



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
Observatório Sismológico
Laboratório de Sensoriamento Remoto e Análise Espacial

Avaliação de Metodologias de Interpolação Espacial para Dados Geofísicos de Espessura Crustal do Brasil.

Tese de Doutorado - N° 19

Autor:
Cesar Garcia Pavão

Orientador:
Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França

*Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de
Geociências da Universidade de Brasília, como re-
quisito para a obtenção de Título de Doutor em
Geociências Aplicadas/Geofísica.*

**Brasília-DF
2014**



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
Observatório Sismológico
Laboratório de Sensoriamento Remoto e Análise Espacial

Cesar Garcia Pavão

Tese de Doutorado

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como requisito para a obtenção de Título de Doutor em Geociências Aplicadas/Geofísica.

Autor: Cesar Garcia Pavão

Orientador: Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França

Brasília
2014

Pavão, Cesar Garcia.

Avaliação de Metodologias de Interpolação Espacial para Dados Geofísicos de Espessura Crustal do Brasil.

129 páginas

Tese de Doutorado - Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

1. Metodologias de Interpolação Espacial.
2. Modelos de Espessura Crustal.
3. Método Jackknife.

I. Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Observatório Sismológico e Laboratório de Sensoriamento Remoto e Análise Espacial.

Comissão Julgadora:

Profa. Dra. Roberta Mary Vidotti
Universidade de Brasília - UnB

Prof. Dr. Augusto César B. Pires
Universidade de Brasília - UnB

Prof. Dr. Carlos da Silva Vilar
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Prof. Dr. Paulo Henrique Bretanha Junker Menezes
Universidade Federal de Alfenas - UNIFAL

Prof. Dr. George Sand L. A. de França
Universidade de Brasília - UnB

Dedico esse trabalho aos anjos por cantarem por mim.

"Em algum lugar, pra relaxar eu vou pedir pros anjos cantarem por mim, pra quem tem fé a vida nunca tem fim. Se você não aceita meu conselho, te respeito. Resolveu seguir em frente, ir atrás, cara e coragem. Só que você sai em desvantagem se você não tem fé. Te mostro um trecho, uma passagem de um livro antigo pra te mostrar que a vida é linda, dura, sofrida, carente em qualquer continente. Mas boa de se viver em qualquer lugar. Volte a brilhar, um vinho, um pão e uma reza. Uma lua e um sol, sua vida, portas abertas. A fé na vitória tem que ser inabalável."

O Rappa

"Ainda tem tinta na caneta... Mas eu quero rasgar toda essa nossa história, inclusive a capa!"

...

Agradecimentos

Nesses últimos anos tive tempo suficiente em cima da bicicleta para pensar em todos que fizeram parte dessa jornada que está sendo “finalizada”. Anjos que em forma humana sempre me mostraram o caminho e me fizeram acreditar que no final tudo iria dar certo. Espero que realmente isso aconteça! Para esses anjos passo agora a agradecer.

Primeiramente, gostaria de agradecer ao meu grande amigo, meu pai de Brasília, Prof. Dr. George Sand! Em diversos momentos tenho certeza que somente você acreditou que eu conseguiria chegar ao fim desse ciclo. Tô quase lá...

Como diria Maria Fátima (obrigado pela ENERGIA), seu porto existe sim é a sua família. Obrigado Valen, Alícia e Luana, muitas coisas que passei aqui vocês não sabem e nem saberão, porém mais uma vez consegui subir o degrau. Sem vocês não sou nada. Saudades!

Nunca imaginei que uma mulher tão pequena pudesse ser tão forte, sabia Waleska? Será muito difícil retribuir tudo o que fez por mim! Fonte extrema de positividade. Viva nossa ENERGIA! Ah você já viu a lua hoje?!?!

Raissoca a mulher dos cabelos mais lindos do mundo, obrigado por tudo viu?!?! Você não imagina o tamanho da sua importância nisso tudo. Sem esquecer é claro da minha família de Brasília, Sissa, Ruan, Jorge, Lia e Elisoca!

Esse ano a Flor chegou né Manuca, Camila e Rodrigo?

Em São Paulo alguns desses anjos sempre acreditaram. Obrigado Abuelo Vicente, Maroca, Moninha, Raquel, Augusto, Amanda, Dione, Simone, Waldir, Júnior.

Aos meus irmãos Obanshe, Aurélio, Paulistinha, Rafael, PH.

A família Triathlon BW-RSD, JP, Austrália, Léo Miranda (Monstrengo), Vovô Garoto, Pão de Mel, Casca, Daniel, Carnot, Gustavão e em especial ao casal FADIGA (Bruno e Nat) o mais lindo que já conheci.

As duas professoras mais lindas que já conheci Greice e Veri, obrigado por tudo viu? Também quero ficar pertinho de vocês!

Aos parceiros do triathlon de Sergipe, Rômulo, Boni (Campeão do IMB 2014), Lourenço, Marlucio, Wagner, Leo!

Família basquete, Douglas, Oscar, Anderson P., Anderson B., Pops, Tiaguinho, Bruno, Murilo, Ilde, Bahia, Serginho, Naldson, Deise, Deni, Paulista.

A galera Baraúna, Biboca, Nana, Markito, Filhote, Pinder, Alan, Hum, Michel, Dieguito e agregados.

Aos amigos Thales, Rodrigo, Danilo e Marquinhos.

A família Lima, José Fernandes, Maria José, Leo e Jonnie.

A Trícia, Rafa e Rubão.

Tati de Almeida muito obrigado por tudo!

Aos amigos da EPS Tadeu, Dirró, Rafa, Joyce, Roberta, Liru!

Aos grandes professores que fizeram parte dessa jornada, Marcelo Bianchi, Henrique Roig, Paulo Meneses, Cristiano, Monica Von Huelsen, Wilberclay, Lurimar, Corrales, Genaro, Gerson, Edilson Bias, Brites, Giuliano, Pedro Podestá, Soares, Marcelo Rocha, Pires, Roberta.

A todos os parceiros da UnB, em especial Iberto, Moreira, Serjão, Bárbara Guedes, Rodrigo Canhedo, Luiza Lopes, Mariana Damasco.

Aos anjos que estão um pouquinho mais longe, Vó Yara, Abuela Mari e Pai Gal.

Resumo

A utilização de metodologias de interpolação espacial de dados está se tornando cada vez mais frequente nas análises geofísicas, em função de que, atualmente, diversos *softwares* já contêm diversos desses métodos, permitindo análises mais detalhadas. No presente trabalho avaliam-se oito métodos de interpolação espacial, para dados de espessura crustal, provenientes de função do receptor, sísmica e gravimetria, das províncias tectônicas do Brasil, com intuito de confeccionar uma mapa da Moho para essas regiões. Os métodos utilizados foram IDW, *Natural Neighbor*, *Spline*, *Kriging*, *Radial Basis Function*, *Local Polynomial Interpolation*, *Global Polynomial Interpolation* e *Topo to Raster*. Foram compilados 776 dados de espessura crustal sendo 281 dentro do limite do território brasileiro, os demais foram utilizados para minimizar os erros de borda gerados durante o processo de interpolação. Os dados foram processados através das ferramentas de interpolação localizadas no *Spatial Analyst Tools* e *Geostatistical Wizard* do programa ARCGIS 10. Para validação dos modelos foi utilizada a técnica de reamostragem denominada *Jackknife*, a qual foi de suma importância para normalização dos valores mínimos e máximos calculados e corroborando com a obtenção dos resíduos gerados no processo. Para comparação entre os modelos foram utilizados seis critérios estatísticos, nos quais os modelos *Kriging*, *Topo to Raster* e *Global Polynomial Interpolation* apresentaram os melhores resultados. Os modelos obtidos pelos métodos *Spline*, *Radial Basis Function* não honraram os dados de entrada. Já os modelos IDW, *Natural Neighbor* e *Global Polynomial Interpolation* geraram anomalias não condizentes com as características físicas da crosta, enquanto o *Local Polynomial Interpolation* gerou um modelo suave suprimindo informações importantes sobre a crosta. Dentre os modelos analisados o *kriging* e o *Topo to Raster* foram os que melhor fizeram. Com a publicação de novos dados de espessura crustal para o Brasil, modelos poderão ser gerados de forma rápida, prática e eficiente.

Abstract

The use of methods for data spatial interpolation is becoming increasingly common in geophysical analyses, because of that, currently, many softwares already contain many of these methods, allowing a more detailed analysis. In this paper, we evaluate eight methods of spatial interpolation for data of crustal thickness from Receiver Function, seismic and gravity data of Brazil's tectonic provinces, aiming to prepare a map of the Moho for these regions. The methods used were IDW, Natural Neighbor, Spline, Kriging, Radial Basis Function, Local Polynomial Interpolation, Global Polynomial Interpolation and Topo to Raster. There were 776 crustal thickness data compiled with 281 being within the limits of the Brazilian territory, the rest were used to minimize errors edge generated during the interpolation process. The data were processed through the interpolation tools located in the Spatial Analyst Tools and Geostatistical Wizard of the ARCGIS 10 program. For model validation a resampling technique was used, denominated Jackknife, which was of prime importance to standardize the minimum and maximum calculated values and corroborating with the waste generated attainment in the process. To compare the models six statistical criteria were used, in which Kriging, Topo to Raster and Global Polynomial Interpolation models showed the best results. The models obtained by Spline Radial Basis Function methods did not honour the input data. However, IDW, Natural Neighbor and Global Polynomial Interpolation models generated inconsistent anomalies with the physical characteristics of the crust, while Local Polynomial Interpolation reproduced a smooth model suppressing important information about the crust. Among the analysed models, kriging and Top Raster were the best ones. With the publication of new data of crustal thickness for Brazil, models can be generated in a quickly, more practical and efficient way.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	1
2	OBJETIVOS	11
3	ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS	12
3.1	Localização Geográfica.	12
3.2	Aspectos Geotectônicos.	13
3.2.1	Província Borborema.	15
3.2.2	Província Tocantins.	15
3.2.3	Bacia do Paraná.	15
3.2.4	Província da Mantiqueira.	15
3.2.5	Cráton Amazônico.	16
3.2.6	Província Parnaíba.	16
3.2.7	Província São Francisco.	17
3.3	Base de Dados.	18
4	MÉTODOS	21
4.1	Interpolação.	21
4.2	Distribuição Espacial dos Dados de Espessura Crustal.	26
4.3	Método de Gradeamento	27
4.4	Critérios Estatísticos Utilizados na Comparação dos Modelos.	28

4.5	Método <i>Jackknife</i>	31
5	RESULTADOS	34
5.1	Distribuição Espacial dos Dados de Espessura Crustal	34
5.2	Método de Gradeamento	35
5.3	Comparação Entre os Modelos.	41
5.3.1	Resultados - IDW	41
5.3.2	Resultados - <i>Natural Neighbor</i>	44
5.3.3	Resultados - <i>Spline</i>	48
5.3.4	Resultados - <i>Kriging</i>	51
5.3.5	Resultados - <i>Radial Basis Function</i>	56
5.3.6	Resultados - <i>Local Polynomial Interpolation</i>	60
5.3.7	Resultados - <i>Global Polynomial Interpolation</i>	64
5.4	Critérios Estatísticos.	66
5.5	Método <i>Jackknife</i>	69
5.5.1	Resultados <i>Jackknife</i> - IDW	71
5.5.2	Resultados <i>Jackknife</i> - <i>Natural Neighbor</i>	73
5.5.3	Resultados <i>Jackknife</i> - <i>Kriging</i>	75
5.5.4	Resultados <i>Jackknife</i> - <i>Local Polynomial Interpolation</i>	77
5.5.5	Resultados <i>Jackknife</i> - Álgebra de Mapas.	81
5.5.6	Resultados <i>Jackknife</i> - Critérios Estatísticos.	83
5.6	<i>Kriging Jackknife</i> x <i>Topo to Raster Jackknife</i>	85
5.7	Modelos de Espessura Crustal por Província Tectônica.	91
5.7.1	Província Borborema	91
5.7.2	Cráton Amazônico	94
5.7.3	Bacia do Paraná	97
5.7.4	Província Tocantins	99

5.7.5	Província São Francisco	101
5.7.6	Bacia Parnaíba	103
5.7.7	Província Mantiqueira	105
5.8	<i>Kriging / Topo to Raster x Crust 2.0</i>	107
5.9	Discussões Geotectônicas	113
6	CONCLUSÕES	117
	Referências Bibliográficas	119
A	ANEXOS	129

Lista de Figuras

1.1	Modelo <i>Crust 5.1</i> de Mooney <i>et al.</i> , 1998.	2
1.2	Modelo <i>Crust 2.0</i> de Laske <i>et al.</i> , 1999.	2
1.3	Banco de dados de espessura crustal com mais de 5000 entradas (Adaptado de Bassini <i>et al.</i> , 2000).	4
1.4	Modelo da estrutura sísmica da crosta e manto superior da América do Sul e das bacias oceânicas adjacentes de Feng <i>et al.</i> , 2007.	5
3.1	Mapa de localização e cronoestratigrafia da área em estudo, províncias tectônicas do Brasil (Modificado de Bizzi <i>et al.</i> , 2003).	14
3.2	Base de dados utilizada para obtenção do modelo de espessura crustal do Brasil. Os triângulos representam valores de espessura crustal obtidos pela função do receptor, os asteriscos representam os dados obtidos por sísmica, os círculos pretos representam os dados obtidos por gravimetria e os círculos brancos dados utilizados para minimizar o erro de borda na interpolação.	19
3.3	Histograma de frequência para a base de dados de espessura crustal utilizada nesse trabalho.	20
4.1	Fluxograma com etapas do estimador <i>Jackknife</i>	33

5.1	Gráfico com o resultado da análise de distribuição dos pontos de espessura crustal.	34
5.2	Limite da área de estudo para obtenção de malhas quadrangulares no processo de interpolação. O quadrado cinza representa a área de estudo, os círculos pretos os dados de espessura crustal no interior do território brasileiro e os círculos cinzas os dados de espessura crustal utilizados para minimizar os erros de borda no processo de interpolação.	36
5.3	Modelos de espessura crustal obtidos pelo método <i>Kriging</i> para as cinco diferentes resoluções de grade. Os círculos representam a espacialização do erro, em amarelo erro dentro do limite estabelecido e em verde e vermelho erros acima do limite estabelecido para esse trabalho.	38
5.4	Variação das médias dos resíduos em função da resolução da grade para os métodos de interpolação testados.	39
5.5	Variação dos desvios dos resíduos em função da resolução da grade para os métodos de interpolação testados.	39
5.6	Modelos de espessura crustal obtidos pelo método <i>Kriging</i> para as cinco diferentes resoluções de grade.	40
5.7	Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial IDW.	41
5.8	a) Modelo obtido pelo método IDW. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	42
5.9	Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial <i>Natural Neighbor</i>	44
5.10	a) Modelo obtido pelo método <i>Natural Neighbor</i> . b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	45
5.11	Comparação entre os modelos IDW e <i>Natural Neighbor</i> através da operação de subtração entre os modelos.	46
5.12	Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial <i>Spline</i>	48

5.13 a) Modelo obtido pelo método <i>Spline</i> . b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	49
5.14 a) Comparação entre os modelos <i>Spline</i> e <i>Natural Neighbor</i> através da operação de subtração entre os modelos. b) Comparação entre os modelos <i>Spline</i> e IDW através da operação de subtração entre os modelos.	50
5.15 Semivariograma esférico utilizado no método <i>Kriging</i>	52
5.16 Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial <i>Kriging</i>	52
5.17 a) Modelo obtido pelo método <i>Kriging</i> . b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	53
5.18 a) Comparação entre os modelos <i>Kriging</i> e <i>Natural Neighbor</i> através da operação de subtração entre os modelos. b) Comparação entre os modelos <i>Kriging</i> e IDW através da operação de subtração entre os modelos. c) Comparação entre os modelos <i>Kriging</i> e <i>Spline</i> através da operação de subtração entre os modelos.	55
5.19 Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial <i>Radial Basis Function</i>	56
5.20 a) Modelo obtido pelo método <i>Radial Basis Function</i> . b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	57
5.21 a) Comparação entre os modelos <i>Radial Basis Function</i> e <i>Natural Neighbor</i> através da operação de subtração entre os modelos. b) Comparação entre os modelos <i>Radial Basis Function</i> e IDW através da operação de subtração entre os modelos. c) Comparação entre os modelos <i>Radial Basis Function</i> e <i>Spline</i> através da operação de subtração entre os modelos. d) Comparação entre os modelos <i>Radial Basis Function</i> e <i>Kriging</i> através da operação de subtração entre os modelos.	59

5.22	Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial <i>Local Polynomial Interpolation</i>	60
5.23	a) Modelo obtido pelo método <i>Local polynomial Interpolation</i> . b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	61
5.24	a) Comparação entre os modelos <i>Local Polynomial Interpolation</i> e <i>Natural Neighbor</i> através da operação de subtração entre os modelos. b) Comparação entre os modelos <i>Local Polynomial Interpolation</i> e IDW através da operação de subtração entre os modelos. c) Comparação entre os modelos <i>Local Polynomial Interpolation</i> e <i>Spline</i> através da operação de subtração entre os modelos. d) Comparação entre os modelos <i>Local Polynomial Interpolation</i> e <i>Kriging</i> através da operação de subtração entre os modelos. e) Comparação entre os modelos <i>Local Polynomial Interpolation</i> e <i>Radial Basis Function</i> através da operação de subtração entre os modelos.	63
5.25	Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial <i>Global Polynomial Interpolation</i>	64
5.26	a) Modelo obtido pelo método <i>Global polynomial Interpolation</i> . b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	65
5.27	Fluxograma com etapas de execução do model builder para cálculo do estimador e desvio <i>Jackknife</i>	70
5.28	Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial IDW <i>Jackknife</i>	71
5.29	a) Modelo obtido pelo método IDW <i>Jackknife</i> . b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	72
5.30	Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial <i>Natural Neighbor Jackknife</i>	73
5.31	a) Modelo obtido pelo método <i>Natural Neighbor Jackknife</i> . b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	74

5.32	Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial <i>Kriging Jackknife</i>	75
5.33	a) Modelo obtido pelo método <i>Kriging Jackknife</i> . b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	76
5.34	Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial <i>Local Polynomial Interpolation Jackknife</i>	77
5.35	a) Modelo obtido pelo método <i>Local polynomial Interpolation Jackknife</i> . b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	78
5.36	Mapa com a distribuição do Desvio Padrão calculado pelo estimador <i>Jackknife</i>	80
5.37	a) Comparação entre os modelos IDW e <i>Kriging</i> através da operação de subtração entre os modelos. b) Comparação entre os modelos <i>Kriging</i> e <i>Natural Neighbor</i> através da operação de subtração entre os modelos. c) Comparação entre os modelos <i>Local Polynomial Interpolation</i> e <i>Kriging</i> através da operação de subtração entre os modelos. d) Comparação entre os modelos <i>Local Polynomial Interpolation</i> e IDW através da operação de subtração entre os modelos. e) Comparação entre os modelos <i>Natural Neighbor</i> e IDW através da operação de subtração entre os modelos. f) Comparação entre os modelos <i>Natural Neighbor</i> e <i>Local Polynomial Interpolation</i> através da operação de subtração entre os modelos.	82
5.38	Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial <i>Topo to Raster Jackknife</i>	85
5.39	a) Modelo obtido pelo método <i>Topo to Raster Jackknife</i> . b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.	86
5.40	Comparação entre os modelos <i>Topo to Raster</i> e <i>Kriging</i> através da operação de subtração entre os modelos.	87

5.41	Mapa com a distribuição do Desvio Padrão calculado pelo estimador <i>Jackknife</i> para o método <i>Topo to Raster</i>	88
5.42	a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para a Província Borborema através do método <i>Kriging</i> . c) Modelo de espessura crustal obtido para a Província Borborema através do método <i>Topo to Raster</i>	93
5.43	a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para o Cráton Amazônico através do método <i>Kriging</i> . c) Modelo de espessura crustal obtido para o Cráton Amazônico através do método <i>Topo to Raster</i>	96
5.44	a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para a Bacia do Paraná através do método <i>Kriging</i> . c) Modelo de espessura crustal obtido para a Bacia do Paraná através do método <i>Topo to Raster</i>	98
5.45	a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para a Província Tocantins através do método <i>Kriging</i> . c) Modelo de espessura crustal obtido para a Província Tocantins através do método <i>Topo to Raster</i>	100
5.46	a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para o cráton São Francisco através do método <i>Kriging</i> . c) Modelo de espessura crustal obtido para o cráton São Francisco através do método <i>Topo to Raster</i>	102
5.47	a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para a bacia Parnaíba através do método <i>Kriging</i> . c) Modelo de espessura crustal obtido para a bacia Parnaíba através do método <i>Topo to Raster</i>	104

5.48	a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para a província Mantiqueira através do método <i>Kriging</i> . c) Modelo de espessura crustal obtido para a província Mantiqueira através do método <i>Topo to Raster</i>	106
5.49	Comparação entre os modelos <i>Crust 2.0</i> , <i>Kriging</i> e <i>Topo to Raster</i>	110
5.50	Comparação entre os modelos Assumpção <i>et al.</i> , 2013, <i>Kriging</i> e <i>Topo to Raster</i>	111
5.51	Espacialização de dados de função do receptor sobre os modelos <i>Kriging</i> e <i>Topo to Raster</i>	112
5.52	Modelo de espessura crustal com os lineamento 125 e o lineamento Trans-brasiliano.	115
5.53	Modelo de espessura crustal com mapa da sismicidade brasileira sobreposto.	116

Lista de Tabelas

1.1	Tabela com Compilação de dados de refração sísmica do período de 1948-1995 utilizado por Mooney <i>et al.</i> , 1998.	3
3.1	Tabela com Estatística descritiva para os dados de espessura crustal utilizados neste trabalho.	18
4.1	Tabela com Análise do desempenho do modelo com base no índice de confiança c	31
5.1	Tabela com Estatística descritiva para os valores de distância entre os pontos amostrados.	35
5.2	Tabela com Grades de resolução utilizadas nesse trabalho.	35
5.3	Tabela com Parâmetros utilizados no ajuste do semivariograma.	51
5.4	Tabela com Critérios utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho.	66
5.5	Tabela com Modelo de Eficiência utilizado para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho.	67
5.6	Tabela com Índice de Concordância e Índice de Confiança utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho.	67

5.7	Tabela com Critérios utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho com o estimador <i>Jackknife</i> .	83
5.8	Tabela com Modelo de Eficiência utilizado para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho com o estimador <i>Jackknife</i> .	83
5.9	Tabela com Índice de Concordância e Índice de Confiança utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho com o estimador <i>Jackknife</i> .	84
5.10	Tabela com Critérios utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial <i>Kriging</i> e <i>Topo to Raster</i> obtidos com o estimador <i>Jackknife</i> .	89
5.11	Tabela com Modelo de Eficiência utilizado para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial <i>Kriging</i> e <i>Topo to Raster</i> .	89
5.12	Tabela com Índice de Concordância e Índice de Confiança utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial <i>kriging</i> e <i>Topo to Raster</i> .	90

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

Em 1909, Mohorovičić, sismólogo iugoslavo, detectou a interface limite entre crosta e manto, denominada descontinuidade de Moho, que é o maior contraste de velocidade sísmica e composição química já identificada (Pacca & McReath., 2000). A crosta terrestre é a camada mais externa da Terra e sua espessura varia entre 5 e 10 km nas áreas oceânicas, entre 30 e 40 km nas regiões sísmicamente estáveis mais antigas (crátons), podendo atingir até 80 km nas cadeias de montanhas.

O Serviço Geológico Americano (*United States Geological Survey*), USGS, apresenta em seu “*site*” (<http://earthquake.usgs.gov/research/structure/crust/>) 129 modelos da estrutura crustal, os quais são de grande importância para o conhecimento dos detalhes das estruturas e feições geológicas crustais, para obtenção de informações sobre a compensação isostática, tensões intraplaca além de ser essencial para a modelagem de propagação de ondas em nível mundial e regional, auxiliando também no entendimento da evolução tectônica regional. O primeiro modelo foi denominado de *Crust 5.1* (igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust.html) Mooney *et al.*, 1998, que compilaram 560 resultados de refração sísmica do período de 1948-1995 (Tabela 1.1). O modelo *Crust 5.1* é apresentado em uma malha regular de 5° x 5°, ou seja, tem-se um valor de espessura crustal a cada 556 km aproximadamente (Figura 1.1).

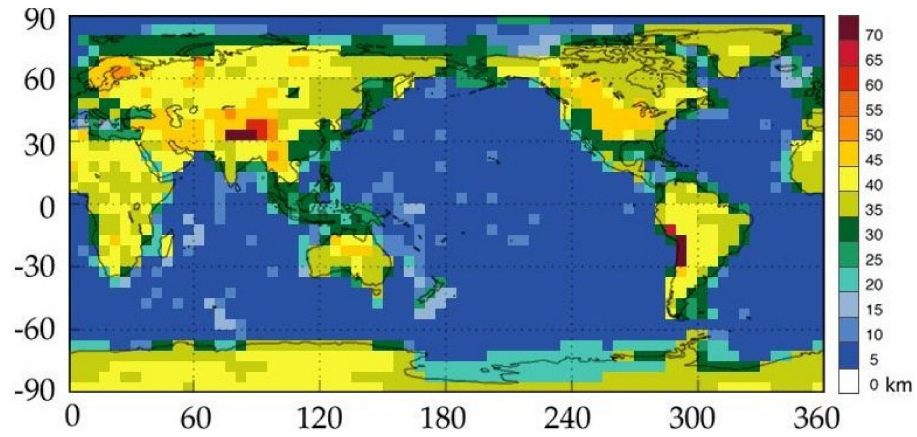


Figura 1.1: Modelo *Crust 5.1* de Mooney *et al.*, 1998.

Laske *et al.*, 1999 refinaram esse modelo, obtendo como resultado o modelo *Crust 2.0* (igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html), tal é apresentado em uma malha regular de $2^\circ \times 2^\circ$, ou seja, é apresentado um valor de espessura a cada 222 km aproximadamente (Figura 1.2).

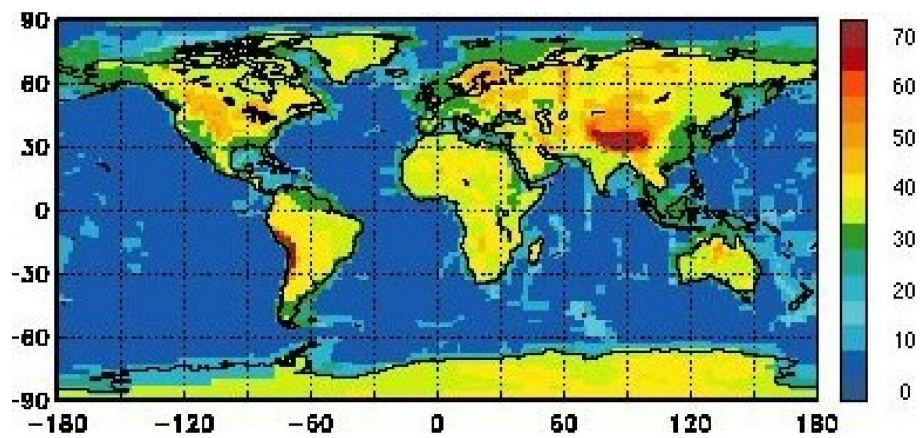


Figura 1.2: Modelo *Crust 2.0* de Laske *et al.*, 1999.

Tabela 1.1: Compilação de dados de refração sísmica do período de 1948-1995 utilizado por Mooney *et al.*, 1998.

Referência	Número de Perfis	Região
Tuve <i>et al.</i> , 1954	15	América do Norte
Press 1966	30	Global
James & Steinhart 1966	30	América do Norte
McConnell <i>et al.</i> , 1966	100	Global
Warren & Healy 1974	40	América do Norte
Giese <i>et al.</i> , 1976	80	Europa
Christensen 1982	278	Global
Allenby & Schneizler 1983	200	América do Norte
Soller <i>et al.</i> , 1982	297	Global
Prodehl 1984	200	Global
Meissner 1986	150	Global
Meissner <i>et al.</i> , 1987	100	Europa
Braile <i>et al.</i> , 1989	200	América do Norte
Mooney & Braile 1989	220	América do Norte
Collins 1988	50	Austrália
Mechie e Prodehl 1988	20	África
Belousov <i>et al.</i> , 1991	120	USSR
Holbrook <i>et al.</i> , 1992	90	Global
Kaila e Krishna 1992	25	Índia
GEON Center 1994	200	USSR
Li & Monney 1995	25	China
Total de Perfis	560	Global

Em 1998, o trabalho de Mooney *et al.*, 1998 foi iniciado com um banco de dados global de valores de espessura crustal, atualmente esse banco de dados possui mais de 5000 entradas, cobrindo grande parte da superfície da Terra (Figura 1.3). Os dados foram obtidos a partir da literatura publicada que detalha os resultados de perfis de refração sísmica e função do receptor, exceto alguns resultados inéditos da Rússia e da China. Com um banco de dados expressivo, Mooney *et al.*, 2004 publicaram o *Crust 2.1*, com o mapa de contorno das medições de refração sísmica e função do receptor com uma dimensão superior a 2°. Para uma primeira aproximação, os continentes e as suas margens são delineadas pelo contorno de 30 km. A parte do interior do continente delimitada pelo contorno de 40 km, e regiões com espessura da crosta de 45 a 50 km

são encontrados em todos os continentes com satisfatória cobertura de dados, ou seja, América do Norte, Andes, Austrália e Eurásia. A crosta continental com uma espessura superior a 50 km é extremamente rara e representa menos de 10% da crosta continental.

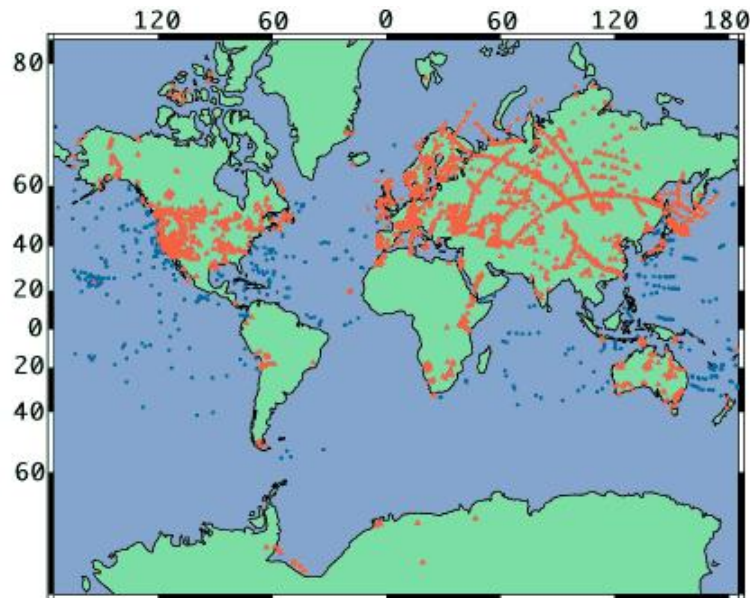


Figura 1.3: Banco de dados de espessura crustal com mais de 5000 entradas (Adaptado de Bassini *et al.*, 2000).

Dentre os 129 modelos apresentados pelo USGS apenas Feng *et al.*, 2007 é específico do continente Sul Americano (Figura 1.4), tal retrata a estrutura sísmica da crosta e manto superior da América do Sul e das bacias oceânicas adjacentes. O modelo retrata uma anomalia de baixa velocidade das ondas P e S na crosta do norte do Chile e nordeste da Argentina, esta corresponde a porção superficial subductada da placa de Nazca (Isacks *et al.*, 1968). A crosta mais espessa na região norte do Brasil se estende para Venezuela e Colômbia. A espessura média da crosta sob a América do Sul é de 38,17 km.

O modelo de Feng *et al.*, 2007 não caracteriza a espessura crustal do Brasil de forma consistente, de acordo com a Figura 1.4, verificam-se apenas três valores de espessura para todo território brasileiro. Os modelos globais (*Crust 5.0*, *Crust 2.0* e *Crust 2.1*) apresentam resolução efetiva abaixo da resolução formal em consequência da deficiência

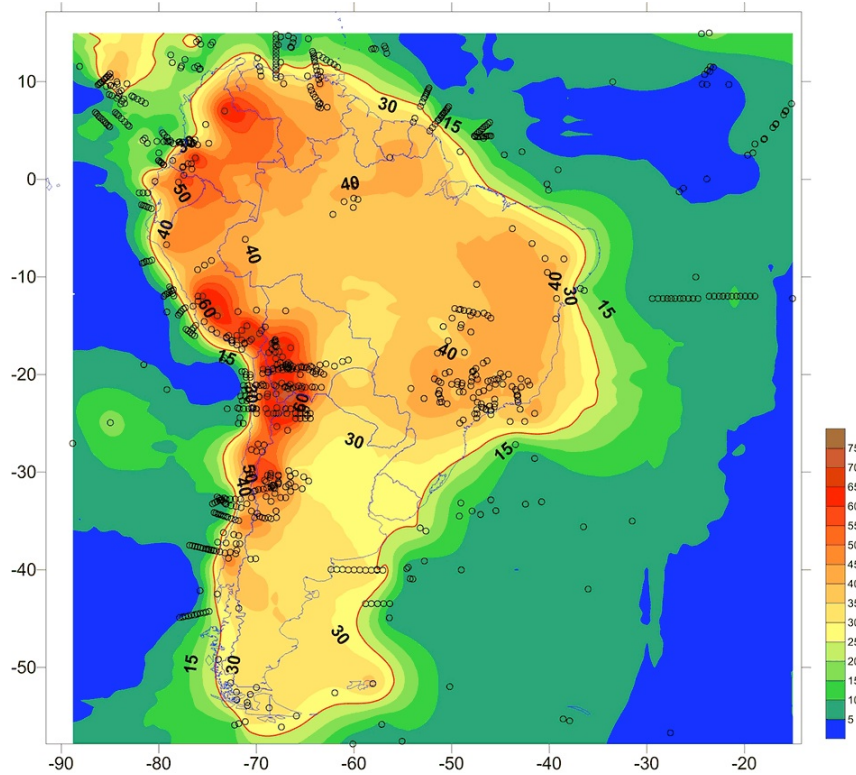


Figura 1.4: Modelo da estrutura sísmica da crosta e manto superior da América do Sul e das bacias oceânicas adjacentes de Feng *et al.*, 2007.

dos dados sísmicos em grandes regiões, como África e América do Sul (de Sá, 2004), dessa forma também não caracterizam consistentemente a crosta do Brasil (Figura 1.1 e Figura 1.2).

No Brasil, os estudos de estrutura crustal tiveram início com Giese & Schutte, 1975 que estimaram uma espessura crustal de 42 km próxima ao Cráton do São Francisco através de estudos sísmicos. Um levantamento gravimétrico foi tomado como referência por Blitzkow *et al.*, 1979 ao leste do Cráton do São Francisco mostrando uma espessura média crustal menor, de 39 km, usando como referência o trabalho de Giese & Schutte, 1975. Um perfil de refração sísmica realizado por Bassini 1986, na Faixa Ribeira, obteve uma espessura de 36 km. Estudos de gravimétricos no nordeste brasileiro mostram a ocorrência de faixas contínuas de espessamento e adelgaçamento crustais de direção NE-

SW, e são associadas a uma tectônica compressional de direção NW-SE (Beltrão & da Silva., 1989; Ussami *et al.*, 1989). Nos anos 90, levantamentos de sísmica de reflexão profunda permitiram estimar a espessura no valor de 28 km na Bacia Potiguar (Matos, 1992), já na Bacia Sergipe, os perfis sugerem um afinamento crustal brusco na região (Mohriak *et al.*, 1995).

Em 1992, iniciou-se o projeto sísmico da litosfera brasileira, *Brazilian Lithospheric Seismic Project* (BLSP), administrado conjuntamente pela Universidade de São Paulo (USP) e o Instituto Carnegie de Washington. Esse projeto resultou na primeira estimativa de espessura crustal no Brasil usando registro telessísmico com as ondas de superfície e ondas P. James *et al.*, 1993, através da inversão de dados de Função do Receptor, estimaram uma espessura crustal de 40 a 42 km sob o Cráton São Francisco e terrenos arqueanos adjacentes, uma camada sedimentar na Bacia do Paraná com espessura de 4 a 8 km e crosta de 40 a 45 km. Snoke & James., 1997 usaram o valor de 43 km obtido por inversão da Função do Receptor para estimar uma estrutura de velocidade através de ondas de superfícies. Assumpção *et al.*, 2002 estimaram espessura crustal para províncias tectônicas do sudeste brasileiro.

Perosi 2000, com um perfil de refração sísmica profunda sobre borda NE da Bacia do Paraná e parte sul da Faixa Brasília, estimou uma espessura crustal de 40 km. Soares *et al.*, 2001; 2002 obtiveram três perfis na parte norte da Faixa Brasília, obtendo uma espessura de 36 km para perfil que passa pela cidade de Porangatu-GO (PORB), 43 km para o perfil que passa por Brasília (BDFB); e outro perfil, denominado de Calvacante, com espessura de 42 km. Utilizando a metodologia da função do receptor e dispersão de ondas de superfície, estimou-se a espessura crustal e a razão V_p/V_s sob estações sismográficas distribuídas na Bacia do Paraná (44 km), Faixa Brasília (32-42 km) e Faixa Ribeira (34-37 km) (França, 2003; França & Assumpção., 2004; Assumpção *et al.*, 2002). Outro trabalho da mesma época foi elaborado com dados de três estações temporárias junto com uma estação permanente (PTGA) do IRIS (*Incorporated Research Intitutions*

for Seismology) na região da bacia do Amazonas (Kruger *et al.*, 2002). Neste estudo são apresentados resultados de função do receptor para a crosta e o manto, foram obtidos valores de aproximadamente 38 km de espessura da crosta para as estações mais ao sul, sob os sedimentos do Amazonas, e uma espessura de 48 km, para estação de PTGA localizada ao norte do território do Brasil.

Estudos relacionados à análise de ondas superficiais na Província Borborema são mais recentes, com destaque para o trabalho de Vilar *et al.*, 2003, utilizaram ondas sísmicas superficiais para analisar o comportamento em três dimensões da onda S no interior da litosfera do nordeste brasileiro. França *et al.*, 2006, deu início aos estudos de espessura crustal utilizando função do receptor no nordeste do Brasil, obtendo valores de espessura entre 28-33 km e razão V_p/V_s entre 1,71-1,92 sob três estações sismográficas banda larga, instaladas na região de Caruaru/PE, de Riachuelo/RN e nas proximidades da barragem do Castanhão/CE. Com a aprovação do projeto “Estudos geofísicos e tectônicos na província Borborema, nordeste do Brasil” financiado pelo programa Institutos do Milênio do CNPq/MCT (Processo n.º 42.0222/2005/7), foi possível complementar os estudos de função do receptor na província Borborema, destacam-se os trabalhos de Novo Barbosa 2008, que estimou a espessura crustal e razão V_p/V_s sob cinco estações, obtendo valores de espessura entre 29,6-34,4 km e Pavão *et al.*, 2013, estimaram a espessura da crosta intermediária a qual varia entre 11-20 km aproximadamente.

Em 2004, de Sá baseou-se na gravimetria para estimar a descontinuidade Moho para a América do Sul. Com objetivo de caracterizar a crosta e o manto superior sob a região continental da plataforma Sul Americana, Bianchi 2008, utilizou a função do receptor da onda P e da onda S em 63 estações sismográficas. Juliá *et al.*, 2008, apresentaram uma análise conjunta de função do receptor e ondas de superfície de 17 estações sismográficas espalhadas por toda região norte e central da bacia do Paraná obtendo parâmetros da crosta sob os sedimentos. Os resultados obtidos apresentam valores de espessura entre 41-48 km e razão de velocidades entre 1,70-1,78 para toda a crosta.

Em 2009, ainda pelo Instituto Milênio, foi realizado um experimento de sismica de refração profunda, constituído por 440 sismógrafos de período curto distribuídos ao longo de uma transecta de 880 km entre Granja/CE e Serinhaém/PE (nordeste do Brasil), resultados mostram que o Domínio Ceará Central possui crosta com 35-36 km de espessura sob o Arco de Santa Quitéria, entre Sobral e Itatira, passando de forma brusca para 30-31 km entre Itatira e Quixadá. A passagem para o domínio Orós-Jaguaribe na zona de cisalhamento Senador Pompeu é marcada por outro degrau na Moho, com a crosta afinando para 28 km e espessando novamente para 30-31 km entre Nova Jaguaribara e Alto Santo (Soares *et al.*, 2010). Complementando o experimento de sismica de refração profunda, Lima 2011, obteve o modelo da estrutura crustal e do manto superior sob a zona transversal da província Borborema, utilizando dados da porção SE da transecta NW-SE de refração sísmica profunda, obtendo valores de espessura crustal variando de 31,7-34,5 km ao longo dos 885 km da transecta. E em março de 2011 foi realizado um experimento de refração sísmica profunda ao longo de transecta N-S de 820 km de extensão, localizada entre Pendências-RN e Anguera-BA. O perfil sísmico possui direção N-S e de norte para sul atravessa o domínio Rio Grande do Norte, o domínio da Zona Transversal, o Maciço Pernambuco-Alagoas, a Faixa Sergipana e termina sobre o Cráton do São Francisco. Foram obtidos valores de espessura crustal variando entre 30,0-42,0 km ao longo da transecta (Soares *et al.*, 2011).

Utilizando sete estações sismográficas da rede do Observatório Sismológico da Universidade de Brasília, Albuquerque *et al.*, 2011 estimou a espessura crustal e a razão V_p/V_s utilizando a função do receptor no domínio da frequência obtendo os seguintes resultados: Brasília (BRA7) 42,64 km, Cana Brava (CAN3) 39,31 km, Fortaleza (FOR1) 34,23 km, Januária (JAN7) 39,83 km, Porto dos Gaúchos (PDRB) 31,81 km, Serra do Facão (SFA1) 43,89 km e Tucuruí (TUCA) 37,22 km. Comparando resultados de função no domínio da frequência e no domínio do tempo, Silveira *et al.*, 2012, obtiveram resultados semelhantes aos de Albuquerque *et al.*, 2011. Os trabalho de Altoé *et al.*, 2013 e

Albuquerque *et al.*, 2013, utilizaram mais uma vez a função do receptor para obter a espessura crustal e a razão V_p/V_s sob cinco estações sismográficas localizadas na província Borborema, obtendo valores de espessura que variam entre 33,7-44,3 km.

Com o desenvolvimento das metodologias geofísicas e o considerável aumento dos estudos geofísicos e geotectônicos no Brasil a partir dos anos 2000, já se tem condições para confecção de um banco de dados de espessura crustal do Brasil, para que dessa forma seja possível iniciar a complementação das lacunas deixadas pelos modelos *Crust 5.1*, *Crust 2.0*, *Crust 2.1*, Feng *et al.*, 2007 no que diz respeito a resolução efetiva no território brasileiro. Assim será possível contribuir para um melhor conhecimento dos detalhes das estruturas e feições geológicas crustais, para obtenção de informações mais precisas sobre a compensação isostática, tensões intraplaca além de ser essencial para a modelagem de propagação de ondas em nível mundial e regional, auxiliando de forma mais precisa no entendimento da evolução tectônica regional.

Vale salientar que os modelos crustais já citados, não descrevem nenhum tipo de procedimento utilizado na sua elaboração, não se sabe como foi determinada a resolução do modelo, não é comentado sobre uma análise estatística/geostatística dos resíduos gerados no processo de interpolação, nem mesmo é informado qual método de interpolação espacial foi utilizado para obtenção dos modelos. O método de interpolação a ser utilizado é de soma importância, segundo Hartkamp *et al.*, 1999, quando os dados são abundantes e regularmente distribuídos, as metodologias de interpolação geram resultados similares. Por outro lado, quando os dados são escassos, há uma grande variação dos resultados gerados. Portanto, a questão de qual o melhor método a ser aplicado sobre um determinado conjunto de dados amostrais torna-se significativamente pertinente.

Não existe teoria estatística capaz de prever qual técnica é superior (Davis, 1986). Isaaks & Srivastava, 1989, afirmam que não há uma resposta simples para a escolha de um interpolador espacial apropriado ou superior, e colocam ainda que isto depende de inúmeras variáveis, como por exemplo a configuração espacial dos dados e o parâmetro a

ser estudado. Childs 2004, afirma que cada método de interpolação pode ser útil para uma utilização específica, que depende principalmente do fenômeno estudado e da distribuição espacial dos pontos amostrais. Existem poucas referências a estudos comparativos entre metodologias de interpolação espacial. Mello *et al.*, 2003, e Aguilar *et al.*, 2001, colocam que autores já fizeram abordagens gerais dos métodos de interpolação em diversas áreas de pesquisa como ciência do solo, ecologia, meteorologia, hidrologia, engenharia florestal, e, no entanto, não foi estabelecido qual ou quais métodos apresentaram maior precisão.

Neste estudo, busca-se compilar valores de espessura crustal das províncias tectônicas brasileiras obtidos por metodologias geofísicas (sísmica, função do receptor e gravimetria) publicados em artigos científicos, dissertações, teses e similares, e avaliar qual método de interpolação espacial mais se adéqua a esses dados. Para isso, conta-se com o suporte e o uso de ferramentas de Sistema de Informações Geográficas e Geoestatística para obtenção e comparação dos modelos de espessura crustal.

Capítulo 2

OBJETIVOS

O objetivo geral do trabalho é avaliar comparativamente oito métodos de interpolação espacial para dados geofísicos de espessura crustal do Brasil obtidos através de sísmica, função do receptor e gravimetria que foram publicados em artigos científicos, dissertações, teses e similares e confeccionar um modelo da crosta para as províncias tectônicas do Brasil, relacionando o produto final com as principais características sismotectônicas da crosta continental.

Capítulo 3

ÁREA DE ESTUDO E BASE DE DADOS

3.1 Localização Geográfica.

Localizado na América do Sul, o Brasil ocupa a porção centro-oriental do continente. Apresenta uma extensa faixa de fronteiras terrestres (aproximadamente 15.719 km), limitando-se com quase todos os países sul-americanos (exceção do Chile e Equador). Apresenta uma extensa orla marítima (aproximadamente 7.367 km), banhada pelo oceano Atlântico. O Brasil localiza-se a oeste do meridiano de Greenwich, situando-se, portanto, inteiramente no hemisfério ocidental. É cortado ao norte, pela linha do equador e apresenta 7% de suas terras no hemisfério norte, e 93% no hemisfério sul. Ao sul é cortado pelo trópico de Capricórnio, apresentando 92% do seu território na zona intertropical, isto é, entre os trópicos de Câncer e de Capricórnio. Os 8% restantes estão na zona temperada do sul, entre o trópico de Capricórnio e o círculo polar Ártico. Mais especificamente a área de estudo deste trabalho compreende as províncias tectônicas (estruturais) do território brasileiro, Figura 3.1. Na sessão 3.2 é apresentado um resumo sucinto de cada uma das províncias tectônicas.

3.2 Aspectos Geotectônicos.

O Brasil por ser um país com dimensões de um continente foi aplicado por Almeida *et al.*, 1977, 1981 o conceito de províncias estruturais. Tal conceito já havia sido implementado por países como Canadá e Austrália, levando em consideração que províncias estruturais apresentam feições magmáticas, metamórficas, estratigráficas e tectônicas próprias e diferentes das apresentadas pelas províncias vizinhas. O limite das províncias é definido geologicamente por falhas, zonas de falha, frentes metamórficos, limites erosionais de áreas sedimentares. A Figura 3.1 apresenta uma subdivisão do Brasil em províncias estruturais na perspectiva do Serviço geológico do Brasil (Bizzi *et al.*, 2003). De acordo com a Figura 3.1 o Brasil está dividido em oito grandes províncias estruturais, Província Borborema (1), Província Tocantins (2), Bacia do Paraná (3), Província Mantiqueira (4), Cráton Amazonas Norte (5), Bacia Parnaíba (6), Cráton Amazonas Sul (7) e Cráton São Francisco (8).



Figura 3.1: Mapa de localização e cronoestratigrafia da área em estudo, províncias tectônicas do Brasil (Modificado de Bizzi *et al.*, 2003).

3.2.1 Província Borborema.

A província Borborema, está localizada ao norte do cráton São Francisco, beirando a margem passiva da plataforma Sul-Americana no nordeste Brasileiro e delimitada a oeste, pela bacia Parnaíba. Seu embasamento é composto por um mosaico de faixas e terrenos com idades do Arqueano ao Neoproterozóico, sendo assim está relacionada com o ciclo de orogenias Transamazônicas e Brasilianas/Pan-Africanas (Neves *et al.*, 2000). Uma suposição é que a província Borborema seja a região que ligava o cráton São Francisco/Congo e São Luis/Oeste Africano em um super continente antigo durante o Arqueano.

3.2.2 Província Tocantins.

A província Tocantins, foi formada pela convergência de três blocos cratônicos, o cráton amazônico, o São Francisco e o Paranapanema. Ela é caracterizada por três cinturões de dobras denominados de faixa Brasília ao Sul, que representa o limite oeste do cráton São Francisco, a faixa Araguaia ao norte, delimitando o limite leste do cráton Amazônico, e a faixa Paraguai a oeste, delimitando o limite sul do cráton Amazônico. Esses terrenos que compõem o embasamento da província Tocantins foram estabelecidos durante a orogênese do Brasileiro/Pan-Africano (Bizzi *et al.*, 2003).

3.2.3 Bacia do Paraná.

A bacia do Paraná, com até 7 km de sedimentos teve seu início de sedimentação no período Ordoviciano (440 Ma) e término no Neocretáceo (60 Ma). A bacia tem 66;7% da sua área coberta por lavas de idade Mesozóicas (Milani, 1997; Milani & Ramos., 1998).

3.2.4 Província da Mantiqueira.

A província da Mantiqueira, foi desenvolvida durante o ciclo Brasileiro/ Pan-Africano no Neoproterozóico, e se estende desde o sul da Bahia até o Uruguai com praticamente

3000 km de extensão Norte-Sul e 200 km de largura em média. Ela é delimitada a oeste pelo cráton São Francisco na sua parte norte, e pela bacia do Paraná/cráton Rio de La Plata em sua parte sul. A leste é limitada pelo limite continental da plataforma Sul-Americana, fazendo assim parte da margem passiva. A província Mantiqueira, é composta por um mosaico de terrenos, dentre eles, a faixa Araguaia, próxima ao cráton São Francisco no seu limite norte e a faixa Ribeira, cobrindo a sua parte mais central e Sul. Sua idade varia entre 520 Ma e 900 Ma, com alguns registros de idades Arqueanos (Silva *et al.*, 2005; Bizzi *et al.*, 2003) em blocos isolados.

3.2.5 Cráton Amazônico.

O cráton Amazônico, formado por 13 províncias tectônicas, obteve a sua estabilidade final no período transamazônico, sendo formado por colisões de micro-continentes entre 2,2 Ga a 1,9 Ga (Tassinari & Macambira., 2004). Diferente do cráton São Francisco, ele se apresenta em seis diferentes províncias geoestruturais com idades variando desde 2,3 Ga na sua porção centro-oriental a 1,5 Ga a sua porção ocidental, variando em uma sequência quase que de leste a oeste. O cráton Amazônico ocupa boa parte da região norte da plataforma Sul-Americana, sendo delimitado a leste e sul pela faixa Araguaia e a província Tocantins, e a oeste, por uma sequência de sedimentos cenozóicos pertencentes a faixa de orogenia Andina, o que dificulta a delimitação exata da sua extensão nesta direção. Em sua região central são acomodadas as bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas que separam o chamado escudo Guaporé ao sul, do escudo das Guianas a norte, ambos sendo parte integrante do cráton (Tassinari & Macambira, 2004).

3.2.6 Província Parnaíba.

A bacia do Parnaíba, com até 3,5 km de sedimentos teve o possível início da sua sedimentação no período Cambriano, está bacia é atualmente limitada a norte pela margem passiva do continente, guardando assim uma grande correlação com as bacias análogas

no continente Africano (Milani & Thomaz., 2000).

3.2.7 Província São Francisco.

A província São Francisco é um dos blocos cratônicos indicados na Figura 3.1, localizado na região centro-leste da plataforma Sul-Americana, sendo delimitado a oeste e sul pela Faixa Brasília, a leste pela província Mantiqueira e a norte, pela província Borborema. Embora em sua maior parte ele esteja recoberto por terrenos fanerozóicos existem blocos expostos do seu embasamento no extremo sul e na parte leste. Acredita-se que ele se tornou estável a pelo menos 1,8 Ga (Alkimim 2004; Almeida 1977) datando assim do final do evento Transamazônico aproximadamente.

3.3 Base de Dados.

O desenvolvimento de metodologias geofísicas e o aumento no número de estudos geofísicos e geotectônicos, nas últimas décadas, possibilitaram uma compilação de 776 valores de espessura crustal provenientes de experimentos de sísmica, função do receptor e gravimetria para plataforma Sul Americana (Figura 3.2). Do total, 281 estão no interior do território brasileiro, sendo 117 provenientes da função do receptor, 73 da sísmica e 91 da gravimetria. Os demais pontos de espessura, localizados fora do território do Brasil foram utilizados para minimizar os erros de borda gerados no processo de interpolação. A Tabela 3.1 mostra um resumo com a estatística descritiva e a Figura 3.3 mostra o histograma de frequência, para os 281 valores de espessura.

Tabela 3.1: Estatística descritiva para os dados de espessura crustal utilizados neste trabalho.

Medida Estatística	Valor
Nº de Pontos	281
Mínimo	15,20 (km)
Máximo	50,50 (km)
Média	38,40 (km)
Desvio Padrão	4,75 (km)

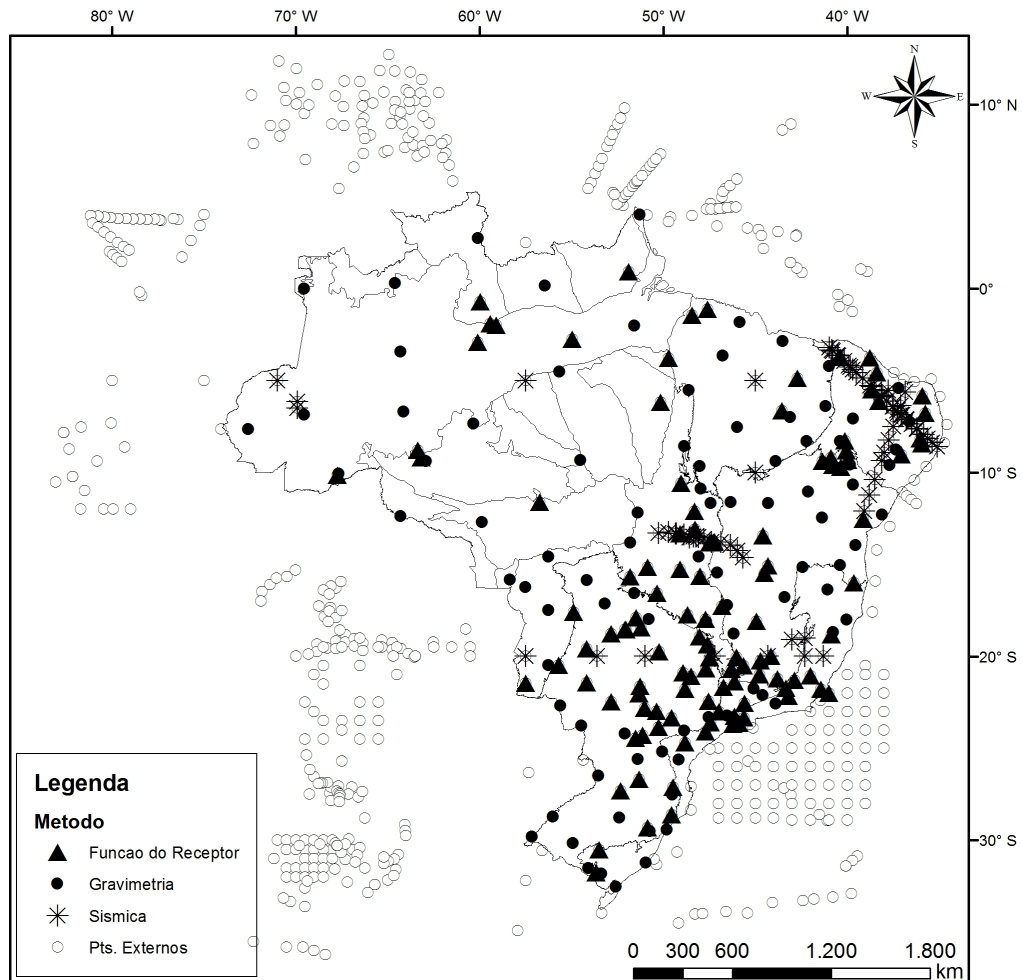


Figura 3.2: Base de dados utilizada para obtenção do modelo de espessura crustal do Brasil. Os triângulos representam valores de espessura crustal obtidos pela função do receptor, os asteriscos representam os dados obtidos por sísmica, os círculos pretos representam os dados obtidos por gravimetria e os círculos brancos dados utilizados para minimizar o erro de borda na interpolação.

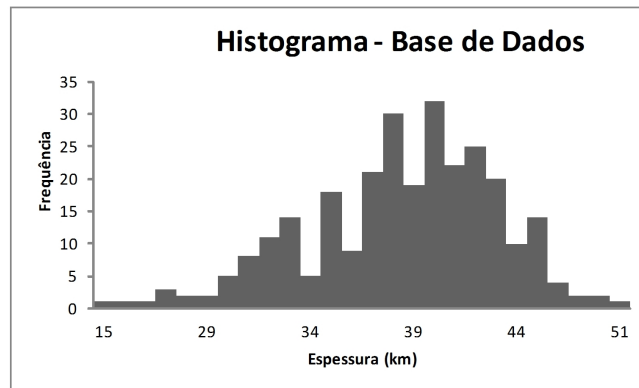


Figura 3.3: Histograma de frequência para a base de dados de espessura crustal utilizada nesse trabalho.

Por se tratar de uma grande porção da superfície terrestre, localizada na América do Sul, para este trabalho foram utilizadas coordenadas geodésicas no sistema de referência cartesiano topocêntrico *South American 1969* (SAD69), sistema usual no Brasil desde a década de 1970.

Os dados de entrada dos modelos *Crust 5.0*, *Crust 2.0* e *Crust 2.1* são obtidos através dos experimentos de sísmica e função do receptor, os quais indiscutivelmente são eficientes para o cálculo de espessura crustal. Já os dados provenientes da gravimetria dão uma resposta relativa usando uma informação a priori, como se pode observar no trabalho de Assumpção *et al.*, 2002, que considerou dois modelos para calcular as espessuras crustais compatíveis com as exigências de isostasia. O primeiro modelo admitia uma menor densidade do manto litosférico na área do cráton e o segundo uma maior densidade crustal na região da bacia do Paraná. Apesar dos dados de gravimetria apresentarem menor precisão que os de sísmica e função do receptor, eles foram de grande importância para preencher porções do território brasileiro onde não se tem informação dos outros dois métodos, como, por exemplo, o cráton Amazônico, assim como para minimizar os erros na borda leste do Brasil.

Capítulo 4

MÉTODOS

4.1 Interpolação.

Os avanços computacionais, o desenvolvimento de metodologias geofísicas e o aprimoramento das técnicas de mapeamento, têm permitido uma avaliação cada vez mais precisa da qualidade dos atributos mapeados, assim como calcular os erros a eles associados, os quais são causados ao se determinar o modelo de representação espacial a ser utilizado, no caso, as interpolações dos dados. Dessa forma surgiu a necessidade de implementar nos sistemas de informações geográficas (SIG), formas mais sofisticadas de análise das informações, além de procedimentos que permitam avaliar a confiabilidade e significância dos resultados. No caso dos métodos de interpolação, a avaliação dos erros associados aos atributos é um exemplo.

Interpolação é o processo matemático de se achar valores intermediários entre os valores discretos de uma função (Stark, 1979). Segundo a definição clássica de T. N. Thiele: “ a interpolação é a arte de ler entre valores de uma tabela” (Sadosky, 1980). O raciocínio base da interpolação é que, em média, os valores do atributo tendem a ser similares em locais mais próximos do que em locais mais afastados (Câmara & Medeiros 1998). Interpolação espacial é o procedimento para se estimar valores de propriedades de

locais não amostrados, baseando-se em valores de dados observados em locais conhecidos (Burrough, 1986).

A classificação dos métodos de interpolação encontrados na literatura, não é muito clara, pois a maioria dos programas de computadores que realizam interpolações possuem parâmetros (número de dados observados a serem utilizados no raio de busca, parâmetros de suavização) que quando modificados, para o mesmo tipo de técnica podem alterar sua classificação. Todavia Hartkamp *et al.*, 1999, fornece uma sucinta classificação dos interpoladores:

1. Globais ou Locais: Os interpoladores locais são funções definidas para porções determinadas do mapa, assim a alteração de um valor afeta localmente os pontos próximos ao mesmo. Em contrapartida, os interpoladores globais consideram todos os pontos da área amostrada, permitindo interpolar o valor da função em qualquer ponto dentro do domínio dos dados originais, já que determinam apenas uma função que é mapeada através de toda a região. A adição ou remoção de um valor tem consequência em todo o mapa. É comum tais interpoladores gerarem superfícies mais suaves.
2. Determinísticos ou Estocásticos: Interpoladores estocásticos fazem uso da teoria da probabilidade, e incorporam critérios estatísticos na determinação do peso atribuído aos pontos amostrais para o cálculo das interpolações, enquanto os interpoladores determinísticos baseiam-se na geometria de distribuição espacial dos pontos amostrados.

O valor a ser calculado depende diretamente do método de interpolação a ser utilizado. Como saber o valor real no ponto desconhecido? A única maneira é medindo a variável no ponto que foi predito, assim o processo de estimativa se torna desnecessário. A questão passa a ser qual é o valor mais próximo do real nesse caso a resposta torna-se mais complexa. Existe um número significativo de métodos de interpolação que podem

fornecer diferentes resultados, e a escolha vai depender de cada caso em específico. Não existe na literatura uma “receita” pronta quando se trata de estimativa de valores desconhecidos através de valores conhecidos. Dessa forma, neste trabalho, foram testados oito métodos de interpolação espacial para obtenção do modelo de espessura crustal.

O presente estudo não visa discutir os algoritmos matemático dos métodos, mas sim sua função, idéia e aplicação prática. Decidiu-se utilizar apenas o ArcGis 10 (ESRI), e adotar suas nomenclaturas para os métodos de interpolação, as quais podem variar de acordo com programas e autores. Os métodos testados neste trabalho são apresentados detalhadamente e com rigor matemático segundo ESRI (webhelp.esri.com/arcgisdesktop/10), e sucintamente podem ser descritos como:

- i. IDW (Inverso Ponderado da Distância) determina valores das células usando uma combinação linear ponderada de um conjunto de pontos da amostragem. O método atribui o peso maior ao ponto mais próximo, diminuindo esse peso com o aumento da distância, ou seja, quanto maior for o peso, menor será a influência dos pontos mais distantes do nó. O leitor é remetido para Watson & Philip., 1985, para informações mais detalhadas sobre o método.
- ii. Natural Neighbor (Vizinho Natural): é um interpolador local que encontra o subconjunto de amostras de entrada para um ponto de consulta e aplica-lhes pesos com base em áreas proporcionais, ou seja, a interpolação é feita através da média ponderada dos pontos vizinhos, onde os pesos são proporcionais as áreas. Diferente das demais técnicas, esta não extrapola valores, resolvendo a interpolação somente para o interior do domínio de dados. O leitor é remetido para Sibson 1981 e Watson 1992, para informações mais detalhadas sobre o método.
- iii. Spline: O método não utiliza apenas um polinômio de grande ordem para interpolação de todo conjunto de dados, a técnica divide a série de dados em subconjuntos e utiliza diversos polinômios de menor grau para cada subconjunto. O método é

classificado como suavizador e tenta honrar ao máximo os dados. No processo são efetuados cálculos de derivação repetidamente até que seja alcançada uma diferença (convergência ou tolerância) entre os valores amostrados e estimados, especificada pelo usuário, ou até que o número máximo de iterações seja alcançado. O método pode produzir artefatos locais de valores excessivamente altos ou baixos. Muito utilizado em geociências, este método gera curvas mais suaves ao mesmo tempo tentando honrar ao máximo os dados. O leitor é remetido para Franke 1982, Mitas & Mitasova., 1988 e Burrough & Mc Donnell., 1998) para informações mais detalhadas sobre o método.

iv. Kriging (Krigagem): é um interpolador estocástico, podendo possuir características de um interpolador exato ou suavizador. Vale ressaltar que o método utiliza a geoestatística para efetuar a interpolação. O termo geoestatística foi designado por Matheron em seu trabalho para solução de problemas espaciais voltados à mineração (Oliveira, 1991). Essa técnica é baseada em uma função que explica o comportamento de uma variável nas distintas direções de um espaço geográfico, e permite associar a variabilidade da estimacão com base na distância que existe entre um par de pontos, pelo uso de semivariogramas, o qual permite verificar o nível de dependência ou correlação espacial entre as amostras (Cressie, 1991). O método requer pelo menos 100 pontos amostrais para produzir uma estimativa confiável do variograma (Webster & Oliver, 1992). O leitor é remetido para Burrough 1986; McBratney & Webster., 1986; Heine 1986; Oliver 1990, Press 1988, e Royle *et al.*, 1981 para informações mais detalhadas sobre o método.

v. Radial Basis Function (Função da Base Radial): é um conjunto de métodos de interpolação determinísticos exatos sem premissas necessárias dos dados. A maioria dos métodos são derivações do spline, com características similares um dos outros. E utiliza o método de derivação *Multiquadric* (Multi-quadrático). O leitor é remetido

para Park & Sandlberg., 1991 para informações mais detalhadas sobre o método.

- vi.** Local Polynomial Interpolation (Polinômio Local): é um interpolador determinístico e inexato. este método atribui valores aos nós da malha utilizando o método dos mínimos quadrados a partir dos dados de dentro da elipse de busca do nó, sendo que os dados observados mais próximos do nó obtêm maior peso nos cálculos, e os mais distantes, menores pesos. O método fornece superfícies de previsão que são comparáveis aos da krigagem, mas não permite investigar a autocorrelação dos dados. O leitor é remetido para De Boor 1978;1980, Kirby *et al.*, 1975 para informações mais detalhadas sobre o método.
- vii.** Global Polynomial Interpolation (Polinômio Global): é um interpolador determinístico e inexato, com poucos parâmetros de controle. Este método não tenta prever valores da variável dependente. Serve para definir padrões e tendências de larga escala dos dados. Também recebe o nome de análise de superfície de tendência, e ajusta um plano aos dados através de uma regressão pelo método dos mínimos quadrados. O leitor é remetido para Landim 1998, para informações mais detalhadas sobre o método.
- viii.** Topo to Raster: é um método de interpolação projetado especificamente para criação de modelos digitais de elevação hidrologicamente corretos. Ele baseia-se no programa ANUDEM desenvolvido por Michael Hutchinson 1988. O método utiliza uma técnica de interpolação de diferenças finitas iterativas, convertendo dados vetoriais em modelos hidrológicos de elevação de terrenos exatos. O método se utiliza da eficiência computacional da interpolação local, como IDW, sem perder a continuidade superficial dos métodos globais de interpolação, como o kriging e spline (Nogueira & Amaral., 2009). O leitor é remetido para Goodchild & Mark., 1987 e Hutchinson 1988 para informações mais detalhadas sobre o método.

4.2 Distribuição Espacial dos Dados de Espessura Crustal.

O primeiro passo em qualquer estudo espacial é a definição do delineamento experimental, que envolve, entre outros procedimentos, o tipo da malha de amostragem, que pode ser aleatória, quando a distribuição dos pontos de coleta é casual; agregada ou agrupada, quando ocorrem grupos (*cluster*) de pontos mais próximos entre si; e regular, quando os pontos estão regularmente espaçados. Assim foi feita uma análise para verificar a distribuição dos pontos de espessura crustal.

Calculou-se a distância do centróide de cada ponto em relação a centróide dos pontos vizinhos. Caso a distância média possua valor inferior a média para uma hipotética distribuição aleatória, a distribuição dos pontos de espessura analisados é considerada agrupada. Se a distância média for maior que a média para uma hipotética distribuição aleatória as características são consideradas dispersas. Se o índice calculado for inferior a 1, o padrão exibe agrupamento, caso o índice calculado seja maior que 1 o padrão tem tendência a dispersão. A relação na análise é definida por (Mitchell & Andy., 2005), como:

$$ANN = \frac{D_o}{D_e} \quad (4.1)$$

Onde D_o é a distância média observada entre cada ponto e seu vizinho mais próximo e D_e representa a distância média esperada para os pontos dado um padrão aleatório e definidas respectivamente por:

$$D_o = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{n} \quad (4.2)$$

$$D_e = \frac{0,5}{\frac{\sqrt{n}}{A}} \quad (4.3)$$

Onde d é igual à distância entre o ponto fixado e seus vizinhos, n corresponde ao número total de pontos e A é a área total de estudo. A porcentagem (%) do *Z-score* é calculada por:

$$ZANN = \frac{D_o - D_e}{SE} \quad (4.4)$$

Onde:

$$SE = \frac{0,26136}{\frac{\sqrt{n^2}}{A}} \quad (4.5)$$

4.3 Método de Gradeamento

Para o caso específico do ARCGIS 10, bem como de todos os demais programas que usam métodos computacionais para a criação de mapas, é necessário que os dados, do tipo XYZ, estejam dispostos numa malha regular ou seja, é necessária a construção de uma malha envolvendo todo domínio dos pontos amostrais.

Não há uma regra estabelecida para definir o tamanho da grade (“grid”) a ser utilizada na interpolação. Segundo Mazzini & Schettini., 2009, uma malha onde mais de um ponto amostral fique contido no interior de um “quadrado” poderá produzir um efeito de média espacial, tendendo a minimizar feições que possam ter significado físico de interesse. Por outro lado, uma malha densa permitirá que o interpolador crie valores entre os pontos amostrados, podendo criar tendências irreais nos resultados.

No presente trabalho, foi estabelecida uma escala de proporcionalidade entre o domínio espacial de distribuição dos pontos amostrados com a grade de interpolação, definida por:

$$g_{lat} = \frac{md}{i} \cdot ca_{lat} \quad (4.6)$$

$$g_{long} = \frac{md}{i} \cdot ca_{long} \quad (4.7)$$

Onde:

g_{lat} = comprimento latitudinal;

g_{long} = comprimento longitudinal;

md = média das distâncias entre os pontos de espessura;

ca_{lat} = comprimento latitudinal do espaço amostral;

ca_{long} = comprimento longitudinal do espaço amostral;

$i = 0,5; 1; 2; 3; 4$.

4.4 Critérios Estatísticos Utilizados na Comparação dos Modelos.

Para julgar o desempenho dos métodos de interpolação espacial testados, foram calculados seis critérios estatísticos os quais estão diretamente ligados aos resíduos gerados

nos processos de interpolação. Assim foram calculados o Erro Médio (ME), o Erro Médio Quadrático (MSE) e a Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE). A Equação (4.8) representa o cálculo do (ME).

$$ME = \sum_{i=1}^n \frac{|O_i - E_i|}{n} \quad (4.8)$$

Onde:

O_i = Valor Observado;

E_i = Valor Calculado;

n = Número de Observações;

Para obter o (MSE) basta elevar o termo $O_i - E_i$, com i variando de 1 até n , ao quadrado, daí:

$$MSE = \sum_{i=1}^n \frac{(O_i - E_i)^2}{n} \quad (4.9)$$

Na sequência eleva-se o MSE a 0,5 para obter o RMSE, ou seja,

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(O_i - E_i)^2}{n}} \quad (4.10)$$

Se ME e MSE tendem a zero e quanto menor for o valor de RMSE, mais consistente será o modelo.

Greenwood *et al.*, 1985, propuseram uma medida de precisão denominada como Modelo de Eficiência (EF), definido por:

$$EF = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2}{\sum_{i=1}^n (E_m - E_i)^2} \quad (4.11)$$

Onde:

E_m = Média dos Valores Calculados;

Quanto mais próximo a 1 o valor de EF, mais eficiente o método. Se EF tende a zero indica que o valor médio das observações é mais confiável que os estimados e o modelo possui limitações.

Camargo & Sentelhas., 1997, propõem que, ao se correlacionar os valores calculados e observados experimentalmente, sejam considerados o coeficiente de correlação r e o índice de concordância d . Ainda segundo os autores, a precisão do modelo é dada pelo coeficiente de correlação e a exatidão está relacionada ao afastamento dos valores calculados em relação aos observados; matematicamente, esta aproximação é dada pelo índice de concordância d , seus valores variam de zero para nenhuma concordância a um para concordância perfeita. O valor de d foi definido através da Equação (4.12).

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|E_i - O_m| + |O_i - O_m|)^2} \quad (4.12)$$

Onde:

O_m = Média dos Valores Observados;

O índice de confiança c proposto por Camargo & Sentelhas., 1997, permite analisar conjuntamente a precisão e a exatidão dos resultados obtidos, através do produto do coeficiente de correlação r pelo índice de concordância d , ou seja,

$$c = r \cdot \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|E_i - O_m| + |O_i - O_m|)^2} \right) \quad (4.13)$$

Os critérios de avaliação do desempenho dos modelos quanto ao índice de confiança c , estão apresentados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1: Análise do desempenho do modelo com base no índice de confiança c .

Valor de c	Desempenho
$> 0,85$	Ótimo
$0,76-0,85$	Muito bom
$0,66-0,75$	Bom
$0,61-0,65$	Mediano
$0,51-0,60$	Sofrível
$0,41-0,51$	Mau
$\leq 0,40$	péssimo

4.5 Método *Jackknife*

Atualmente, os computadores possuem grande capacidade de armazenamento e processamento de dados, dessa forma metodologias de análise estatística vêm sendo cada vez mais utilizadas. Uma dessas técnicas é o estimador *Jackknife*, desenvolvida por Quenouille 1949, para reduzir o vício de um estimador de correlação, com base na divisão de uma amostra original em duas sub-amostras. Posteriormente o método foi generalizado por Quenouille 1956, Tukey 1958, que utilizaram a metodologia para obter estimativas do erro quadrado médio. O *Jackknife*, atualmente, é utilizado para avaliar incertezas de dados com distribuição de probabilidade desconhecida.

De uma forma genérica o método *Jackknife*, também chamado de “*leave-one-out*”, trata-se de uma metodologia de reamostragem de um estimador. Dado um estimador:

$$\hat{\Theta}_n = \hat{\Theta}_n(X_1, X_2, \dots, X_n) \quad (4.14)$$

Elimina-se uma amostra (podendo ser uma porcentagem da amostra) do conjunto total observado, recalculando-se o estimador a partir dos valores restantes, ou seja,

$$X(j) = (X_1, \dots, X_{(j-1)}, X_{(j+1)}, \dots, X_n), \quad j = 1, \dots, n. \quad (4.15)$$

Ou seja,

$$(X_2, X_3, \dots, X_n) \quad ; \quad (X_1, X_3, \dots, X_n) \quad ; \quad (X_1, X_2, \dots, X_{n-1}), \quad \text{“n vezes”} \quad (4.16)$$

Com base nas amostras *Jackknife* obtidas, calcula-se a “Estimativa *Jackknife*” (\tilde{X}) definida por:

$$\tilde{X} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{j=1}^n \tilde{X}_j \quad (4.17)$$

E o desvio padrão *Jackknife* é definido por:

$$\tilde{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^n \tilde{X}_j^2 - \frac{1}{n} \cdot \left(\sum_{j=1}^n \tilde{X}_j \right)^2}{n \cdot (n-1)}} \quad (4.18)$$

Onde n é o número de sub-amostras *Jackknife*. O fluxograma apresentado na Figura 4.1 sistematiza o processo do estimador *Jackknife*.

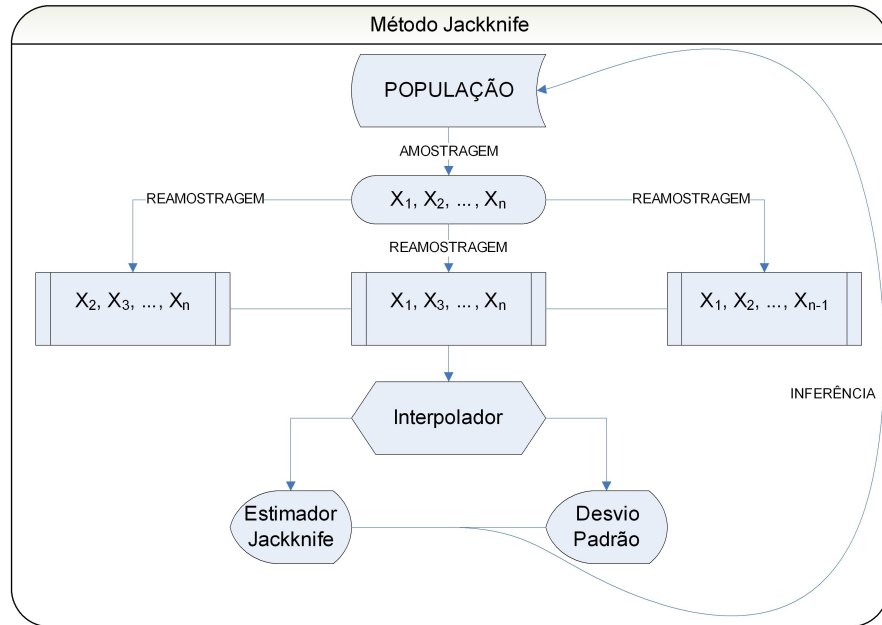


Figura 4.1: Fluxograma com etapas do estimador *Jackknife*.

Capítulo 5

RESULTADOS

5.1 Distribuição Espacial dos Dados de Espessura Crustal

De acordo com a análise da distribuição espacial dos pontos de espessura crustal, proposta por Mitchell & Andy., 2005, a razão calculada entre a distância média e a distância média para uma hipotética distribuição aleatória foi de 1,1, ou seja, o valor da distância média é maior que o valor da média para uma hipotética distribuição aleatória, dessa forma conclui-se que os dados se apresentam de forma dispersa (Figura 5.1), com valor *Z-score* igual a 3,32.



Figura 5.1: Gráfico com o resultado da análise de distribuição dos pontos de espessura crustal.

A distância média entre os pontos de espessura crustal é de aproximadamente 759,58 km, sendo a distância máxima de 4.168,81 km e a mínima de 0,57 km. A Tabela 5.1 resume a análise da estatística descritiva referente a esse parâmetro.

Tabela 5.1: Estatística descritiva para os valores de distância entre os pontos amostrados.

Medida	Distância em graus	Distância em km
Mínimo	0,0051	0,57
Máximo	37,49	4.168,81
Média	6,83	759,58
Desvio Padrão	7,69	854,71

5.2 Método de Gradeamento

A área de estudo é mais extensa latitudinalmente, ou seja, o número de linhas difere do número de colunas, impossibilitando uma malha quadrada, a qual minimiza distorções nas interpolações, ao passo que malhas retangulares tendem a produzir efeitos anisotrópicos nos resultados (Mazzini & Schettini., 2009). Assim limitou-se a área de estudo ao menor quadrado possível de englobar completamente o limite do território brasileiro (Figura 5.2). O novo domínio espacial amostral possui 4.395,17 km de lado e os dados uma distância média de 759,58 km, assim utilizando as Equações 4.6 e 4.7 obtiveram-se as cinco grades de resolução utilizadas nesse trabalho (Tabela 5.2).

Tabela 5.2: Grades de resolução utilizadas nesse trabalho.

Grade	Linhas x Colunas	km
1	540	8,22
2	270	16,45
3	135	32,87
4	90	49,30
5	67	66,23

A função do receptor é uma técnica geofísica que busca inferir pontualmente informações da estrutura interna da terra, sendo eficiente para o cálculo da espessura crustal.

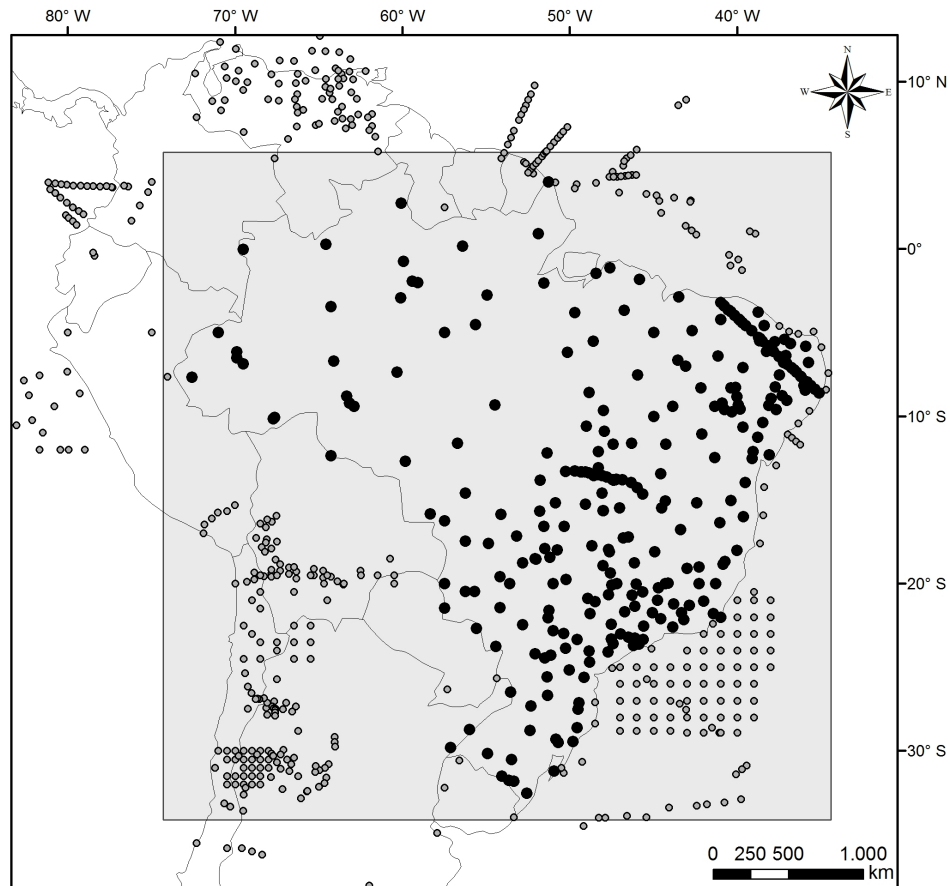


Figura 5.2: Limite da área de estudo para obtenção de malhas quadrangulares no processo de interpolação. O quadrado cinza representa a área de estudo, os círculos pretos os dados de espessura crustal no interior do território brasileiro e os círculos cinzas os dados de espessura crustal utilizados para minimizar os erros de borda no processo de interpolação.

Para essa técnica admite-se um erro de $\pm 1,00$ km no valor calculado da espessura. A Figura 5.3 mostra a espacialização dos valores anômalos para as cinco grades testadas obtidas pelo método *kriging*. As maiores grades (3, 4, 5), menores resoluções, geraram no processo de interpolação uma maior quantidade de erros acima de um limite de $\pm 1,00$ km. A magnitude do erro e a quantidade de valores anômalos diminui com o aumento da resolução, onde nas grades menores (2, 1) o erro máximo foi de $\pm 2,0$ km. As médias dos resíduos em função da diminuição da resolução do modelo para cada método

são representadas na Figura 5.4. Com exceção dos modelos gerados pelo método *Global Polynomial Interpolation* que possui um erro nulo em todas as grades testadas, os maiores valores estão associados às menores resoluções, grades 4 e 5. A Figura 5.4 mostra que a redução mais acentuada, em termos gerais, se dá entre as resoluções 4 e 3, diminuindo suavemente até a grade 2, onde permanece constante, ou seja, a partir da grade 2, mesmo com o aumento da resolução não há melhoras significantes nos resultados com relação a média dos erros. Assim, para fins comparativos entre os modelos utilizou-se a grade 2, de 270 x 270 linhas por colunas, ou seja, a cada 16,45 km se tem um valor de espessura crustal.

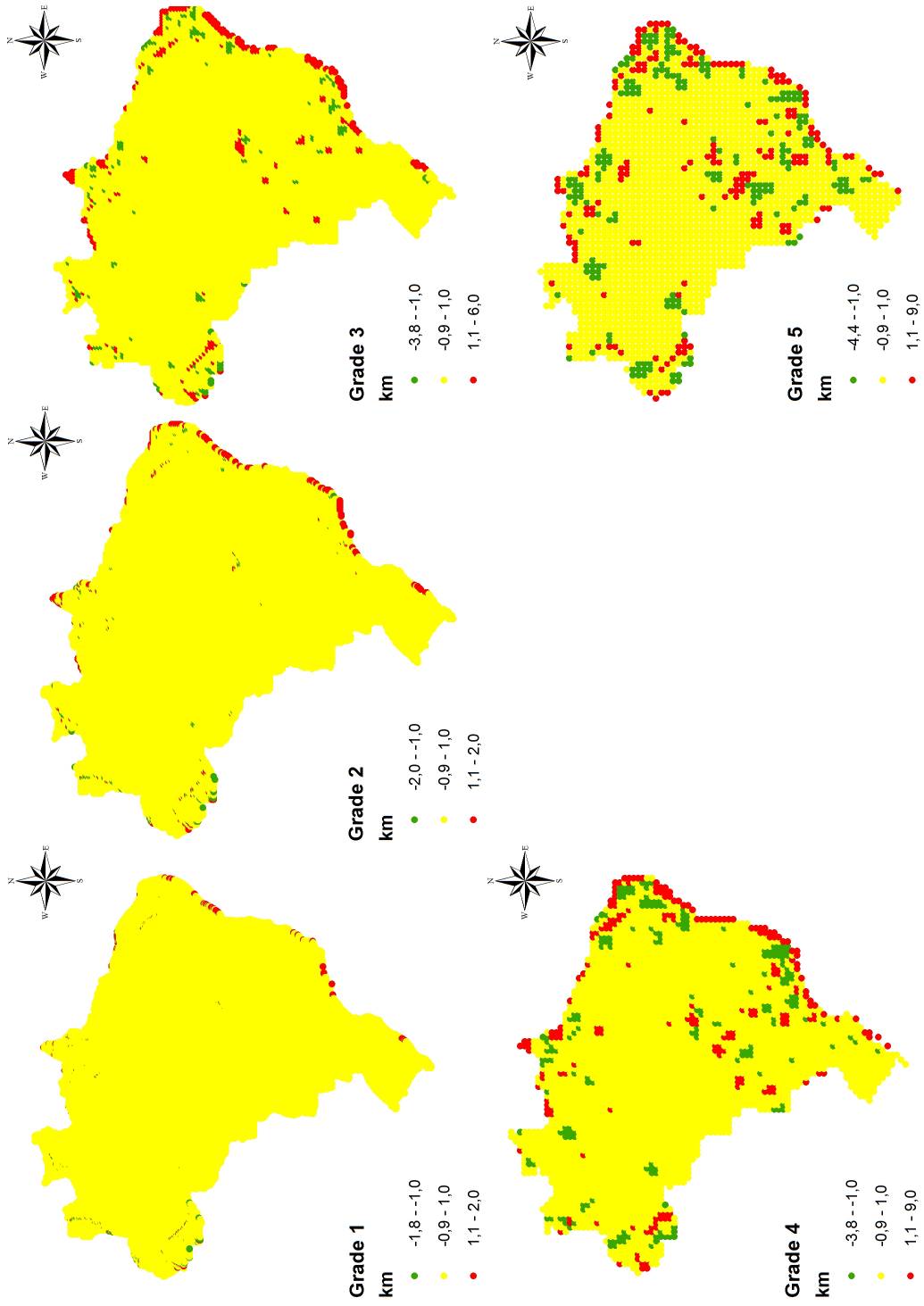


Figura 5.3: Modelos de espessura crustal obtidos pelo método *Kriging* para as cinco diferentes resoluções de grade. Os círculos representam a espacialização do erro, em amarelo erro dentro do limite estabelecido e em verde e vermelho erros acima do limite estabelecido para esse trabalho.

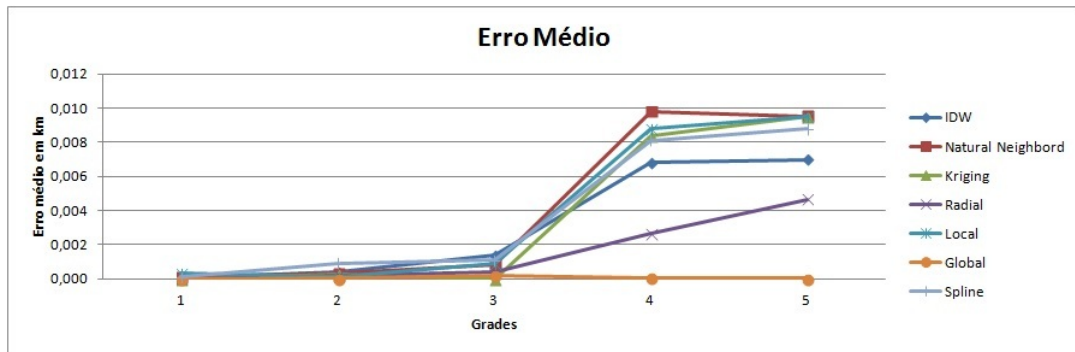


Figura 5.4: Variação das médias dos resíduos em função da resolução da grade para os métodos de interpolação testados.

Os desvios (Figura 5.5) mostram que os métodos *Radial Basis Function* e *Global Polynomial Interpolation* possuem comportamento diferente dos demais métodos, os quais apresentam maior valor do desvio para as menores resoluções, diminuindo conforme o aumento destas, com tendência a zero. O padrão geral do comportamento residual das interpolações foi minimizar o desvio padrão com aumento da resolução da grade, procurando honrar os dados observados.

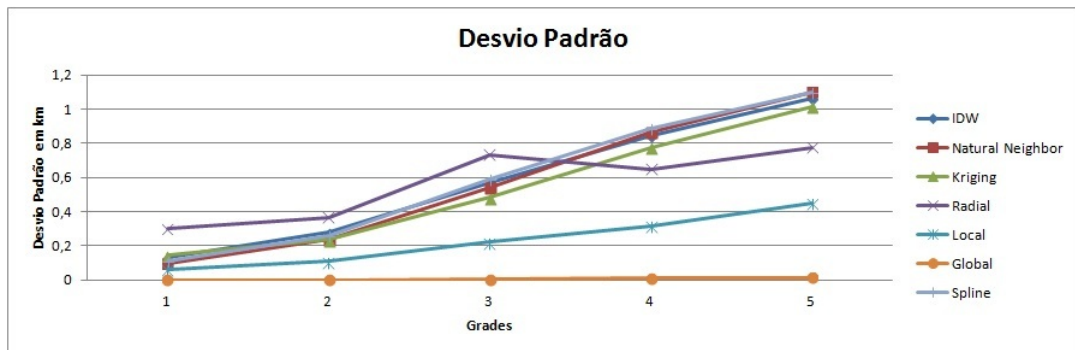


Figura 5.5: Variação dos desvios dos resíduos em função da resolução da grade para os métodos de interpolação testados.

A Figura 5.6 mostra o efeito do aumento da resolução dos modelos para o interpolador *Kriging*. Diferentes tamanhos de grades afetam diretamente os valores mínimos e máximos de entrada, os quais se estabilizam ao comparar os modelos da grade 2 e 1.

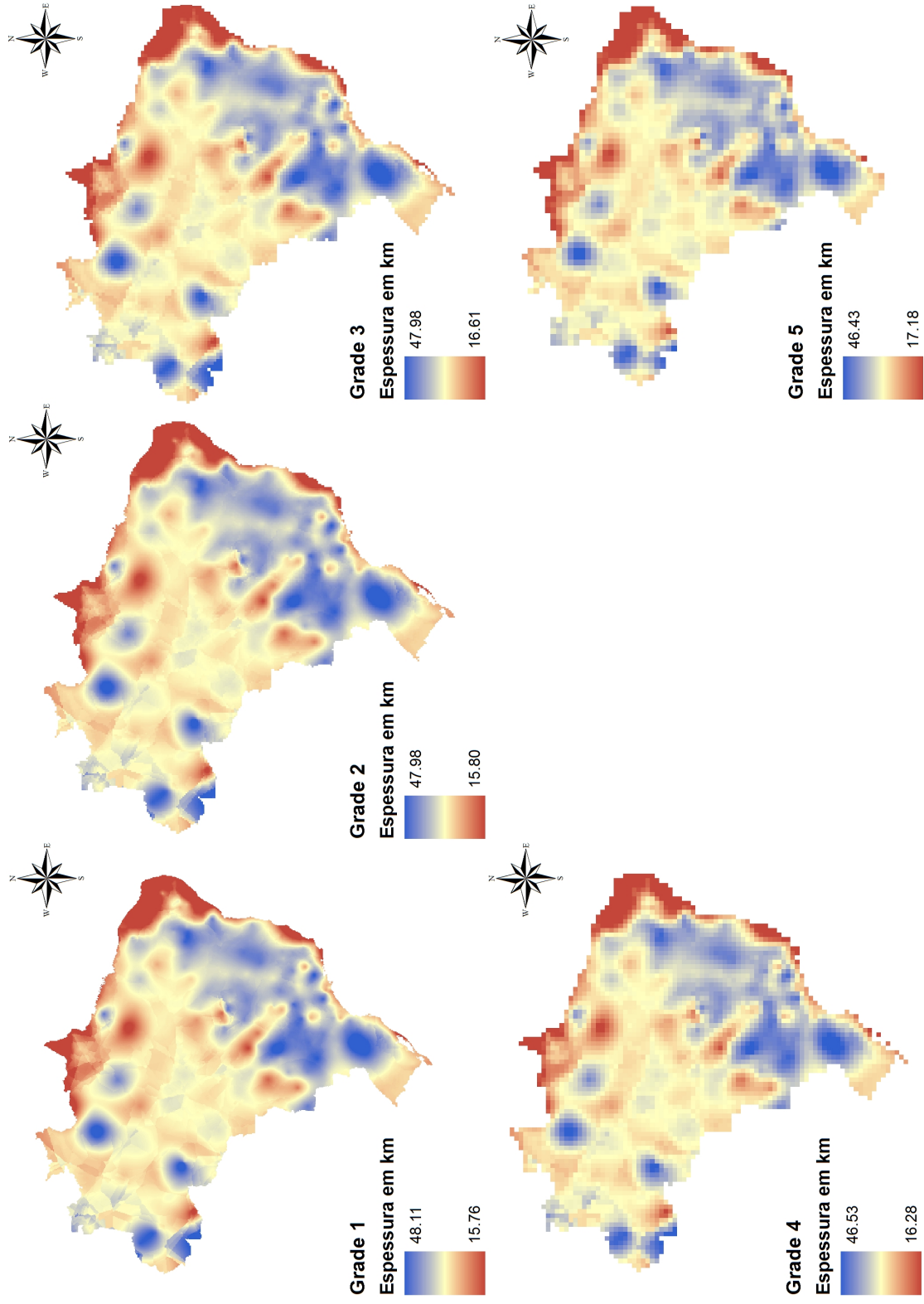


Figura 5.6: Modelos de espessura crustal obtidos pelo método *Kriging* para as cinco diferentes resoluções de grade.

5.3 Comparação Entre os Modelos.

Além dos mapas de distribuição espacial de espessura crustal obtidos pelos métodos IDW, *Natural Neighbor*, *Spline*, *Kriging*, *Radial Basis Function*, *Local Polynomial Interpolation* e *Global Polynomial Interpolation*, foram calculados os resíduos, diferença entre o valor calculado e o valor observado, para esse cálculo foi feita uma única reamostragem, retirando 10% dos dados de entrada. Nas subseções seguintes são apresentados os mapas de distribuição espacial, os gráficos dos “resíduos x valores calculados” e a distribuição espacial dos erros para cada um dos sete métodos testados nessa etapa do trabalho.

5.3.1 Resultados - IDW

Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 15,49 km a uma espessura máxima de 50,35 km tendo como média 32,92 km, ou seja, o método não gerou valores menores que o mínimo e nem valores maiores que o máximo, quando se comparado com os valores de entrada. Nesse caso, 438 valores de espessura calculados ultrapassaram a margem de erro estipulada ($\pm 1,00$ km) (Figura 5.7). O modelo IDW gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.8.

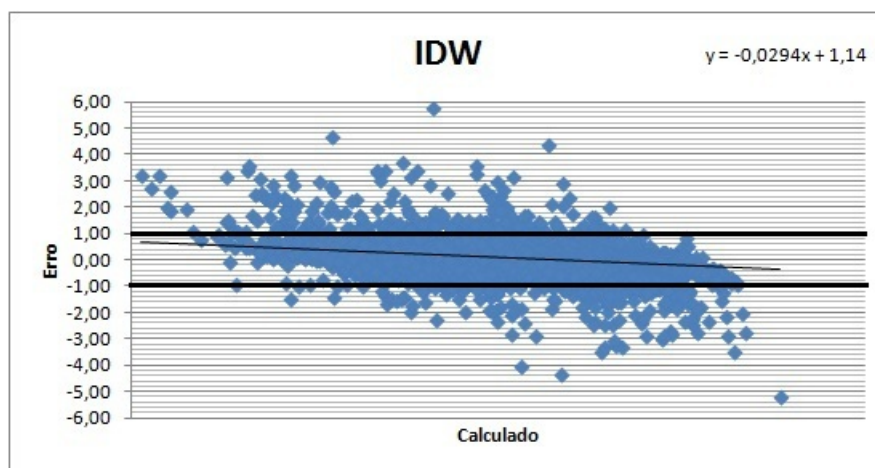


Figura 5.7: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial IDW. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

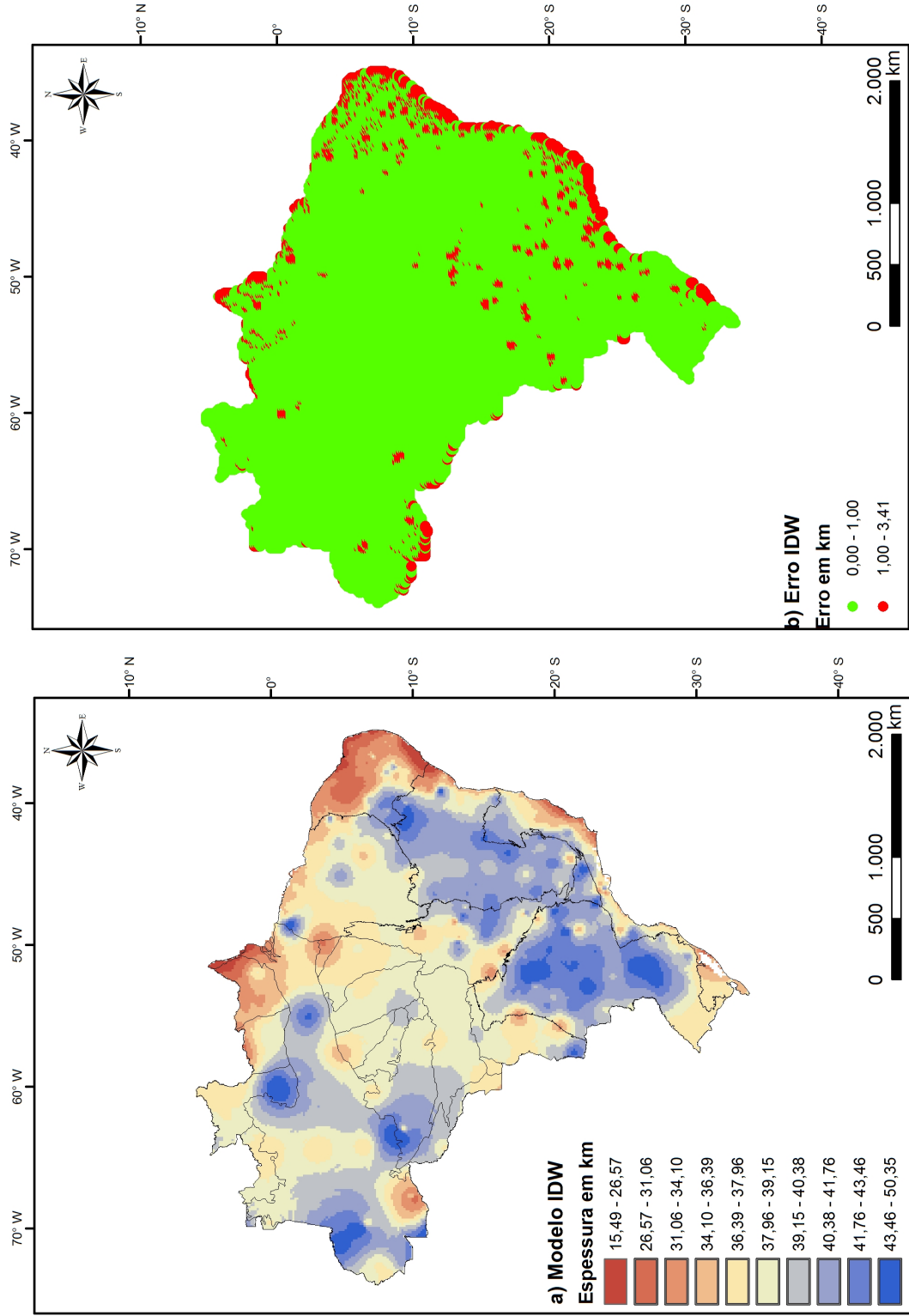


Figura 5.8: a) Modelo obtido pelo método IDW. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

O modelo gerado pelo método IDW gerou artefatos que não representam as características físicas da crosta, tais artefatos denominados de “*Efeito Mira*”, são observados em todas as províncias tectônicas e são gerados devido a propriedades matemáticas do método, que assume maior importância para pontos mais próximos de forma exponencial de acordo com o peso dado. Esses efeitos indicam uma mudança abrupta na espessura crustal em um mínimo espaço, fator não esperado na crosta. Apesar dessa deficiência o modelo honra os dados de entrada. O modelo gerou resíduos máximos de aproximadamente $\pm 3,00$ km, grande parte desses estão localizados na borda leste do território e gerados pela menor quantidade de dados fora do limite da área de estudo, consequentemente tem-se maior instabilidade no processo de interpolação.

5.3.2 Resultados - *Natural Neighbor*

Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 15,47 km a uma espessura máxima de 49,35 km tendo como média 34,83 km, ou seja, o método não gerou valores menores que o mínimo e nem valores maiores que o máximo, quando se comparado com os valores de entrada. Nesse caso, 381 valores de espessura calculados ultrapassaram a margem de erro estipulada ($\pm 1,00$ km) (Figura 5.9). O modelo *Natural Neighbor* gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.10.

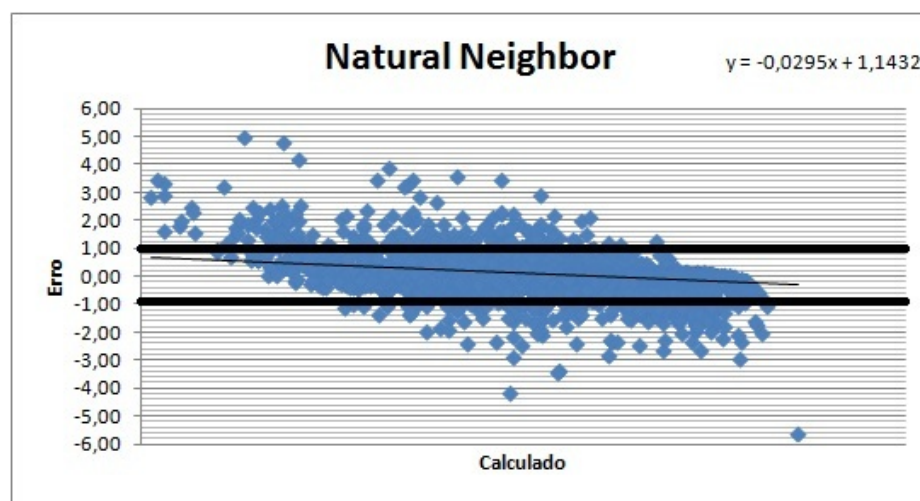


Figura 5.9: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial *Natural Neighbor*. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

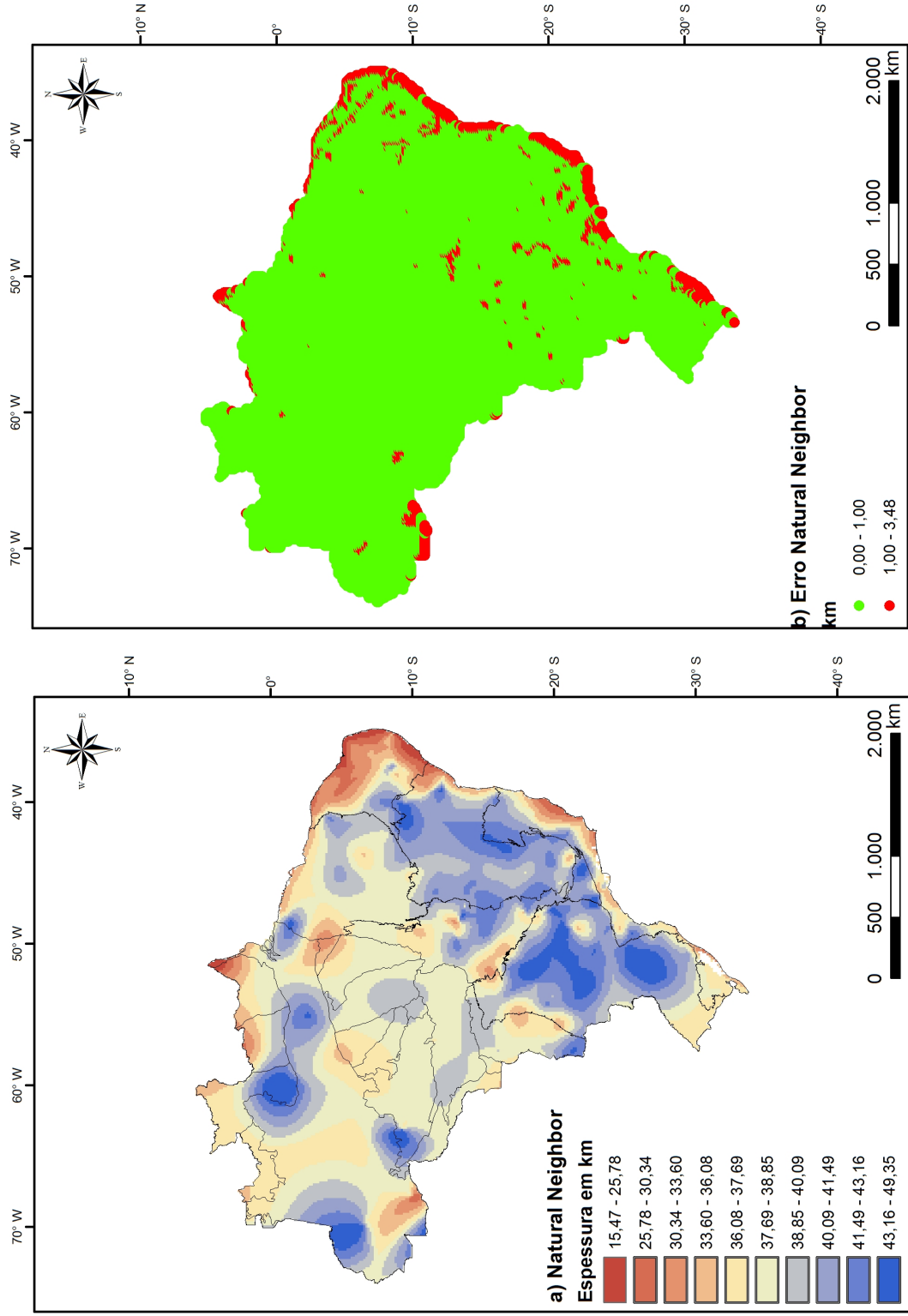


Figura 5.10: a) Modelo obtido pelo método *Natural Neighbor*. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

Por apresentarem uma formulação matemática semelhante, ou seja, os métodos atribuem o peso maior ao ponto mais próximo diminuindo o peso com o aumento da distância, os modelos obtidos são semelhantes. A principal diferença está nos artefatos gerados pelo IDW, os quais são mais suaves no modelo gerado pelo *Natural Neighbor*. As características da distribuição espacial e valores absolutos dos resíduos foram semelhantes ao do modelo IDW, tal fator é comprovado ao se verificar a igualdade na análise de regressão ($y = 0,0294x + 1,1400 \rightarrow \text{IDW}$, $y = 0,0295x + 1,1432 \rightarrow \text{Natural Neighbor}$).

Para identificação de porções do território de estudo que possuem maiores discrepâncias entre os valores calculados através dos métodos IDW e *Natural Neighbor*, foi realizada uma álgebra de mapas, definida pela subtração entre os modelos (Figura 5.11).

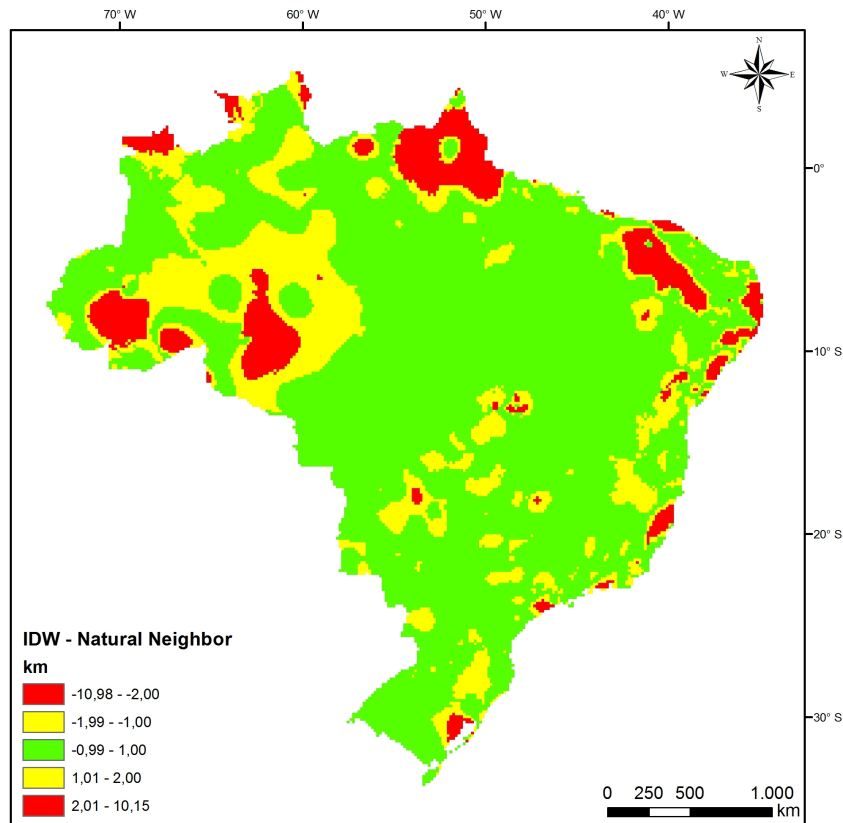


Figura 5.11: Comparação entre os modelos IDW e *Natural Neighbor* através da operação de subtração entre os modelos.

Para essa análise manteve-se a margem de erro em $\pm 1,00$ km, para evidenciar os contrastes nos resultados, simbolizou-se de verde o intervalo de erro (km) de $\pm 1,00$, ou seja, dentro do limite adotado. Em amarelo estão simbolizados os resíduos que variam de $-2,00$ km até $-1,00$ km e os que variam de $1,00$ km até $2,00$ km, considerados erros intermediários. Em vermelho estão os resíduos discrepantes, ou seja, são resíduos em valor absoluto maiores do que $2,00$ km chegando a aproximadamente $11,00$ km.

O resultado gerou a classe referente ao erro não aceitável (em vermelho) em pequenas porções da área (Figura 5.11), a maior parte do território está representada pela cor verde, erro dentro do limite estabelecido, o que nos permite concluir que os modelos gerados pelo IDW e *Natural Neighbor* são semelhantes.

5.3.3 Resultados - *Spline*

Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 18,06 km a uma espessura máxima de 55,83 km tendo como média 39,02 km, ou seja, o método não gerou valores menores que o mínimo, mas supera em aproximadamente 3,00 km os valores mínimos obtidos pelo IDW e *Natural Neighbor*. Com relação aos valores máximos, foram calculados valores maiores que o máximo de entrada, tal fato fez com que o valor da média de espessura fosse superior quando comparado com os métodos IDW e *Natural Neighbor*. Nesse caso, 379 valores de espessura calculados ultrapassaram a margem de erro estipulada ($\pm 1,00$ km), apesar de uma menor quantidade de resíduos acima do limite quando comparado com os modelos IDW e *Natural Neighbor*, os resíduos para esse método possuem maior magnitude chegando a aproximadamente 4,00 km (Figura 5.12). O modelo *Spline* gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.13.

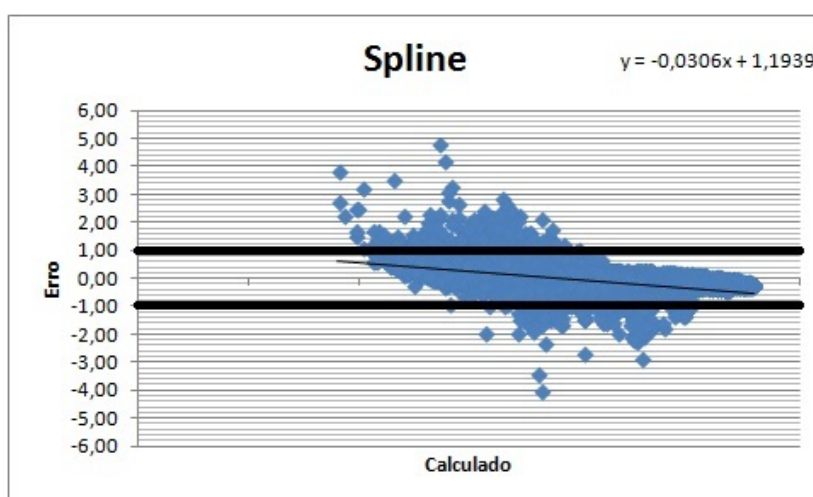


Figura 5.12: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial *Spline*. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

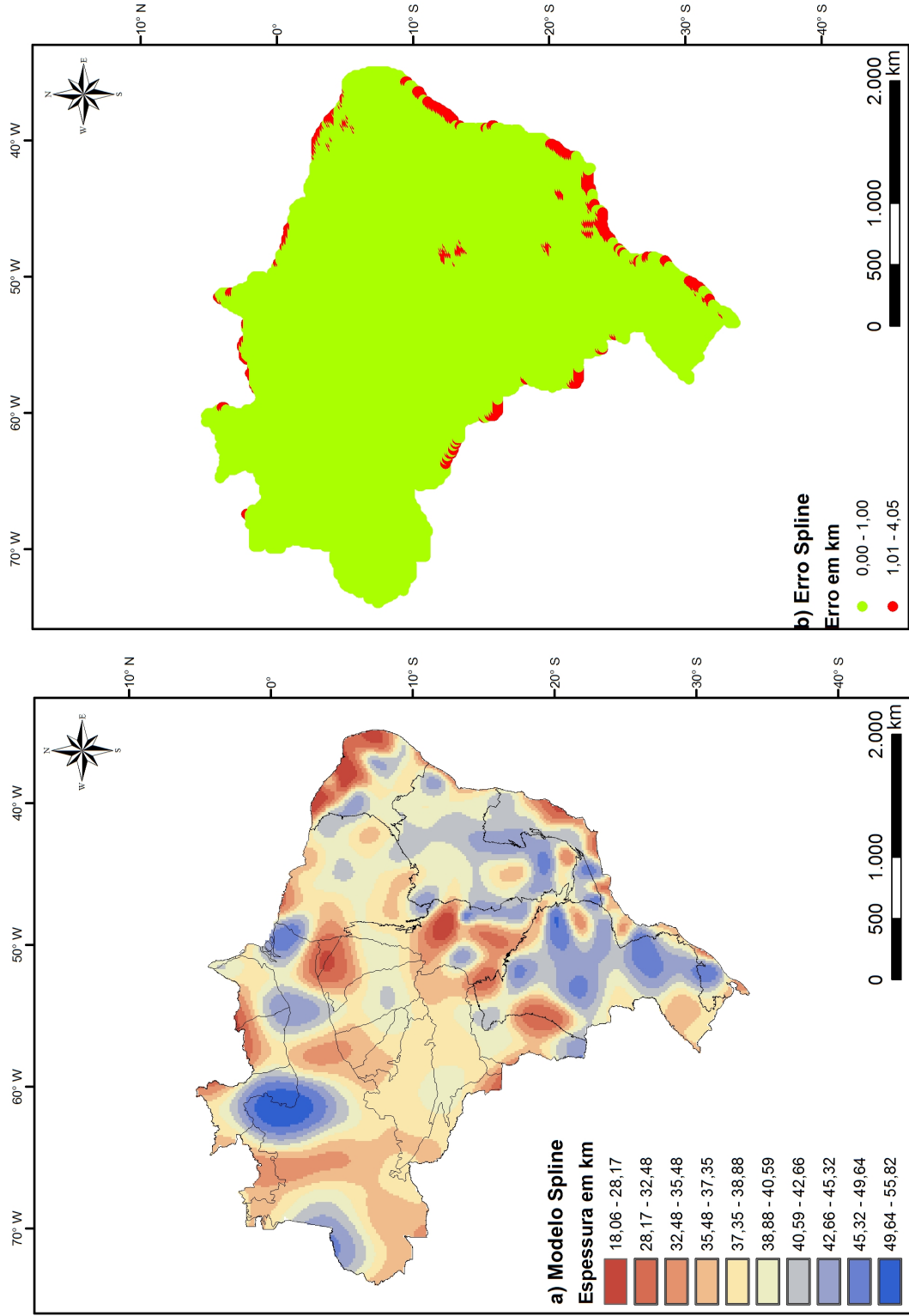


Figura 5.13: a) Modelo obtido pelo método *Spline*. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

O modelo obtido pelo método *Spline* gera artefatos que não representam as características físicas da crosta, o que pode ser observado na porção central do Brasil. São observadas três anomalias de afinamento crustal, onde a espessura chega a aproximadamente 18,00 km, na mesma região em que Soares *et. al.*, 2006 estimaram, através de sísmica de refração profunda a espessura crustal dessa região variando entre 36 – 44 km.

Foi efetuada a mesma álgebra de mapas para comparação entre o modelo *Spline* e os modelos IDW e *Natural Neighbor* (Figura 5.14 a) e b)) respectivamente.

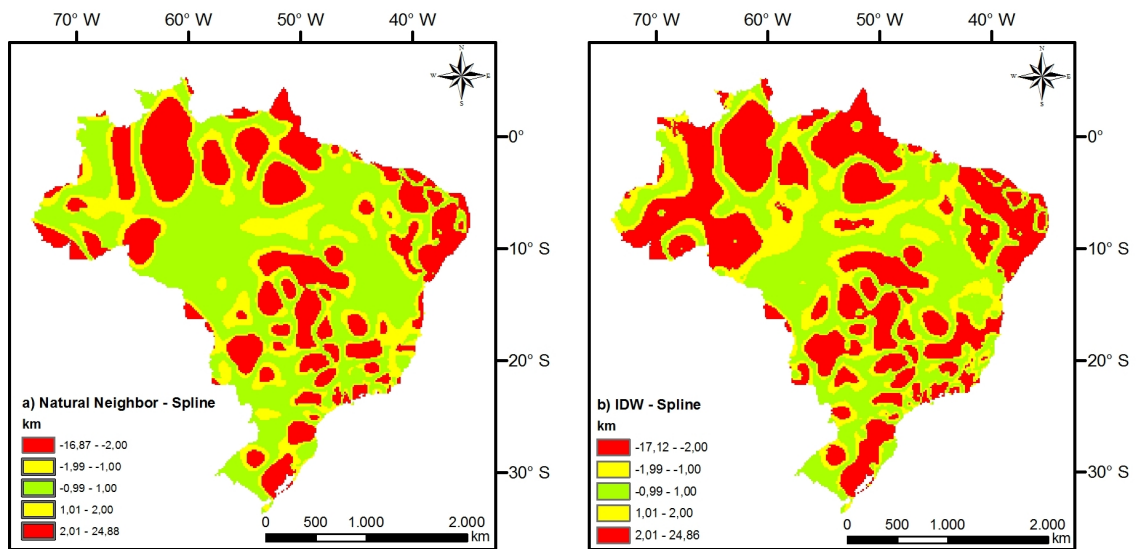


Figura 5.14: a) Comparação entre os modelos *Spline* e *Natural Neighbor* através da operação de subtração entre os modelos. b) Comparação entre os modelos *Spline* e IDW através da operação de subtração entre os modelos.

Com relação ao resultado da integração do mapa gerado pelo IDW e *Spline* (Figura 5.14 b)) a classe relativa ao erro acima da margem estabelecida (em vermelho) está distribuída por todo limite da área estudada. Tal característica também ocorre na integração do método *Spline* com o *Natural Neighbor*, visto a semelhança entre o mesmo e o IDW. Tais diferenças são explicadas pelo fato dos valores máximos e mínimos calculados pelo método destoarem dos valores máximos e mínimos reais.

5.3.4 Resultados - *Kriging*

No que se refere especificamente ao método *Kriging*, por se tratar de um interpolador estocástico, ou seja, faz uso da geoestatística no processo de interpolação, os parâmetros solicitados no ajuste do semivariograma e o semivariograma estão expostos na Tabela 5.3 e Figura 5.15 respectivamente. O semivariograma é baseado em uma função contínua que explica o comportamento de uma variável nas distintas direções de um espaço geográfico, e permite associar a variabilidade da estimacão com base em um par de pontos.

O efeito pepita é o valor da função variograma na origem, teoricamente esse valor deveria ser zero, pois duas amostras tomadas no mesmo ponto deveriam ter os mesmos valores, entretanto quando isso não ocorre atribui-se essa diferença a erros de amostragem. O alcance é a distância a partir da qual as amostras passam a ser independentes, reflete o grau de homogeneização entre as amostras. Enquanto o patamar é o valor no qual o variograma se estabiliza, é o ponto que as amostras tornam-se independentes devido à distância que as separa.

Tabela 5.3: Parâmetros utilizados no ajuste do semivariograma.

Parâmetros do semivariograma	Valor
Modelo	Esférico
Efeito Pepita	0,34
Alcance	2,63
Patamar	3,24

Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 15,80 km a uma espessura máxima de aproximadamente 48,00 km tendo como média 31,89 km. A análise de regressão foi bem sucedida, com um número reduzido de pontos afastados da mesma, ou seja, a diferença entre o previsto e o calculado foi pequena o que implica em um erro mínimo. Nesse método 308 valores ultrapassaram o limite adotado neste trabalho e o erro máximo em valor absoluto foi de 2,69 km (Figura 5.16). O modelo *Kriging* gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.17.

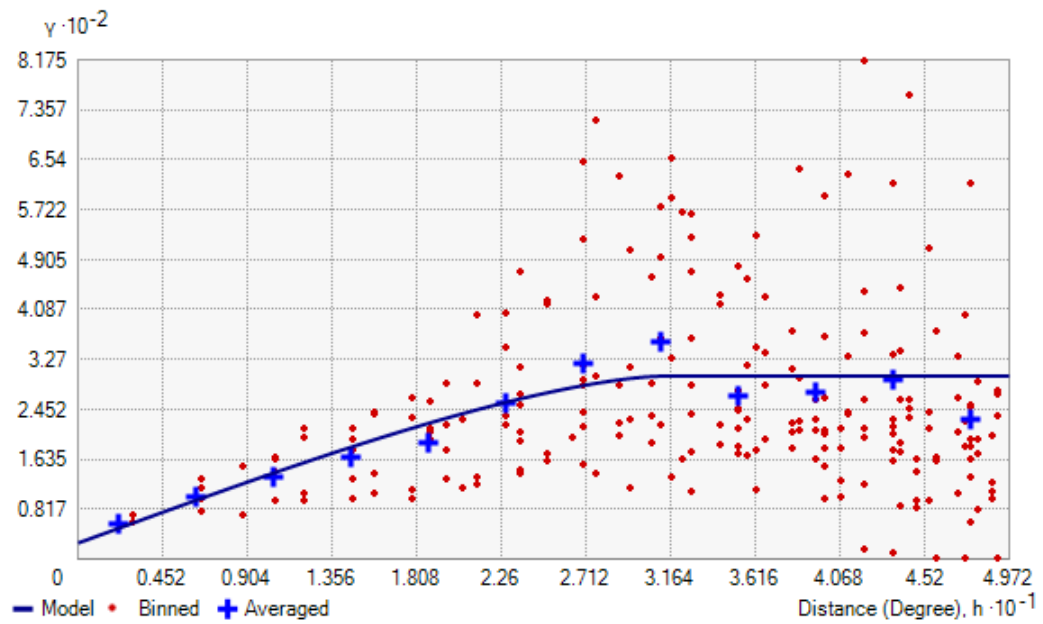


Figura 5.15: Semivariograma esférico utilizado no método *Kriging*.

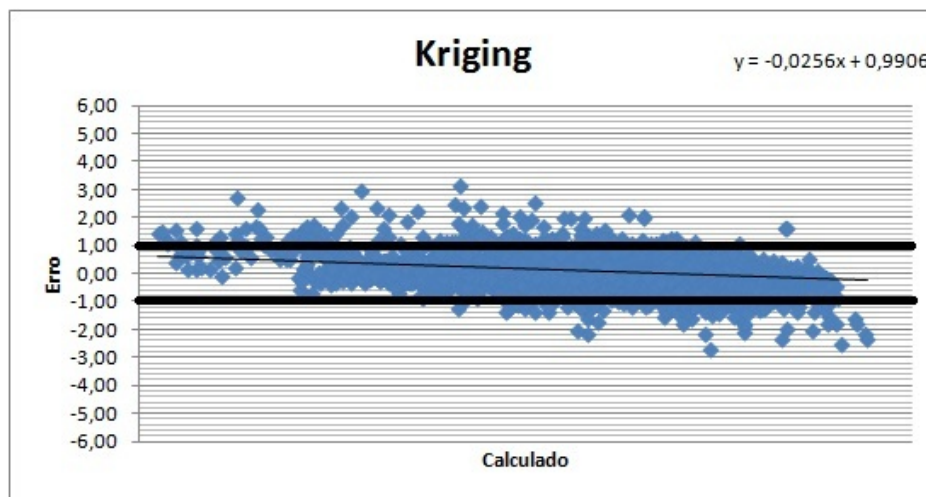


Figura 5.16: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial *Kriging*. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

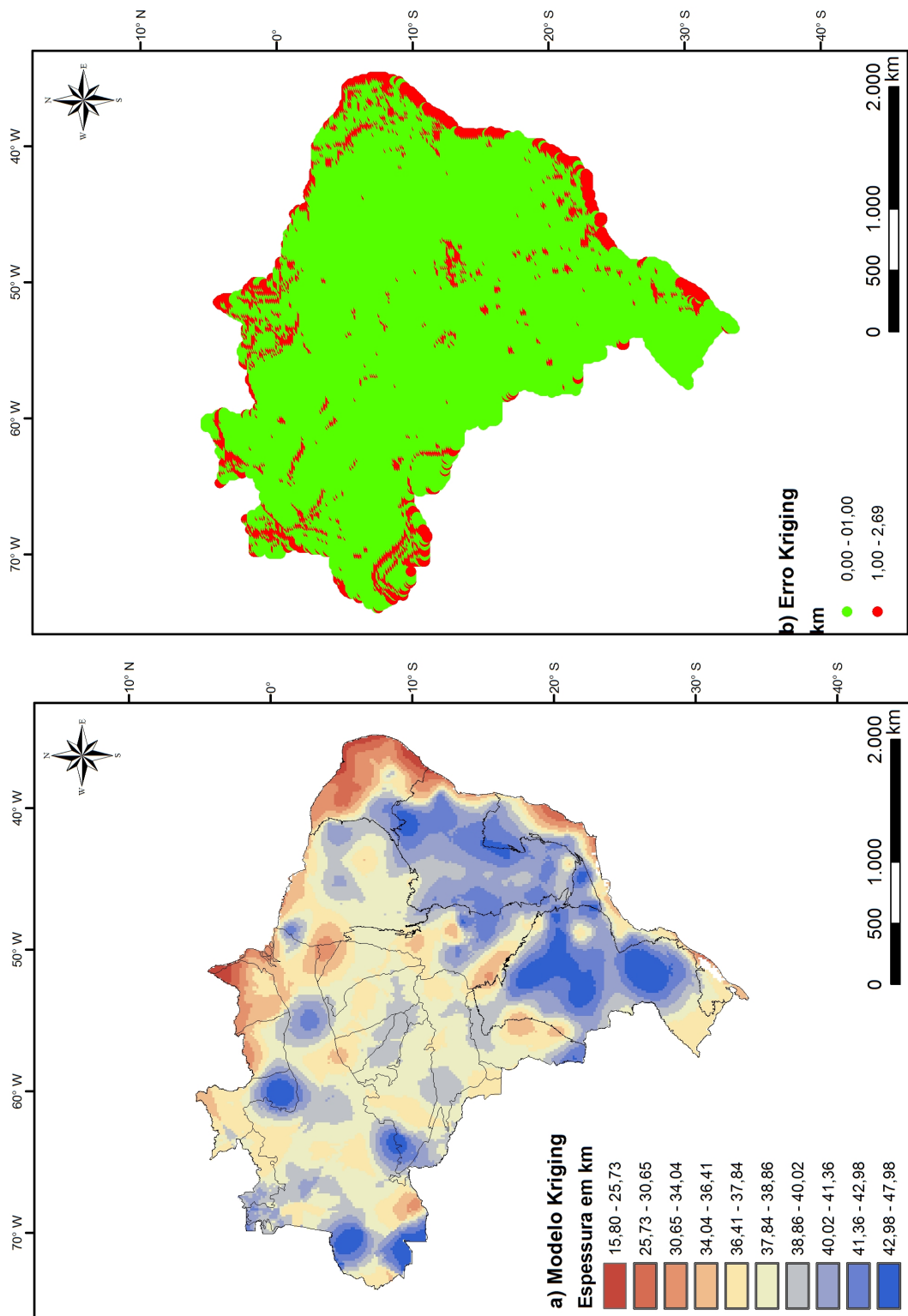


Figura 5.17: a) Modelo obtido pelo método *Kriging*. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

A integração do mapa gerado pelo método Kriging com os métodos IDW, *Natural Neighbor* e *Spline* estão representados na Figura 5.18. Percebe-se uma semelhança entre os modelos *Kriging*, IDW e *Natural Neighbor*, onde a classe relativa ao erro acima da margem estabelecida (em vermelho) aparece em pequenas porções da área de estudo, região norte e nordeste do Brasil, sendo na região nordeste em menor proporção (Figura 5.18 a) e b)). Na integração entre os mapas do método *Kriging* e o *Spline*, a classe relativa ao erro superior ao limite estabelecido (em vermelho) está presente na maior parte do território brasileiro, a diferença entre os valores calculados chega em valor absoluto a 24,55 km (Figura 5.18 c) O modelo gerado pelo *Kriging* mostra uma maior definição da estrutura crustal para o Brasil dentro de uma mesma província tectônica, onde é possível observar a variação gradual da espessura, sem grandes anomalias como acontece nos métodos *Natural Neighbor*, IDW e principalmente no *Spline*.

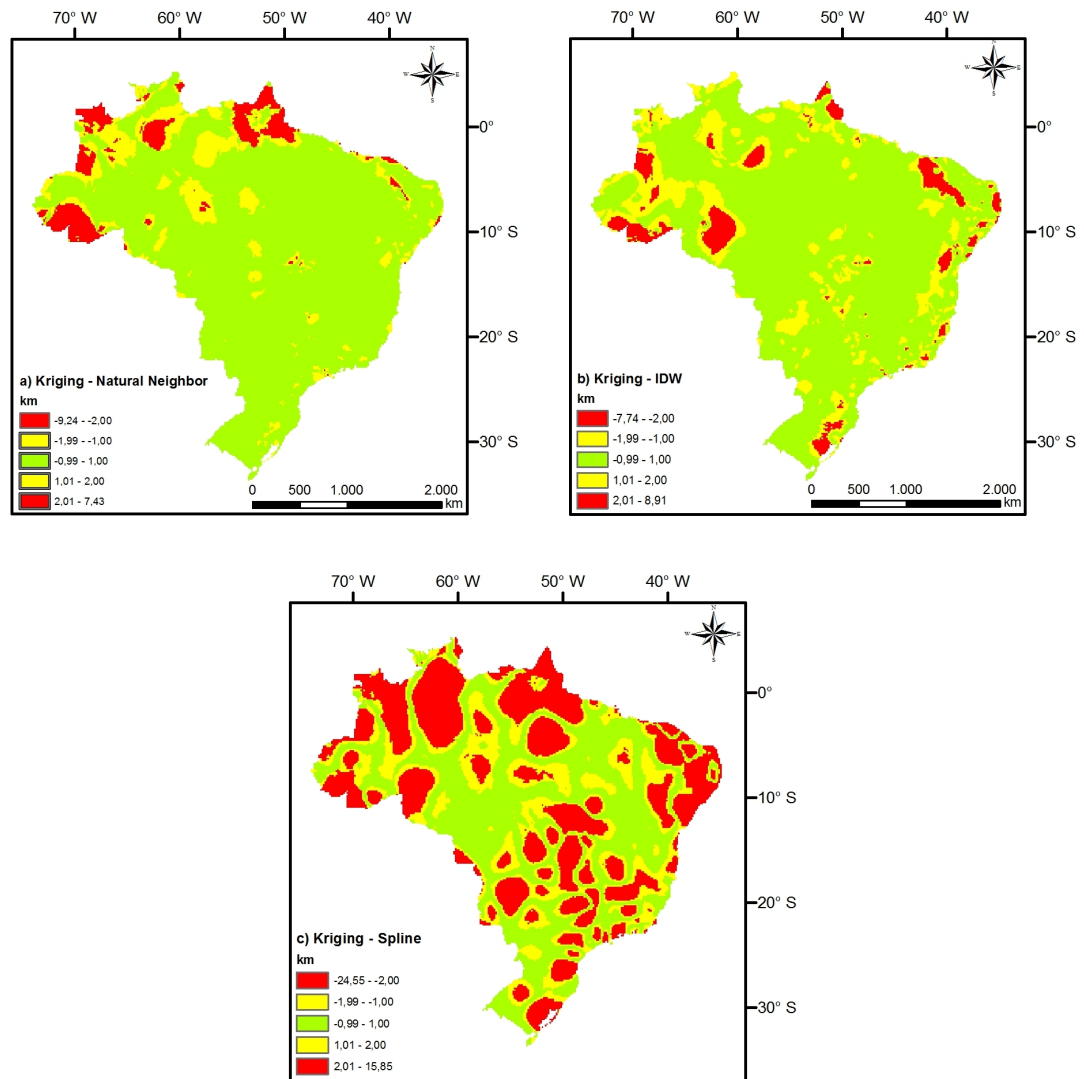


Figura 5.18: a) Comparação entre os modelos *Kriging* e *Natural Neighbor* através da operação de subtração entre os modelos. b) Comparação entre os modelos *Kriging* e *IDW* através da operação de subtração entre os modelos. c) Comparação entre os modelos *Kriging* e *Spline* através da operação de subtração entre os modelos.

5.3.5 Resultados - *Radial Basis Function*

Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 8,59 km a uma espessura máxima de 61,33 km tendo como média 35,76 km. O método gerou valores de espessura mínima de 8,59 km sendo que os dados de entrada tem como mínimo uma espessura de aproximadamente 15,00 km próximo a crosta oceânica. Com relação aos maiores valores, o método também não honrou os dados de entrada obtendo um valor máximo de 61,33 km, sendo que os dados de entrada tem como valor máximo 50,50 km. Nesse caso, 368 valores de espessura calculados ultrapassaram a margem de erro estipulada ($\pm 1,00$ km), apesar de uma menor quantidade de resíduos acima do limite quando comparado com os modelos IDW e *Natural Neighbor*, os resíduos para esse método possuem maior magnitude chegando em valor absoluto a 28,33 km (Figura 5.19). O modelo *Radial Basis Function* gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.20.

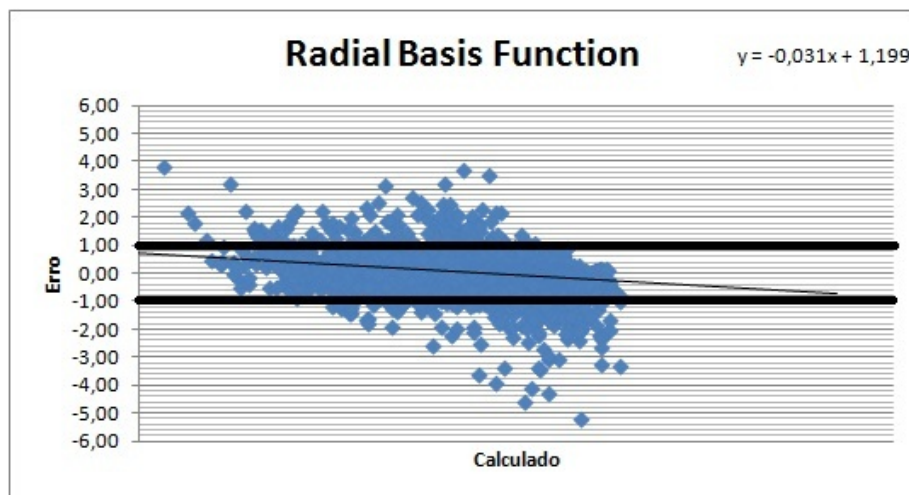


Figura 5.19: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial *Radial Basis Function*. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

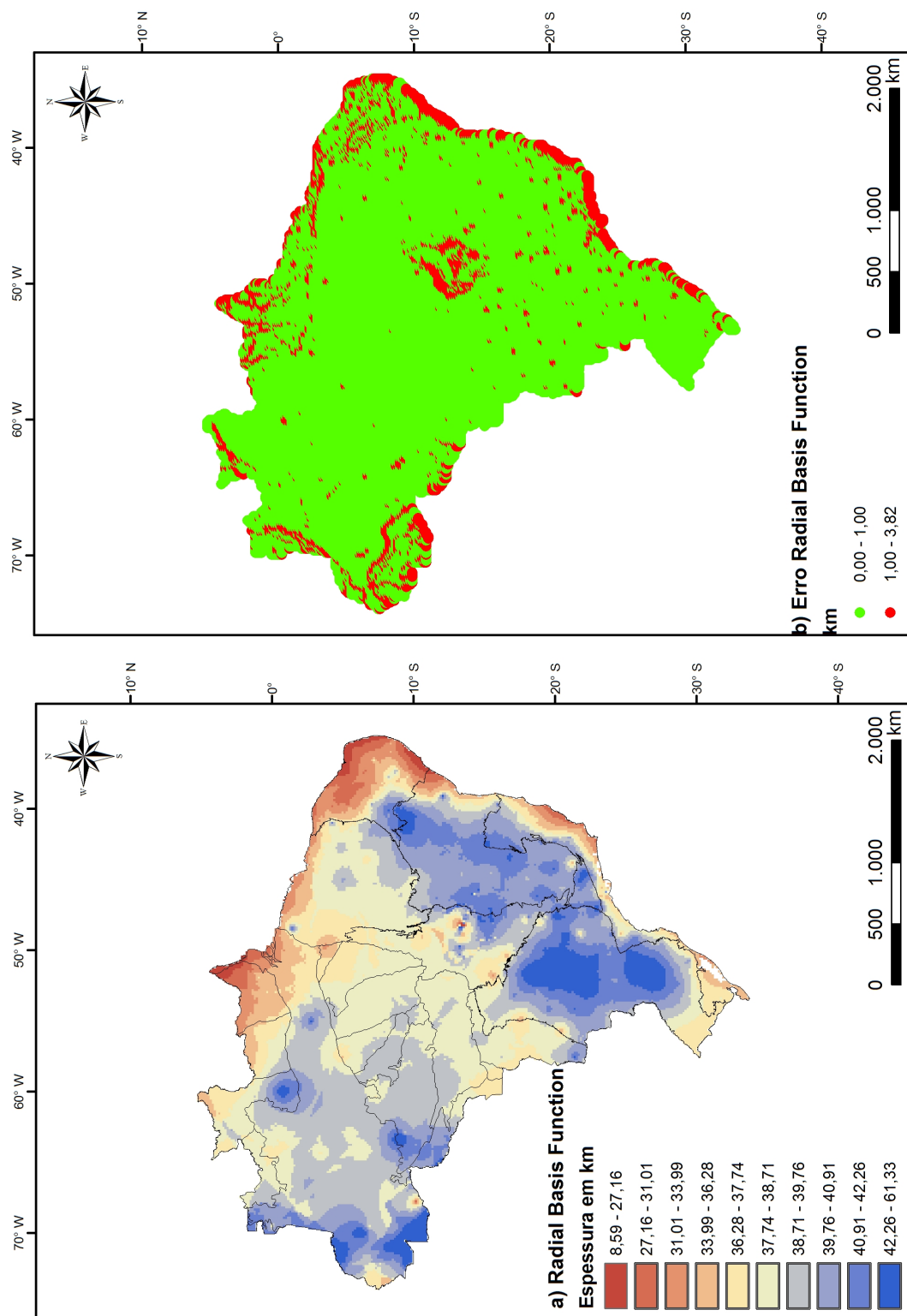


Figura 5.20: a) Modelo obtido pelo método *Radial Basis Function*. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

Ao se comparar o mapa de resíduos gerado pelo método *Radial Basis Function* com os demais métodos testados nas subseções anteriores, Figuras 5.8, 5.10, 5.13 e 5.18, verifica-se uma maior quantidade de erros na parte central do Brasil no método *Radial Basis Function*, o que não ocorre nos outros métodos, os quais possuem a maioria dos resíduos na costa leste da área de estudo.

A integração entre o mapa gerado pelo método *Radial Basis Function* e os mapas gerados pelos métodos *Natural Neighbor*, IDW e *Kriging*, Figura 5.21 a, b e d respectivamente, geraram a classe referente ao erro acima do limite em uma pequena porção da área de estudo. Mesmo tendo gerado valores acima do máximo e valores abaixo do mínimos, as significativas diferenças no cálculo da espessura crustal se concentraram na porção norte do território brasileiro. Porém na integração do modelo *Radial Basis Function* com o *Spline*, a diferença no cálculo de espessura ultrapassa o limite estabelecido em toda área de estudo, a diferença máxima em valor absoluto chega a 34,48 km, indicando uma contradição entre os modelos (Figura 5.20 c).

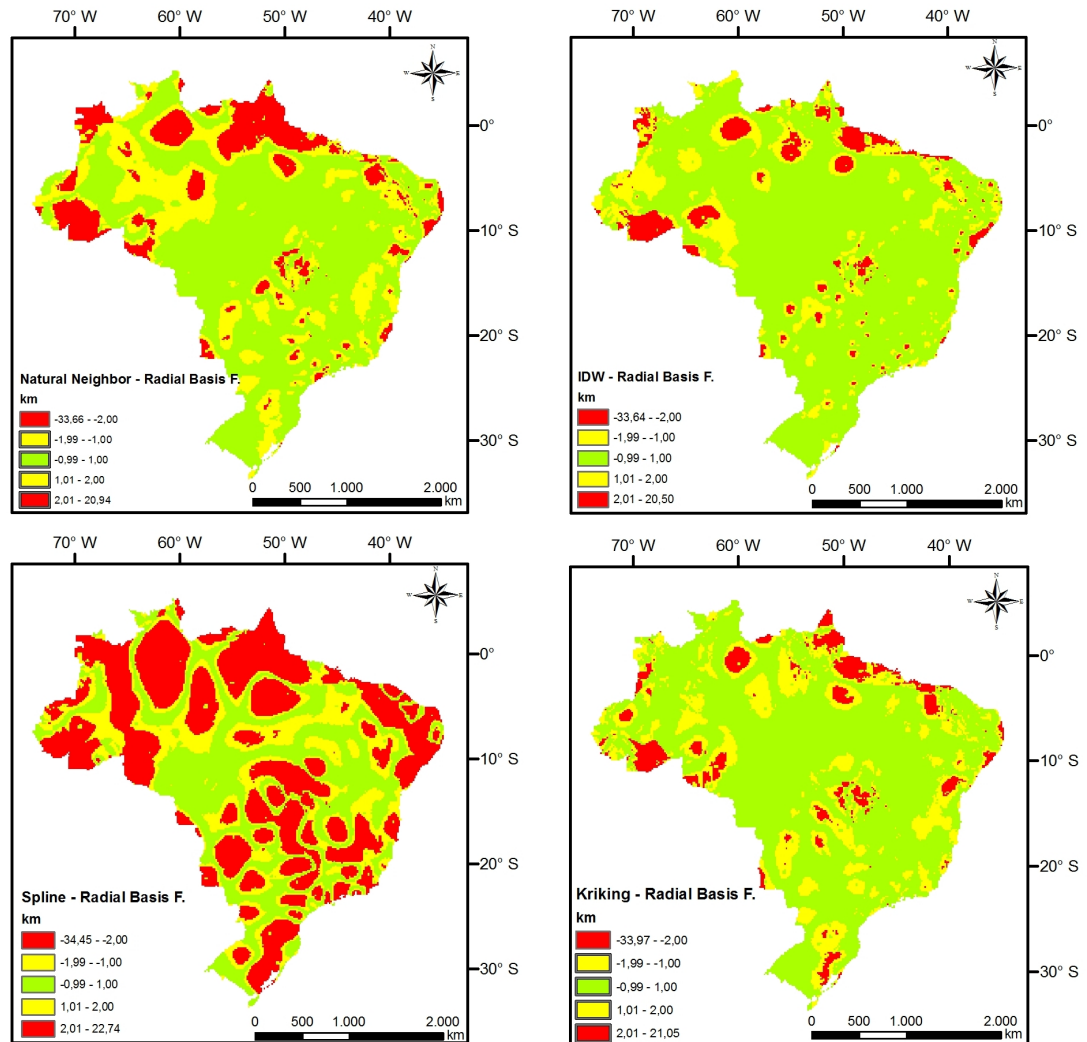


Figura 5.21: a) Comparação entre os modelos *Radial Basis Function* e *Natural Neighbor* através da operação de subtração entre os modelos. b) Comparação entre os modelos *Radial Basis Function* e *IDW* através da operação de subtração entre os modelos. c) Comparação entre os modelos *Radial Basis Function* e *Spline* através da operação de subtração entre os modelos. d) Comparação entre os modelos *Radial Basis Function* e *Kriging* através da operação de subtração entre os modelos.

5.3.6 Resultados - *Local Polynomial Interpolation*

Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 22,45 km a uma espessura máxima de 46,84 km tendo como média 35,53 km. O método calculou um valor mínimo de 22,45 km, ou seja, aproximadamente 7,00 km superior ao menor dado de entrada. A variação gradual da espessura crustal ao longo do território, sem anomalias significativas, é a principal característica do modelo. Tal se assemelha com o modelo gerado pelo método *Kriging*, contendo uma superfície mais suave. O modelo *Local Polynomial Interpolation* apresentou 64 valores superiores ao erro limite estabelecido no trabalho (Figura 5.22). O modelo *Local Polynomial Interpolation* gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.23.

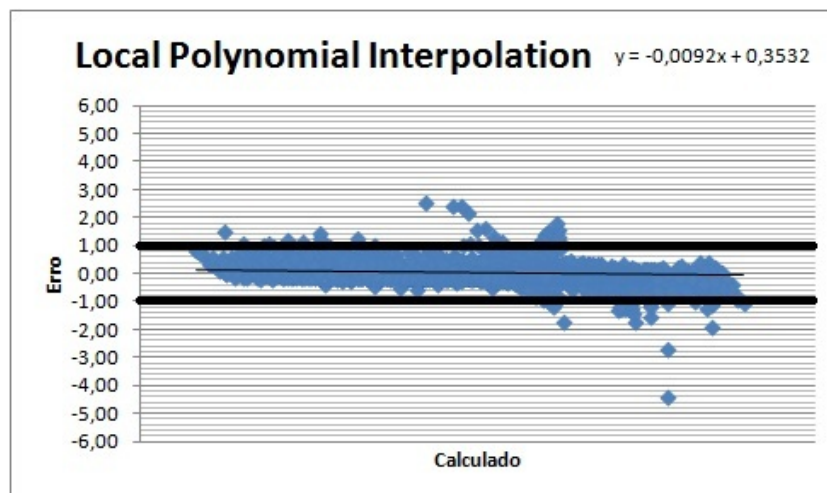


Figura 5.22: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial *Local Polynomial Interpolation*. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

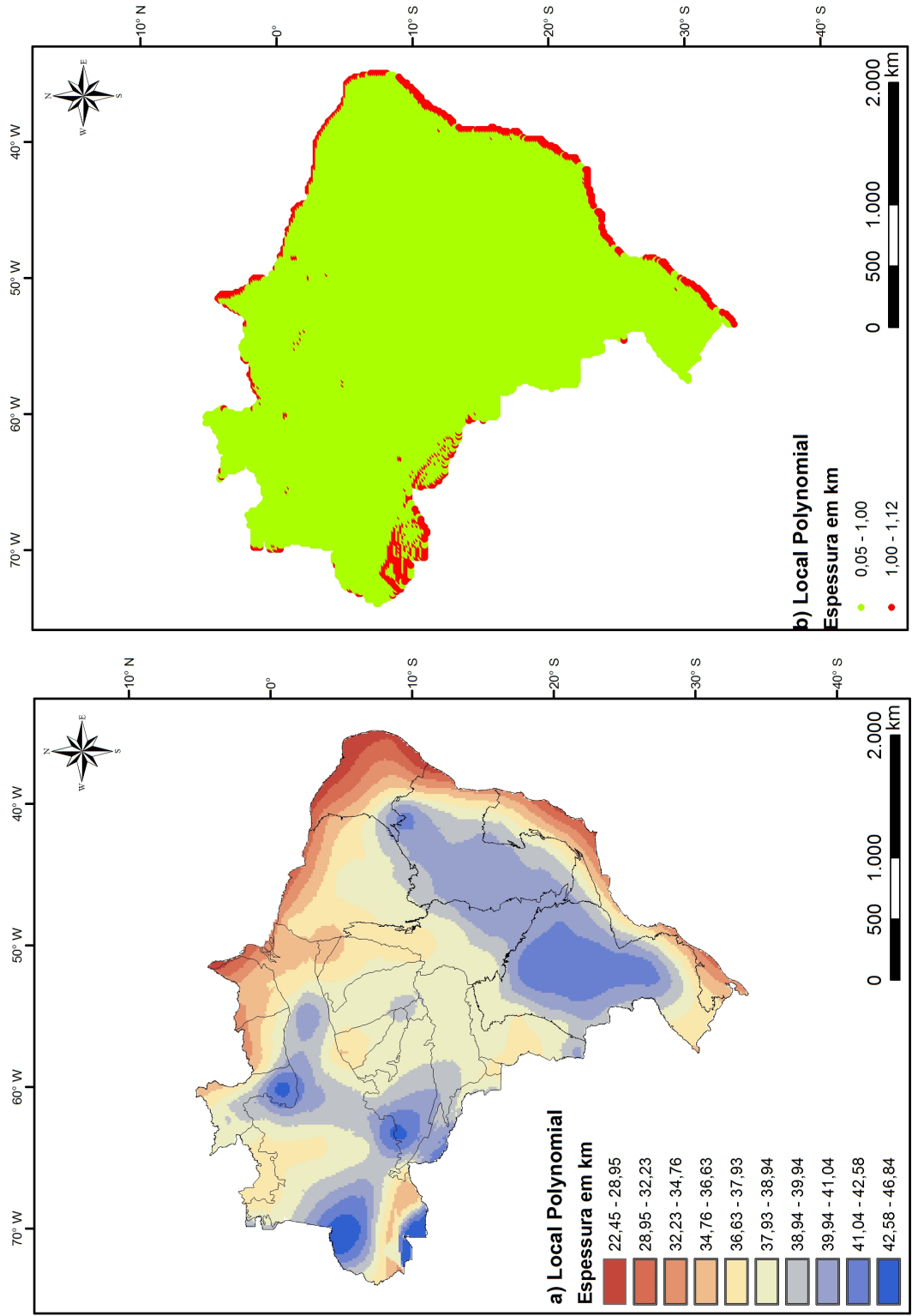


Figura 5.23: a) Modelo obtido pelo método *Local Polynomial Interpolation*. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

A integração entre o mapa gerado pelo método *Local Polynomial Interpolation* e os mapas gerados pelos métodos *Natural Neighbor*, *IDW*, *Kriging* e *Radial Basis Function*, Figura 5.24 a, b, d, e, respectivamente, geraram a classe referente ao erro acima do limite na região da borda leste do território, tal fato ocorre devido essa região ser a menos espessa nesses modelos e o método *Local Polynomial Interpolation* gerar valores superiores que o mínimo de entrada quando se comparado com esses métodos. Como o modelo gerado pelo *Spline* não honra os dados de entrada, a classe referente ao erro acima do estabelecido aparece em toda região da área de estuda, indicando mais uma vez a discrepância do *Spline* com os demais métodos.

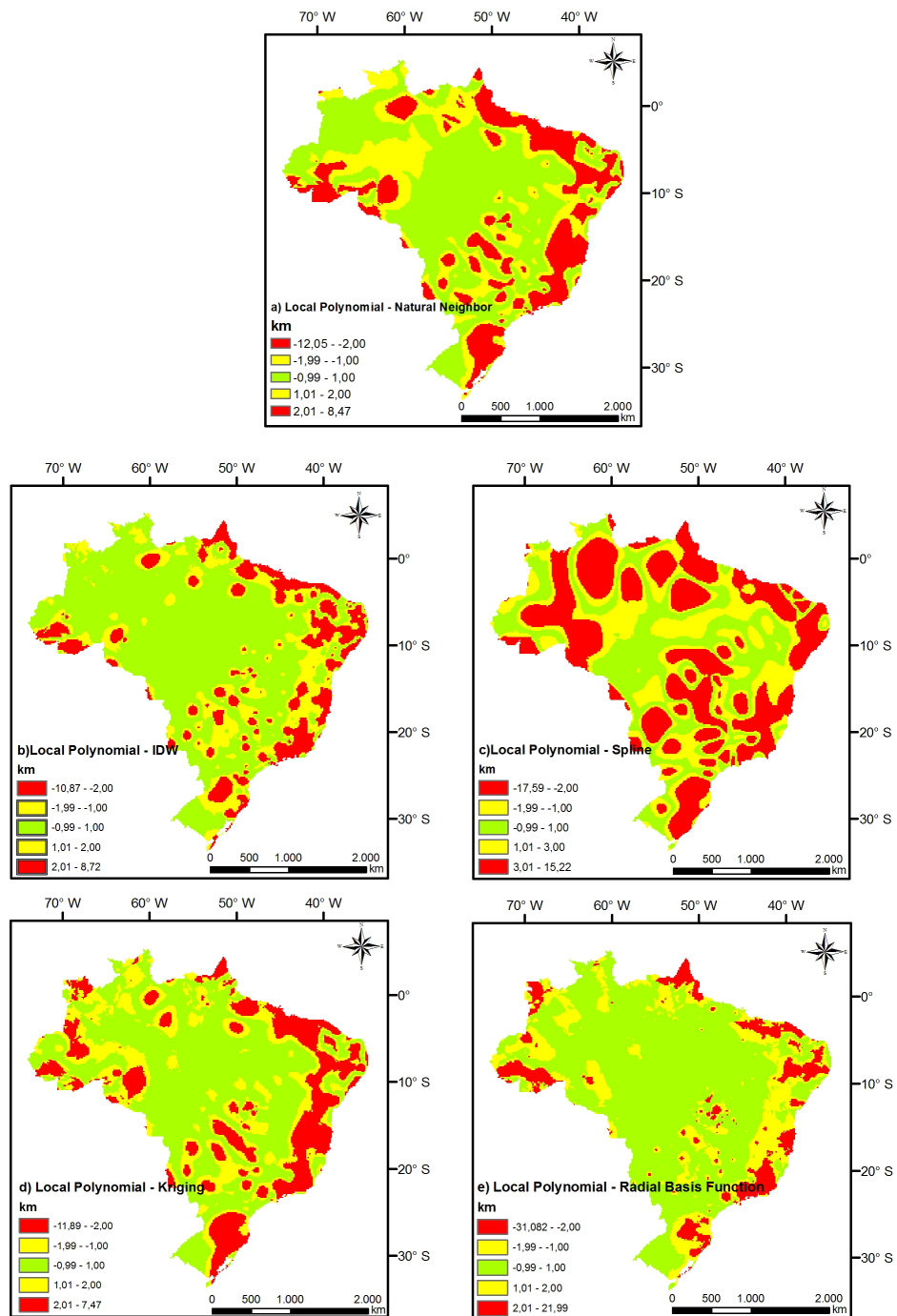


Figura 5.24: a) Comparação entre os modelos *Local Polynomial Interpolation* e *Natural Neighbor* através da operação de subtração entre os modelos. b) Comparação entre os modelos *Local Polynomial Interpolation* e *IDW* através da operação de subtração entre os modelos. c) Comparação entre os modelos *Local Polynomial Interpolation* e *Spline* através da operação de subtração entre os modelos. d) Comparação entre os modelos *Local Polynomial Interpolation* e *Kriging* através da operação de subtração entre os modelos. e) Comparação entre os modelos *Local Polynomial Interpolation* e *Radial Basis Function* através da operação de subtração entre os modelos.

5.3.7 Resultados - *Global Polynomial Interpolation*

Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 24,84 km a uma espessura máxima de 42,56 km tendo como média 36,95 km. Nenhum valor calculado ultrapassou o limite estabelecido para o trabalho (Figura 5.25). O modelo *Global Polynomial Interpolation* gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.26. O modelo gerado pelo método *Global Polynomial Interpolation* caracteriza a crosta brasileira na forma de um gradiente aumentando a espessura de leste para oeste, tal característica não está de acordo com os estudos pontuais de espessura crustal para cada província tectônica. Mesmo sendo o modelo estatisticamente mais confiável, o *Global Polynomial Interpolation* não representa de forma satisfatória as características físicas da crosta.

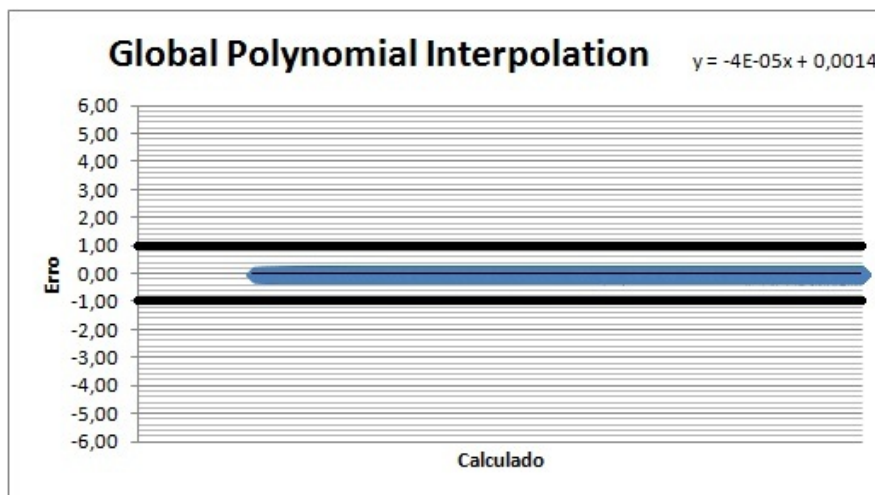


Figura 5.25: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial *Global Polynomial Interpolation*. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

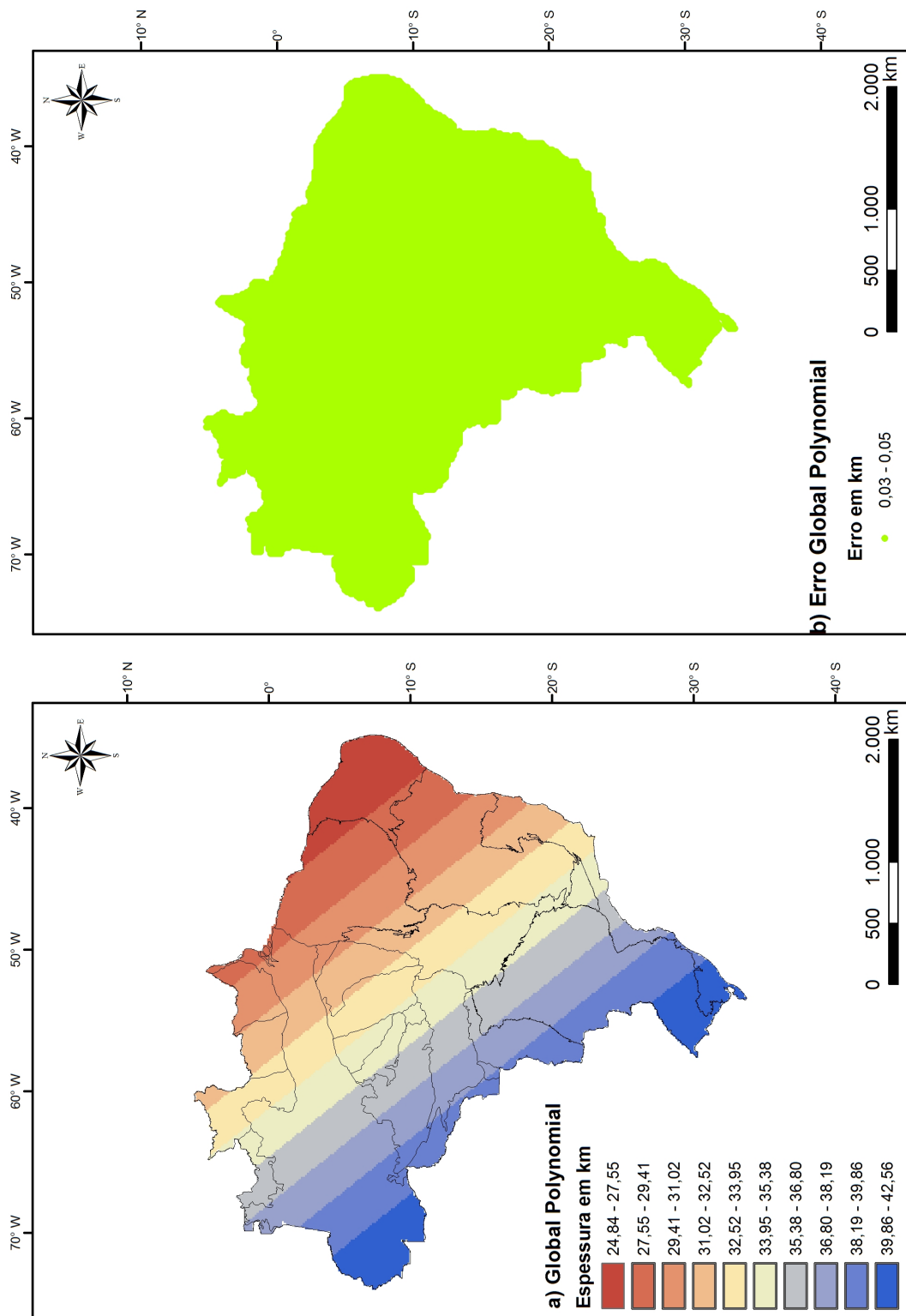


Figura 5.26: a) Modelo obtido pelo método *Global Polynomial Interpolation*. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

5.4 Critérios Estatísticos.

Além dos mapas de distribuição espacial de espessura crustal, foram calculados a partir dos resíduos, diferença entre o valor calculado e valor observado, o Erro Médio (ME), o Erro Médio Quadrático (MSE) e a Raíz do Erro Médio Quadrático (RMSE). Se o Erro Médio e o Erro Médio Quadrático tendem a zero e menor o valor da Raíz do Erro Médio Quadrático, melhor o modelo. A Tabela 5.4 mostra os valores desses parâmetros para cada método analisado na seção 5.3.

Tabela 5.4: Critérios utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho.

Método	ME	MSE	RMSE
IDW	0,00039	0,0788	0,2794
<i>Natural Neighbor</i>	0,00035	0,0575	0,2398
<i>Spline</i>	0,00092	0,0686	0,2619
<i>Kriging</i>	0,00028	0,0565	0,2378
<i>Radial Basis Function</i>	0,00032	0,13375	0,3657
<i>Local Polynomial Interpolation</i>	0,00015	0,0117	0,1082
<i>Global Polynomial Interpolation</i>	0,000025	0,000002	0,0016

Dentre os modelos analisados os que resultaram valores do Erro Médio e Erro Médio Quadrático mais próximos a zero e o menor valor da Raíz do Erro Médio Quadrático foram os métodos *Global Polynomial Interpolation*, *Local Polynomial Interpolation* e o *Kriging*. Mesmo obtendo os melhores resultados com relação a esses três parâmetros testados, o método *Global Polynomial Interpolation* não representa a verdadeira espessura da crosta do Brasil. O modelo gerado pelo *Local Polynomial Interpolation* apesar de gerar excelentes resultados para os parâmetros, não honra os dados mínimos de entrada, tal característica pode ter ocorrido pelo fato de ter sido feita uma única reamostragem para validação do modelo. Dessa forma, considerando esses parâmetros, o método *Kriging* é o considerado o mais consistente.

A Tabela 5.5 mostra os valores do Modelo de Eficiência (EF) proposto por Greenwood,

Neeteson e Draycot 1985.

Tabela 5.5: Modelo de Eficiência utilizado para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho.

Método	Modelo de Eficiência
IDW	0,9906
<i>Natural Neighbor</i>	0,9917
<i>Spline</i>	0,9903
<i>Kriging</i>	0,9941
<i>Radial Basis Function</i>	0,9809
<i>Local Polynomial Interpolation</i>	0,9950
<i>Global Polynomial Interpolation</i>	0,9905

Com relação ao Modelo de Eficiência (Tabela 5.5) todos os métodos obtiveram valores próximos a um, ou seja, todos são modelos consistentes estatisticamente com relação a esse parâmetro, sendo que os métodos *Local Polynomial Interpolation* e o *Kriging* obtiveram os valores mais significativos.

Segundo Camargo & Sentelhas., 1997, a precisão do modelo pode ser verificada pelo Índice de Concordância d , onde os valores variam entre zero para nenhuma concordância a um para concordância perfeita. Já o Índice de Confiança c permite analisar conjuntamente a precisão e a exatidão dos resultados obtidos (Tabela 4.1). Os valores do Índice de Concordância e do Índice de Confiança estão expostos na Tabela 5.6.

Tabela 5.6: Índice de Concordância e Índice de Confiança utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho.

Método	Índice de Concordância	Índice de Confiança
IDW	0,9960	0,31
<i>Natural Neighbor</i>	0,9939	0,36
<i>Spline</i>	0,9982	0,46
<i>Kriging</i>	0,9983	0,64
<i>Radial Basis Function</i>	0,9929	0,22
<i>Local Polynomial Interpolation</i>	0,9995	0,44
<i>Global Polynomial Interpolation</i>	0,9999	0,75

Com relação ao Índice de Concordância todos modelos obtiveram valores próximos

a um, indicando uma concordância perfeita. Já com relação ao Índice de Confiança, os modelos IDW, *Natural Neighbor* e o *Radial Basis Function* obtiveram valores menores que 0,40 ($c \leq 0,40$), ou seja, obtiveram um péssimo desempenho. Tal característica se deve ao valor do coeficiente de correlação, pois o Índice de Concordância foi satisfatório para todos os métodos. Assim esses três modelos são considerados imprecisos.

Os modelos *Spline* e o *Local Polynomial Interpolation* tiveram um desempenho considerado “mau”, pois possuem valores de c , Índice de Confiança, entre 0,41-0,51. O motivo é semelhante aos dos modelos anteriormente analisados. Já os modelos *Kriging* e o *Global Polynomial Interpolation* obtiveram melhor desempenho com relação ao parâmetro Índice de Confiança sendo classificados como “medianos”, ou seja, são considerados modelos precisos estatisticamente quando comparados com os modelos anteriores.

Dentre os métodos analisados, o *Kriging* e o *Local Polynomial Interpolation*, apresentaram os valores mais consistentes com relação aos sete critérios estatísticos analisados.

5.5 Método *Jackknife*

Para avaliar as incertezas dos dados, utilizou-se a técnica de reamostragem *Jackknife*, que se baseia na retirada de uma porcentagem da amostra do conjunto total observado, recalculando-se o estimador (n vezes) a partir dos valores restantes. Para os dados de espessura crustal foram geradas 1000 sub-amostras com a retirada de 10% dos dados de entrada e calculado o estimador e o desvio *Jackknife* para os métodos IDW, *Natural Neighbor*, *Kriging* e *Local Polynomial Interpolation*.

Por não honrarem os dados de entrada, gerando valores significativamente inferiores ao mínimo e superiores ao máximo quando comparado com a base de dados de entrada, decidiu-se não analisar os modelos *Radial Basis Function* e *Spline*. E por não caracterizar de forma consistente a variação de espessura da crosta do Brasil, gerando um gradiente de aumento da espessura crustal de leste para oeste, o método *Global Polynomial Interpolation* também não foi analisado pelo *Jackknife*.

Todo processo foi implementado em um *Model Builder*, aplicação do ArcGis que permite criar, editar e gerir modelos. A Figura 5.27 mostra o fluxograma com as etapas de processamento para obtenção do estimador e desvio *Jackknife*. Primeiramente foram criadas mil sub-bases, com a retirada aleatória de 10% dos dados de entrada. Na sequência, para cada método testado, foram gerados 1000 modelos de espessura crustal e utilizando às equações 4.17 e 4.18, calculou-se os parâmetros *Jackknife*.

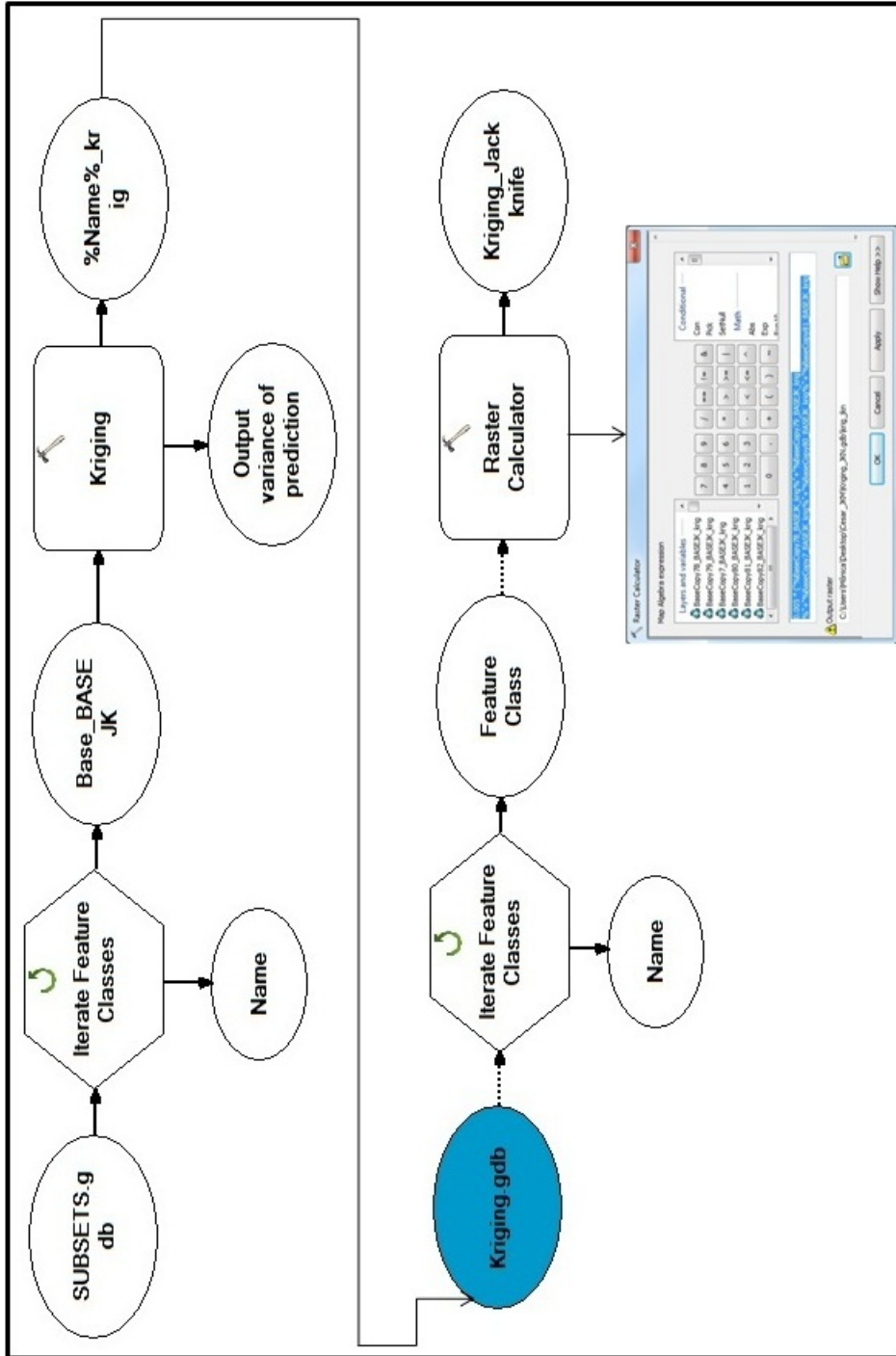


Figura 5.27: Fluxograma com etapas de execução do model builder para cálculo do estimador e desvio *Jackknife*.

5.5.1 Resultados *Jackknife* - IDW

Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 16,18 km a uma espessura máxima de 49,53 km tendo como média 32,86 km, ou seja, o método não gerou valores menores que o mínimo e nem valores maiores que o máximo, quando se comparado com os valores de entrada. Nesse caso, 1969 valores de espessura calculados ultrapassaram a margem de erro estipulada ($\pm 1,00$ km) (Figura 5.28). O modelo IDW *Jackknife* gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.29.

Mesmo com a utilização da técnica de reamostragem *Jackknife* o método continuou apresentando as anomalias, efeito mira, que não condizem com as características físicas esperadas para a crosta terrestre. O método honrou os dados de entrada respeitando o mínimo e máximo com relação aos dados de entrada.

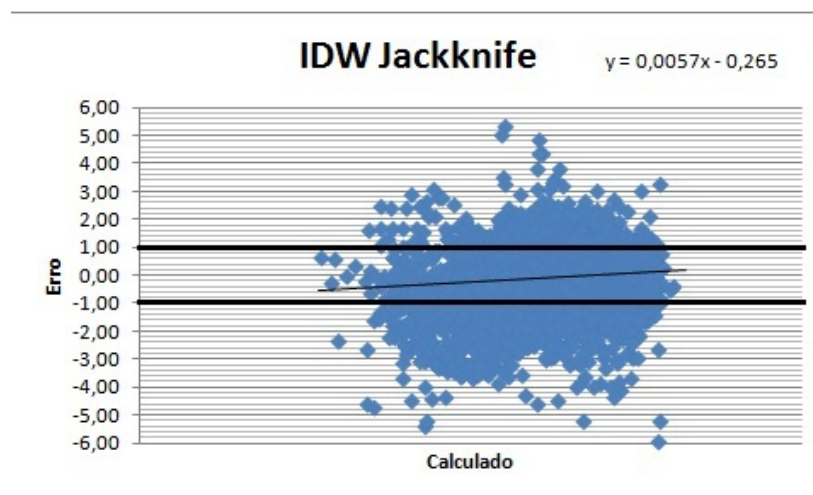


Figura 5.28: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial IDW *Jackknife*. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

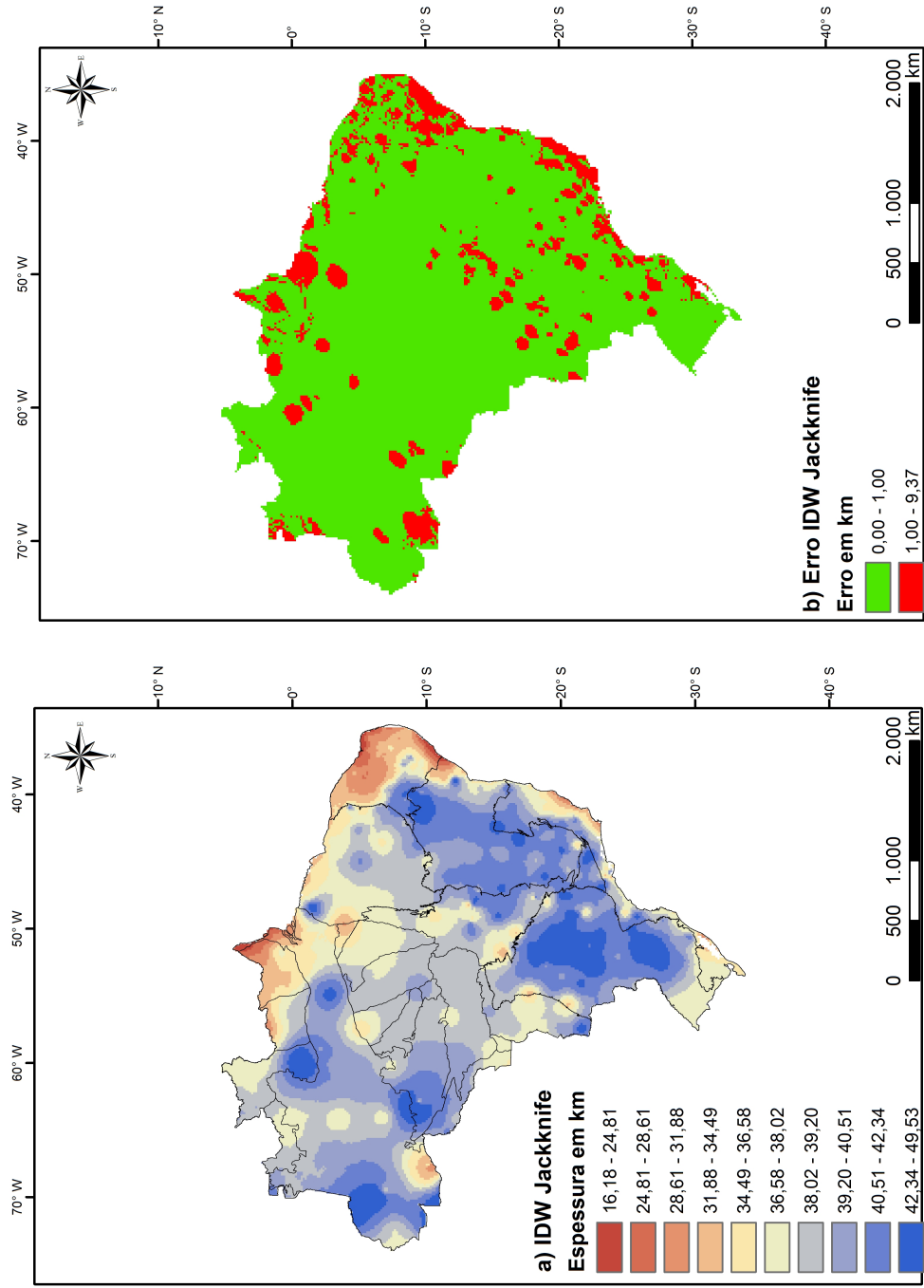


Figura 5.29: a) Modelo obtido pelo método IDW *Jackknife*. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

5.5.2 Resultados *Jackknife* - *Natural Neighbor*

Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 15,65 km a uma espessura máxima de 48,49 km tendo como média 32,56 km, ou seja, o método não gerou valores menores que o mínimo e nem valores maiores que o máximo, quando se comparado com os valores de entrada. Nesse caso, 2182 valores de espessura calculados ultrapassaram a margem de erro estipulada ($\pm 1,00$ km) (Figura 5.30). O modelo *Natural Neighbor* gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.31.

Mesmo com a técnica de reamostragem *Jackknife*, os modelos gerados pelos métodos IDW e *Natural Neighbor* mantiveram as características dos modelos gerados sem o *Jackknife*. Os erros acima do limite estabelecido se encontram na borda leste do território e nas regiões onde os efeitos de mira estão presentes.

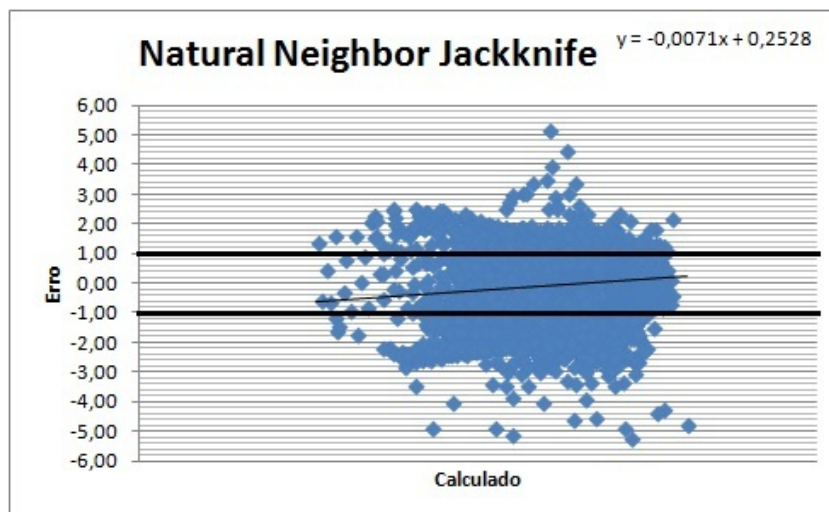


Figura 5.30: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial *Natural Neighbor Jackknife*. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

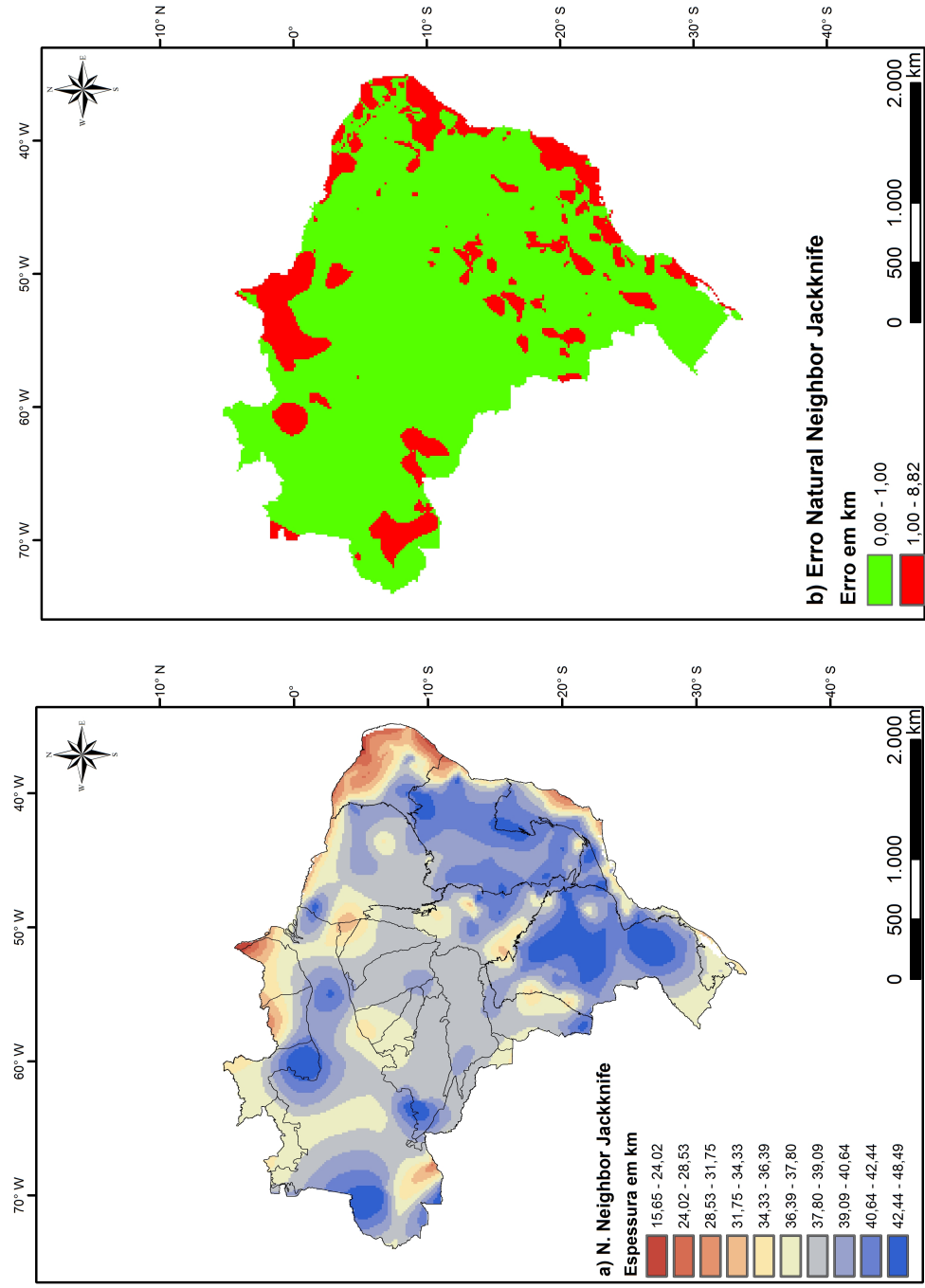


Figura 5.31: a) Modelo obtido pelo método *Natural Neighbor Jackknife*. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

5.5.3 Resultados *Jackknife* - *Kriging*

Foram mantidos os mesmos valores do processo de interpolação utilizado no método *Kriging* (subseção 5.3.4) para os parâmetros de ajuste do semivariograma. Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 17,82 km a uma espessura máxima de aproximadamente 47,92 km tendo como média 36,20 km. A análise de regressão foi bem sucedida, com um erro máximo de 6,78 km em valor absoluto, valor pequeno quando comparado com o *IDW Jackknife* e o *Natural Neighbor Jackknife*. Nesse método 2751 valores ultrapassaram o limite adotado, valor superior quando comparado com o *IDW Jackknife* e o *Natural Neighbor Jackknife* (Figura 5.32). O modelo *Kriging* gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.33.

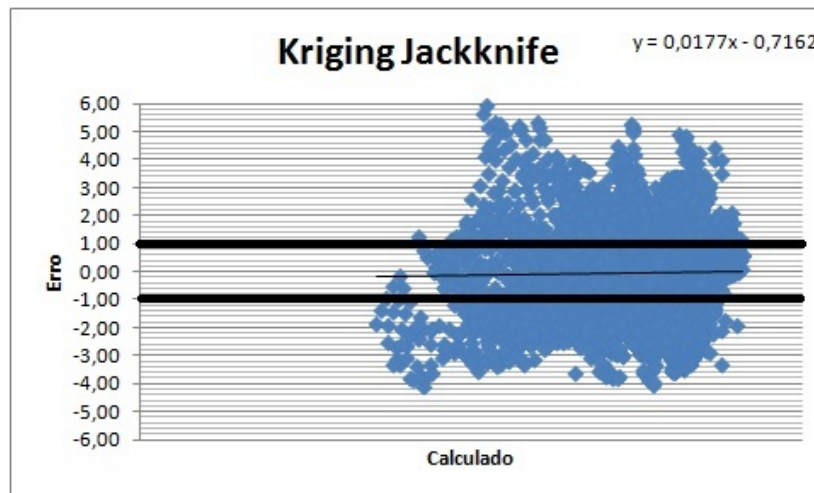


Figura 5.32: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial *Kriging Jackknife*. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

Comparando o modelo *Kriging* obtido com o estimador *Jackknife* e o modelo obtido sem o estimador, verifica-se uma mudança no valor mínimo, enquanto no *Kriging* o valor foi de 15,80 km no *Kriging Jackknife* aumentou para 17,82 km valor mais coerente com os dados de entrada, visto que dentro da área de estudo existe um único valor de espessura próximo a 15,00 km, sendo o valor seguinte 21,00 km.

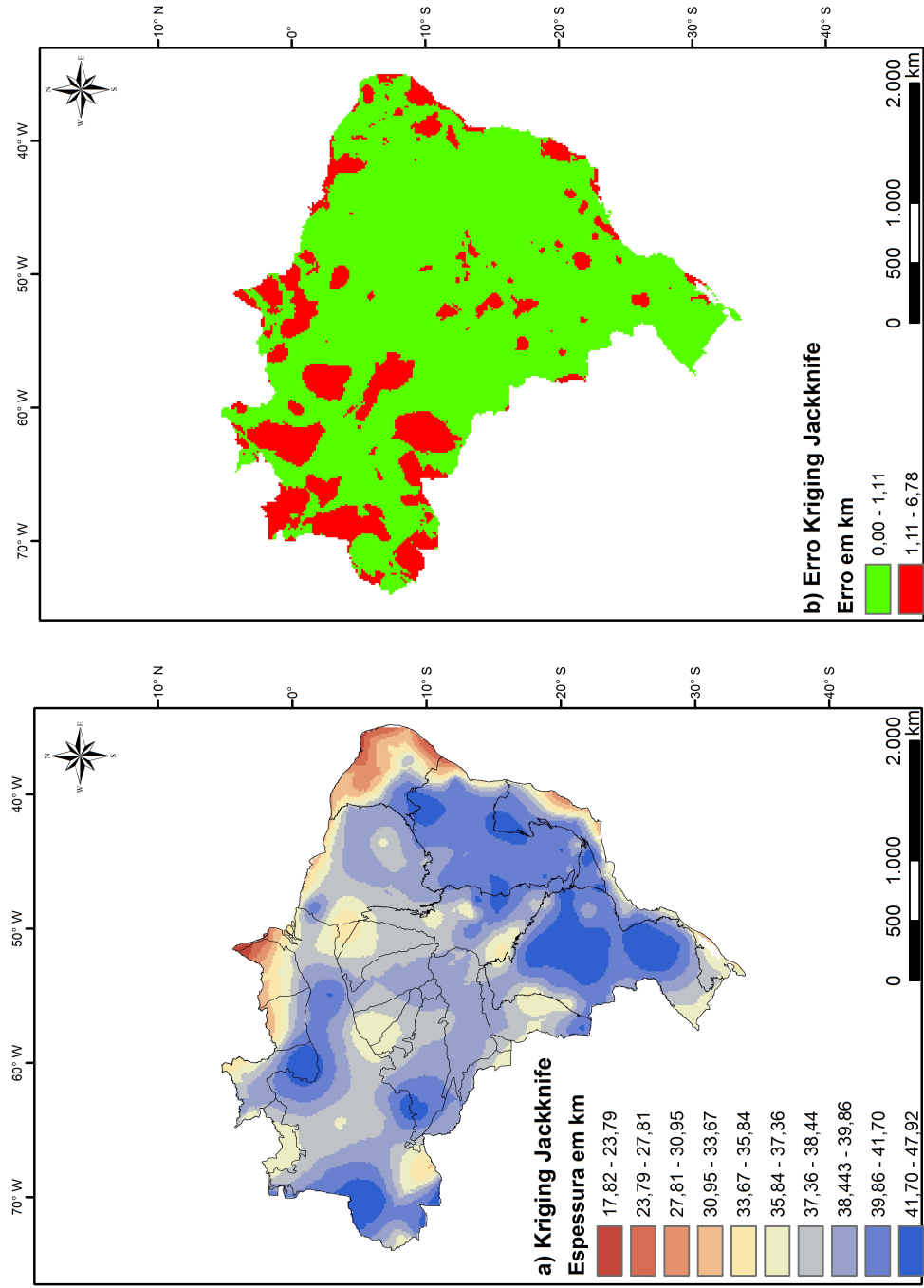


Figura 5.33: a) Modelo obtido pelo método *Kriging Jackknife*. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

5.5.4 Resultados *Jackknife - Local Polynomial Interpolation*

Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 18,01 km a uma espessura máxima de 47,25 km tendo como média 34,74 km. A variação gradual da espessura crustal ao longo do território, sem anomalias significativas, se mantém como a principal característica do modelo, quando comparado com o *Local Polynomial Interpolation*. Tal representa uma suavização do modelo *Kriging Jackknife*. O modelo *Local Polinomial Interpolation* apresentou 4679 valores superiores ao erro limite estabelecido no trabalho (Figura 5.22). O modelo *Local Polynomial Interpolation* gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.23.

A principal diferença entre os modelos obtidos pelo *Local Polynomial Interpolation* e o *Local Polynomial Interpolation Jackknife* foi a diferença no valor mínimo obtido, 20,22 km e 18,01 km respectivamente. Sendo o segundo valor coerente com os dados de entrada, indicando que uma única reamostragem, mesmo que sendo aleatória, pode ser tendenciosa.

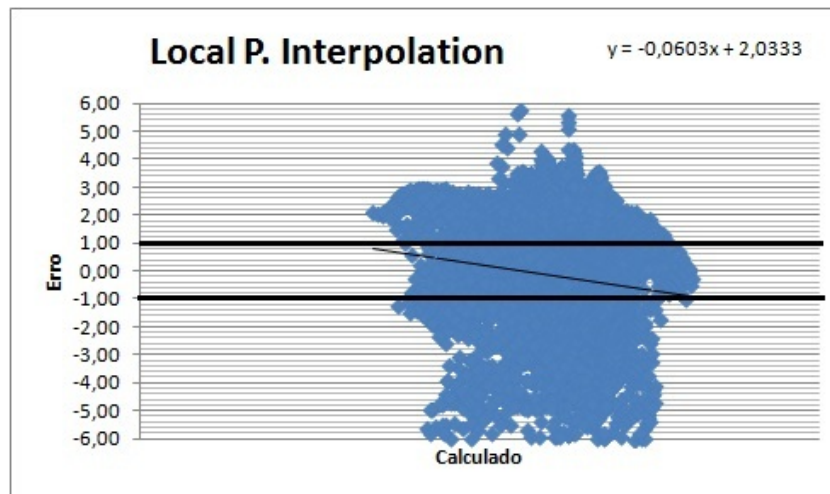


Figura 5.34: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial *Local Polynomial Interpolation Jackknife*. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

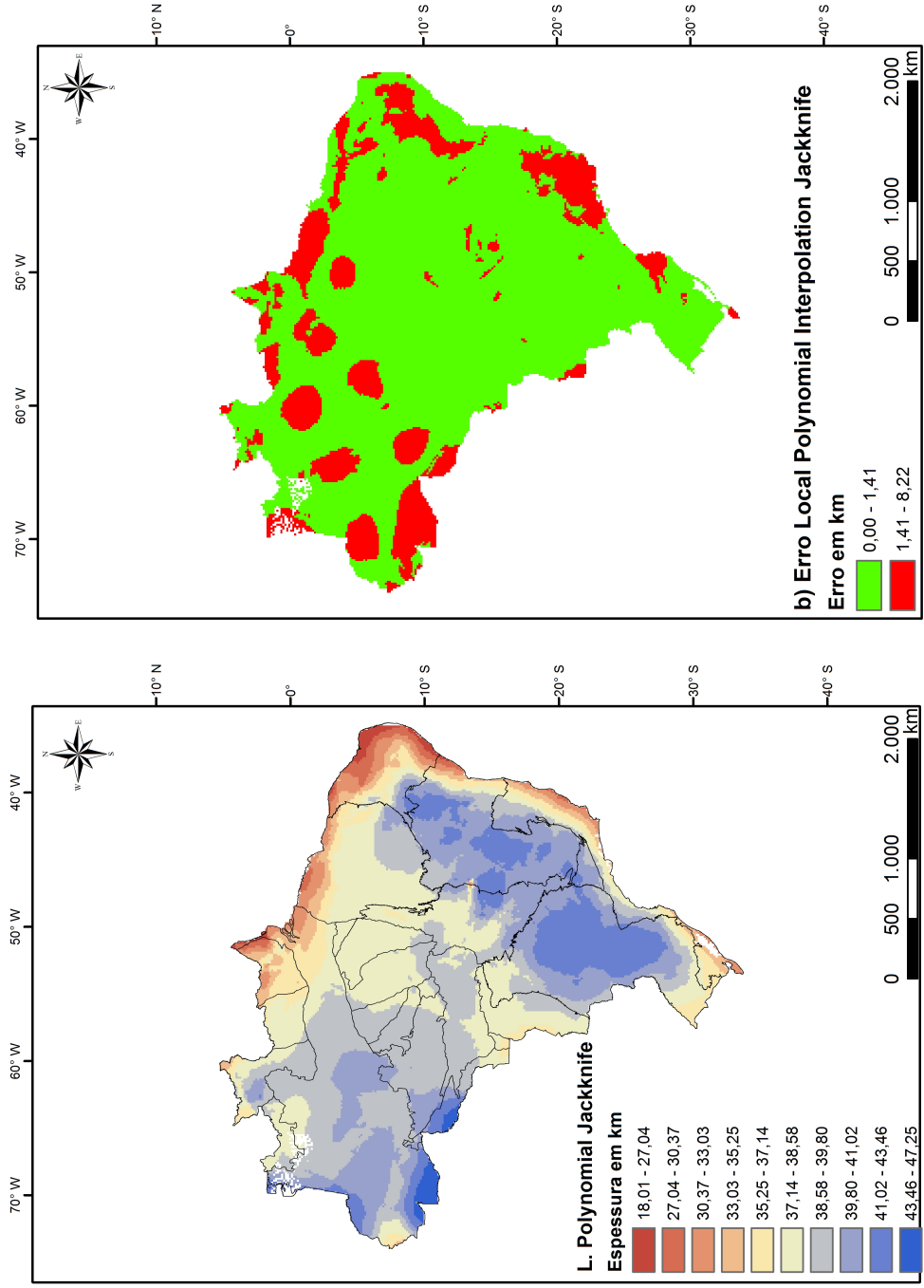


Figura 5.35: a) Modelo obtido pelo método *Local Polynomial Interpolation Jackknife*. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

A Figura 5.36 mostra a distribuição do desvio padrão *Jackknife*, ou seja, mostra em quais regiões do mapa os valores calculados se afastam da média. A distribuição do desvio foi semelhante nos quatro modelos testados. Na distribuição espacial do desvio em relação ao método IDW, Figura 5.36 a, fica evidente a presença de anomalias de alta e baixa espessura em um espaço reduzido, fato que não caracteriza consistentemente a variável estudada.

A borda leste do território obteve a maior discrepância negativa entre os valores calculados e a média, tal fato confirma um afinamento da crosta em direção ao oceano Atlântico. A região central e norte do Brasil apresentou as maiores discrepâncias positivas entre os valores calculados e a média, regiões que compreendem a bacia do Paraná, cráton São Francisco e cráton Amazônico, onde se espera uma maior espessura crustal. O restante do território tem desvio próximo a zero, o que indica uma espessura próxima a da média.

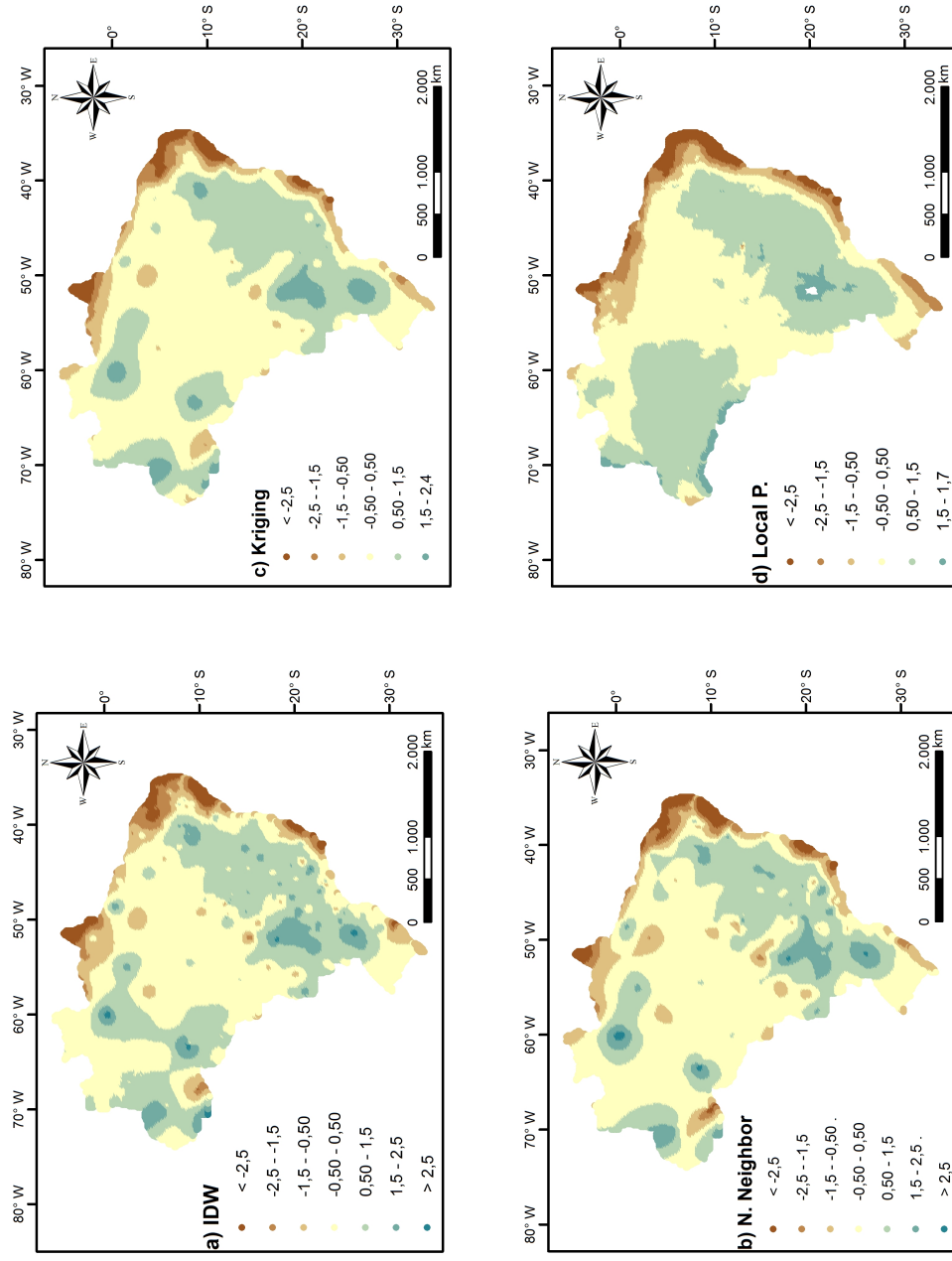


Figura 5.36: Mapa com a distribuição do Desvio Padrão calculado pelo estimador *Jackknife*.

5.5.5 Resultados *Jackknife* - Álgebra de Mapas.

Para identificação de porções do território de estudo que possuem maiores discrepâncias entre os valores calculados através dos métodos, foi realizada uma álgebra de mapas, definida pela subtração entre os modelos (Figura 5.37).

Os métodos *Kriging* e *Local Polynomial Interpolation*, calcularam valores mínimos e máximos semelhantes, variando em menos de 1,00 km. De acordo com as Figuras 5.33 e 5.35 verifica-se que os modelos caracterizam de forma semelhante a estrutura crustal do Brasil, sendo o *Local Polynomial Interpolation* um modelo mais suave quando comparado com *Kriging*. A Figura 5.37 c, mostra uma semelhança entre os modelos com exceção da região norte. Ao se comparar o modelo *Kriging* com os modelos IDW e *Natural Neighbor*, Figura 5.37 a) e b), verifica-se as anomalias (efeito de mira) geradas principalmente pelo método IDW, são as regiões onde ocorrem as maiores diferenças entre os valores calculados, as quais variaram em valor absoluto até 6,88 km.

Ao se comparar o *Local Polynomial Interpolation* com os modelos IDW e *Natural Neighbor* Figura 5.37, d e f, obteve-se uma semelhante distribuição espacial das diferenças calculadas entre os métodos *Kriging* e *Local Polynomial Interpolation* (Figura 5.37 c), possuindo uma magnitude maior, ou seja, a diferença atinge em valor absoluto um valor de 6,78 km. Tal fato ocorre devido à diferença entre os valores mínimos e máximos calculados por esses métodos.

A Figura 5.37 e, comparação entre os modelos IDW e *Natural Neighbor*, evidencia os efeitos de mira gerados pelo método IDW, região onde ocorrem as maiores diferenças entre os valores de espessura.

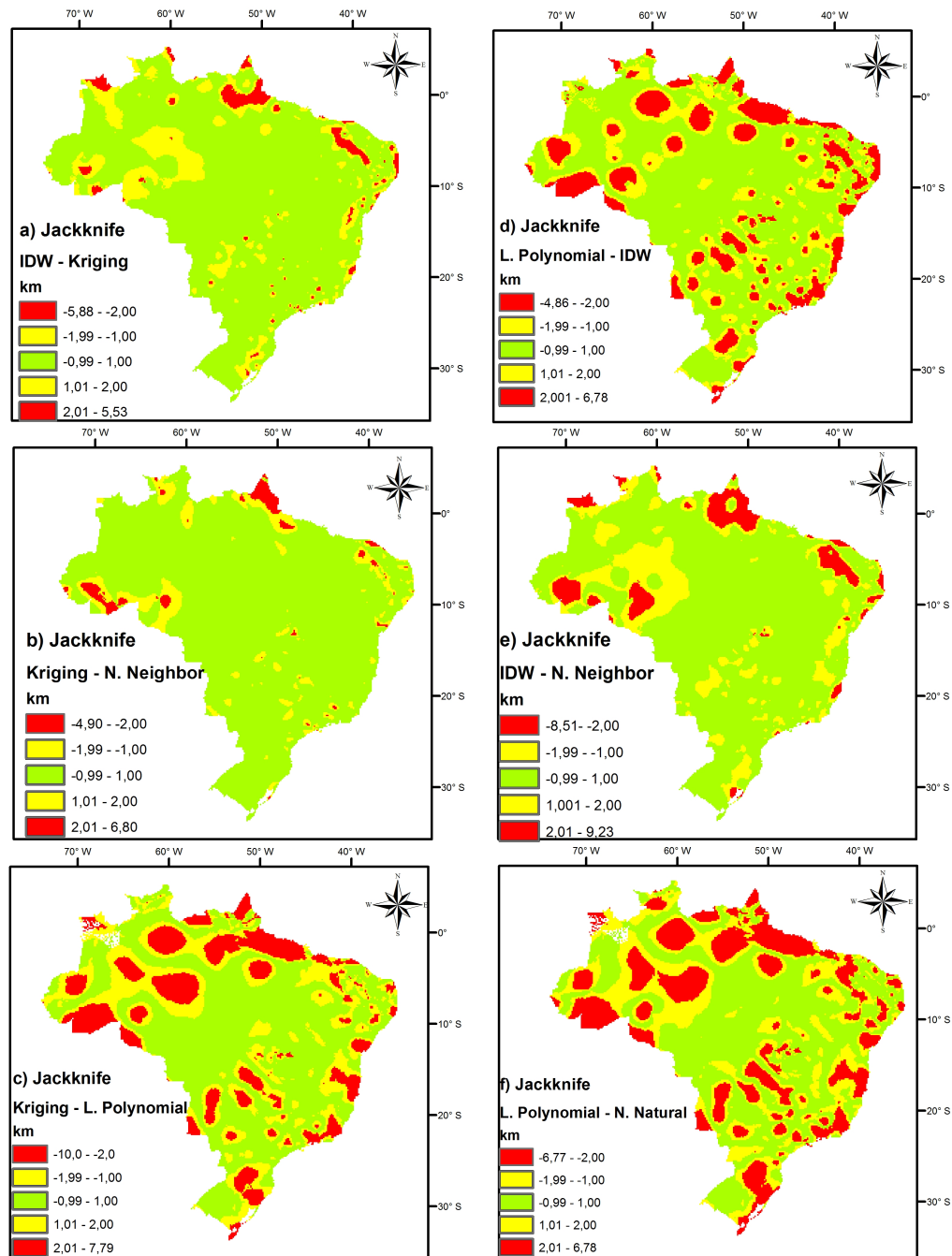


Figura 5.37: a) Comparação entre os modelos IDW e *Kriging* através da operação de subtração entre os modelos. b) Comparação entre os modelos *Kriging* e *Natural Neighbor* através da operação de subtração entre os modelos. c) Comparação entre os modelos *Local Polynomial Interpolation* e *Kriging* através da operação de subtração entre os modelos. d) Comparação entre os modelos *Local Polynomial Interpolation* e IDW através da operação de subtração entre os modelos. e) Comparação entre os modelos *Natural Neighbor* e IDW através da operação de subtração entre os modelos. f) Comparação entre os modelos *Natural Neighbor* e *Local Polynomial Interpolation* através da operação de subtração entre os modelos.

5.5.6 Resultados *Jackknife* - Critérios Estatísticos.

Além dos mapas de distribuição espacial de espessura crustal, foram calculados a partir dos resíduos, diferença entre o valor calculado e valor observado, o Erro Médio (ME), o Erro Médio Quadrático (MSE) e a Raíz do Erro Médio Quadrático (RMSE). A Tabela 5.7 mostra os valores desses parâmetros para cada método analisado na seção 5.5.

Tabela 5.7: Critérios utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho com o estimador *Jackknife*.

Método	ME	MSE	RMSE
IDW	0,0466	0,2903	0,5387
<i>Natural Neighbor</i>	0,0250	0,2962	0,5443
<i>Kriging</i>	0,0283	0,3020	0,5495
<i>Local Polynomial Interpolation</i>	0,2900	1,5492	1,2446

Para os métodos IDW, *Natural Neighbor* e *Kriging* os valores dos critérios analisados na Tabela 5.5 são semelhantes mostrando uma maior consistência estatística quando comparado com o método *Local Polynomial Interpolation*. A discrepância nos valores desses critérios é consequência do método *Local Polynomial Interpolation* ser um interpolador local, dessa forma a retirada de um ponto afeta o modelo localmente, gerando um erro de maior magnitude.

Com relação ao Modelo de Eficiência (Tabela 5.8), mais uma vez os modelos IDW, *Natural Neighbor* e *Kriging* apresentaram valores próximos a um, mostrando sua eficiência. Enquanto o *Local Polynomial Interpolation*, apresentou um menor valor (0,8389) comparado com os demais métodos, indicando que o modelo é o mais limitado.

Tabela 5.8: Modelo de Eficiência utilizado para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho com o estimador *Jackknife*.

Método	Modelo de Eficiência
IDW	0,9672
<i>Natural Neighbor</i>	0,9636
<i>Kriging</i>	0,9543
<i>Local Polynomial Interpolation</i>	0,8389

Os valores do Índice de Concordância e do Índice de Confiança estão expostos na Tabela 5.9.

Tabela 5.9: Índice de Concordância e Índice de Confiança utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial utilizados neste trabalho com o estimador *Jackknife*.

Método	Índice de Concordância	Índice de Confiança
IDW	0,9934	0,29
<i>Natural Neighbor</i>	0,9999	0,35
<i>Kriging</i>	0,9917	0,61
<i>Local Polynomial Interpolation</i>	0,9327	0,31

Com relação ao Índice de Concordância os modelos IDW, *Natural Neighbor* e *Kriging* obtiveram valores mais próximos a um, quando se comparado com o *Local Polynomial Interpolation*, indicando uma concordância perfeita. Já com relação ao Índice de Confiança, os modelos IDW, *Natural Neighbor* obtiveram valores menores que 0,40 ($c \leq 0,40$), ou seja, obtiveram um péssimo desempenho. Tal característica se deve ao valor do coeficiente de correlação, pois o Índice de Concordância foi satisfatório para esses métodos. Assim os modelos IDW e *Natural Neighbor* são considerados imprecisos. O modelo *Kriging* obteve um valor de Índice de Confiança na classe do mediano, tal fato se deve também ao valor do coeficiente de correlação.

5.6 *Kriging Jackknife x Topo to Raster Jackknife*

Topo to Raster é um método de interpolação espacial projetado especificamente para criação de modelos digitais de elevação hidrologicamente corretos. Os valores de espessura obtidos por esse método variaram de 15,31 km a uma espessura máxima de aproximadamente 47,59 km tendo como média 35,23 km. Nesse método 3441 valores ultrapassaram o limite adotado, valor superior quando comparado com o *Kriging* (Figura 5.38). O modelo *Topo to Raster* gerado e a espacialização dos erros são apresentados na Figura 5.39.

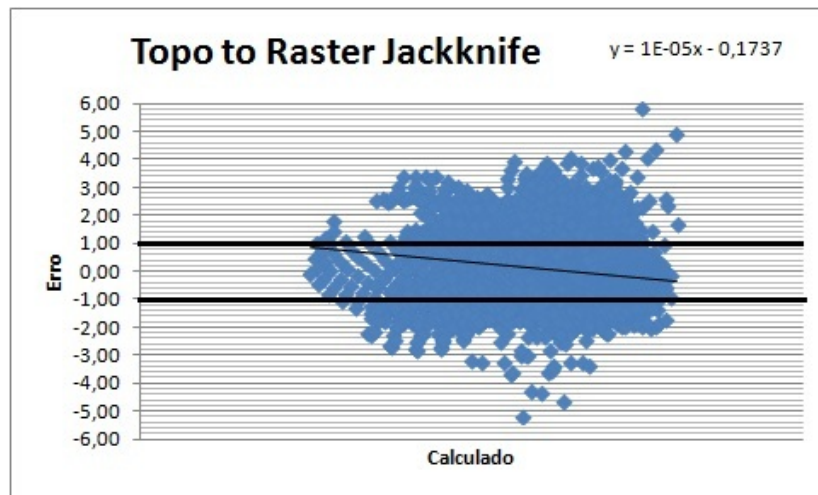


Figura 5.38: Gráfico de “Erro x Calculado” para o método de interpolação espacial *Topo to Raster Jackknife*. As linhas pretas horizontais indicam o limite aceitável do erro ($\pm 1,00$ km).

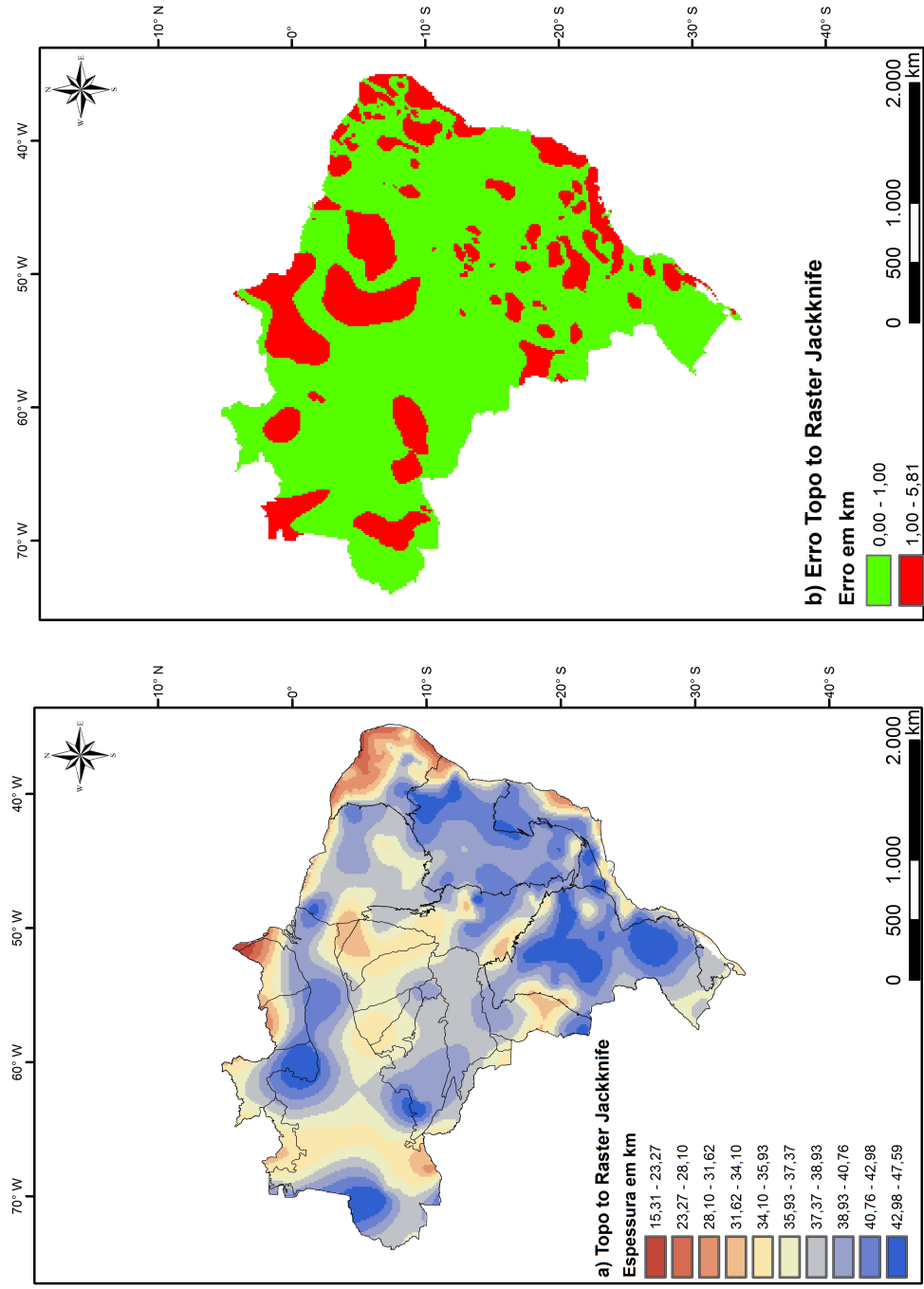


Figura 5.39: a) Modelo obtido pelo método *Topo to Raster Jackknife*. b) Espacialização dos resíduos gerados no processo de interpolação.

Para identificação de porções do território de estudo que possuem maiores discrepâncias entre os valores calculados através dos métodos, foi realizada uma álgebra de mapas, definida pela subtração entre os modelos (Figura 5.40). A maior diferença entre as espessuras calculadas foi em valor absoluto de 5,21 km. As maiores diferenças ocorrem em pequenos pontos na costa leste do e em maior dimensão na região norte do Brasil. O valor de menor espessura calculado pelo *Topo to Raster* foi de 15,31 km, aproximadamente 2,5 km a menos que o obtido pelo *Kriging*.

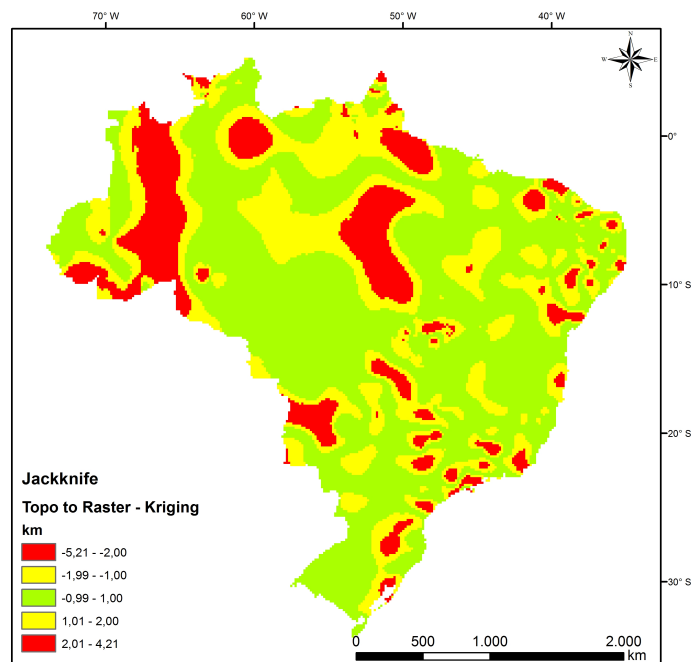


Figura 5.40: Comparação entre os modelos *Topo to Raster* e *Kriging* através da operação de subtração entre os modelos.

Com relação ao Desvio Padrão para o método *Topo to Raster* (Figura 5.41) calculado pelo estimador Jackknife, a espacialização do mesmo se apresentou de forma semelhante ao do obtido para o método *Kriging*. A borda leste do território obteve a maior discrepância negativa entre os valores calculados e a média, tal fato confirma um afinamento da crosta em direção ao oceano Atlântico. A região central apresentou a maior discrepância positiva entre os valores calculados e a média. Regiões que compreendem a bacia do Paraná, cráton São Francisco onde se espera uma maior espessura crustal. O restante do território tem desvio próximo a zero, o que indica uma espessura próxima a da média. A principal discordância ocorre no cráton Amazônico, no método *Kriging* o desvio padrão indica uma discrepância positiva entre os valores calculados e a média, enquanto no *Topo to Raster* os valores obtidos se aproximam da média.

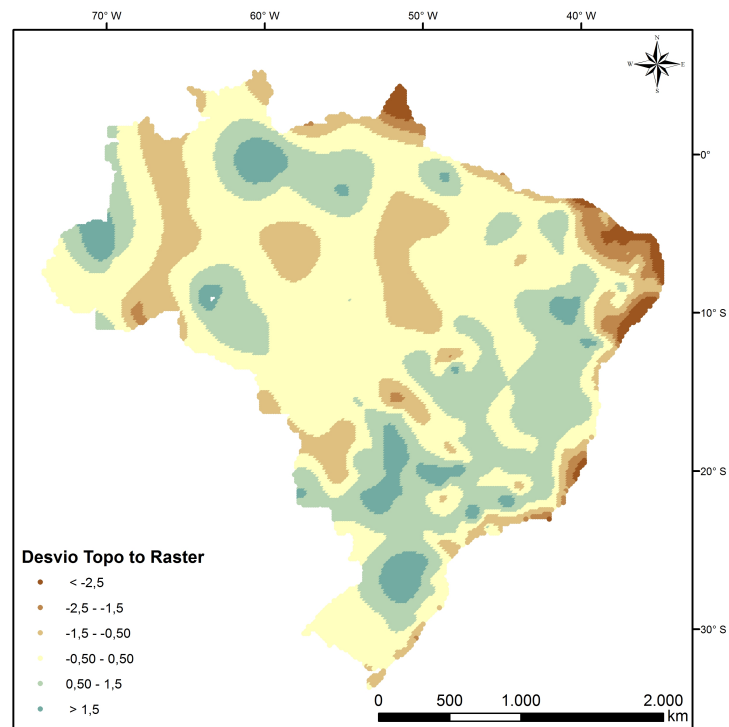


Figura 5.41: Mapa com a distribuição do Desvio Padrão calculado pelo estimador *Jackknife* para o método *Topo to Raster*.

Além dos mapas de distribuição espacial de espessura crustal, foram calculados a partir dos resíduos, o Erro Médio (ME), o Erro Médio Quadrático (MSE) e a Raíz do Erro Médio Quadrático (RMSE). A Tabela 5.10 mostra os valores desses parâmetros para os métodos *Kriging* e *Topo to Raster*.

Tabela 5.10: Critérios utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial *Kriging* e *Topo to Raster* obtidos com o estimador *Jackknife*.

Método	ME	MSE	RMSE
<i>Topo to Raster</i>	0,0306	0,6034	0,7700
<i>Kriging</i>	0,0283	0,3020	0,5495

Com relação a esses três parâmetros o método *Kriging* se mostrou mais consistente, apresentando um menor valor para a Raíz do Erro Médio Quadrático, e valores de Erro Médio e Raíz do Erro Médio Quadrático mais próximos a zero quando se comparado com o método *Topo to Raster*.

Para o Modelo de Eficiência, ambos os métodos obtiveram valores semelhantes e próximos a um, tal fato indica que os modelos são estatisticamente eficientes (Tabela 5.11).

Tabela 5.11: Modelo de Eficiência utilizado para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial *Kriging* e *Topo to Raster*.

Método	Modelo de Eficiência
<i>Kriging</i>	0,9543
<i>Topo to Raster</i>	0,9422

Os valores do Índice de Concordância e do Índice de Confiança estão expostos na Tabela 5.12.

Tabela 5.12: Índice de Concordância e Índice de Confiança utilizados para avaliar o desempenho dos métodos de interpolação espacial *kriging* e *Topo to Raster*.

Método	Índice de Concordância	Índice de Confiança
<i>Kriging</i>	0,9917	0,61
<i>Topo to Raster</i>	0,9912	0,61

Com relação ao Índice de Concordância os modelos *Kriging* e *Topo to Raster* obtiveram valores semelhantes e próximos a um, indicando uma concordância perfeita. Os dois métodos obtiveram o mesmo valor para o Índice de Confiança, 0,61, valor que classifica os modelos como medianos.

Dentre os métodos de interpolação testados nas seções 5.5 e 5.6, levando em consideração os critérios estatísticos, os que obtiveram melhores resultados foram o método *Kriging* e *Topo to Raster*. Dessa forma serão utilizados esses dois modelos para a análise subjetiva, que consistirá na comparação visual com o modelo de escala mundial *Crust 2.0* (Laske *et al.*, 1999) e em uma associação dos resultados obtidos com as características físicas e geológicas da crosta sob a área de estudo, sendo feita também uma análise para cada uma das províncias separadamente.

5.7 Modelos de Espessura Crustal por Província Tectônica.

Para análise subjetiva comparou-se os valores calculados pelos métodos com os dados de entrada de função do receptor e com trabalhos de estrutura crustal publicados para cada uma das províncias. Por honrarem os limites dos dados de entrada e obterem melhor desempenho nos critérios estatísticos, apenas os métodos *Kriging* e *Topo to Raster* serão apresentados nas subseções 5.7.1 a 5.7.7.

5.7.1 Província Borborema

O modelo *Spline* cria valores de espessura máxima que não condizem com os dados pontuais encontrados na literatura. Na região sudeste da província Borborema, Oliveira 2008, Pavão., *et al* 2010, obtiveram valores de espessura variando entre aproximadamente 30 e 36 km, o método *Spline* calcula uma espessura de 44 km para mesma região. Verifica-se uma anomalia nas proximidades da estação FOR1 (Fortaleza), onde o método calcula uma espessura de 35,58 km e a função do receptor calcula a espessura em 31 km aproximadamente.

Os modelos IDW, *Natural Neighbor* e *Radial Basis Function* geraram modelos semelhantes, sendo que o IDW apresentou o efeito de mira, que caracteriza a presença de anomalias pontuais na crosta, o que comumente não ocorre, ou seja, o aumento ou diminuição da espessura crustal se dá de uma forma gradativa.

O modelo gerado pelo método *Local Polynomial Interpolation* apresenta uma diminuição gradual e suave da espessura crustal em direção a margem, omitindo dessa forma características da região do Planalto da Borborema, onde o método calcula valores de espessura próximos a 30 km não condizentes com os encontrados por Pavão *et al.*, 2010.

O método *Kriging* (Figura 5.42 a)) mostra diminuição da espessura crustal na direção da costa de forma gradativa, sem a presença de "grandes" anomalias. O método caracteriza uma região de afinamento crustal entre o limite oeste da província Borborema e o

Planalto da Borborema, com espessura entre 28 e 31 km, resultado da abertura do Atlântico. Na região noroeste, próximo a estação SBBR (Sobral-CE), os valores de espessura estão de acordo com os obtidos por Novo Barbosa 2008 e o Planalto da Borborema está bem caracterizado com espessuras coerentes as obtidas por Oliveira 2008, Novo Barbosa 2008 e Pavão *et al.*, 2010.

O modelo gerado pelo método *Topo to Raster* (Figura 5.42 b) se assemelha ao modelo *Kriging*, os valores mínimos e máximos calculados estão de acordo com os dados pontuais obtidos por função do receptor. A principal diferença é a presença de uma anomalia pontual de crosta espessa (aproximadamente 40 km), localizada próxima ao Planalto da Borborema, a qual é causada por um valor de entrada obtido por gravimetria. Tanto no modelo *Kriging* e *Topo to Raster*, a região sudoeste da província Borborema (fronteira com o cráton São Francisco e província Parnaíba), apresenta uma crosta mais espessa devido aos valores de função do receptor obtidos na parte norte do cráton São Francisco.

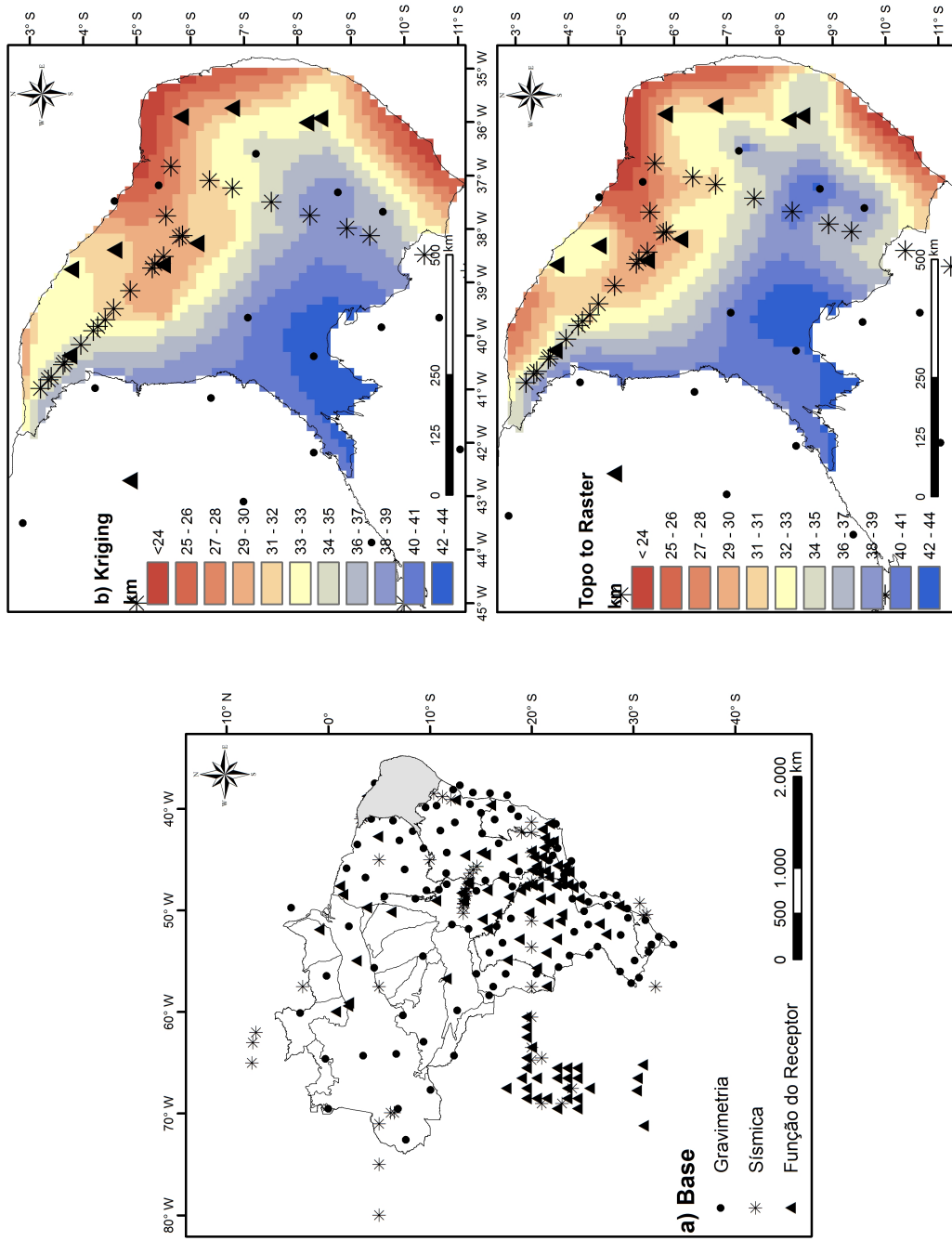


Figura 5.42: a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para a Província Borborema através do método *Kriging*. c) Modelo de espessura crustal obtido para a Província Borborema através do método *Topo to Raster*.

5.7.2 Cráton Amazônico

O cráton Amazônico, que é formado pelo cráton Amazônico Norte e Amazônico Sul (Figura 3.1), é o maior em área e ao mesmo tempo o que possui o menor número de dados de espessura crustal de entrada. Tal fato pode ser explicado pelo difícil acesso à região, dificultando a instalação de equipamentos geofísicos. Foram compilados 35 resultados de espessura crustal na região, onde 19 são dados provenientes da gravimetria, o qual possui menor precisão para o cálculo de espessura crustal quando comparado com sísmica e função do receptor.

O método *Spline* calculou uma espessura máxima de 55,83 km e mínima de 26,24 km, não respeitando os valores máximos e mínimos de entrada, 50,5 km e 15,2 km, respectivamente. Tal característica também é observada no modelo gerado pelo método *Local Polynomial Interpolation* que calculou valores não condizentes com os dados de entrada, 46,84 km de espessura máxima e 25,70 km de espessura mínima.

O modelo gerado pelo método *Radial Basis Function* apresenta uma crosta mais uniforme, com espessura em torno de 38,50 km para o cráton Amazônico. O método honrou os dados de entrada com relação a mínima espessura, porém para os dados de máxima espessura não ocorreu o mesmo, obtendo uma espessura máxima de aproximadamente 47 km enquanto o maior valor de espessura para os dados de entrada é de 50,5 km.

As funções do receptor para as estações localizadas nas cidades de Pitinga-AM (PTGA), Santarem-PA (STMB), Samuel-RO (SAML), calcularam uma maior espessura para essas regiões, 45,33 em média. Devido a esses valores, os métodos *IDW* e *Natural Neighbor* calcularam marcantes anomalias pontuais para essas regiões, caracterizando assim uma crosta menos espessa para o restante do cráton. O mesmo padrão ocorreu para os modelos obtidos pelos métodos *Kriging* e *Topo to Raster* (Figura 5.43 b, c), porém com anomalias não tão marcantes, ou seja, a espessura calculada para o cráton como um todo foi semelhante à do modelo *Radial Basis Function* sendo que os métodos (*Kriging* e *Topo to Raster*) honraram os dados de entrada. Vale salientar a existência de uma anomalia

de crosta menos espessa entre duas regiões mais espessas calculada por esses métodos, proveniente de um dado de sísmica obtido por Case *et al.*, 1994, de aproximadamente 35 km.

Por se tratar da maior província tectônica e possuir um número reduzido de experimentos geofísicos, especialmente função do receptor e sísmica, a comparação com os dados de entrada não é satisfatória. Com a implantação da rede sísmográfica centro e norte (RSCN) novos dados de espessura crustal serão obtidos, tendendo a minimizar essas lacunas.

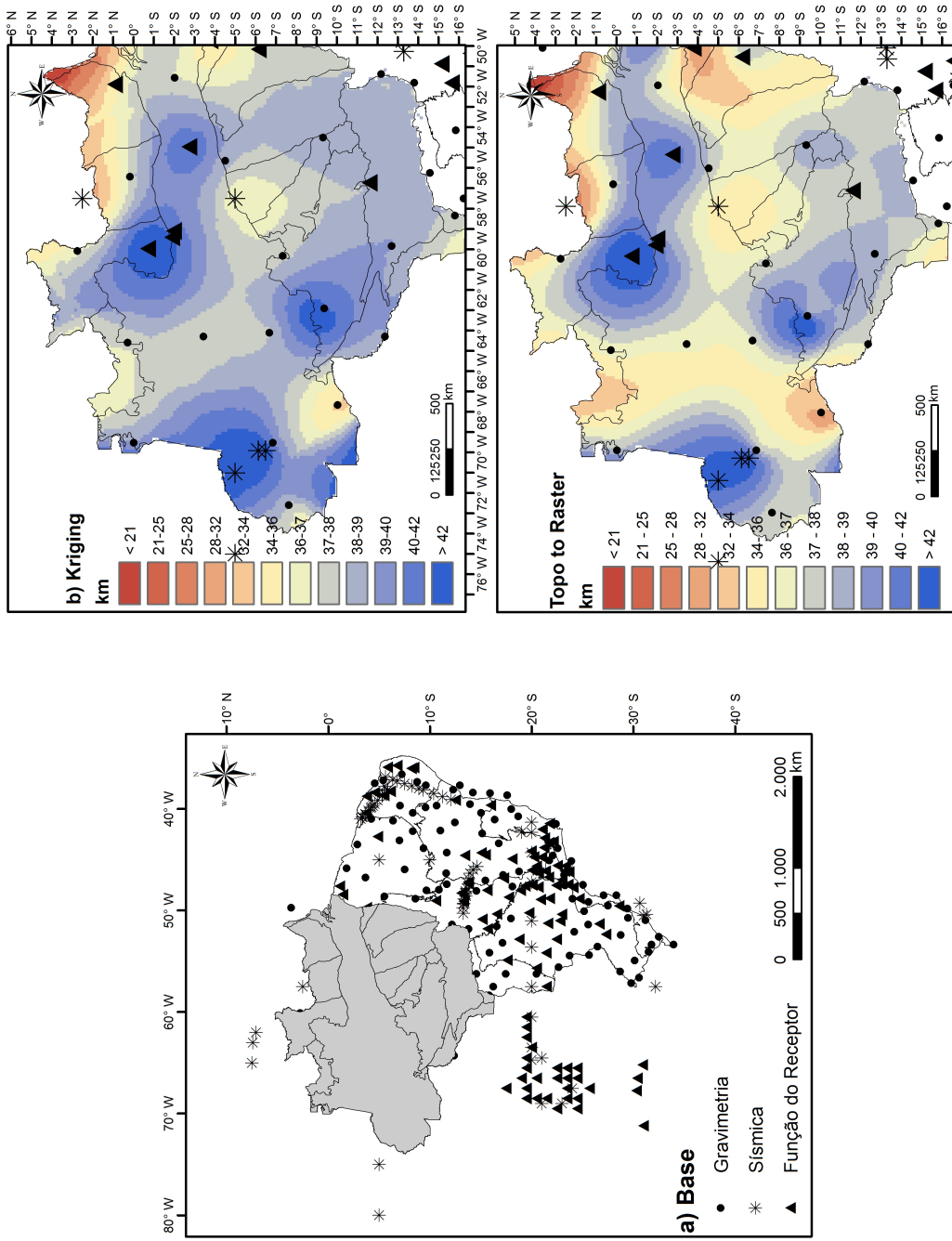


Figura 5.43: a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para o Cráton Amazônico através do método *Kriging*. c) Modelo de espessura crustal obtido para o Cráton Amazônico através do método *Topo to Raster*.

5.7.3 Bacia do Paraná

Foram compilados 52 resultados de espessura crustal na região, onde aproximadamente 50% são dados provenientes de função do receptor. De forma geral todos os métodos de interpolação testados mostram uma crosta mais espessa na parte central da bacia com afinamento para as bordas.

O modelo obtido pelo método *Spline* não honra os dados de entrada, de máxima e mínima espessura, obtendo valores superiores em até 4 km ao máximo e inferiores em até 5,50 km ao mínimo. Os modelos IDW, *Natural Neighbor* e o *Radial Basis Function* honram perfeitamente os dados de entradas e possuem uma espacialização dos valores de espessura semelhantes, gerando anomalias pontuais (efeito de mira) tanto de crosta espessa como fina.

O modelo gerado pelo *Local Polynomial Interpolation* apresenta a variação mais suave dentre os modelos testados, a principal característica, crosta mais espessa na parte central com afinamento em direção as bordas, está bem definida. Porém regiões de crosta mais fina não são definidas, como por exemplo na parte leste da bacia (estação IBIB), segundo Bianchi 2008 a espessura calculada por função do receptor é de 35,24 km. Enquanto o método calcula para o mesmo ponto uma espessura de 40,01 km.

Na porção central da bacia, França 2003, apresenta um aumento na espessura crustal (46,00 km), característica observada nos métodos *Kriging* e *Topo to Raster* (Figura 5.44 a, b)), os quais também honram perfeitamente os dados de entrada. A espessura obtida pela estação IBIB está bem representada em ambos os métodos.

Vale salientar que apesar de uma satisfatória distribuição e quantidade de dados de função do receptor, a porção sul da bacia é dependente dos dados de gravimetria, o que aumenta a imprecisão nos resultados obtidos.

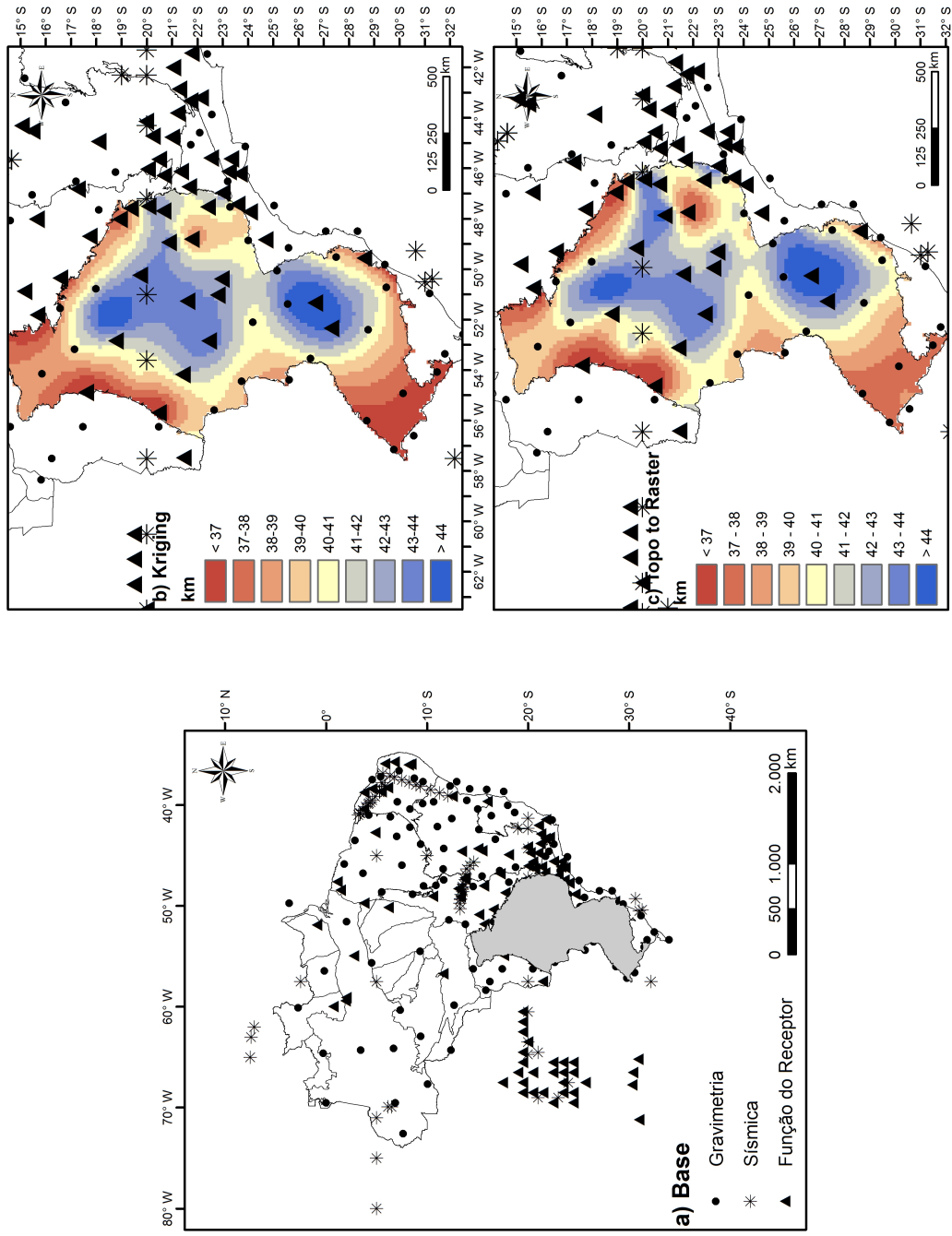


Figura 5.44: a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para a Bacia do Paraná através do método *Kriging*. c) Modelo de espessura crustal obtido para a Bacia do Paraná através do método *Topo to Raster*.

5.7.4 Província Tocantins

Foram compilados 45 resultados de espessura crustal na região, onde aproximadamente 22% são resultados provenientes da gravimetria, ou seja, a maioria dos dados são de função do receptor e sísmica.

Os métodos *Spline* e *Radial Basis Function* não honram os dados de entrada. A região foi estudada por Ventura 2010, através de uma seção sísmica obtendo uma espessura média de aproximadamente 35 km enquanto os métodos calcularam valores significativamente inferiores, por volta de 20 km. Devido a precisão da metodologia utilizada por Ventura 2010, e a discrepância gerada por esses métodos, descartam-se os modelos gerados pelos métodos *Spline* e *Radial Basis Function* para essa província.

O modelo gerado pelo método *Local Polynomial Interpolation* gerou o mais suave dentre os modelos analisados, fator que omitiu o degrau na crosta proposto por Ventura 2010. O método também não honrou os dados de entrada, principalmente o valor de mínima espessura, calculando um valor mínimo de 36,71 km enquanto os dados de entrada indicam uma espessura máxima de 32,30 km.

Os modelos obtidos pelos métodos *Kriging* e *Topo to Raster* possuem características semelhantes, honram os dados de entrada e possuem uma anomalia de crosta espessa na parte central da região (Figura 5.45 b, c), tal está associada a um degrau na crosta, o qual atinge uma espessura de aproximadamente 43 km (Ventura 2010, Soares 2006). Segundo França 2003, a espessura na porção sul da província varia entre 37 e 42 km aproximadamente, o que também ocorre nos modelos *Kriging* e *Topo to Raster*. A mesma coerência ocorre para região localizada a leste da bacia do Paraná e a sul do cráton São Francisco, onde os métodos calcularam espessuras variando entre aproximadamente 36 e 42 km, compatíveis com os obtidos por França 2003 através de função do receptor.

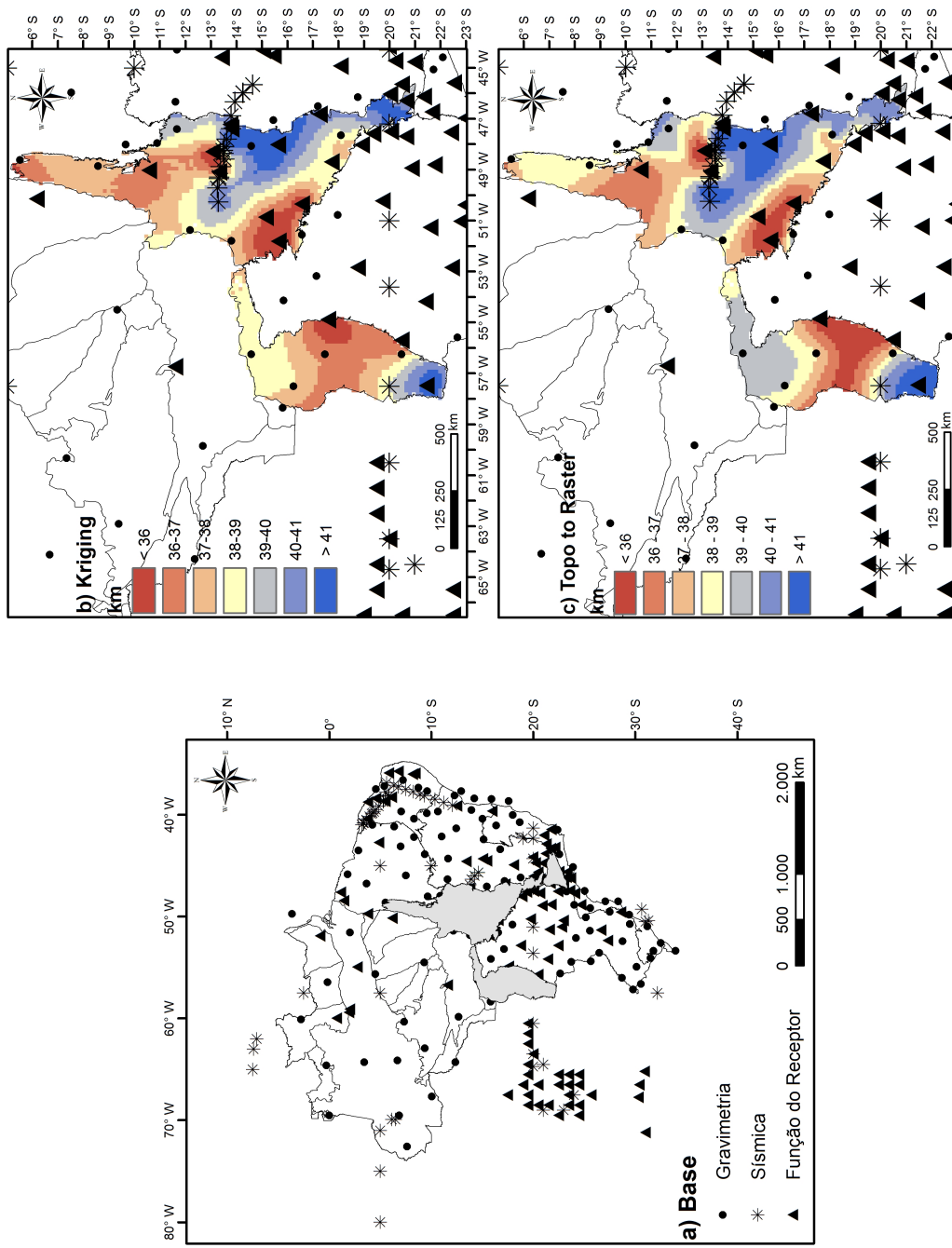


Figura 5.45: a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para a Província Tocantins através do método *Kriging*. c) Modelo de espessura crustal obtido para a Província Tocantins através do método *Topo to Raster*.

5.7.5 Província São Francisco

Foram compilados 42 resultados de espessura crustal na região, onde aproximadamente 34% são resultados provenientes da gravimetria, ou seja, a maioria dos dados são de função do receptor e sísmica.

Os modelos gerados pelos métodos *Spline* e *Local Polynomial Interpolation* se comportam de forma distinta quando se comparado com os demais métodos testados, além de não honrarem os dados de entrada.

Os demais métodos apresentam uma distribuição espacial de espessura semelhante, um afinamento crustal gradativo na parte leste do cráton, seguindo o padrão da província Borborema. O restante do cráton se caracteriza por uma crosta mais espessa, em torno de 42,00 km com um seção norte-sul de crosta mais fina, aproximadamente 38 km, na parte central. Definida de forma consistente por quatro resultados de função do receptor, obtidos pelas estações localizadas em Correntina-BA (CRTB), Januária-MG (JAN7), Januária-MG (JNRB) e Três Marias-MG (TRMB) (Figura 5.46 b e c).

Os métodos não se mostraram coerentes no que diz respeito aos dados mínimos calculados, obtiveram em média uma espessura mínima de 24,00 km enquanto o menor valor referente a um dado de entrada foi de 32,70. Tal fato ocorre devido a proximidade do cráton São Francisco com a crosta oceânica, onde estão localizados os dados de entrada com menores valores de espessura, o que afetou diretamente no processo de interpolação.

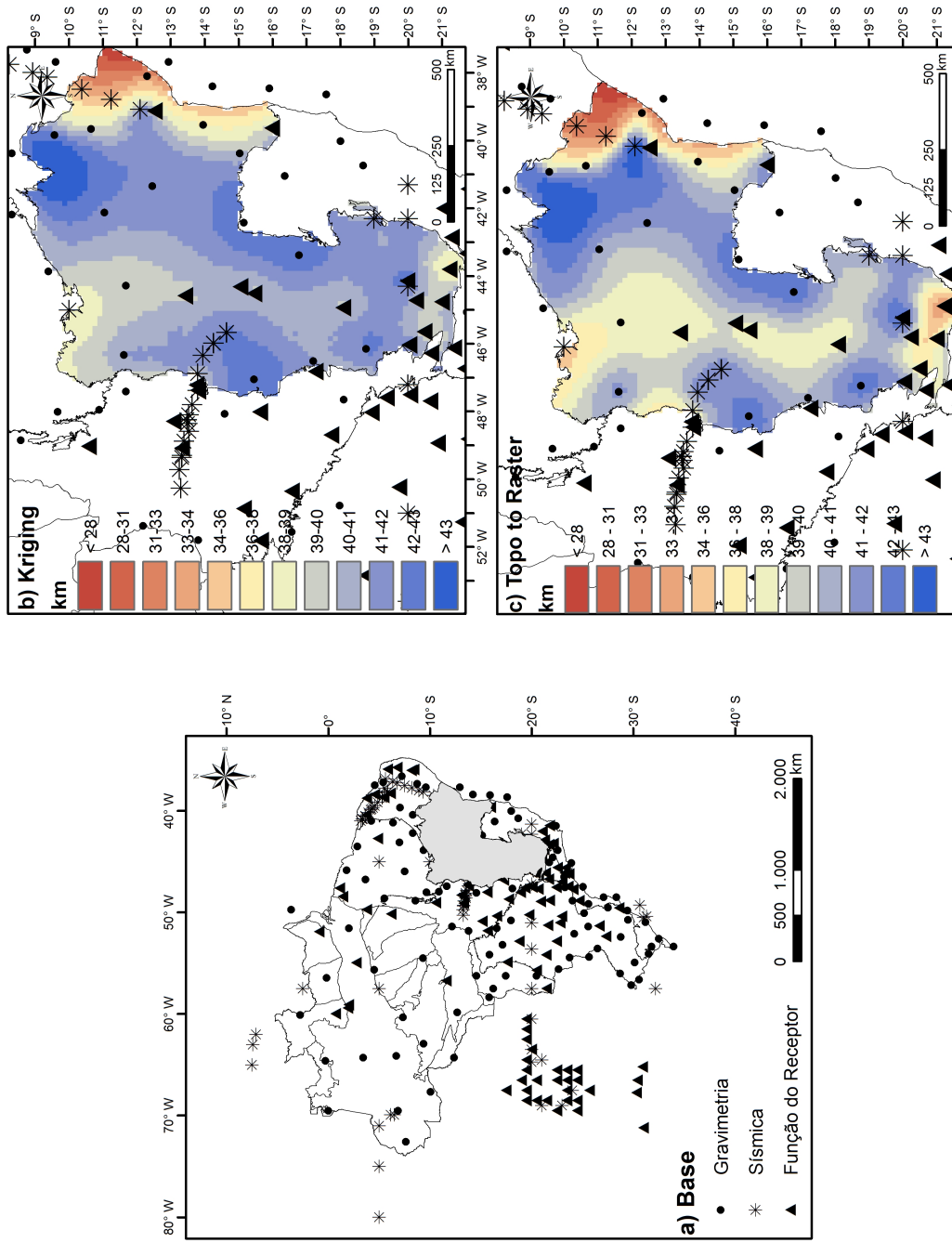


Figura 5.46: a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para o cráton São Francisco através do método *Kriging*. c) Modelo de espessura crustal obtido para o cráton São Francisco através do método *Topo to Raster*.

5.7.6 Bacia Parnaíba

Foram compilados apenas 18 resultados de espessura crustal na região, onde aproximadamente 72% são resultados provenientes da gravimetria, ou seja, a minoria dos dados são de função do receptor e sísmica.

Os métodos *Spline*, *Local Polynomial Interpolation* e o *Radial Basis Function* geraram modelos que não honraram os dados de entrada. Os modelos *Local Polynomial Interpolation* e *Radial Basis Function* apresentaram um comportamento semelhante para a espessura crustal de região, uma região ao sul de crosta mais fina devido a proximidade da crosta oceânica. E uma região mais espessa, com espessura média de 38 km no restante da bacia.

Os modelos obtidos pelo IDW, *Natural Neighbor*, *Kriging* e *Topo to Raster* não honraram os dados mínimos de entrada, calculando valores próximos a 31 km enquanto os dados de entrada tem como valor mínimo 35,60 km. Os modelos representam de forma consistente os valores anômalos obtidos pelas estações localizadas nas cidades de Boa Esperança-PI (BESB), Belém-PA (BEB) por função do receptor.

Os modelos *Kriging* e *Topo to Raster* (Figura 5.47 b, c) apresentam um afinamento crustal gradual na direção do oceano e maior parte da bacia com uma crosta mais espessa, com espessura variando entre 38 e 41 km. E uma anomalia de crosta mais fina na parte central decorrente do valor de espessura obtido pela estação BESB.

Por possuir um número reduzido de experimentos geofísicos, especialmente função do receptor e sísmica, a comparação com os dados de entrada não é satisfatória. Com a implantação da rede sísmográfica do nordeste (RSNE) novos dados de espessura crustal serão obtidos, tendendo a minimizar essas lacunas.

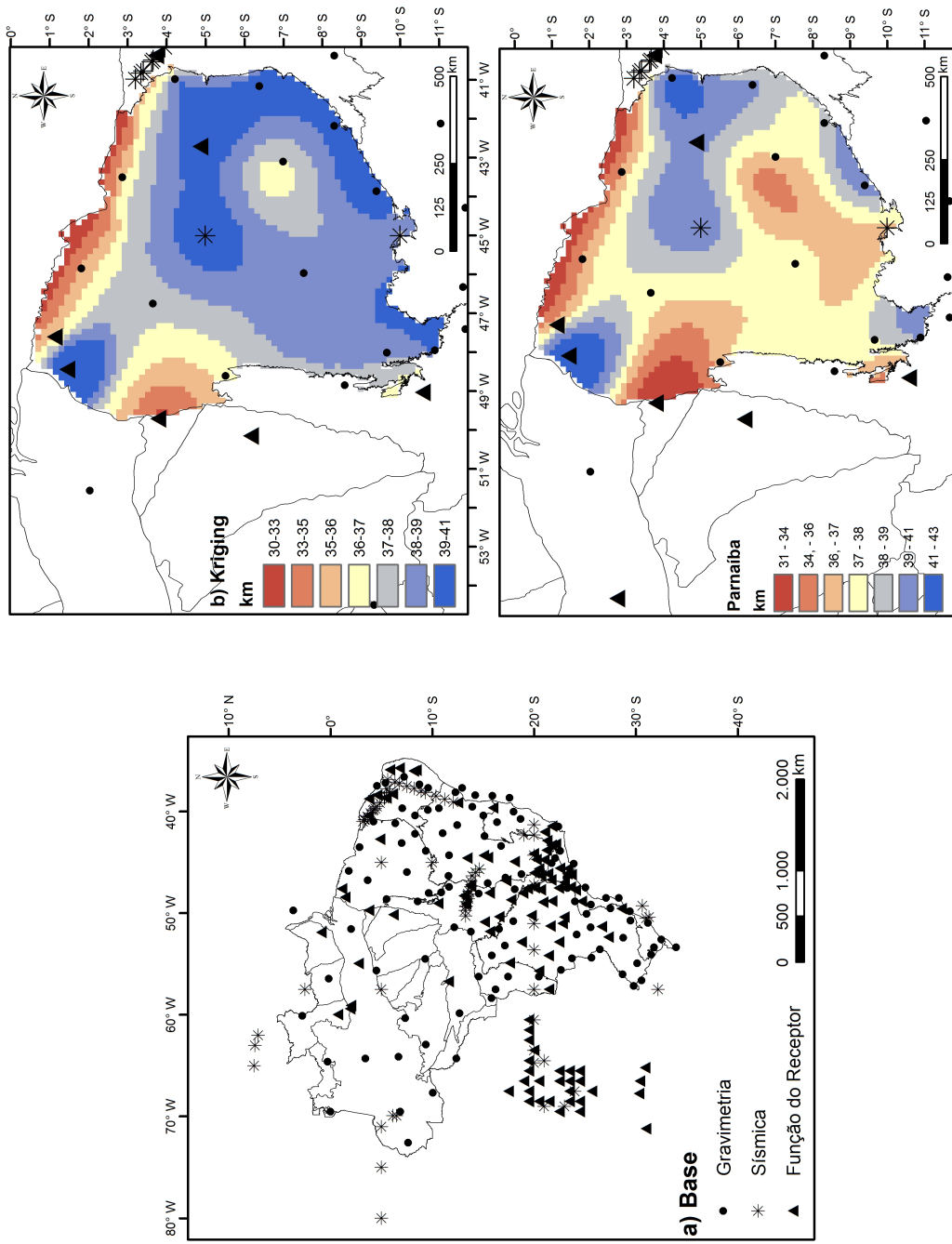


Figura 5.47: a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para a bacia Parnaíba através do método *Kriging*. c) Modelo de espessura crustal obtido para a bacia Parnaíba através do método *Topo to Raster*.

5.7.7 Província Mantiqueira

Foram compilados apenas 31 resultados de espessura crustal na região, onde aproximadamente 38% são resultados provenientes da gravimetria, ou seja, a maioria dos dados são de função do receptor e sísmica.

Todos os modelos indicam um gradual afinamento crustal em direção a costa leste do Brasil (crosta oceânica). Com exceção do modelo gerado pelo método *Spline*, os modelos honraram os dados de entrada. A Figura 5.47 b, c mostram os modelos obtidos pelos métodos *Kriging* e *Topo to Raster* respectivamente para a província Mantiqueira.

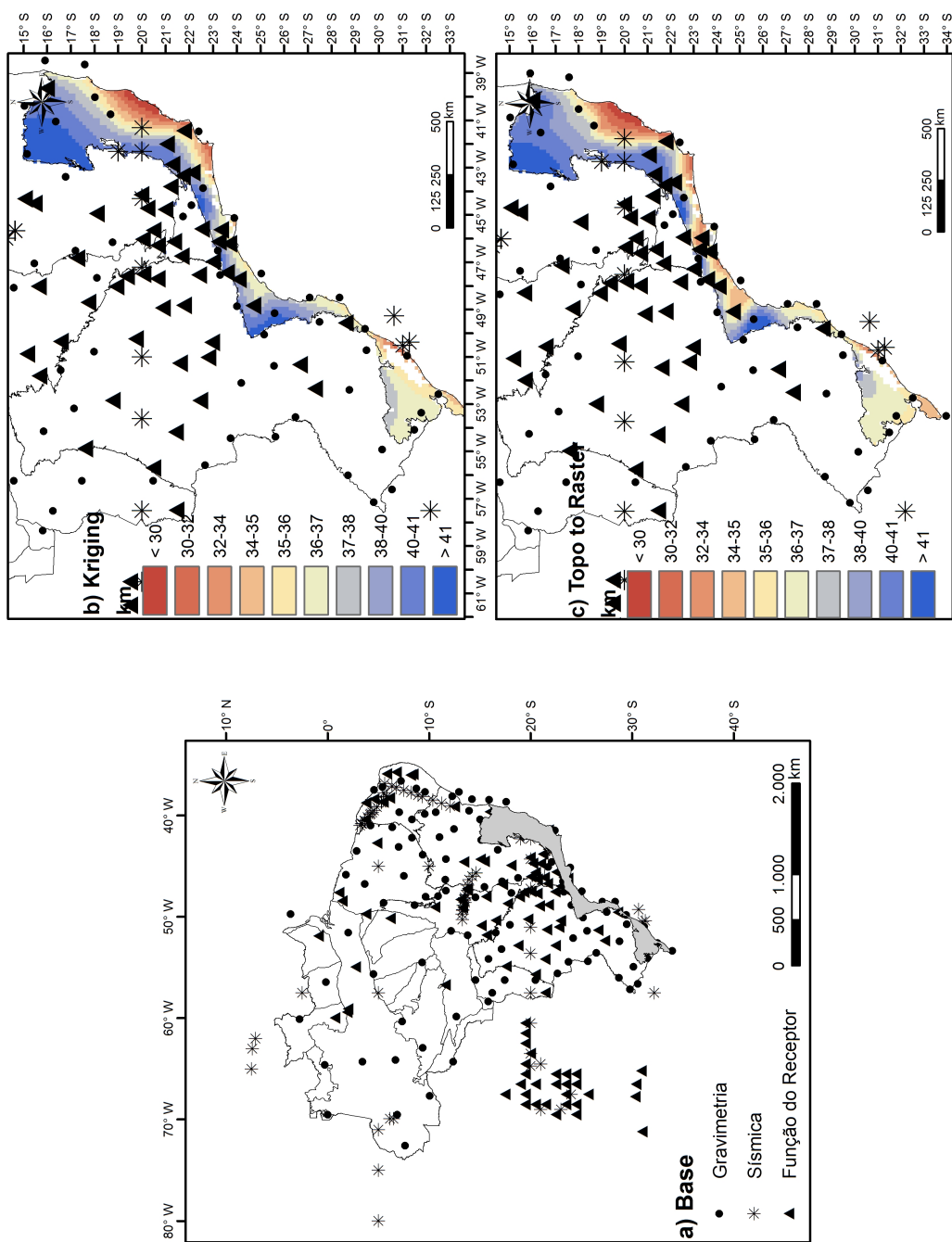


Figura 5.48: a) Base de dados dentro do limite da área de estudo utilizada nesse trabalho. b) Modelo de espessura crustal obtido para a província Mantiqueira através do método *Kriging*. c) Modelo de espessura crustal obtido para a província Mantiqueira através do método *Topo to Raster*.

5.8 *Kriging* / *Topo to Raster* x *Crust 2.0*

Por se tratar de uma análise subjetiva foi realizada uma comparação visual com o modelo de escala mundial *Crust 2.0* (Laske *et al.*, 1999). Tal modelo é uma atualização do *Crust 5.1* (Mooney *et al.*, 1998), especificado em uma grade de $2^\circ \times 2^\circ$ graus. A compilação de valores de espessura crustal cobre maior parte da Eurásia, América do Norte, Austrália e Andes. Além da espessura crustal, o modelo permite inferir informações de camadas de gelo, camadas sedimentares, crosta superior e crosta inferior. As informações de V_p e V_s são dadas explicitamente para todas as camadas do modelo.

A Figura 5.49 mostra o modelo *Crust 2.0*, o modelo obtido pelo método *Kriging* e o modelo *Topo to Raster* com pixel de 16,43 km. Vale salientar que foi feito um recorte do modelo *Crust 2.0* na região do Brasil, para a qual manteve-se a mesma legenda utilizada no modelo completo, entre 0 e 70 km, aproximadamente.

O modelo *Crust 2.0* apresenta basicamente três valores de espessura para o território brasileiro. Um valor representado pela classe de cor verde escuro ($\approx 25 - 30$ km) na borda leste que indica um afinamento crustal no sentido do oceano Atlântico. Tal característica é observada também nos outros dois modelos (Figura 5.49). Um verde claro que compreende as províncias descritas na Figura 3.1, província Borborema (1), cráton São Francisco (8), província Mantiqueira (4), e parte da província Tocantins (2), província Parnaíba (6), cráton Amazônico (5) e Bacia do Paraná (3). Tal classe representa uma espessura entre 33 e 38 km aproximadamente. A terceira classe representada pela cor amarela, espessura entre 39,00 e 45 km aproximadamente, compreende a grande parte do cráton Amazônico (5, 7), bacia do Paraná (3), além da porção restante da província Tocantins (2). Já os modelos gerados pelo *Kriging* e *Topo to Raster* mostram uma maior definição da estrutura crustal para o Brasil. Dentro de uma mesma província tectônica é possível observar a variação gradual da espessura.

A Figura 5.50 mostra o modelo de Assumpção *et al.*, 2013, o modelo obtido pelo

método *Kriging* e o modelo *Topo to Raster* com pixel de 16,43 km. Assumpção *et. al.*, 2012 utilizou apenas dados de sísmica e função do receptor para gerar o modelo, vale salientar que não há informações sobre o processo de interpolação no que diz respeito a resolução do modelo e método de interpolação utilizado. O modelo é caracterizado por três regiões de crosta espessa, aproximadamente 40 km, na bacia do Paraná, província São Francisco e cráton Amazônico. E duas regiões de crosta mais fina, na borda leste do Brasil e entre o cráton Amazônico e a bacia do Paraná.

De acordo com Landim 1998, interpolar é prever o valor da variável sob estudo em um ponto não amostrado. Durante o processo é gerada uma malha regular, onde se calculou um valor de espessura para cada quadrado da malha inclusive para o que contém um dado de entrada. A comparação entre o valor calculado pelo método na mesma coordenada geográfica do dado de entrada é um importante parâmetro para mensurar a eficiência do interpolador. Assim, 65 dados de função do receptor foram espacializados sobre os modelos *Kriging* e *Topo to Raster* (Figura 5.51). Os valores calculados pelos métodos são coerentes com os dados de entrada, com raras exceções como por exemplo a estação localizada em Tucuruí-PA (TUCA) que obteve um espessura de 30,60 km enquanto o método calculou uma espessura de aproximadamente 34 km. O fato pode ser explicado pela dependência dos dados de gravimetria que ocorre na região do cráton Amazônico e província Parnaíba.

Uma análise pertinente a ser feita é correlação do mapa de espessura crustal com a sismicidade brasileira (Figura 5.51). A sismicidade brasileira ocorre em todas as regiões do mapa, porém os grandes focos de tremores estão associados a espessuras finas, no caso a província Borborema, a região entre a bacia do Paraná e o cráton São Francisco seguindo a direção do lineamento

Os modelos obtidos nesse trabalho mostram-se mais adequados para a representação da estrutura crustal do Brasil devido à quantidade de valores de espessura crustal compilados e um detalhamento dos procedimentos para suas confecções, tendo em vista que

o modelo *crust 2.0* não possui informações para os continentes Africano e Sulamericanoe não descreve os procedimentos para obtenção do mesmo.

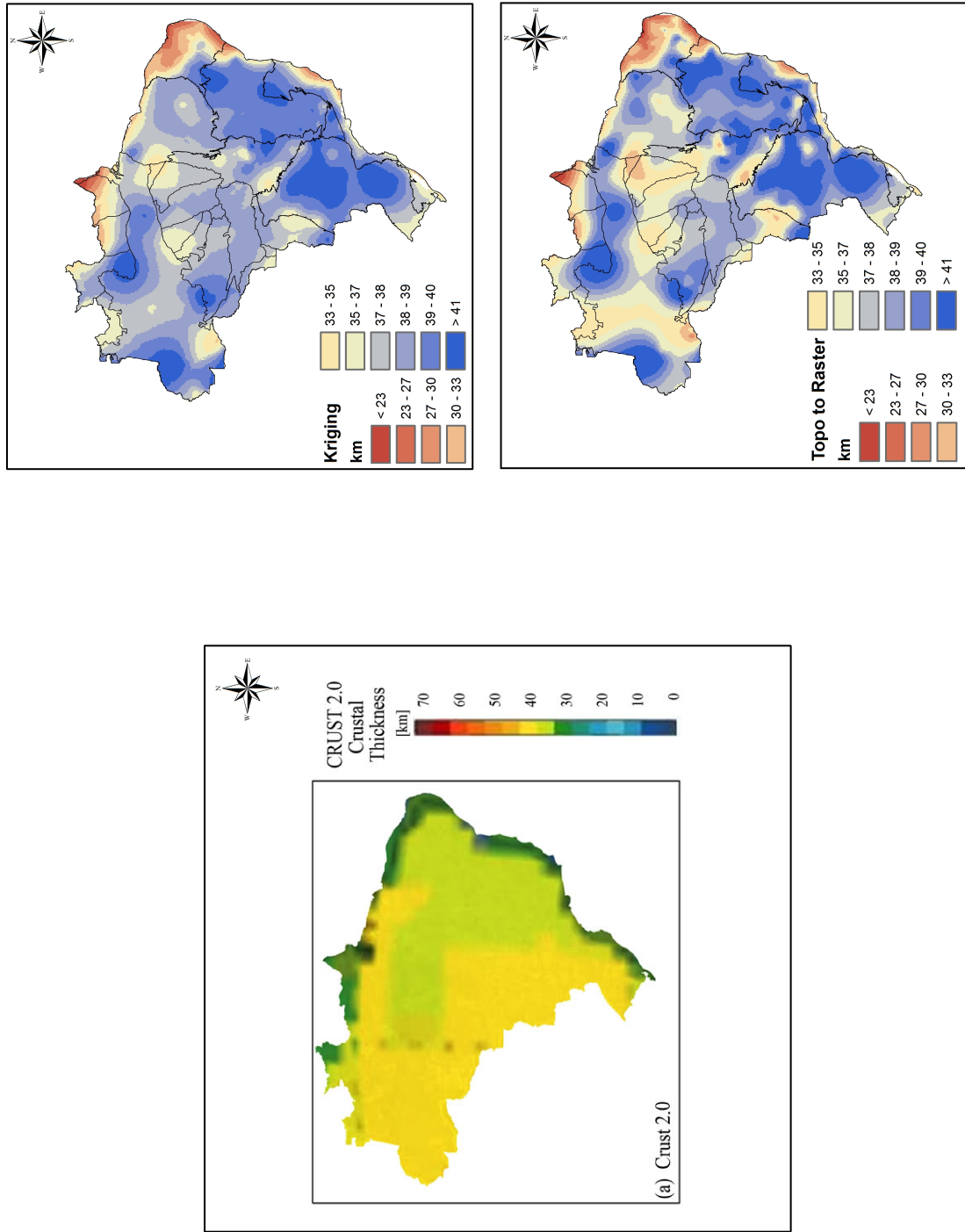


Figura 5.49: Comparação entre os modelos *Crust 2.0*, *Kriging* e *Topo to Raster*.

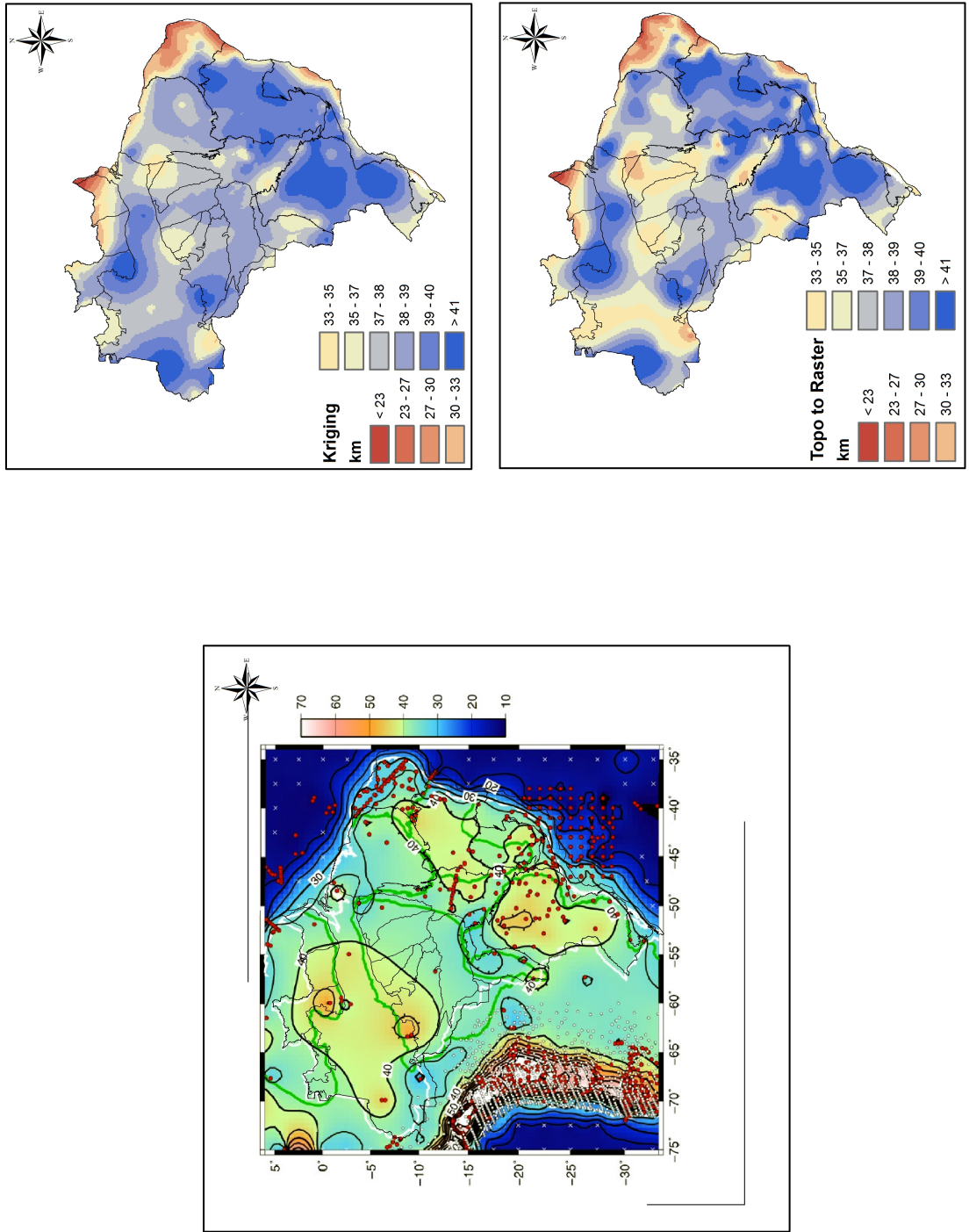


Figura 5.50: Comparação entre os modelos Assumpção *et al.*, 2013, Kriging e Topo to Raster.

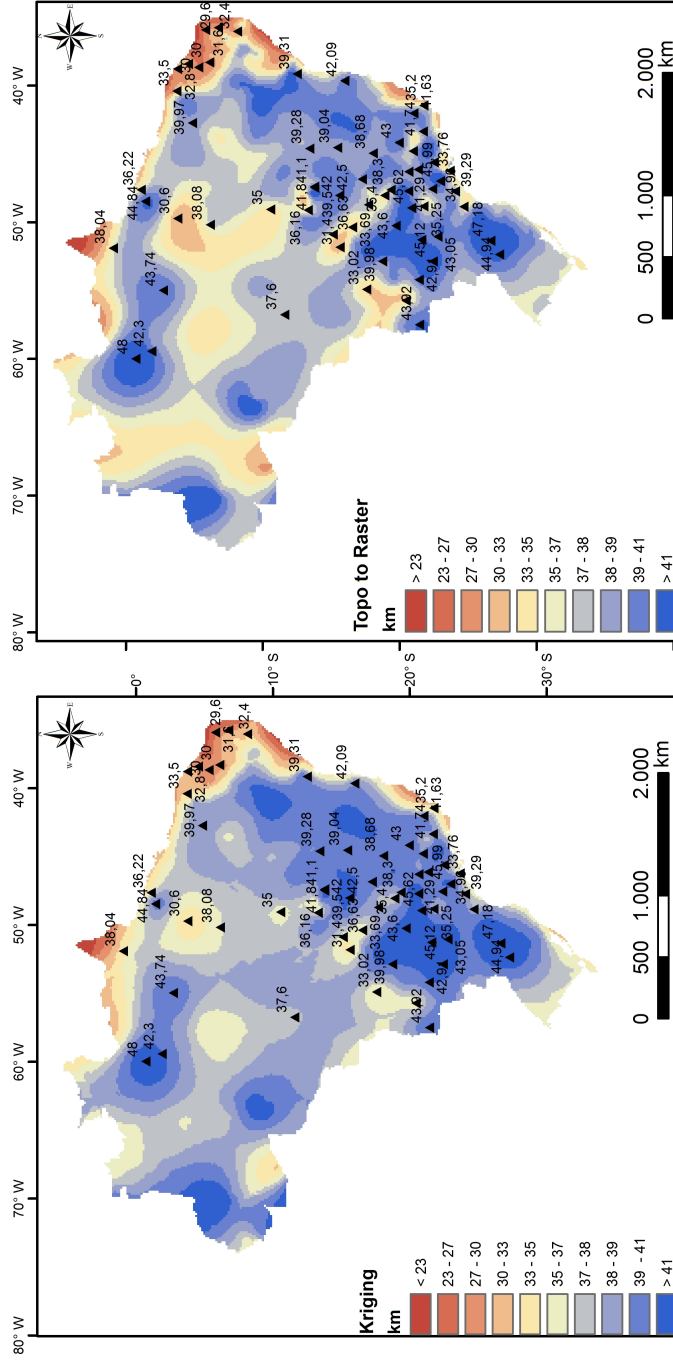


Figura 5.51: Espacialização de dados de função do receptor sobre os modelos *Kriging* e *Topo to Raster*.

5.9 Discussões Geotectônicas

A Figura 5.49 apresenta valores de espessura crustal para o Brasil obtidos pelo método Kriging e Topo to Raster com variações entre aproximadamente 17 e 46 km. Sobre o modelo são delimitadas as províncias geotectônicas, que em geral apresentam satisfatória correlação com os domínios crustais que podem ser individualizados.

A bacia do Paraná, na porção centro-sul do Brasil é marcada por duas regiões, uma a norte e outra a sul, evidenciando crosta mais espessa (46 km) que se adelgaça em direção à borda da bacia. Um feição de destaque é o afinamento crustal caracterizado pelos métodos na região próxima ao arco de Ponta Grossa. Este arco é uma feição regional com direção geral NW-SE representando um soerguimento crustal relacionado à abertura do oceano atlântico sul, que atingiu seu máximo no Jurássico-Cretáceo Inferior (Almeida, 1983). Vale resaltar que para essa região os valores de espessura crustal apresentam um pequeno erro associado, mostrando a robustez dos resultados para os métodos *kriging* e *Topo to Raster*.

No limite entre as províncias Tocantins, Mantiqueira, São Francisco e Paraná, pode ser individualizada uma porção quase linear com espessura crustal mais fina. Esta porção coincide com o lineamento 125AZ (Bardet, 1977), uma feição de direção N55W (azimute 125°), localizada na região do triângulo mineiro junto ao arco do Alto Paranaíba, que limita a borda norte-nordeste da bacia do Paraná (Figura 5.51). Este lineamento foi descoberto pela análise de dados geofísicos magnéticos oriundos de levantamentos aéreos realizados dentro do convênio Brasil-Alemanha na década de 1970 e consiste em lineamentos magnéticos e estruturais associados a falhas geológicas profundas originadas pelas falhas transformantes do Atlântico Sul, formando uma zona de fraqueza da crosta continental (Svisero *et al.*, 1979; Berbert *et al.*, 1981). A profundidade desta zona de fraqueza crustal é calculada pela presença de rochas alcalinas ultramáficas que indicam a fusão parcial do manto astenosférico igual ou superior a 150 km. Este tipo litológico

apresenta mineralização em diamante, tornando este lineamento importante em termos metalogenéticos.

Outro lineamento, também expressivo na Figura 5.52, demonstra uma descontinuidade de magnitude continental, denominada de lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.*, 1975). Este lineamento está situado entre o cráton Amazônico e a porção leste da Plataforma Sul-Americana (Feng *et al.*, 2004) e representado em mega-sutura que atuou na formação do supercontinente Gondwana, entre o final do Proterozóico e início do Paleozóico (Cordani & Sato., 1999, Cordani *et al.*, 2000, Almeida *et al.*, 2000). Este lineamento de direção preferencial NE-SW é marcado no nível crustal por anomalias magnéticas (Fairhead & Maus., 2003) e no nível mantélico por zonas de baixa velocidade de ondas S, especialmente a 100 km de profundidade, sugerindo afinamento litosférico (Feng *et al.*, 2004).

O cráton São Francisco apresenta valores homogêneos de espessura crustal, sem grandes variações, acompanhando seus limites. Já na província Borborema, quando comparada com as demais províncias, foram calculados os menores valores de espessura crustal, apesar de apresentar áreas com valores mais altos de erros associados, o resultado é compatível com o esperado para a província devido ao afinamento crustal ocorrido na abertura do oceano Atlântico.

Uma análise pertinente a ser feita é correlação do mapa de espessura crustal com a sismicidade brasileira (Figura 5.53). A sismicidade brasileira ocorre em todas as regiões do mapa, porém os grandes focos de tremores estão associados a espessuras finas, no caso a província Borborema, a região entre a bacia do Paraná e o cráton São Francisco seguindo a direção do lineamento 125AZ (Bardet, 1977), a porção oeste da província Tocantins e a região da província Mantiqueira no sudeste brasileiro próximo ao oceano Atlântico. Uma exceção a essa regra é a região no cráton Amazônico, onde existe uma considerável reincidência de tremores e foi calculada uma espessura de aproximadamente 48 km.

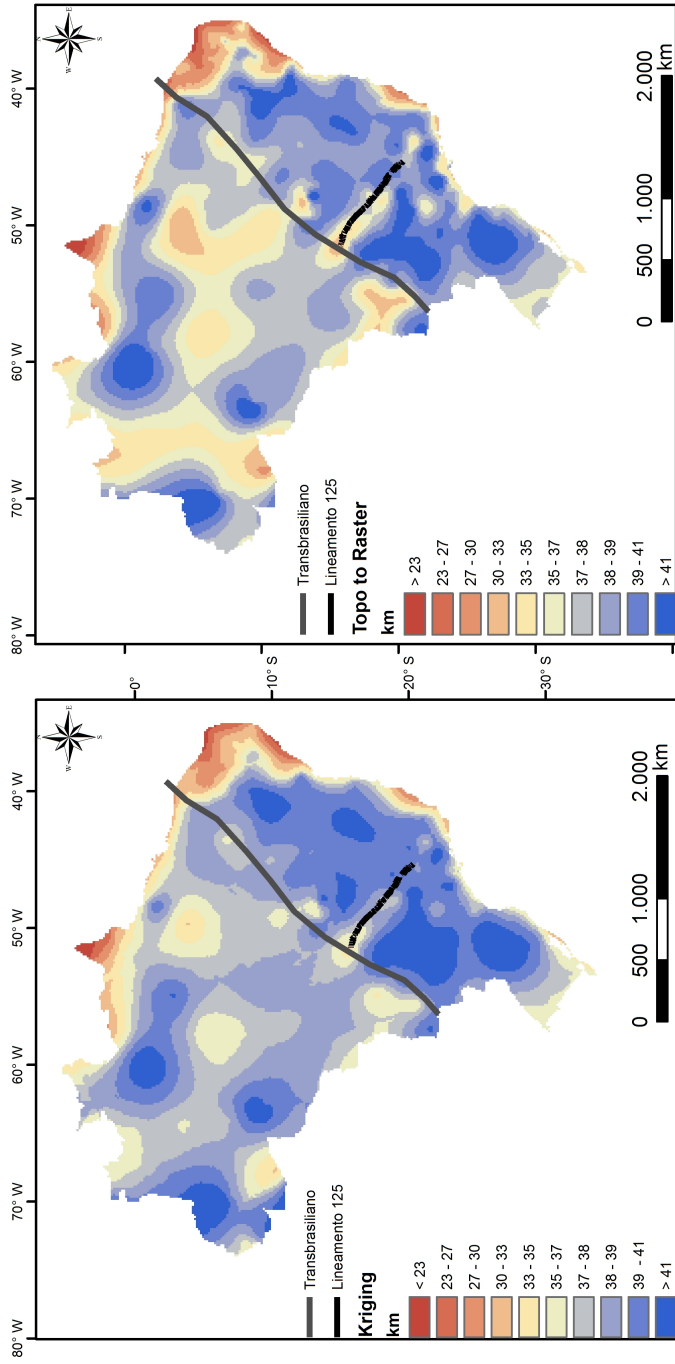


Figura 5.52: Modelo de espessura crustal com os lineamento 125 e o lineamento Transbrasiliano.

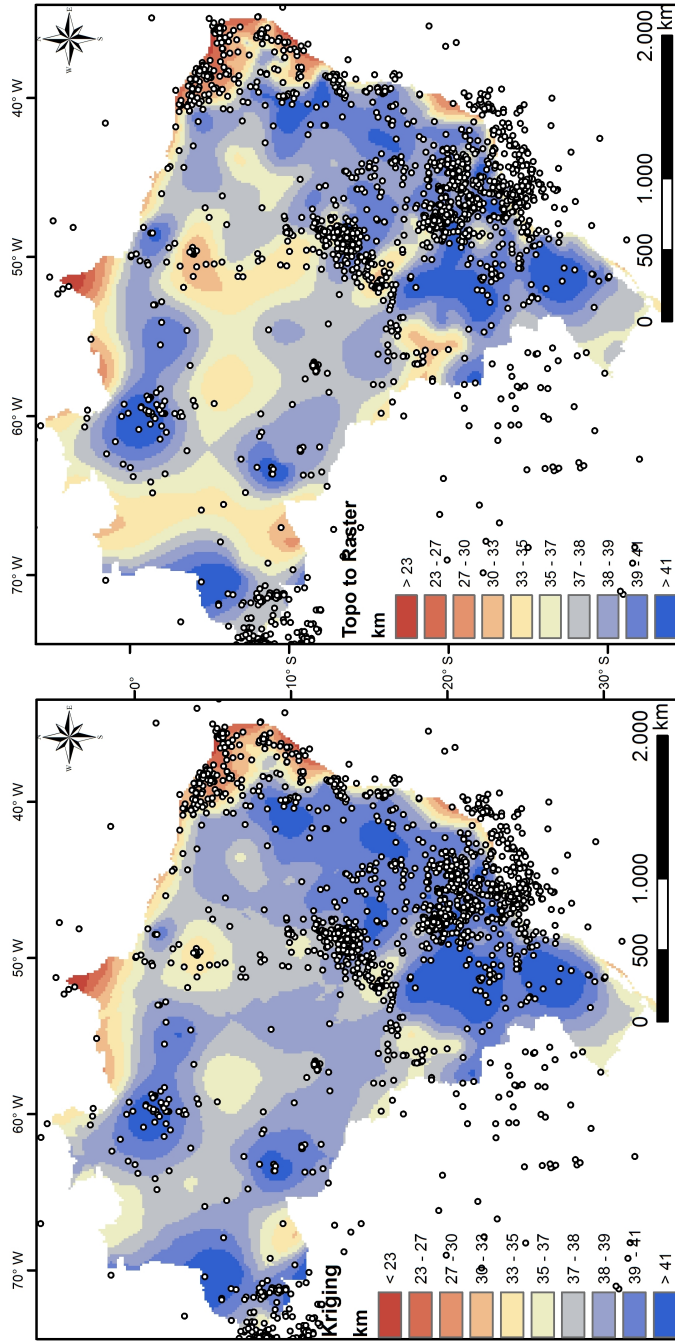


Figura 5.53: Modelo de espessura crustal com mapa da sismicidade brasileira sobreposto.

Capítulo 6

CONCLUSÕES

Dentre os modelos de espessura crustal analisados, os gerados pelos métodos *Kriging* e *Topo to Raster* são os que melhor representam a estrutura crustal do Brasil. De modo mais pontual é possível sugerir, com base nos resultados obtidos pelos modelos *Kriging* e *Topo to Raster*:

1. A compilação de dados de sísmica, função do receptor e gravimetria para esse estudo foi eficiente para espacialização da espessura crustal das províncias tectônicas do Brasil. Sendo que o cráton Amazônico e a bacia Parnaíba necessitam de um maior número de dados de entrada.
2. Resoluções de malhas de interpolação devem ter coerência com a resolução de malhas amostrais, portanto grande esforço computacional para interpolação através da diminuição da célula de saída não necessariamente gera os melhores resultados.
3. Para validação dos modelos, a utilização de uma única reamostragem se mostrou tendenciosa, interferindo diretamente nos valores de máximo e mínimos calculados e na obtenção dos resíduos.
4. Apesar de apresentar o melhor desempenho estatístico entre os modelos testados

o modelo *Global Polynomial Interpolation* não representa de forma realística as características físicas da crosta.

5. Os modelos *Spline* e *Radial Basis Function*, não honraram os dados de entrada, calculando valores significativamente menores que o mínimo e maiores que o máximo quando comparados com os dados de entrada. Os modelos obtidos pelos métodos *IDW* e *Natural Neighbor* são semelhantes, tendo como principal característica os efeitos de mira, anomalias pontuais não esperadas no fenômeno estudado.
6. Os modelos *Kriging* e *Local Polynomial Interpolation* obtiveram os melhores resultados com relação aos critérios estatísticos analisados.
7. O método de reamostragem *Jackknife* se mostrou eficiente para os dados de espessura crustal, normalizando os resultados de mínima e máxima espessura calculados e corroborando com a obtenção dos resíduos. Com a utilização dessa técnica os modelos gerados pelo método *Kriging* e *Topo to Raster* obtiveram o melhor desempenho com relação aos critérios estatísticos analisados.
8. Dentre os oito métodos avaliados para representação espacial da espessura crustal, os métodos *Kriging* e *Topo to Raster* foram os que melhor fizeram, ainda que em regiões como o cráton Amazônico e província Parnaíba o número reduzidos de dados afetasse os resultados negativamente.
9. Com o banco de dados de espessura crustal do Brasil implementado, o mesmo pode ser atualizado à medida que novos estudos de espessura crustal da região sejam publicados. E com a constatação dos melhores parâmetros e métodos, novos modelos de profundidade da crosta para as províncias estruturais do Brasil podem ser gerados de forma prática, rápida e eficiente.

Referências Bibliográficas

- [1] AGUILAR, M. A. ; AGUILAR, F. J. ; CARVAJAL, F. ; AGUERA, F. Evaluación de diferentes técnicas de interpolación espacial para la generación de modelos digitales de elevación del terreno agrícola. *Mapping Interactivo*, 72-92, 2001.
- [2] ALBUQUERQUE, D. F. ; PAVÃO, C. G. ; SILVEIRA, R. T. G. ; SANTOS, I. G. ; FRANÇA, G. S. Crustal thickness estimates and V_p/V_s ratio using receiver functions. 12 International congress of the Brazilia geophysical society, Extended Abstr., 4p, 2011.
- [3] ALBUQUERQUE, D. F. ; FRANÇA, G. S. ; PAVÃO, C. G. ; ALTOÉ, I. L. ; ROCHA, M. P. ; VILAR, C. S. Determinação de variações da espessura crustal da província Borborema por meio da função do receptor. 13 International Congress of the Brazilian Geophysical Society, resumo expandido, Rio de Janeiro, 2013.
- [4] ALKMIM, F. F. O que diz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, cap 1, 18-34, 2004.
- [5] ALMEIDA, F. F. M. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, N° 4, 349-364, 1977.

- [6] ALMEIDA, F. F. M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas na região meridional da plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13, 139-158, 1983.
- [7] ALTOÉ, I. L. ; FRANÇA, G. S. ; ALBUQUERQUE, D. F. ; PAVÃO, C. G. ; ROCHA, M. P. ; VILAR, C. S. Resultados preliminares da Estrutura da crosta sob as estações PCTB e CRRB. 13 International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, 2013.
- [8] ASSUMPÇÃO, M. ; JAMES, M. D. ; SNOKE J. A. Crustal Thicknesses in SE Brazilian shield with receiver function: Implications for isostatic compensation. *Journal Geophysical Research*, 107, B1, 2002.
- [9] ASSUMPÇÃO, M ; BIANCHI, M. ; JULIA, J. ; DIAS, F. ; FRANCA, G. S ; NASCIMENTO, R. ; PAVAO, C. G. ; ALBUQUERQUE, D. F. ; LOPES, A. E. V. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 43, April 2013, Pages 74-85, ISSN 0895-9811, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.12.009>.
- [10] BARDET, M. G. *Geologie du Diamant. Troisième parties Gisments de Diamants d'Asie, d'Amérique, d'Europe et d'Austrasie* *Memories du B. R. G. M.*, 83, 169p, 1977.
- [11] BASSINI, A. M. Levantamento sismográfico na região sudeste do Brasil: Dissertação de mestrado, 163p, Universidade de São Paulo, IAG/USP, 1886.
- [12] BELTRÃO, J. F. ; DA SILVA, J. B. C. Organização crustal do cinturão de cisalhamento NW do Ceará segundo a gravimetria. In: SBGF, Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, 1 , Rio de Janeiro, Resumos Expandidos, 1, 538-542, 1989.
- [13] BERBERT, M. G. ; SVISERO, D. P. ; SIAL, A. N. & MEYER H. O. A. Upper mantle material in the Brazilian Shield *Earth Sci. Rev.*, 17, 109-133, 1981.

- [14] BIANCHI, M. B. Variações da estrutura da crosta, litosfera e manto para plataforma Sul Americana através da função do receptor para ondas P e S. Tese de doutorado, 132p, Universidade de São Paulo, IAG/ USP, 2008.
- [15] BIZZI, L. A. ; SCHOBENHAUS, C. ; VIDOTI, R. M. ; GONÇALVES, J. H. (Ed.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília: CPRM, 2003.
- [16] BLITZKOW, D. ; MANTOVANI, P. ; GASPARINI, P. ; DE SÁ, N. C. Crustal structure of SE Minas Gerais deduced from gravity measurements. Revista Brasileira de Geociências, 9, 39-43, 1979.
- [17] BURROUGH, P. A. Principals of geographical information systems for land resources assessment. Claredon Press, Oxford, 1986.
- [18] BURROUGH, P. A. ; MACDONNELL, R. A. Principles of geographical information systems. Oxford University Press, Oxford, 1998.
- [19] CHILDS, C. Interpolating surfaces in arcgis spatial analyst. In: ArcUser, 32-35, 2004.
- [20] CRESSIE, N. Statistics for spatial data. John Wiley & Sons Inc, New York, 1991.
- [21] DA SILVEIRA, R. T. G. ; ALBUQUERQUE, D. F. ; PAVÃO, C. G. ; FRANÇA, G. S. ; DOS SANTOS, I. G. Comparação entre a função do receptor no domínio do tempo e da frequência para o cálculo de espessura crustal. In: Lopes, F. C. ; Andrade, A. I. ; Henriques, M. H. ; Quista Ferreira, M. ; Barata, M. T. ; Pena dos Reis, R. Para Conhecer a Terra, Livro I, Imprensa da Universidade de Coimbra, 79-86, 2012.
- [22] DAVIS, J. C. Statistics and data analysis in geology. Second edition, John Wiley and Sons Inc, New York, 1986.
- [23] DE BOOR, C. A Practical Guide to splines. 1978.

- [24] DE BOOR, C. ; AMOS, R. On Multivariate Polynomial Interpolation. *Constr. Approx*, 6 , 287-302, 1990.
- [25] DE SÁ, N. C. O campo de gravidade, o Geóide, e a estrutural crustal na América do Sul. Tese de livre docência, 136p. Universidade de São Paulo, IAG-USP, 2004.
- [26] FENG, M. ; VAN DER LEE, S. ; ASSUMPCÃO, M. Upper Mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research*, 112, p. B04312, 2007.
- [27] FRANÇA, G. S. Estrutura da crosta no sudeste e centro-oeste do Brasil, usando função do receptor. Tese de doutorado. Universidade de São Paulo, IAG/USP, 143p, 2003.
- [28] FRANÇA, G. S. ; ASSUMPCÃO, M. Crustal structure of the ribeira fold belt, SE Brazil, derived from receiver function. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 743-758, 2004.
- [29] FRANÇA, G. S. ; ASSUMPCÃO, M. ; FERREIRA J. M. O estudo da estrutura da crosta no NE do Brasil, usando função do receptor. In: II Simpósio Brasileiro de Geofísica da Sociedade Brasileira de Geofísica, Natal, 2006.
- [30] FRANKE, R. Smooth interpolation of scattered data by local thin plate splines. *Comp. & Maths whit Appls*, 8, N° 4, 237-281, 1982.
- [31] GOOCHILD, M.F. ; MARK, D. M. The fractal nature of geographic phenomena. *Annals of Association of American Geographer*, 77, 265-278, 1987.
- [32] GREENWOOD, D. J. ; NEETSON, J. J. ; DRAYCOTT, A. Response of potatoes to N fertilizer: dynamic model. *Plant Soil*, 85, 185-203, 1985.

- [33] GIESE, P. ; SCHUTTE, J. Preliminary report on the results of seismic measurements in the Brazilian coastal mountains in march/april 1975, 12 p, Free Univ, of Berlin, Berlin, Germany, 1975.
- [34] HARTKAMP, A. D. ; DE BEURSAND, K. ; STEIN, A. ; WHITE, J. W. Interpolation techniques of climate variables. NRG-GIS series, 1-34, 1999.
- [35] HEINE, G. W. A controlled study of some two dimensional interpolation methods. COGS Computer Contributions, 3 ,No 2, 60-72, 1986.
- [36] HUTCHINSON, M. F. Calculation of hidrologically sound digital elevation models. Paper presented at Third International Symposium on spatial data handling at Sydney, Austrália, 1988.
- [37] ISAAKS, E. H. ; SRIVASTAVA, R. M. Applied Geostatistics. New York: Oxford University Press, 1989.
- [38] ISACKS, B. ; OLIVER, J. ; SYKES, L. R. Seismology and the new global tectonics. J. Geophys. Res, 73, 5855-5899, 1968.
- [39] JAMES, D. ; ASSUMPÇÃO, M. ; SNOKE, A. ; RIBOTTA, L. C. ; KUEHNEL, R. Seismic studies of continental lithosphere beneath SE Brazil. Anais da academia brasileira de ciências, 65 (Supl. 2), 227-250, 1993.
- [40] JULIÁ, J. ; ASSUMPÇÃO, M. ; ROCHA, M. Deep crustal structure of the Paraná basin from receiver functions and rayleigh wave dispersion: Evidence for a fragmented cratonic root. Journal Geophysical Research, 2008.
- [41] LANDIM, P. M. B. Análise estatística de dados geológicos. Editora UNESP, São Paulo, 226p, 1998.
- [42] KIRBY, A. B. ; ALDEN, F. P. Polynomial interpolation and the Chinese remainder theorem for algebraic system. Math. Z.,143,165-174, 1975.

- [43] KRUGER, F. ; SCHERBAUM, F. ; ROSA, J. W. C. ; KIND, R. ; ZETSCHE, F. ; HOHNE, J. Crustal and upper mantle structure in the amazon region (Brazil) determined with broadband mobile stations. *Journal of Geophysical Research*, 107, B10, 2265, 2002.
- [44] LASKE, G. ; MOONEY, W. D. ; MASTERS, T. G. CRUST 2.0: global crustal model at 2° x 2°, 1999. URL <http://igpp.ucsd.edu/gabi/crust2>.
- [45] MATOS, R. M. The northeastern Brazilian rift system. *Tectonics*, 11(4), 766-791, 1992.
- [46] MAZZINI, P. L. F. ; SCHETTINI, C. A. F. Avaliação de metodologias de interpolação espacial aplicadas a dados hidrográficos costeiros quase sinóticos. *Braz. J. Aquat. Sci. Technol*, 13, 53-64, 2009.
- [47] MCBRATNEY, A. B. ; WEBSTER, R. Choosing functions for semi variograms of soil properties and fitting them to sampling estimates. *Journal of soil Science*, 4, 313-332, 1990.
- [48] MELLO, C. R. ; LIMA, J. M. ; SILVA, A. M. ; MELLO, J. M. ; OLIVEIRA, M. S. Krigagem e inverso do quadrado da distância para interpolação dos parâmetros da equação de chuvas intensas. *Revista Brasileira de Ciência dos Solos*, 25, 925-933, 2003.
- [49] MILANI, E. J. Evolução tectono-estratigráfica da acia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.
- [50] MILANI, E. J. ; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do gondwana e os ciclos de subsidência da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28, N° 4, 473-484, 1998.

- [51] MILANI, E. J. ; THOMAZ, A. Sedimentary basins of south america. In: Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, 389-442, 2000.
- [52] MITAS, L. ; MITASOVA, H. General variational approach to the interpolation problem. *Comput Math Applic*, 16, No 12, 237-281, 1982.
- [53] MITCHELL ; ANDY. The ESRI guide to GIS Analysis. Volume 2, ESRI Press, 2005.
- [54] MOHRIAK, W. U. ; RABELO, J. H. L. ; MATOS R. D. ; BARROS, M. C. Deep seismic reflection profiling of sedimentary basins offshore Brazil: Geological Society and preliminary results in the Sergipe Basin. *Journal Geodynamics*, 2, N° 4, 515-539, 1995.
- [55] MOONEY, W. D. ; LASKE, G. ; MASTERS, T. G. CRUST 5.1: global crustal model at 5° x 5°, *Journal Geophysical Research*, 103, B1, p. 727-747, 1998.
- [56] MOONEY, W. D. ; KRASNOVA, M. ; CHULICK, G. S. ; DETWEILER, S. CRUST 2.1: A revised Global Crust Model at 2 degrees, 2004.
- [57] NEVES, B. B. B. ; SANTOS, E. J. ; VAN SCHMUS, W. R. Tectoni history of the Borborema provincy, northeastern Brazil. In: Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31 International Geological Congress, 151-182, 2000.
- [58] NOGUEIRA, J. D. L. ; AMARAL, R. F. ; Comparação entre os métodos de interpolação (krigagem e topo to raster) na elaboração da batimetria na área da Folha Touros - RN. *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. Natal, 4117-4123, 2009.

- [59] NOVO BARBOSA, M. F. Estimativa da espessura crustal na província Borborema (NE – Brasil) através de função do receptor. Dissertação de mestrado. Rio Grande do Norte, PPGG/UFRN, 2008.
- [60] OLIVEIRA, M. S. Planos amostrais para variáveis espaciais utilizando geoestatística. Dissertação de mestrado, Instituto de matemática, estatística e ciência da computação, UNICAMP, Campinas, 100p, 1991.
- [61] OLIVER, M. A. Kriging: A method of interpolation for geographical information system. *International Journal of Geographic Information System*, 4, 313-332, 1990.
- [62] PACCA, I. G. ; MCREATH, I. A. A composição e o calor da Terra. In: Teixeira, W; Toledo, M.C.M; Fairchild, T.R; Taioli, F. (Org.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de textos, p. 83-96, 2000.
- [63] PARK, J. ; SANDLBERG, I. W. Universal approximation using radial basis function networks. *Neural computation*, 3, 246-257, 2008.
- [64] PAVÃO, C. G. ; FRANÇA, G. S. ; BIANCHI, M. B. ; DE ALMEIDA, T. ; VON HUELSEN, M. G. Upper-lower crust thickness of the Borborema Province, NE Brazil, using Receiver Function. *Journal of South America Earth Science*, 42, 242-249, 2013.
- [65] PEROSI, F. A. Refração sísmica profunda no setor sudeste da província tocantins. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, IAG/USP, 2000.
- [66] PRESS, W. H. ; TEUKOLSKY, S. A. ; VETTERLING, W. T. ; FLANNERY, B. P. *Numerical recipes in C. The art of Scientific Computing*, Cambridge University Press, 1988.
- [67] QUENOUILLE, M. H. The joint distribution of serial correlation coefficients. *Annual mathematics and Statistics*, 1, 561-571, 1949.
- [68] QUENOUILLE, M. H. Notes on bias in estimation. *Biometrika*, 43, 353-360, 1956.

- [69] ROYLE, A. G. ; CLAUSEN, F. L. ; FREDERIKSEN, P. Practical universal kriging and automatic contouring, *Geoprocessing*,1, 377-394, 1981.
- [70] SADOSKY, M. Cálculo numérico e gráfico. In: Merino, J. L. E. (Tradução). *Inter-ciência*, Rio de Janeiro, 306p, 1980.
- [71] SILVA, L. C. ; MCNAUGHTON, N. J. ; ARMSTRONG, R. ; HARTMANN, L. A. ; FLETCHER, I. R. The neoproterozoic Mantiqueira province and its african connections: a zirconbased u-pb geochronologic subdivision for the brasiliano/pan-african system of orogens. *Precambrian Research*, 136, N° 3-4, 203-240, 2005.
- [72] SIBSON, R. A brief description of natural neighbor interpolation. Chapter 2 in *Interpolating multivariate data*, Wiley, J. ; Sons, New York, 21-36, 1981.
- [73] SNOKE, J. A. ; JAMES, D. Lithospheric structure of the Chaco and Paraná basins of South America from surface wave inversion. *Journal Geophysical Research*, 102, 2939-2951, 1997.
- [74] SOARES. J. E. P. ; BERROCAL, J. ANTUNES, J. A. The Cavalcante and Minaçu Brasília deep seismic refraction lines: a travel time interpretation of crustal structure in Central Brazil. 7 International congress of the Brazilia geophysical society. Resumos expandidos. Salvador, Brazil. PS5, 1341-1344, 2001.
- [75] SOARES, J. E. P.. In: Berrocal, J. ; Assumpção, M. ; de Sá, N. C. ; Marangoni, Y. ; Fuck, R. A. ; Pimentel, M. ; Del-Rey Silva, L. J. H. Estudos geofísicos e modelo tectônico dos setores central e sudeste da província Tocantins, Brasil central. Projeto temático – Processo FAPESP N° 96/1566-0. Universidade de São Paulo, IAG/USP, 132p, 2002.
- [76] SOARES, J. E. P. ; LIMA, M. V. ; FUCK, R. A. ; BERROCAL, J. Características sísmicas da litosfera da província Borborema: resultados parciais do experimento de

- refração sísmica profunda. IV Simpósio Brasileiro de Geofísica, Brasília, Extended Abstr., 6 p, 2010.
- [77] SOARES, J. E. P. ; LIMA, M. V. ; FUCK, R. A. ; OLIVEIRA, M. P. Descontinuidade de Moho e velocidade média da crosta sob a linha de refração sísmica profunda N-S da província Borborema: uma aproximação por reflexões de alto ângulo. 12 International congress of the Brazilia geophysical society, Extended Abstr., 5p, 2011.
- [78] STARK, P. Introdução aos métodos numéricos. In: Carvalho., J. B. P. (Tradução). Interciência, Rio de Janeiro; 426p, 1979.
- [79] SVISERO D. P. ; HASUI Y. & DRUMOND D. Geologia de Kimberlitos do Alto Paranaíba, Rev. Min. e Metal. Minas Gerais, 406, 34-38, 1979.
- [80] TASSINARI, C, C, G, ; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do cráton Amazônico. In: Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, cap 28, 471-485, 2004.
- [81] TUKEY, J. W. Bias and confidence in not quite large sample. Abstract, Annual Mathematics and Statistics, 29, 614-623, 1958.
- [82] USSAMI, N. ; DE SÁ, N. C. ; MOLINA, E. C. Mapa gravimétrico do Brasil II: anomalias residuais isostáticas e seu significado geológico. In: I Congresso da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, 2, 570-577, 1989.
- [83] VILAR, C. S. ; SOUZA, J. L. ; SANTOS, N. P. Tomografia com velocidade de grupo de onda rayleigh na região nordeste do Brasil. 8 International congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro, Brazil, 2003.
- [84] WATSON, D. F. ; PHILIP, G. M. A refinement of inverse distance weighted interpolation. Geoprocessing, 2, 315-327, 1985.

- [85] WATSON, D. F. Contouring: A guide to the analysis and display of spatial data. Pergamon Press, London, 1992.

Apêndice A

ANEXOS