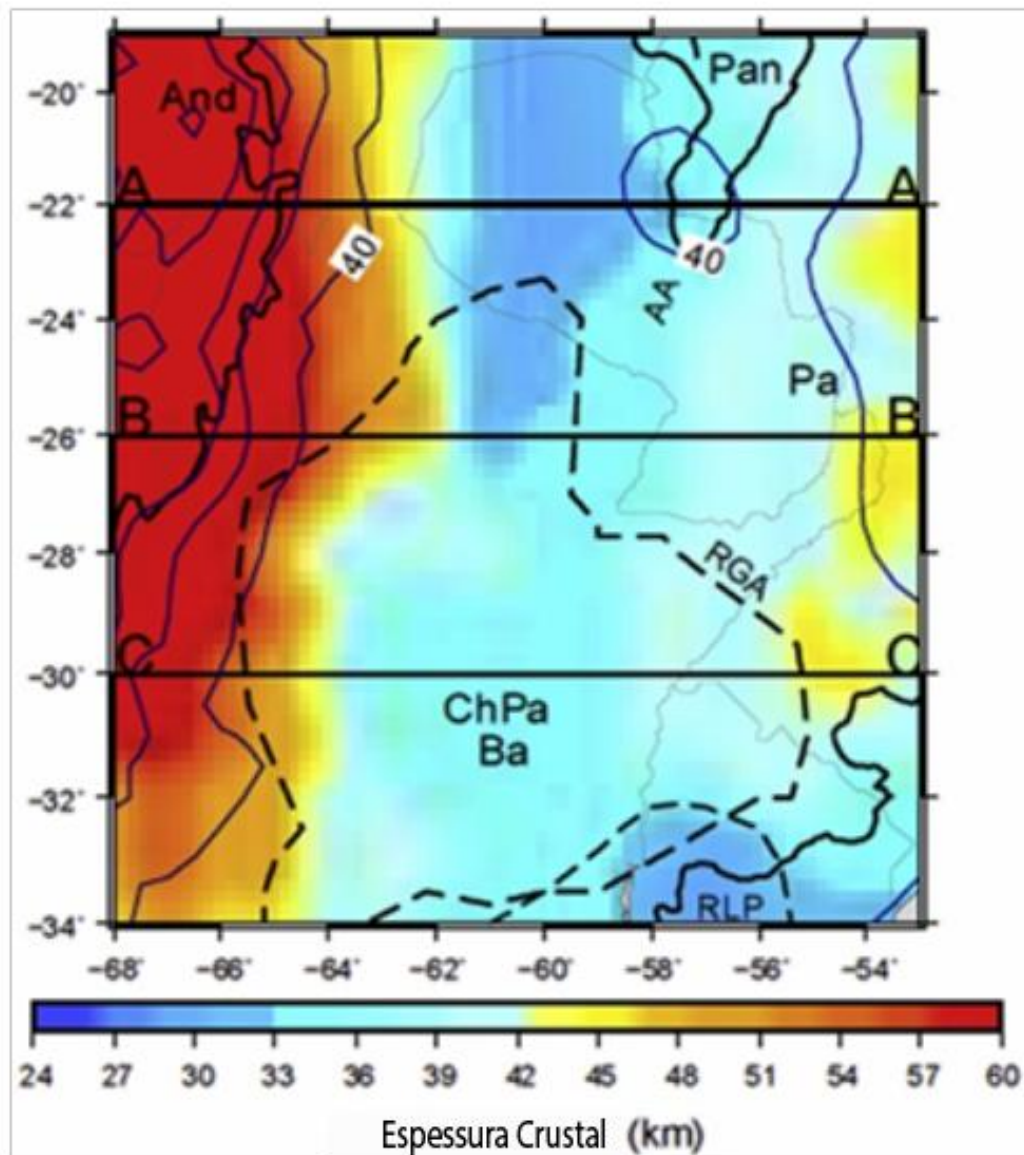
Por fim o processamento termina na construção de uma curva de dispersão para cada célula do grid construído a partir da inversão. As curvas são construídas tomando-se os resultados da inversão 2D para todos os períodos em um mesmo ponto do grid (Figura 29). Estas curvas de dispersão resultantes são então invertidas utilizando-se um modelo de velocidades em camadas (1D) que minimize os resíduos, gerando mapas como o da figura 30.

Figura 29 - Um exemplo de modelagem de velocidade em camadas extraídos de Rosa et al 2015. A linha mais grossa indica o melhor modelo que ajusta os dados observados.



Fonte: Rosa et al., (2015).

Figura 30 – Mapa de espessura crustal obtido com a inversão de dados de ANT por Rosa et al 2015. And = Região dos Andes, Pan = Bacia do Pantanal, Pa = Bacia do Paraná, ChPa = Bacia Chaco-Paraná, RLP = Rio de la Plata, AA = Arco de Asuncion, RGA = Arco de Rio Grande.



Fonte: Rosa et al, (2015).

7.9 Controle de Qualidade

O controle de qualidade é baseado na análise de resíduos médios e na contagem da quantidade de caminhos cruzados na área de estudo. A análise de

resíduos médios quadráticos (RMS) das velocidades de grupo e de fase é um dos principais fatores para se avaliar a qualidade dos mapas a serem produzidos. A análise RMS é baseada na determinação do parâmetro lambda (λ), pois segundo Ritzwoller & Leshvin (1998) a escolha de diferentes valores para λ altera a relação entre o ajuste dos dados e a suavidade do mapa resultante.

O parâmetro de amortecimento λ é escolhido subjetivamente por meio da análise do desajuste, da suavidade visual e da razoabilidade física dos mapas resultantes (RITZWOLLER & LESHVIN, 1998). O desajuste é apresentado, primeiro, como a redução da variação em relação ao valor médio no mapa de velocidade de grupo ou de fase:

$$\text{Redução de variância} = 1 - \frac{\sum_i (W_i^{\text{obs}} - W_i^{\text{calc}}(\lambda))^2}{\sum_i (W_i^{\text{obs}} - W_0)^2} \quad (\text{Equação 17})$$

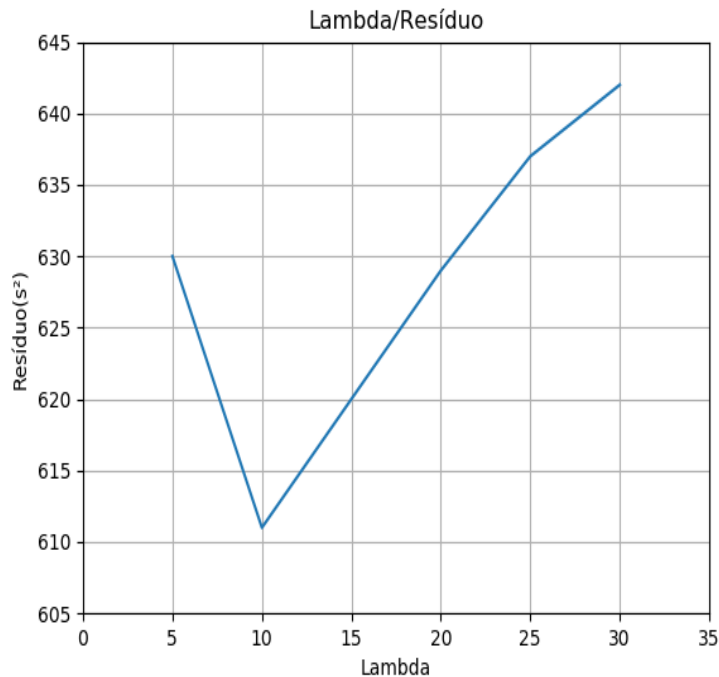
Onde i é o índice de caminho único, $W_i^{\text{calc}}(\lambda)$ é a velocidade (grupo (U) ou fase (C)) predita para o caminho i através do mapa de velocidade construído com o parâmetro de amortecimento definido como λ , W_i^{obs} é a velocidade medida para o caminho i e W_0 é a velocidade de referência. O desajuste também é apresentado como a velocidade residual média:

$$\text{desajuste rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (W_i^{\text{obs}} - W_i^{\text{calc}}(\lambda))^2} \quad (\text{Equação 18})$$

Onde N é o número de percursos de um determinado período (tipo de onda), W_i^{obs} e W_i^{calc} são os tempos de percurso observados e calculados, respectivamente, para o i -ésimo percurso.

Desta forma a determinação do fator lambda é representada na figura 32, onde observamos a variação da escolha do lambda com a quantidade de resíduo presente nos mapas.

Figura 31 - Gráfico Lambda/Resíduo, utilizado para definir melhor qualidade dos mapas gerados.



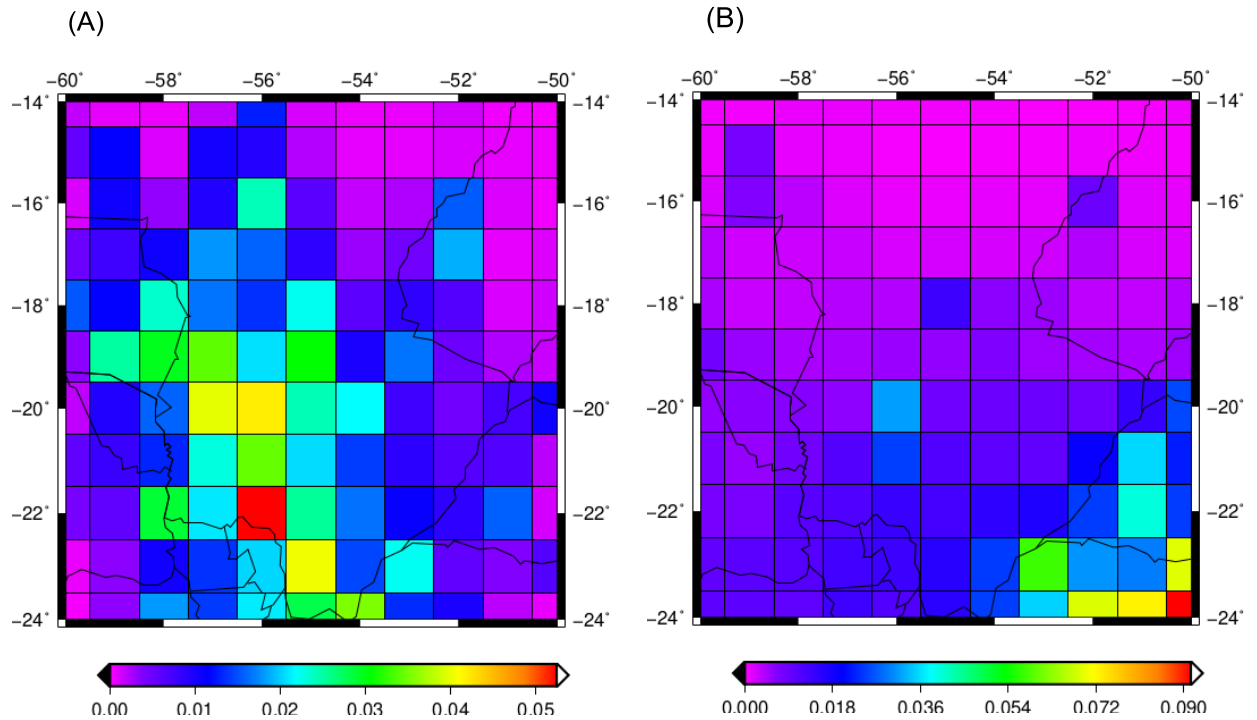
Fonte: Autor (2019).

Embora $\lambda = 10$ tenha apresentado o menor resíduo, os mapas que serão apresentados neste trabalho foram elaborados utilizando $\lambda = 15$ por melhor apresentar uma suavização e qualidade das feições geológicas.

Outro fator que nos ajuda a comprovar a qualidade dos dados utilizados é a relação da quantidade de caminhos cruzados na região da Bacia do Pantanal. Para demonstrar esta relação foi utilizado o programa QueRaios.py (COLLAÇO, 2014) que divide a área de estudo em um *grid* de células iguais. A quantidade de caminhos que se cruzam em cada célula é determinada pela cor, onde as cores mais quentes representam uma maior quantidade de caminhos se cruzando, enquanto que as cores mais frias representam o oposto.

Quanto maior a densidade de caminhos que se cruzam, maior será a resolução dos mapas produzidos pela ANT. Observando a figura 33 podemos concluir que a geometria das estações usadas nesse trabalho gerou uma quantidade de cruzamentos relevante na região da Bacia do Pantanal, principalmente quando comparamos com trabalhos anteriores.

Figura 32 – (A) Controle de qualidade da quantidade de raios cruzados na área de estudo utilizando o script QueRaios.py. Quanto mais próximo do vermelho maior o cruzamento de dados na região. (B) Quantidade de raios cruzados para a região de estudo atual utilizando o conjunto de estações de Collaço (2014).



Fonte: Autor (2019).

8 RESULTADOS E DISCUSSÕES

8.1 Mapas de Velocidade de Grupo e de Fase

Como dito anteriormente, a partir do processamento dos dados foram elaborados mapas de velocidade de grupo e de fase para os períodos de 7 a 30 segundos. Para cada mapa de velocidade foi elaborado em conjunto um mapa demonstrando a quantidade de caminhos, essencial para uma boa interpretação, pois delimita a área com maior resolução. Mapas de velocidade de grupo e de fase para os períodos de 5, 15, 25 e 35 segundos estão representados no apêndice.

Sendo os períodos para velocidade de grupo representados pelos apêndices A1, A2, A3 e A4 e os períodos para velocidade de fase representados pelos apêndices A5, A6, A7 e A8.

Seguindo o padrão de comportamento do kernel de sensibilidade das ondas de superfície (Figura 17 e 18), os níveis de investigação tem uma relação linear, devido aos mapas utilizarem dados das ondas Rayleigh, entre período e profundidade. Desta forma os mapas apresentados a seguir se referem a uma profundidade teórica de ~7, 10, 20 e 30 km.

As Figuras 33-(A e B), 34-(A e B), 35-(A e B), e 36-(A e B) correspondem a quantidade de caminhos que foram processados para gerar os mapas de velocidades de grupo(C) e fase(D). Ressaltando que quanto maior a quantidade de caminhos que se cruzam na região de estudo maior é a resolução no momento de inversão. Mapas com períodos inferiores a $T=7s$ apresentaram uma quantidade de caminhos menor que 1000 o que apresentou uma baixa resolução no momento de inversão, desta forma não serão analisados.

Os mapas de período $T=7s$ e $10s$ (Fig. 33 e 34) apresentam anomalias de baixa velocidade de grupo e de fase (Fig. 33-C e D, 34-C e D) que correspondem as estruturas geológicas superficiais como bacias sedimentares, sendo possível correlacionar estas velocidades baixas com as Bacias do Chaco, Paraná e Parecis. Já a Bacia do Pantanal apresenta velocidades intermediárias o que está coerente com as informações geológicas de que a espessura sedimentar é de no máximo 550 metros, desta forma não há influência da camada de sedimentos da Bacia do Pantanal nos mapas de velocidade de grupo e de fase.

As anomalias nos mapas de velocidade de grupo e de fase são semelhantes, tanto nas baixas velocidades quanto nas altas, isso indica que há uma correlação entre os dois tipos de velocidades e a diferença entre os valores se dá pela natureza de cada uma, sendo que as velocidades de fase sempre serão maiores do que as velocidades de grupo.

Os mapas de período $T=20s$ e $30s$ (Fig. 35 e 36) correspondem a uma investigação teórica da crosta inferior da Bacia do Pantanal, devido a informação de trabalhos anteriores que estimaram uma profundidade de aproximadamente 35 km para a Bacia do Pantanal. As anomalias de baixas velocidades de grupo ~20 km (Fig. 35-C) segundo Shapiro (2005) podem estar associada a uma crosta mais quente, o que segundo Assine, M. (2003) appud Hamza & Muñoz (1996) pode estar

coerente devido a presença de altas temperaturas para a litosfera nesta região como visto na figura 8.

As anomalias de altas velocidades de fase (Fig. 35-D) apresentam velocidades muito altas (3.4~3.8 km/s) em quase sua totalidade, possivelmente correlacionado ao limite da crosta, devido ao período de 20s para velocidade de fase (Figura 18) estar relacionado a uma profundidade de investigação de ~30 km. Estas anomalias de altas velocidades são vistas novamente nos mapas de velocidade de grupo e de fase das figuras 36-C e D, que correspondem a uma profundidade de investigação de ~30 km, porém são focadas na região da Bacia do Pantanal, possivelmente atingindo a interface crosta-manto (descontinuidade de Moho), o que a partir da interpretação nos dá uma ideia inicial da espessura crustal de não mais que 35 km para a Bacia do Pantanal.

Para as bacias do Chaco, Paraná e Parecis tanto a velocidade de grupo e de fase há uma notável presença de velocidades mais baixas (3~3.2 km/s) em relação à bacia do Pantanal, o que sugere uma crosta mais profunda sob estas bacias, principalmente sob a Bacia do Paraná.

Observando os mapas de velocidade de grupo e de fase para os períodos $T=7s$, $10s$, $20s$, $30s$, o Lineamento Transbrasiliano aparenta dividir áreas mais espessas de áreas mais finas da crosta desde os primeiros km da crosta. Nos mapas de $T=7s$ e $10s$ é possível observar que o LTB divide as anomalias de baixas velocidades na Bacia do Paraná das anomalias de velocidade intermediária na Bacia do Pantanal que correspondem à influência da camada de sedimentos e das rochas que compõem a crosta, respectivamente.

Para os mapas de $T=20s$ e $30s$ como a investigação é mais profunda, possivelmente atingindo a interface crosta-manto, (nos mapas de velocidade de fase em $T=20$ e $30s$ e no mapa de velocidade de grupo $T=30s$), esta possível separação entre áreas mais espessas e mais finas da crosta fica mais evidente devido à presença de anomalias de altas velocidades ~3.8 a 4.0 km/s na Bacia do Pantanal e velocidades intermediárias ~3.2 a 3.4 km/s para Bacia do Paraná.

Figura 33 – Mapas de caminhos de onda(a) e (b) e seus respectivos mapas de velocidades de grupo (c) e de fase (d) para $T=7s$. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliânico.

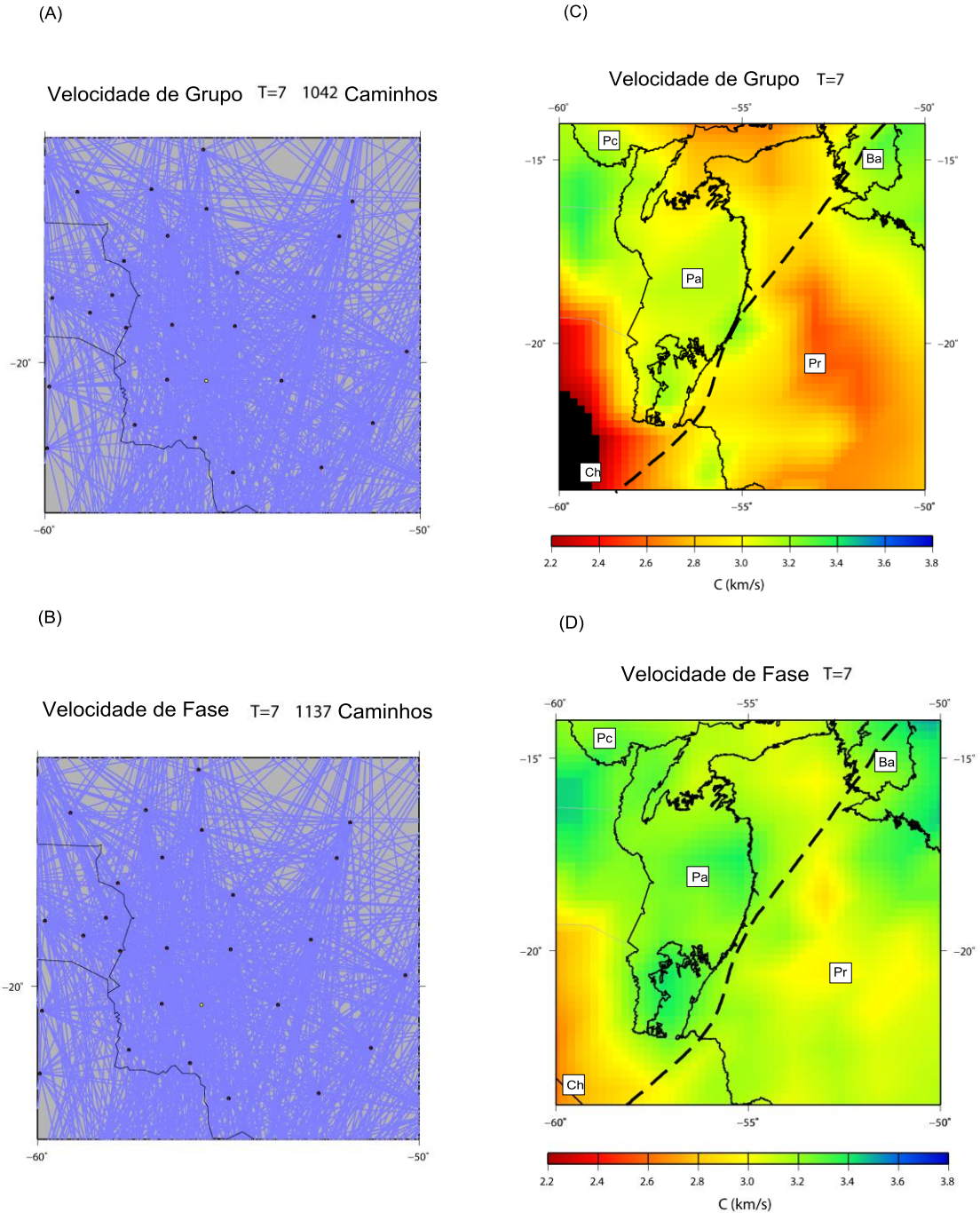
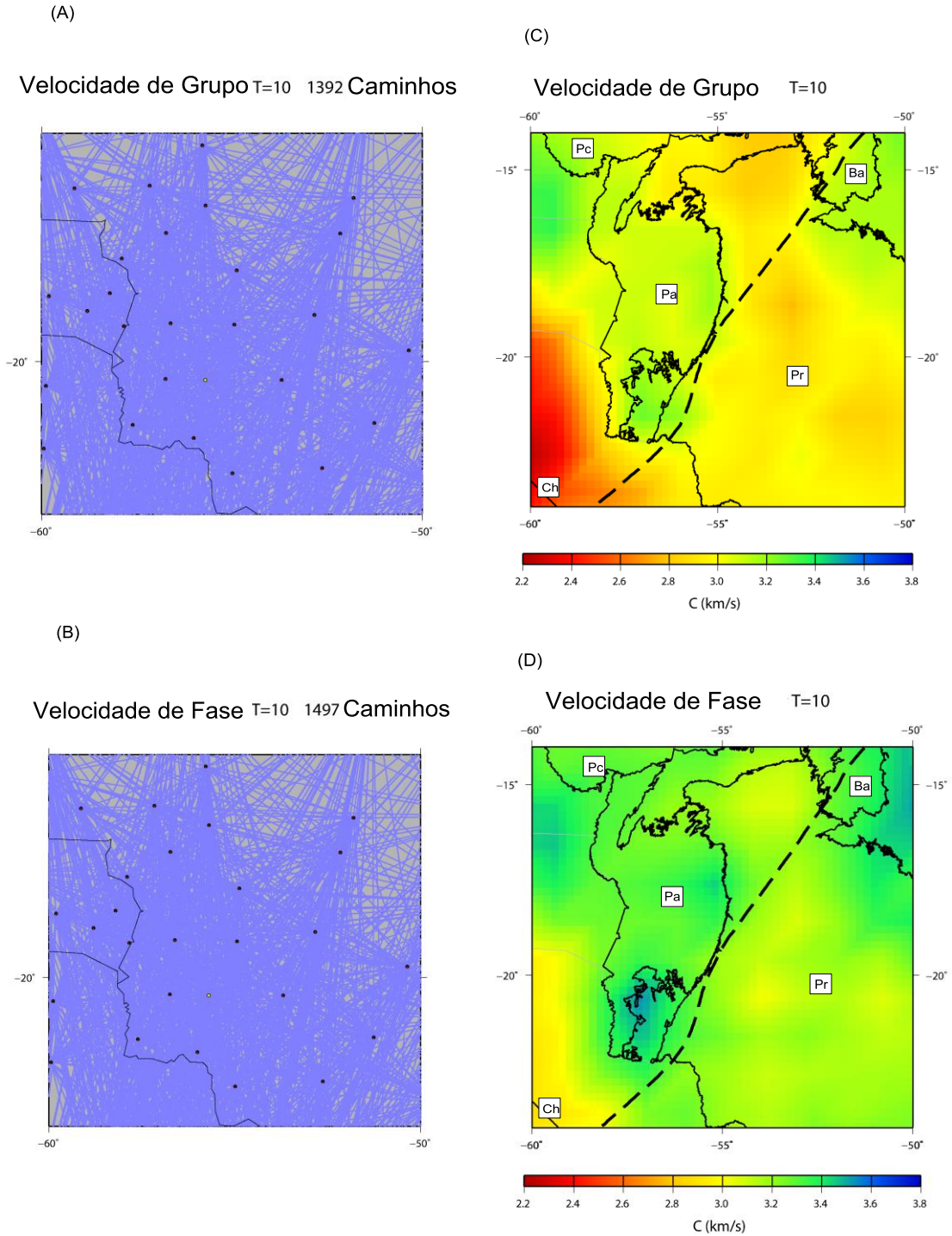


Figura 34 – Mapas de caminhos de onda(a) e (b) e seus respectivos mapas de velocidades de grupo (c) e de fase (d) para $T=10s$. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliânico.



Fonte: Autor (2019).

Figura 35 – Mapas de caminhos de onda (a) e (b) e seus respectivos mapas de velocidades de grupo (c) e de fase (d) para $T=20s$. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliiano

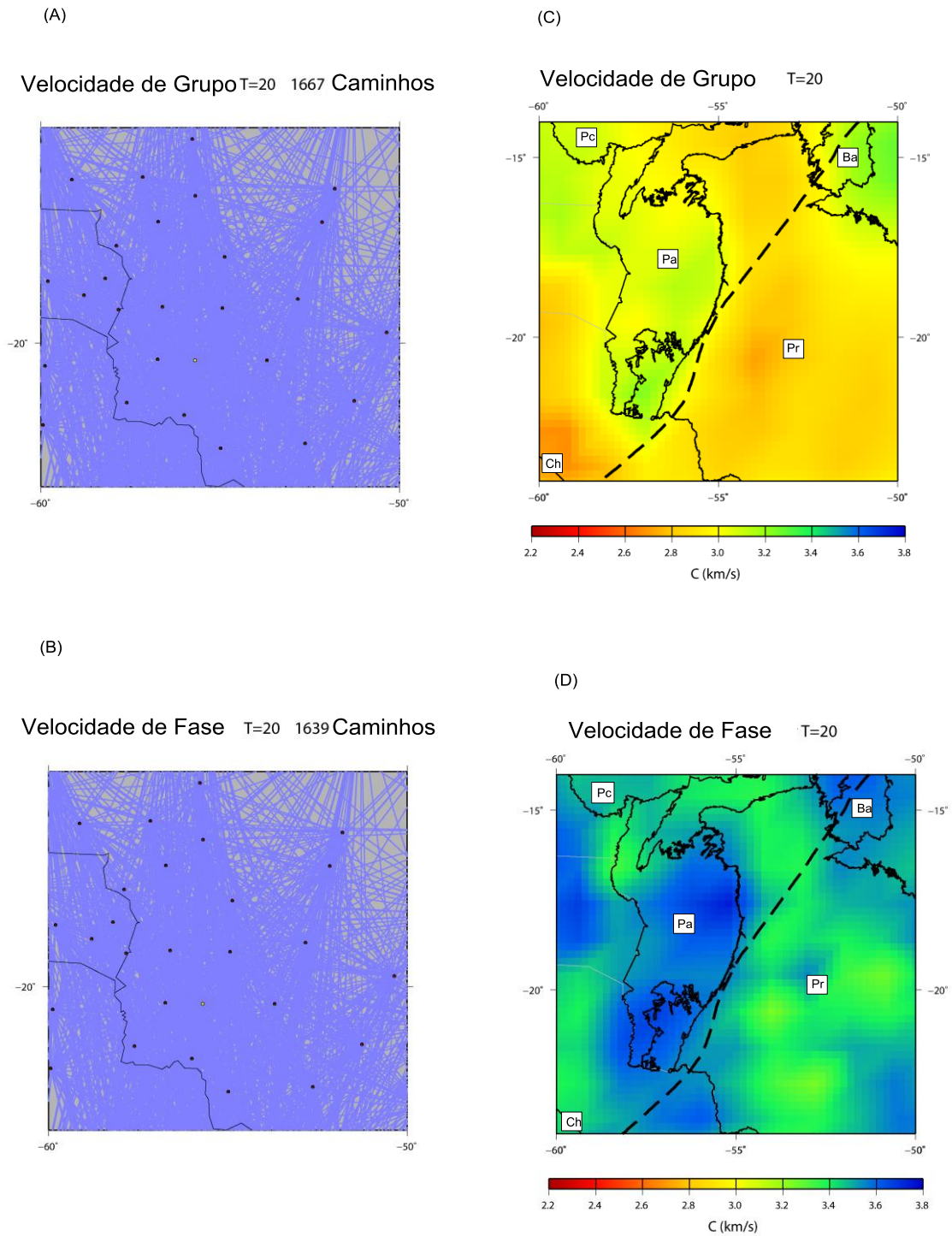
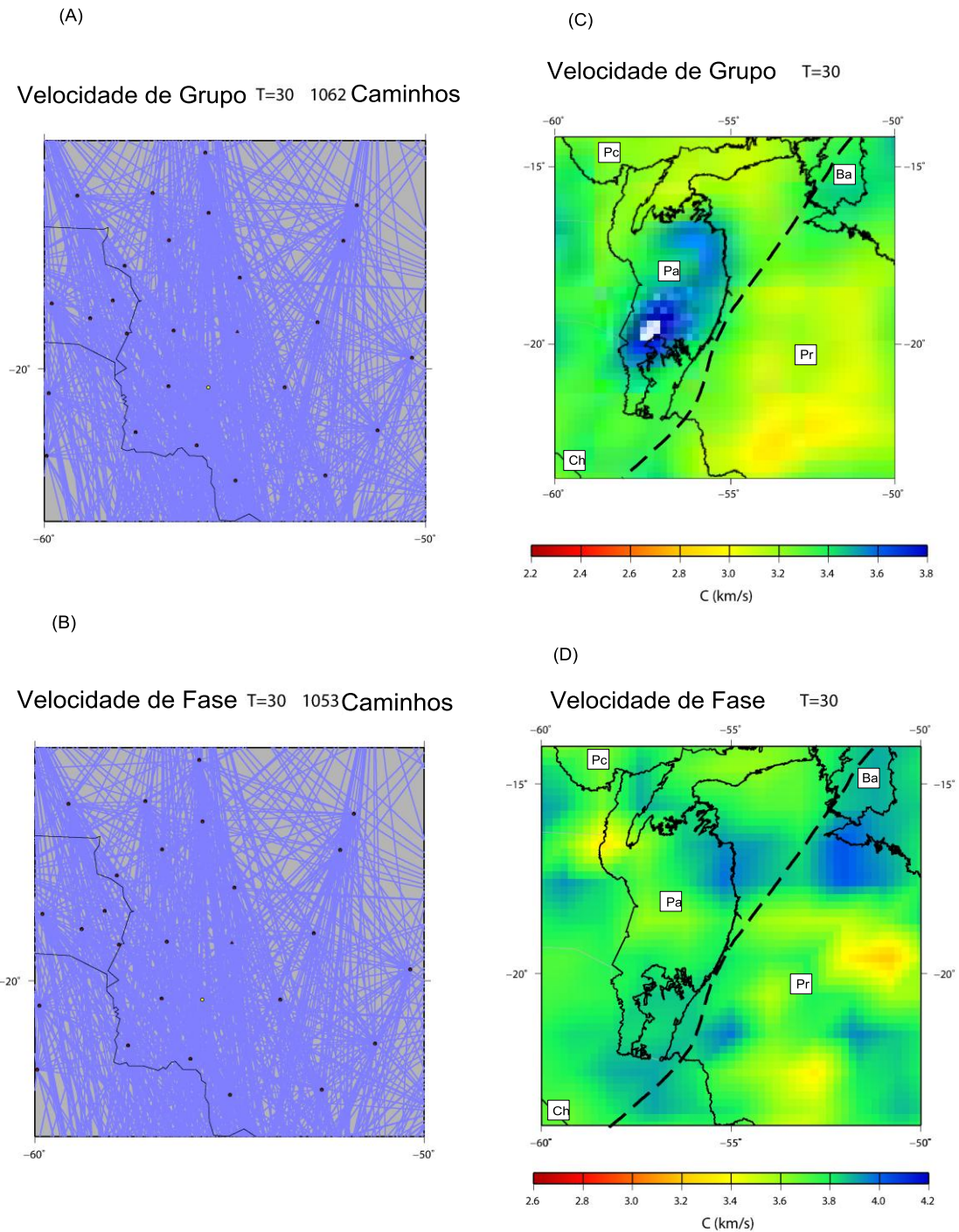


Figura 36 – Mapas de caminhos de onda (a) e (b) e seus respectivos mapas de velocidades de grupo (c) e de fase (d) para $T=30s$. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliânico



Fonte: Autor (2019).

8.2 Comparação com Trabalhos Anteriores

De modo a verificar ainda mais a legitimidade dos resultados obtidos até aqui, apresenta-se nesta seção uma sucinta comparação com grids de tomografia gerados por Collaco (2014). Entretanto, devemos ressaltar que neste trabalho não foram acrescentados dados de caminhos provenientes de terremotos registrados.

Ainda, a comparação dar-se-á utilizando apenas mapas de velocidade de grupo (confeccionados utilizando os *grids* de Collaco 2014), pois não há mapas de velocidade de fase apresentados no trabalho citado.

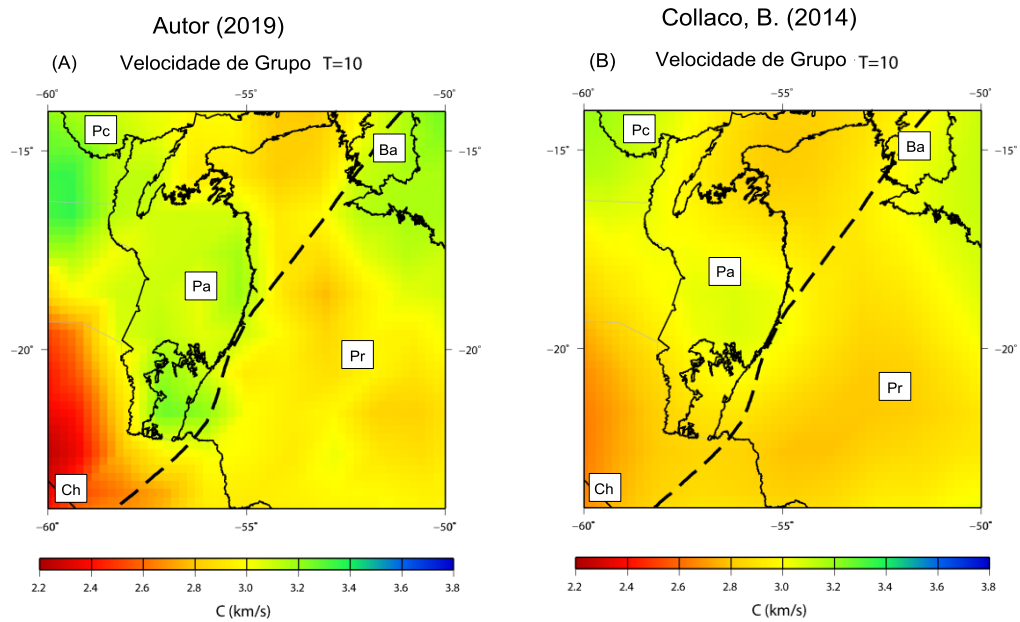
Os mapas referentes ao período de $T=10s$ (Figura 37) apresentam baixas velocidades para as bacias do Chaco, Paraná e Parecis e velocidades intermediárias para a Bacia do Pantanal. Note que as velocidades na Bacia do Pantanal estão ligeiramente mais altas para os resultados obtidos no presente trabalho. Isso se dá devido à maior resolução para a área de interesse. Aqui é possível perceber que a bacia do Pantanal já quase não sofre influência das camadas sedimentares para $T=10s$.

Os mapas referentes ao período de $T=20s$ (Figura 38) foram os mais semelhantes, possuindo as mesmas proporções de velocidades em praticamente todos os pontos (mesmo usando apenas caminhos de ANT). Novamente as velocidades mais altas são mais visíveis no mapa deste trabalho devido a maior resolução.

Os mapas referentes ao período de $T=30s$ (Figura 39) apresentam a maior diferença devido a resolução. O mapa apresentado neste trabalho demonstra anomalias de altas velocidades próximas a Bacia do Pantanal e na região nordeste, porém por estar localizada na região da borda do mapa pode ser devido a um artifício matemático. O mapa gerado com os dados de Collaco, B. (2014) possui apenas uma anomalia de alta velocidade na região da Bacia do Pantanal, provavelmente devido aos poucos caminhos que se cruzam nesta região. Apesar de apresentarem mais diferenças é necessário ressaltar a semelhança de velocidades intermediárias para a bacia do Paraná e do Chaco, onde há uma resolução maior por parte dos dados de Collaco, B. (2014). Note que para $T=30s$, as velocidades

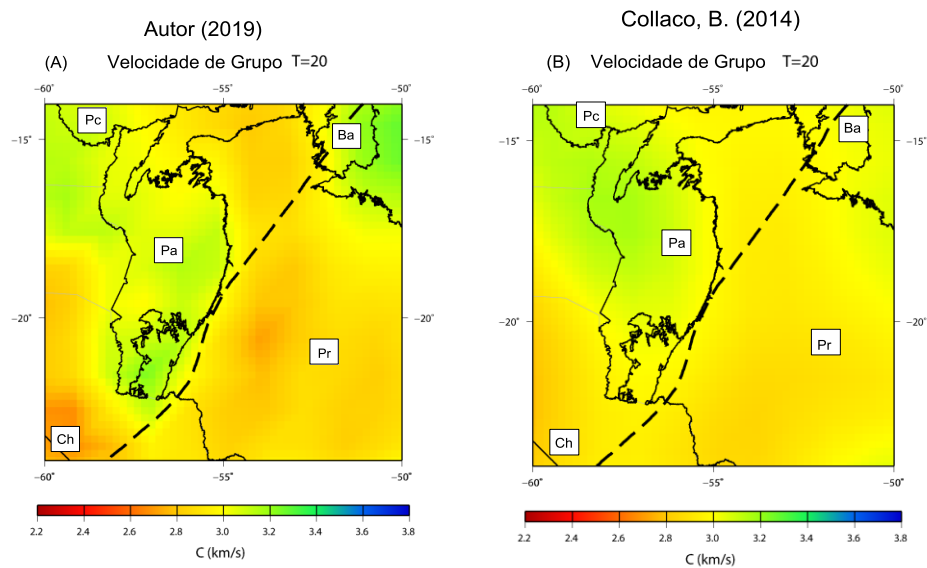
Bacia do Pantanal já chegam praticamente no limite da Moho, indicando uma crosta mais fina.

Figura 37 – Comparação: (a) Mapa de velocidade de Grupo T=10s com os dados usados por Collaco, B. (2014) e (b) Mapa de velocidades de grupo T=10s com os dados utilizados neste trabalho.



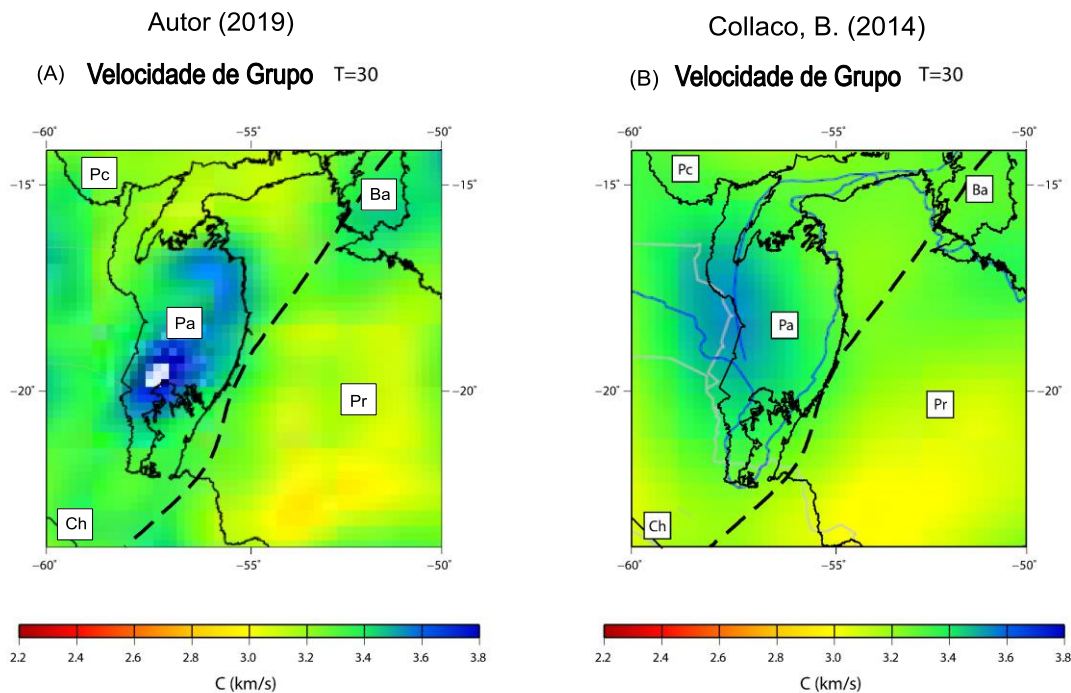
Fonte: Autor (2019).

Figura 38 – Comparação: (a) Mapa de velocidade de Grupo T=20s com os dados usados por Collaco, B. (2014) e (b) Mapa de velocidades de grupo T=20s com os dados utilizados neste trabalho.



Fonte: Autor (2019).

Figura 39 – Comparação: (a) Mapa de velocidade de Grupo T=30s com os dados usados por Collaco, B. (2014) e (b) Mapa de velocidades de grupo T=30s com os dados utilizados neste trabalho.



Fonte: Autor (2019).

8.3 Inversão em Profundidade: Mapas de Espessura de Sedimentos e Espessura Crustal

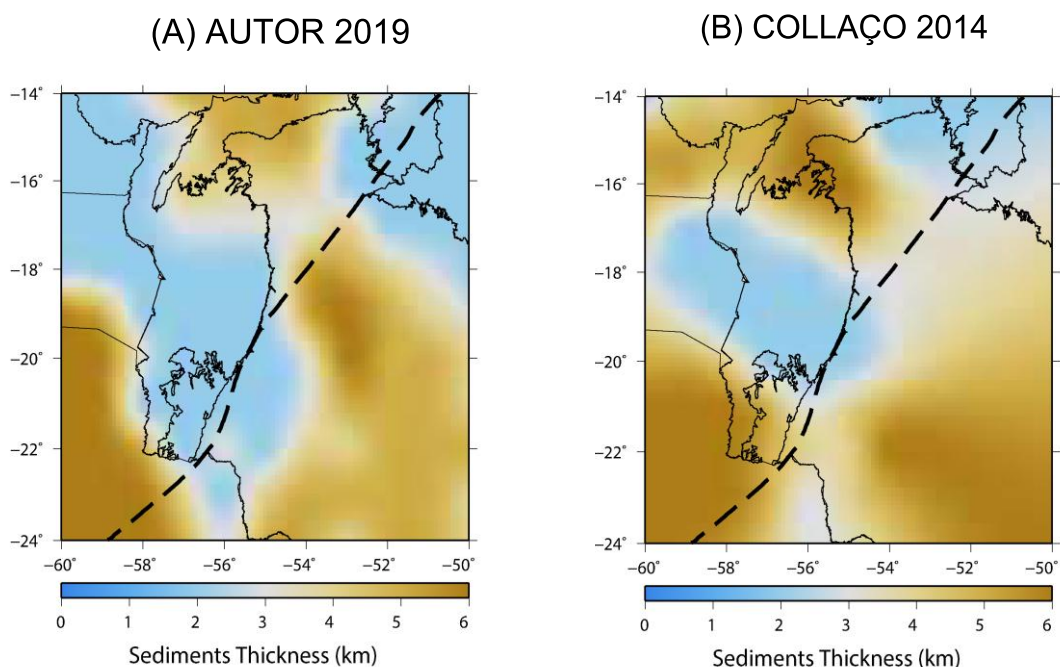
A partir da inversão das curvas de dispersão, mencionada no capítulo anterior, foram confeccionados mapas de espessura de sedimentos e de espessura crustal com foco na Bacia do Pantanal.

As figuras 40 e 41 representam os mapas de espessura de sedimentos e espessura crustal respectivamente com os dados de velocidade de grupo utilizados neste trabalho (A) e com os dados utilizados por Collaco, B. (2014) (B). Os mapas de espessura de sedimentos e espessura crustal utilizando os dados de velocidade de fase não trouxe uma resolução suficiente devido a natureza da velocidade de fase ter uma baixa resolução em profundidade, desta forma eles foram apresentados no apêndice A9 e A10 respectivamente. A diferença da quantidade de caminhos se

cruzando na região da Bacia do Pantanal entre os dois trabalhos demonstra como há uma maior resolução nos dados apresentados neste trabalho e seus efeitos na interpretação.

O mapa da Figura 40-A demonstra uma espessura sedimentar fina para Bacia do Pantanal em sua totalidade, como já era esperado devido as informações da linha sísmica onde inferiu uma espessura sedimentar de aproximadamente 500 metros (Assine, M. 2003), e uma camada sedimentar mais espessa ~5 a 6 km para as Bacias do Paraná, Chaco e Parecis, coerente com os mapas apresentados por Collaco, B. (2014) e Rosa et al. (2015). Em contrapartida, a baixa resolução na Bacia do Pantanal dos dados para o mapa da figura 40-B faz com que as bacias sedimentares mais espessas próximas a Bacia do Pantanal tenham uma influência na sua espessura sedimentar, representando apenas a parte central com valores baixos de espessura da camada de sedimentos.

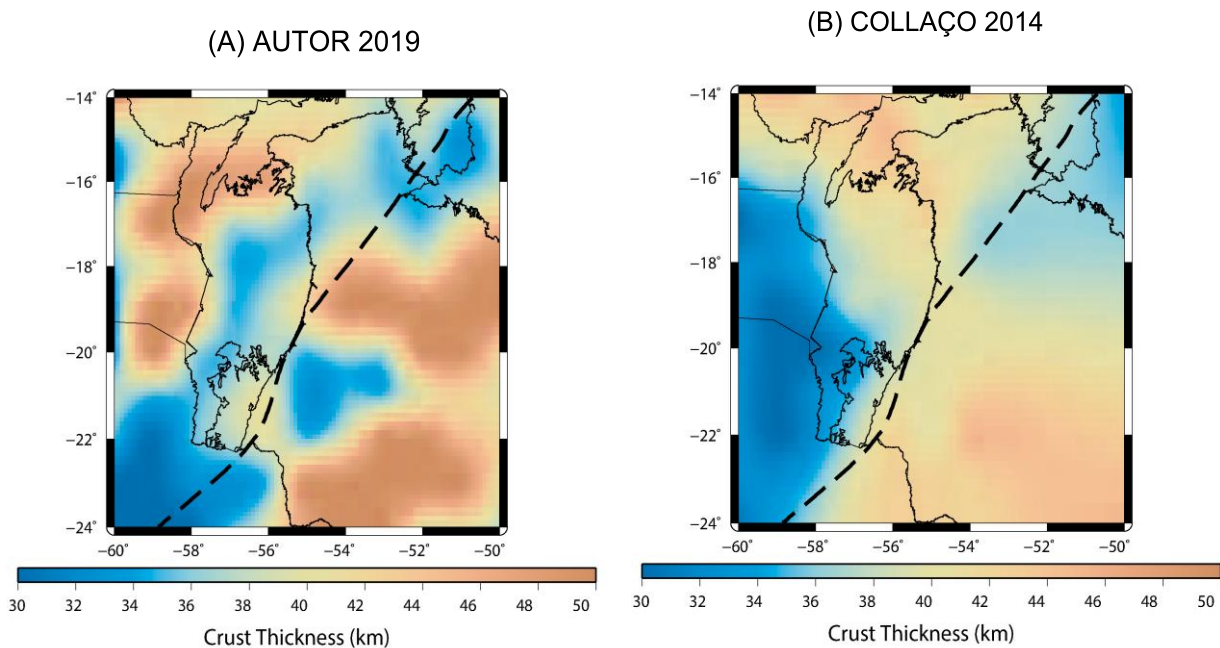
Figura 40 – Mapas de Espessura de Sedimentos: (A) Mapa de Inversão de Velocidades de Grupo utilizado neste trabalho. (B) Mapa utilizando dados de Collaco, B. (2014). A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliano



Fonte: Autor (2019).

O mapa da Figura 41-A apresenta uma variação da espessura crustal na região da Bacia do Pantanal, temos áreas mais espessas ~46 km e menos espessas ~32 km muito próximas uma das outras. Para a Bacia do Pantanal em sua maior parte apresenta uma espessura crustal fina, como já esperado do trabalho de Assumpção (2013) ~35 km, porém a maior resolução a partir da maior quantidade de caminhos de raios se cruzando apresentada neste trabalho demonstrou valores menores de espessura crustal ~32 km. Já o mapa da figura 41-B demonstrou valores mais altos para a espessura crustal sob a Bacia do Pantanal ~40 km, provavelmente devido à menor resolução na região e pela influência de áreas mais espessas como a Bacia do Paraná e Parecis. A espessura crustal da Bacia do Paraná ~44 km é coerente com os mapas apresentados por Collaco, B. (2014) e Assumpcao (2013) com uma média de ~40-45 km, o mesmo é visto para a Bacia do Chaco ~30-32 km coerente com o mapa apresentado por Rosa et al. (2015) com uma média de ~32-36 km de espessura crustal.

Figura 41 - Mapas de Espessura Crustal: (A) Mapa de Inversão de Velocidades de Grupo utilizado neste trabalho. (B) Mapa utilizando dados de Collaco, B. (2014). A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliiano



Fonte: Autor (2019).

Analisando o Lineamento Transbrasiliano nas figuras 40-A e 41-A é possível observar que desde a camada sedimentar até o limite da crosta ele separa duas áreas mais finas entre as Bacias do Pantanal e Paraná na parte Centro-Sul do mapa, e uma área mais espessa de uma mais fina na região central do mapa entre as mesmas bacias sedimentares. Esta separação entre as regiões mais espessas e mais finas pode ser um indicativo de zona de fraqueza da crosta, possivelmente relacionado aos terremotos de maior intensidade que ocorreram na Bacia do Pantanal.

9 CONCLUSÕES

O aumento da densidade de estações na região da bacia do Pantanal, com a implantação da rede XC pelo projeto Três Bacias da FAPESP, gerou resultados estáveis para ANT e que se relacionam muito bem com resultados obtidos por outras técnicas de investigação, onde a partir da inversão em profundidade pode-se afirmar uma espessura crustal de ~32 km para a Bacia do Pantanal.

A partir do processamento dos dados foi possível produzir curvas de dispersão de velocidade de grupo e de fase entre 7 e 35 segundos, obtendo um alcance de profundidade de investigação relevante tratando-se apenas de dados de ANT, sem adição de caminhos de terremotos. A inversão em profundidade a partir das curvas de dispersão de velocidade de grupo apresentaram uma boa resolução para a região da Bacia do Pantanal.

As espessuras crustais para as bacias do Pantanal e Paraná são bem distintas, ressaltando a grande diferença entre a espessura da camada de sedimentos observada tanto nos mapas de velocidade de grupo e de fase de período 7 e 10 segundos quanto no mapa de espessura sedimentar. A Bacia do Paraná demonstrou uma camada sedimentar ~6 km coerente com os resultados de Collaço (2014), enquanto que na Bacia do Pantanal foi possível confirmar a espessura da camada de sedimentos mais fina (< 1 km) como mencionado anteriormente por Assine (2003).

A relação do Lineamento Transbrasiliano separar áreas com diferentes espessuras, (como visto nos mapas de velocidade de grupo e de fase e nos mapas

de espessura de sedimentos e espessura crustal), revela uma situação interessante, pois também é possível relacionar uma continuidade de uma crosta fina ao longo do LTB que pode estar relacionado a grande quantidade de terremotos que ocorrem na “faixa sísmica de Goiás” o que sugere uma zona de fraqueza nesta região.

Com a continuidade do projeto FAPESP trabalhos futuros utilizando ANT podem ser realizados utilizando mais estações que começaram a ser instaladas no início de junho/2019, fornecendo assim maior resolução para a região da Bacia do Pantanal. É necessária uma investigação futura da relação do Lineamento Transbrasiliano com os terremotos de alta intensidade na Bacia do Pantanal e uma possível relação de uma zona de fraqueza devido a espessura crustal fina que, segundo os mapas de espessura crustal, aparenta existir ao longo do LTB.

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA F. F. M. Geologia do Centro-Oeste Matogrossense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, Rio de Janeiro. Bol. 215, 123p. 1964

ANTEZANA, R. D. Dispersão de ondas superficiais na plataforma Sul-Americana. USP Departamento de Geociências. São Paulo. Tese de Doutorado. 122 p. 1984.

ASSINE, M. L. Sedimentação da Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil. UNESP, Rio Claro, Tese de Livre-Docência, 115p. 2003.

ASSINE, M. L. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. Quaternary International 114. UNESP, Rio Claro-SP. 23-34 p. 2004.

ASSINE, M. L., MERINO, E., PUPIM, F., WARREN, L., GUERREIRO, R. MCGLUE, M. Geology and Geomorphology of the Pantanal Basin. Dynamics of the Pantanal Wetland in South America. 23-50 p. 2015.

ASSUMPÇÃO M., FENG M., TASSARA A., JULIA J., Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography, *Tectonophysics*, vol. 609, p. 82,96. 2013.

ASSUMPÇÃO, M. Tremores de Terra e o Novo Mapa de Ameaça Sísmica do Brasil. 69ª Reunião Anual da SBPC. 3 p. 2017.

BENSEN G. D., RITZWOLLER M. H., BARMIN M. P., LEVSHIN A. L., LIN F., MOSCHETTI M. P., SHAPIRO N. M., YANG. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophysical Journal International*, vol. 169, 1239-1260 p. 2007.

BASILE, C., MASCLE, J., GUIRAUD, R. Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *Journal of African Earth Sciences*, vol. 43. 275-282 p. 2005.

CHAMANI, C. Tectônica Intraplaca e Deformação Sinsedimentar Induzida por Abalos Sísmicos: O Lineamento Transbrasiliano e Estruturas Relacionadas na Província Parnaíba, Brasil. Dissertação de Mestrado. 207 p. 2011.

COLLAÇO, B. Tomografia de Ruído Ambiental na Bacia do Paraná. Universidade de São Paul Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas Departamento de Geofísica. Dissertação de Mestrado. 93 p. 2014.

DELGADO, I., SOUZA, J. D., CUSTÓDIO, N., SANTOS, R., PEDREIRA, A. GUIMARÃES, J. T., ANGELIM, L., VASCONCELOS, A., GOMES, I., LACERDA, J., VALENTE, C., PERROTA, M., HEINECK, C. Geotectônica do Escudo Atlântico. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília. 227-334 p. 2003.

DZIEWONSKI, A. A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 59, No. 1, 427-444 p. 1969.

FACCIANI, E., ASSUMPÇÃO, M., ASSINE, FRANÇA, G. Sismicidade na Bacia do Pantanal Mato-Grossense. Simpósio de Geologia. 7 p. 2009.

FENG, M., VAN DER LEE, S., ASSUMPÇÃO, M. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves, *J. Geophys. Res.*, 112. 12 p. 2007

FOTI, S. Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves. Genova, Itália. Tese de Doutorado. 251 p. 2000.

GOUTORBE, B., COELHO, D., DROUET, S. Rayleigh Wave Group Velocities at Periods of 6-23 s across Brazil from Ambient Noise Tomography. Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brasil. 14 p. 2015.

HANSEN, P. Passive Seismic Methods for Hydrocarbon Exploration. Third Passive Seismic Workshop – Actively Passive. Athens, Greece. 27-30 p. 2011.

LIU, Z. & Huang, J. & Yao, H. Anisotropic Rayleigh Wave Tomography of Northeast China using Ambient Seismic Noise. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol 256. 11 p. 2016.

LOPES, I., SANTOS, J., ALMEIDA, I. O Método das Ondas Superficiais: Aquisição, Processamento e Inversão. Pós-Doutorado, Departamento de Engenharia Civil e Arquitetura do Instituto Superior Técnico. 62 p. 2008.

LOPES, A. E., & NUNES, L. INTENSIDADES SÍSMICAS DE TERREMOTOS: FORMULAÇÃO DE CENÁRIO SÍSMICO NO BRASIL. *Revista USP*, (91), 90-103. 2011

OLIVEIRA, D. C., MOHRIAK, W. U. Jaibas through: na important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. Vol. 20. 351-383 p. 2003.

PASYANOS, M & MOSCHETTI, M. Measuring Surface Wave Dispersion. Pan-American Advanced Studies Institute (PASI) on New Frontiers in Seismological Research. Quito, Equador. 11-24 p. 2011.

Porritt, Robert & Allen, R & Moschetti, Morgan & Lin, Feifan & Ritzwoller, Michael & Boyarko, Devin & Brudzinski, M & Hinojosa, H. Ambient Seismic Noise Tomography in the Pacific Northwest Employing Earthscope Flexible Arrays. AGU Fall Meeting Abstracts. 2008.

RITZWOLLER, M. H., & LEVSHIN, A. L. Eurasian Surface-wave Tomography: Group Velocities. J. Geophys. Res. 103, 4839-4878 p. 1998.

ROSA, M. L., COLLAÇO, B., ASSUMPÇÃO, M., SABBIONE, N., SÁNCHEZ, G. Thin crust beneath the Chaco-Parana Basin by surface-wave Tomography. Journal of South American Earth Sciences 66 1-14 p. 2015.

SHAPIRO N. M., CAMPILLO M., STEHLY L., RITZWOLLER M. H., High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, Science, vol. 307, p. 1615,1618. 2005.

SHEARER, P. Introduction to Seismology. University of California, San Diego, USA. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS. 412 p. 2009.

SHERIFF, R. E. & GELDART L. P. Exploration Seismology. Cambridge University Press. 592 p. 2012.

SOARES, P. C.; RABELO, L.; ASSINE, M. L. The Pantanal Basin: recent tectonics, relationship to the Transbrasiliano Lineament. In: INPE, 9º Simpósio Brasileiro Sensoriamento Remoto., Santos, v.CD ROM, 11p. 1998.

STROBIA, C. Surface Wave Methods: Aquisition, processing and inversion. Tese de Doutorado. Torino, Itália. 277 p. 2003.

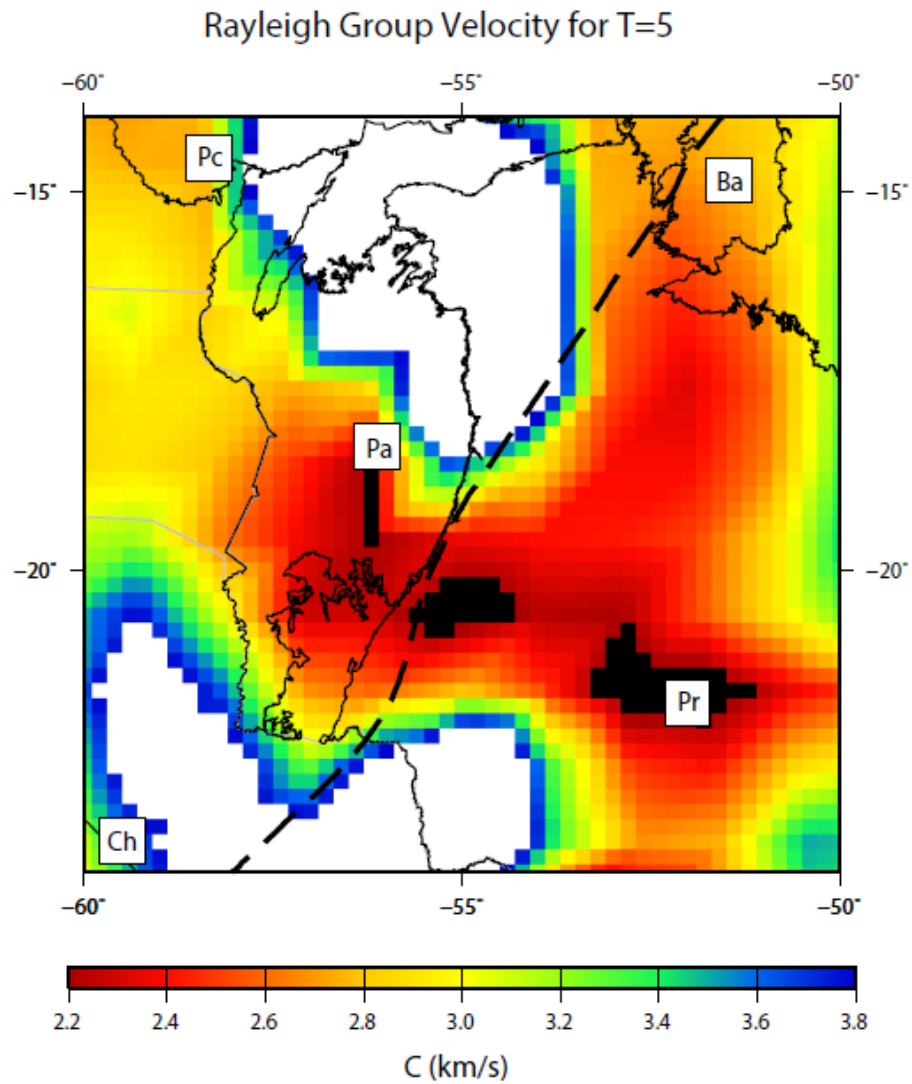
USSAMI, N.; Shiraiwa, S.; Dominguez, J. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, Vol. 18, NO 1. 25-39 p. 1999.

VAN DE MEIJDE, JORDI, J., ASSUMPÇÃO, M. Gravity derived Moho for South America. *Tecnophysics*, vol. 609. 456-467 p. 2013.

WEAVER, R. L., LOBKINS, O. I. On the Emergence of the Green's function in the Correlation a Diffuse Field, *J. acoust. Soc. Am.* , 110, 3011-3017. 2001

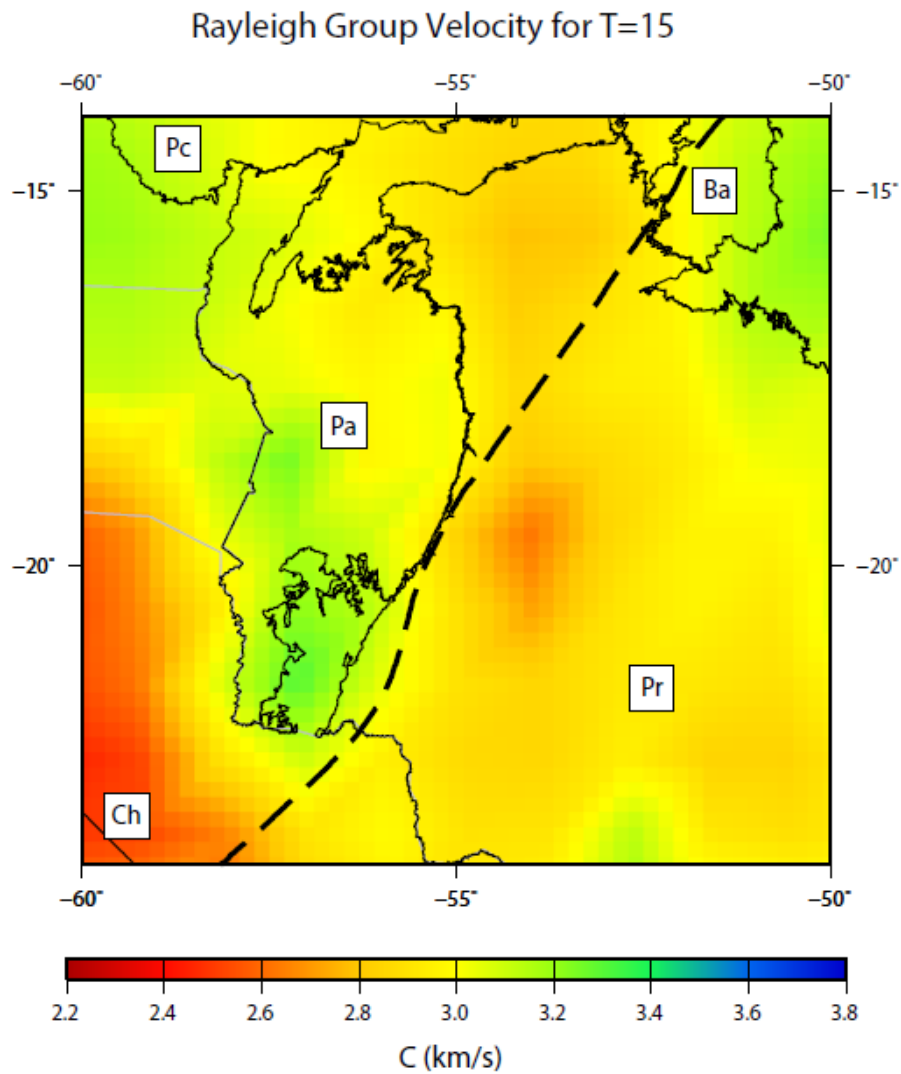
APÊNDICE

A1 – Mapa de velocidade de grupo para $T=5s$. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliano



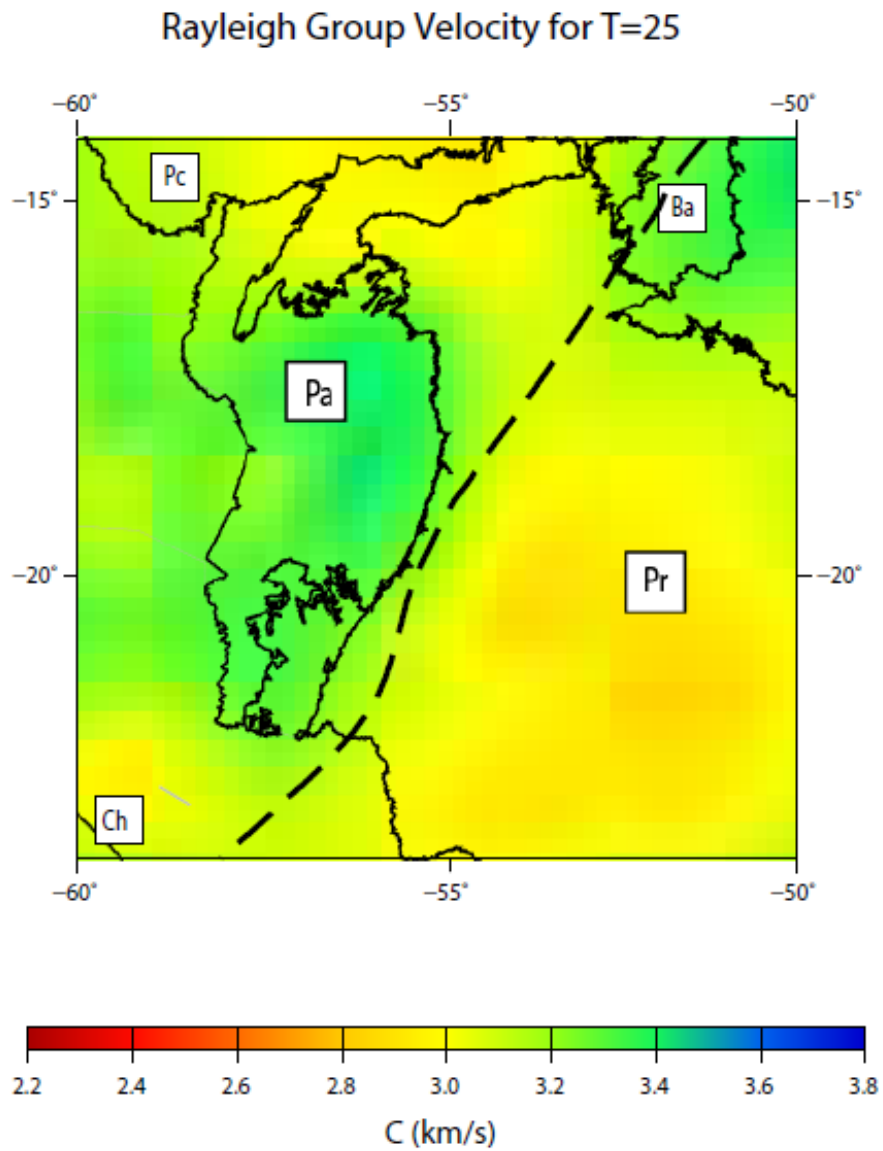
Fonte: Autor (2019).

A2 – Mapa de velocidade de grupo para $T=15$ s. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliano



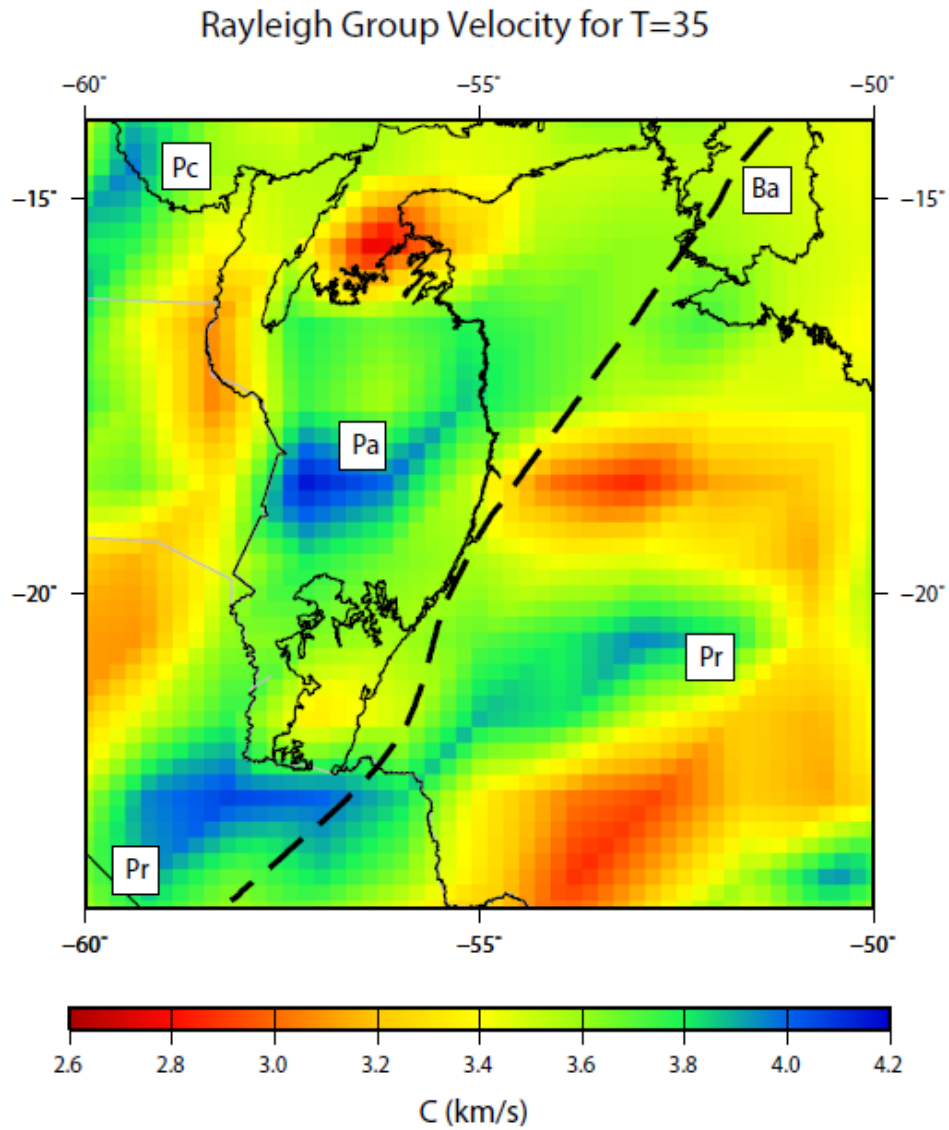
Fonte: Autor (2019).

A3 – Mapa de velocidade de grupo para $T=25s$. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliano



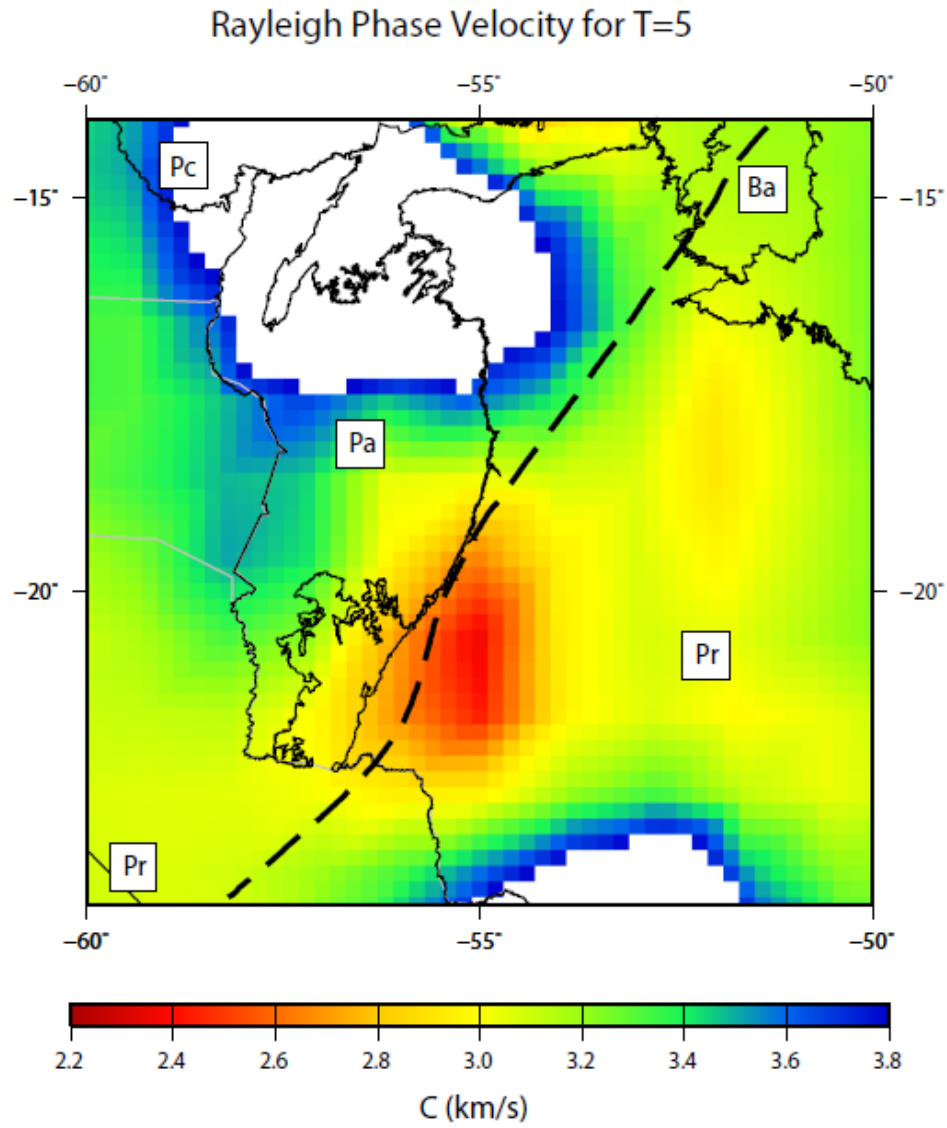
Fonte: Autor (2019)

A4 – Mapa de velocidade de grupo para $T=35s$. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliano



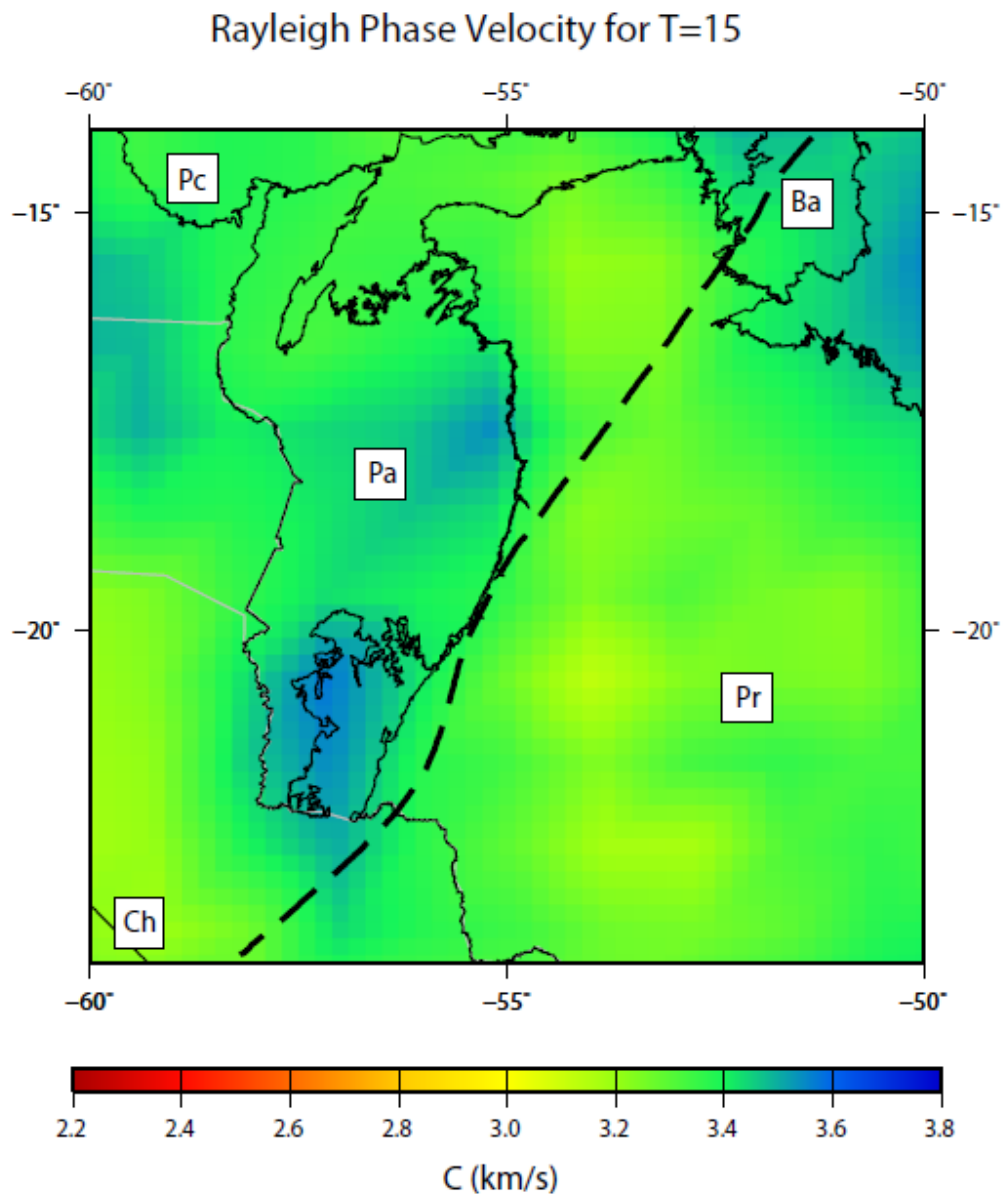
Fonte: Autor (2019).

A5 – Mapa de velocidade de fase para $T=5s$. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliano



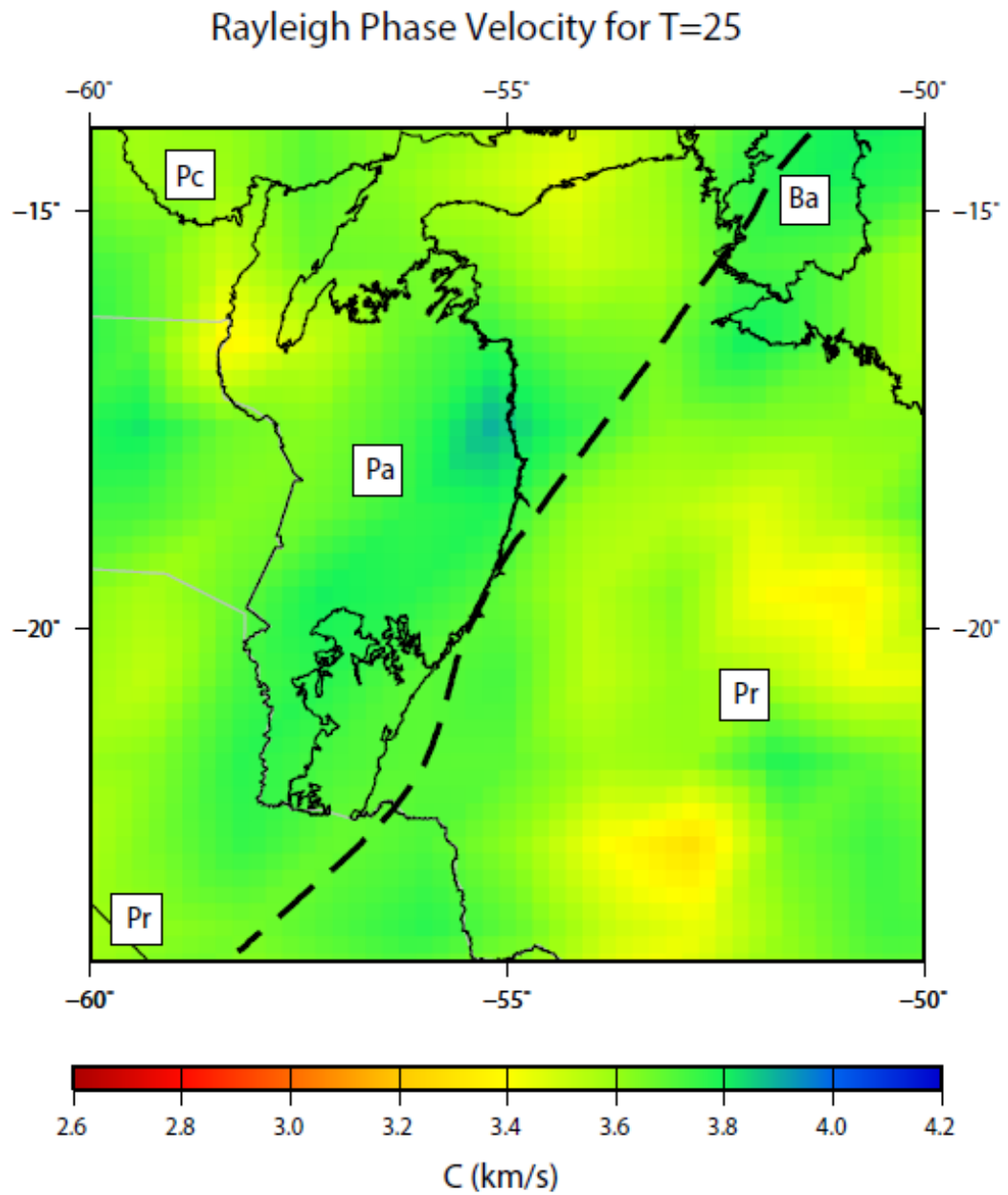
Fonte: Autor (2019).

A6 – Mapa de velocidade de fase para $T=15s$. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliiano



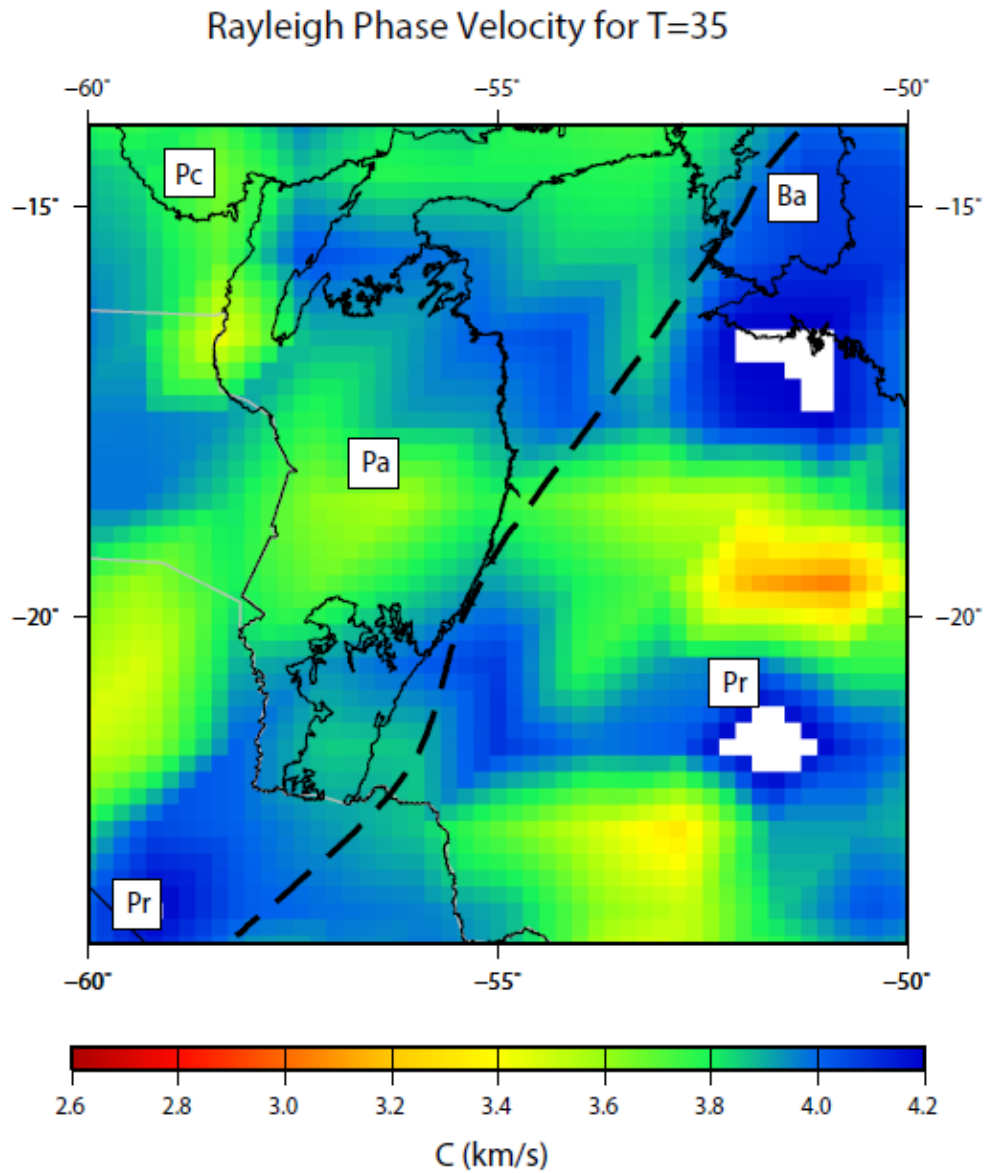
Fonte: Autor (2019).

A7 – Mapa de velocidade de fase para $T=25s$. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliano



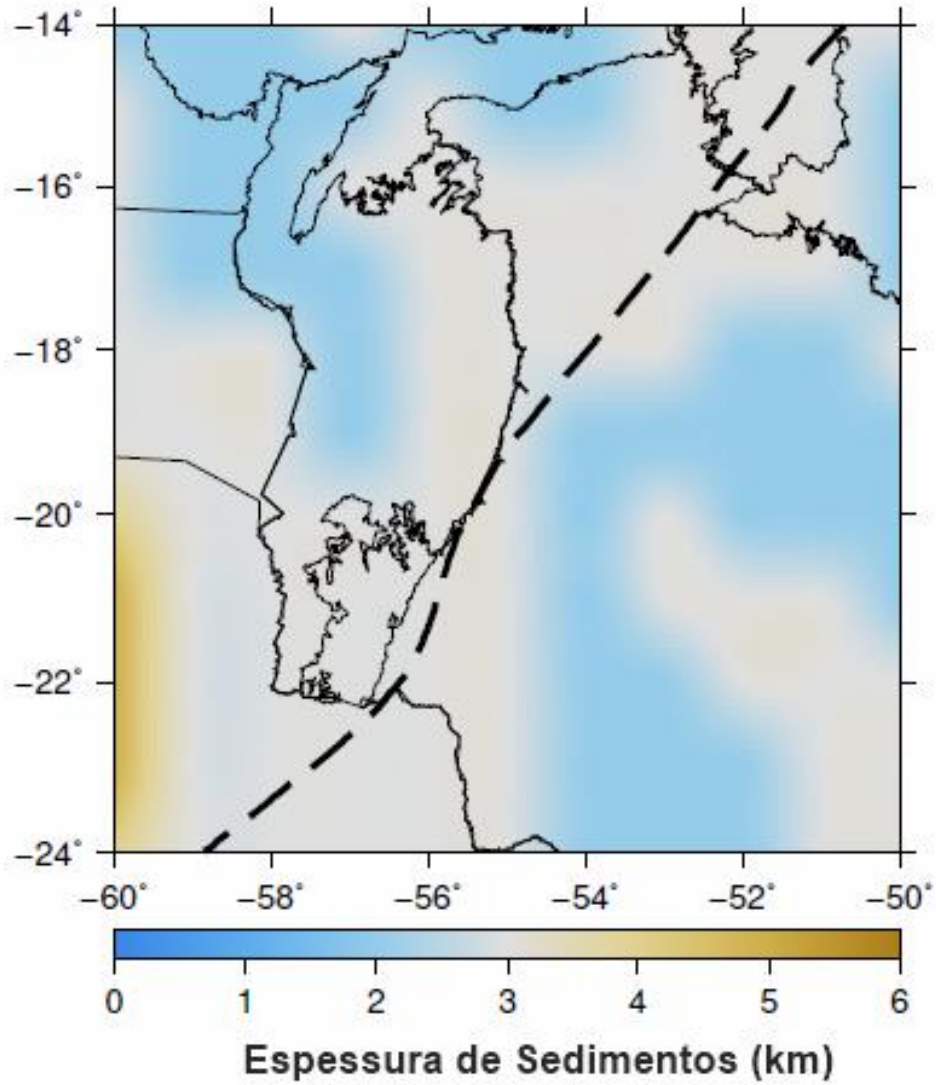
Fonte: Autor (2019).

A8 – Mapa de velocidade de fase para $T=35s$. Pa = Bacia do Pantanal, Pr = Bacia do Paraná, Pc = Bacia do Parecis, Ba = Bacia do Bananal. A linha tracejada representa o Lineamento Transbrasiliiano



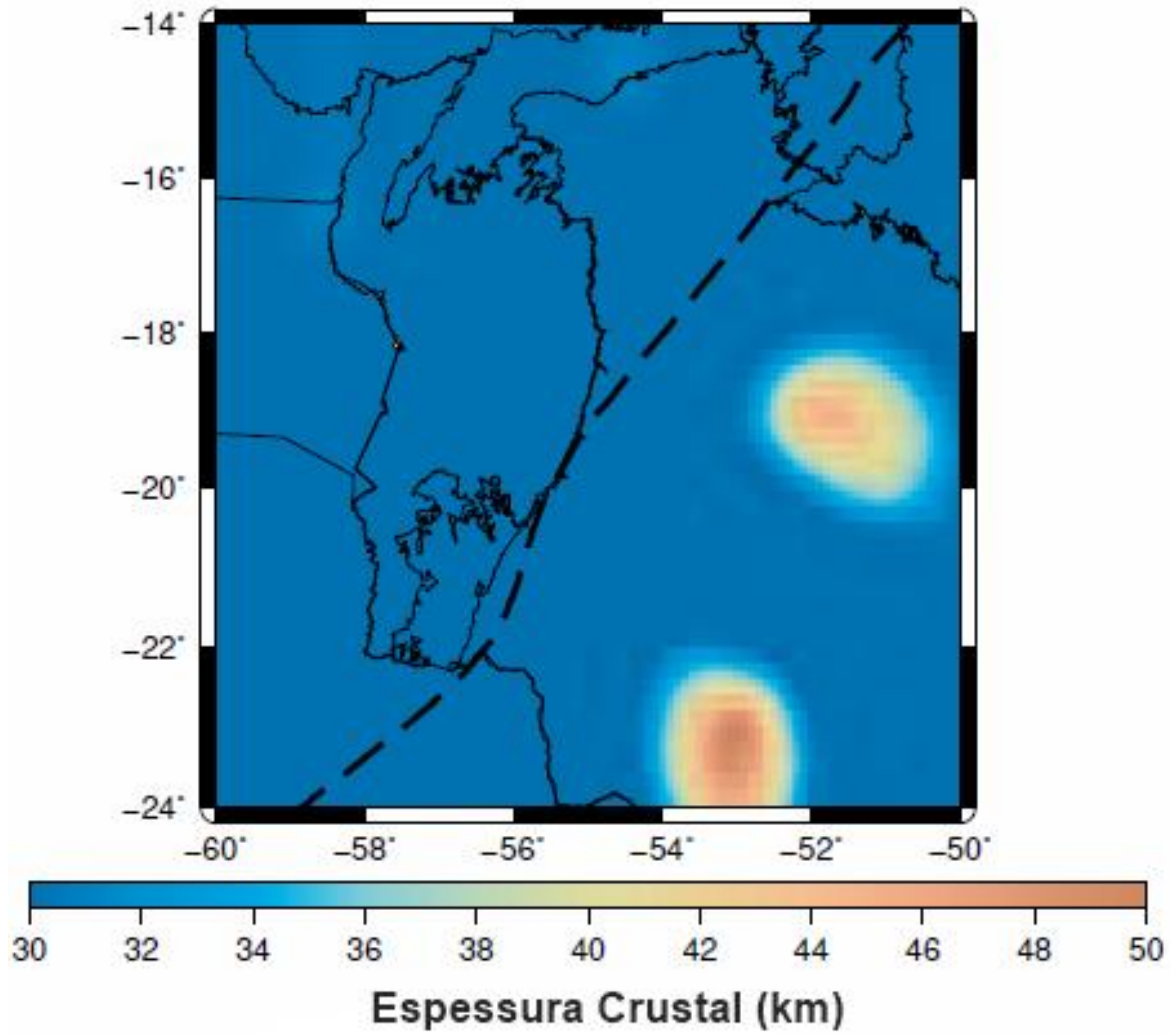
Fonte: Autor (2019).

A9 – Mapa de espessura de sedimentos utilizando dados de velocidade de fase



Fonte: Autor (2019).

A10 – Mapa de Espessura Crustal utilizando dados de velocidade de fase



Fonte: Autor (2019).