



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/06.29.18.28-TDI

**EFEITOS DA OROGRAFIA DO SUDESTE DA
AMÉRICA DO SUL NA ESTRUTURA DOS SISTEMAS
FRONTAIS**

Marilei Foss

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Chou Sin Chan, e Marcelo Henrique Seluchi, aprovada em 25 de julho de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LURTK8>>

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/06.29.18.28-TDI

**EFEITOS DA OROGRAFIA DO SUDESTE DA
AMÉRICA DO SUL NA ESTRUTURA DOS SISTEMAS
FRONTAIS**

Marilei Foss

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelos Drs. Chou Sin
Chan, e Marcelo Henrique Seluchi,
aprovada em 25 de julho de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LURTK8>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

F79e Foss, Marilei.
Efeitos da orografia do sudeste da América do Sul na estrutura dos sistemas frontais / Marilei Foss. – São José dos Campos : INPE, 2016.
xxviii + 197 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/06.29.18.28-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientadores : Drs. Chou Sin Chan, e Marcelo Henrique Seluchi.

1. Frentes frias. 2. Orografia. 3. Meteorologia sinótica. 4. Climatologia. 5. Modelo Eta. I.Título.

CDU 551.578.1:551.589



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Marilei Foss**

Título: "EFEITOS DA OROGRAFIA DO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL NA ESTRUTURA DOS SISTEMAS FRONTAIS"

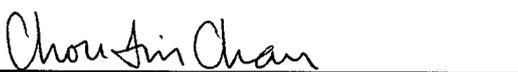
Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Doutor(a)** em **Meteorologia**

Dr. **Prakki Satyamurty**



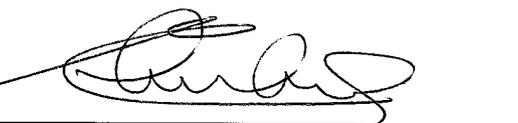
Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. **Chou Sin Chan**



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. **Marcelo Enrique Seluchi**



Orientador(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dra. **Claudine Pereira Dereczynski**



Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Dra. **Adma Raia Silva**



Convidado(a) / INFRAERO / Belo Horizonte - MG

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 25 de julho de 2016

“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu, mas pensar o que ninguém ainda pensou sobre aquilo que todo mundo vê”.

ARTHUR SCHOPENHAUER

“O começo de todas as ciências é o espanto de as coisas serem o que são”.

ARISTÓTELES

A meu esposo, Rubiano,
dedico.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por tornar tudo possível.

A meu esposo, Rubiano Santos dos Santos, por ter largado tudo e embarcado comigo nesta jornada. Seu amor, paciência e apoio foram fundamentais para conclusão desta etapa das nossas vidas.

A meus pais, Clarice Marlise Foss e Irani Foss, pelo incentivo e apoio.

A meus orientadores, Dra. Chou Sin Chan e Dr. Marcelo Enrique Seluchi, pela disponibilidade, atenção dispensada, paciência e profissionalismo. Ambos contribuíram para o meu crescimento profissional e pessoal, e se tornaram um exemplo a ser seguido. Em especial, agradeço a Dra. Chou que soube me entender e ajudar no momento mais difícil e delicado desses últimos anos.

Ao grupo ProjEta, em especial, Adan, Gustavo e Priscila, pela ajuda com o modelo Eta.

Aos membros da banca pelas sugestões.

Ao CNPq e a CAPES pelo suporte financeiro durante a pesquisa de Doutorado, e ao INPE, pela oportunidade de realização desta tese.

RESUMO

O objetivo principal desta tese foi investigar o efeito orográfico gerado pelo Planalto Brasileiro, nas características das frentes frias que se deslocam pela América do Sul. A identificação frontal foi baseada em um critério que considera a queda na temperatura do ar, aumento de pressão ao nível médio do mar e o giro do vento entre dias consecutivos. Compostos médios e de anomalias das frentes foram gerada através das Reanálises do CFSR. Dois eventos frontais foram selecionados para aprofundar as análises e esses eventos foram denominados FF-Friagem e FF-Neve, com base na condições de tempo desencadeadas por eles. Através das simulações com o modelo Eta com 8 e 1 km de resolução horizontal, buscou-se os detalhes da interação frente-orografia no Brasil. A equação da termodinâmica foi usada para encontrar os processos físicos que explicam o comportamento frontal sobre a região de orografia mais alta. E, por fim, foram realizados experimentos com modificação na rugosidade da orografia sub-grade, com a inserção de uma parametrização de ondas de gravidade, com aumento da resolução e do topo do modelo, e com alteração na altura da orografia para testar a sensibilidade do modelo Eta na simulação das frentes frias. Resultados da climatologia revelam que há duas regiões com maior frequência de frentes frias: próximo aos Andes e próximo ao litoral da região Sudeste do Brasil. Entre estas duas regiões, há uma região onde terreno é alto, que condiz com as áreas de menor frequência frontal. O efeito gerado pelo Planalto Brasileiro na climatologia revela que a maior influência orográfica ocorre nos níveis mais baixos da atmosfera. Nos compostos médios e anomalias destaca-se o cavado invertido que se forma no lado norte do anticiclone migratório, em resposta ao bloqueio orográfico da massa de ar mais densa na retaguarda da frente. A análise da equação termodinâmica mostra que a advecção horizontal de temperatura é responsável pela distorção da superfície frontal próximo a orografia. Já os experimentos de sensibilidade com modificação na rugosidade mostram que o vento em 10 metros e a precipitação são as principais variáveis alteradas através da modificação da rugosidade. Com a inserção da uma parametrização de ondas de gravidade, houve a redução da amplitude das ondas geradas a sotavento da orografia do Planalto Brasileiro conforme indicado nos campos de temperatura potencial. Os testes com a resolução vertical do modelo Eta e do nível do topo do modelo mostram que o aumento da resolução faz com que a simulação reproduza os principais efeitos relatados na literatura sobre interação frente-orografia, no entanto ele difere do observado na Reanálise do CFSR. Por fim, testes com a modificação na altura da orografia mostram que a medida que a orografia aumenta, maior é o efeito no deslocamento e estrutura vertical da frente fria, e se caso não existisse o Planalto Brasileiro, as frentes frias e as massas de ar associadas as frentes, se deslocariam com maior facilidade até a Região Central do Brasil.

Palavras-chave: Frentes Frias. Orografia. Meteorologia Sinótica. Modelo Eta.

EFFECTS OF OROGRAPHY OF THE SOUTHEASTERN SOUTH AMERICA IN THE STRUCTURE OF FRONTAL SYSTEMS

ABSTRACT

The main objective of this thesis is to investigate the orographic effect generated by the Brazilian Plateau, and the characteristics of cold fronts moving over South America. The front identification is based on a criterion that considers the drop in air temperature, increase in mean sea level pressure and the shift in wind between consecutive days. Composites of mean and anomalies of fronts are constructed using Reanalysis of CFSR. Two front events are selected for further analyzes and are referred to as FF–Friagem and FF–Neve, based on weather conditions. Simulations with Eta model at 8-and 1-km horizontal resolution are setup to study in detail to the interaction of the fronts with orography in southeast Brazil. The equation of thermodynamics are applied to find the physics processes that explain the interaction of the cold fronts with the highest terrain region. Finally, experiments are performed: by changing in the roughness lenght due to subgrid orography, by inserting the parameterization of gravity waves, by increasing the resolution and raising the top of the model, and change in height of the terrain. Results reveal that there are two regions with the highest frequency of cold fronts: near the Andes and near the coast of southeastern Brazil. Between these two regions, there is a region of lower frequency of cold fronts. The effect generated by the Brazilian Plateau shows that most of orographic influence occur at lower levels of the atmosphere. Composites of the mean and anomalies show the trough that is formed on the northern side of the anticyclone in response to blocking of the denser air mass in the rear part of the front. The calculation of the thermodynamic equation terms shows that the horizontal temperature advection is responsible for the distortion of the front cold surface close to the terrain. The sensitivity experiments with change in the effective roughness lenght, show that the 10-m wind and precipitation are the main variables changed by roughness. The insertion of gravity waves parameterization cause reduction um the amplitude of the waves, indicated by the potential temperature downwind of the orography of the Brazilian Plateau. Tests show that increasing the vertical resolution improving the reproduction of the frontal-terrain interaction, however it differs from the CFSR reanalysis. Finally, tests with the change in the terrain height show that as the terrain rises, the greater the blocking effect on the displacement and vertical structure of the cold front whereas in the absence of the Brazilian Plateau, cold fronts would move more easily over the Central Region of Brazil.

Keywords: Cold Front. Orography. Synoptic Meteorology. Eta Model.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Distribuição de temperatura potencial e componente normal do vento, em uma seção transversal a uma frente fria se deslocando sobre os Estado Unidos, às 03 UTC do dia 18 de abril de 1953.	8
2.2 Frequência frontal média anual para o período entre 1989 e 2009.	10
2.3 Frequência frontal em 10 metros e 850 hPa, para o verão e inverno.	11
2.4 Número médio anual de passagem de frentes frias entre 1979 e 2005.	14
2.5 Porcentagem de precipitação associada apenas com frente fria.	15
2.6 Isócronas a cada 3 horas de uma frente fria deslocando sobre os Alpes Europeus, entre os dias 23 e 25 de junho de 1978.	21
2.7 Comparação entre experimentos com e sem o terreno de uma intensa frente fria que se deslocou por Taiwan no inverno de 1996.	23
2.8 Efeito dos Andes nas ondas baroclínicas.	25
2.9 Comparação entre Reanálise do NCEP e simulação com o modelo Eta com orografia reduzida para 500 metros, às 12 UTC do dia 19 de julho de 2004.	27
3.1 Comparação entre coordenadas σ (à esquerda) e η (à direita) sobre uma região de orografia íngreme.	31
3.2 Esquema do método de silhueta	32
3.3 Seção vertical idealizada da orografia do modelo Eta.	33
3.4 Grade horizontal do tipo E de Arakawa.	34
3.5 Critério para identificação das frentes frias e imagem de satélite do dia 23 de maio de 2007.	37
3.6 Localização dos pontos pAN e pSP sobre o mapa de orografia do CFSR.	39
3.7 Domínio e orografia das simulações Eta8km e Eta1km.	43
3.8 Testes de sensibilidade com altura do topo e resolução vertical do modelo.	47
3.9 Altura do terreno nos experimentos de sensibilidade com a orografia.	48
4.1 Número médio anual de frentes frias.	51
4.2 Número médio sazonal de frentes frias em cada ponto de grade.	52
4.3 Campo médio de altura geopotencial e a corrente de jato em 250 hPa, no dia-1, para os três grupos de frentes frias.	54
4.4 Campo médio e anomalia de altura geopotencial em 500 hPa, no dia-1, para os três grupos de frentes frias.	56

4.5	Anomalia da umidade específica em 850 hPa, no dia-1, para os três grupos de frentes frias.	57
4.6	Anomalia da umidade específica em 850 hPa, no dia+1, para os três grupos de frentes frias.	58
4.7	Anomalia da temperatura do ar em 925 hPa, no dia-1, para os três grupos de frentes frias.	59
4.8	Anomalia da temperatura do ar em 925 hPa, no dia0, para os três grupos de frentes frias.	60
4.9	Composto médio e anomalia da pressão ao nível médio do mar, no dia-1, para os três grupos de frentes frias.	62
4.10	Seção transversal no composto médio da altura geopotencial.	64
4.11	Seção transversal no campo médio da temperatura potencial equivalente e do vento zonal.	65
5.1	Sobreposição das três condições do critério para o dia 08 de maio de 2007.	68
5.2	Sobreposição das três condições do critério para o dia 23 de maio de 2007.	68
5.3	Comparação entre os campos espaciais dos dados de reanálise do CSFR e a simulação Eta8km.	70
5.4	Comparação entre os campos espaciais dos dados de reanálise do CSFR e a simulação Eta8km.	71
5.5	Comparação entre os campos espaciais dos dados de reanálise do CSFR e a simulação Eta8km.	72
5.6	Comparação entre a observação e a simulação da pressão em superfície.	73
5.7	Comparação entre a observação e a simulação da temperatura em 2 metros.	74
5.8	Imagens de satélite às 18 UTC, do dia 07 ao dia 10 de maio de 2007.	76
5.9	Situação sinótica às 00 UTC do dia 07 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.	77
5.10	Situação sinótica às 18 UTC do dia 07 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.	78
5.11	Situação sinótica às 12 UTC do dia 08 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.	79
5.12	Situação sinótica às 06 UTC do dia 09 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.	81
5.13	Situação sinótica às 18 UTC do dia 09 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.	81
5.14	Situação sinótica às 12 UTC do dia 10 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.	83
5.15	Temperatura do ar e vento no nível de 925 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.	85

5.16	Espessura 850/1000 e PNMM, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.	86
5.17	Espessura 850/1000 e θ em 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.	87
5.18	Espessura 850/1000 e T_d em 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.	88
5.19	Tendência em 24 horas da temperatura do ar e do vento em 925 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.	90
5.20	Temperatura do ar e vento no nível de 925 hPa, simulados pelo Eta1km, para o evento FF-Friagem.	92
5.21	Temperatura do ar e vento no nível de 850 hPa, simulados pelo Eta1km, para o evento FF-Friagem.	93
5.22	Umidade específica e vento no nível de 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.	94
5.23	Tendência em 24 horas da umidade específica e vento no nível de 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.	95
5.24	Seção transversal de θ_e e da componente zonal do vento, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.	97
5.25	Seção transversal de θ_e , vorticidade, movimento vertical e vento, simulados pelo experimento Eta8km para o evento FF-Friagem.	98
5.26	Imagens de satélite do dia 22 ao dia 25 de maio de 2007.	99
5.27	Situação sinótica às 12 UTC do dia 22 de maio de 2007, para o evento FF-Neve.	101
5.28	Situação sinótica às 12 UTC do dia 23 de maio de 2007, para o evento FF-Neve.	102
5.29	Situação sinótica às 00 UTC do dia 24 de maio de 2007, para o evento FF-Neve.	103
5.30	Situação sinótica às 12 UTC do dia 24 de maio de 2007, para o evento FF-Neve.	104
5.31	Situação sinótica às 12 UTC do dia 25 de maio de 2007, para o evento FF-Neve.	105
5.32	Temperatura do ar e vento no nível de 925 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.	107
5.33	Tendência em 24 horas das variáveis temperatura e vento em 925 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.	108
5.34	Temperatura do ar e vento em 925 hPa, simulados pelo Eta1km para o evento FF-Neve.	109

5.35	Temperatura do ar e vento em 850 hPa, simulados pelo Eta1km para o evento FF-Neve.	110
5.36	Espessura 850/1000 e PNMM, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.	112
5.37	Espessura 850/1000 e θ em 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.	113
5.38	Espessura 850/1000 e temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.	114
5.39	Umidade específica e vento em 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.	115
5.40	Seção transversal de temperatura potencial equivalente e da componente zonal do vento.	117
5.41	Seção transversal para a θ_e , vorticidade, movimento vertical e vento.	118
5.42	Resultados da equação da termodinâmica, às 00 UTC do dia 08 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.	120
5.43	Resultados da equação termodinâmica às 18 UTC do dia 09 de maio, para o evento FF-Friagem.	121
5.44	Temperatura do ar, vento e tendência da temperatura do ar em 24 horas, no nível de 925 hPa.	123
5.45	Resultados da equação da termodinâmica às 00 UTC do dia 24 de maio, para o evento FF-Neve.	124
5.46	Modelo conceitual da interação frente-orografia no Sudeste da América do Sul.	126
6.1	Seção transversal à frente fria, da simulação Eta8km e da reanálise do CFSR.	130
6.2	Continuação.	131
6.3	Seção transversal de θ_e e da diferença da θ_e , do experimento Drag0.5.	134
6.4	Seção transversal de θ_e e da diferença da θ_e , do experimento Drag1.5.	135
6.5	Evolução temporal do vento a 10 metros e precipitação.	137
6.6	Seção vertical transversal à frente fria para o Parâmetro de Scorer, θ_e , movimento vertical e vento, das simulações com e sem parametrização para as ondas de montanha.	140
6.7	Seção transversal à frente fria, ao longo da longitude 44,7°W, para os experimento com e sem parametrização de GWD	141
6.8	Comparação entre os experimentos Eta80_50hPa e o Eta60_50hPa, através da seção transversal à frente fria.	144
6.9	Continuação.	145

6.10	Comparação entre os experimentos Eta80_10hPa e Eta60_10hPa, através da seção transversal à frente fria.	147
6.11	Continuação.	148
6.12	Comparação entre os experimentos Eta60_10hPa e Eta60_50, através da seção transversal à frente fria, ao longo da longitude 44,7°W.	149
6.13	Continuação.	150
6.14	Comparação entre os experimentos Eta80_10hPa e Eta80_50, através da seção transversal à frente fria, ao longo da longitude 44,7°W.	151
6.15	Continuação.	152
6.16	Comparação da espessura atmosférica 850/1000 e PNMM, para os experimentos com alteração da altura da orografia.	154
6.17	Comparação da temperatura do ar e vento em 925 hPa, para os experimentos com alteração da altura da orografia.	156
6.18	Comparação da umidade específica e vento em 850 hPa, para os experimentos com alteração da altura da orografia.	157
6.19	Seção transversal na temperatura potencial equivalente e na componente zonal do vento, ao longo da longitude 44,7°W, para os experimentos com alteração da altura da orografia.	158
A.1	Altura geopotencial em 250 hPa.	183
A.2	Altura geopotencial em 500 hPa.	184
A.3	Umidade Específica em 850 hPa.	185
A.4	Temperatura do ar em 925 hPa.	186
A.5	Pressão ao nível médio do mar.	187
A.6	Altura geopotencial em 250 hPa.	188
A.7	Altura geopotencial em 500 hPa.	189
A.8	Umidade Específica em 850 hPa.	190
A.9	Temperatura do ar em 925 hPa.	191
A.10	Pressão ao nível médio do mar.	192
A.11	Altura geopotencial em 250 hPa.	193
A.12	Altura geopotencial em 500 hPa.	194
A.13	Umidade específica em 850 hPa.	195
A.14	Temperatura do ar em 925 hPa.	196
A.15	Pressão ao nível médio do mar.	197

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Grupos de frentes frias.	40
3.2 Descrição das simulações Eta8km e Eta1km.	43
3.3 Resumo dos experimentos numéricos.	48
5.1 Correlação (%) e BIAS ($^{\circ}C$) da temperatura do ar em 2 metros entre as simulações Eta8km e Eta1km, e os dados do INMET.	74
5.2 Correlação (%) e BIAS (hPa) da pressão em superfície entre as simulações Eta8km e Eta1km, e os dados do INMET.	75
6.1 Experimentos numéricos com testes de resolução e topo do modelo. . . .	143

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ALPEX	–	<i>Alps Experiment</i>
AS	–	América do Sul
BDMEP	–	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
CDAS	–	<i>Climate Data Assimilation System</i>
CFSR	–	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CLIMÁLISE	–	Boletim de Monitoramento e Análise Climática
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Drag0.5	–	Experimento numérico com redução de 50% no valor do <i>form drag</i>
Drag1.5	–	Experimento numérico com aumento de 50% no valor do <i>form drag</i>
DSA	–	Divisão de Satélites Ambientais
ECMWF	–	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ERA-Interim	–	Reanálises ERA-Interim
Eta1km	–	Simulação do Modelo Eta com 1 km de resolução
Eta8km	–	Simulação do Modelo Eta com 8 km de resolução
Eta80_50hPa	–	Experimento numérico com topo do modelo em 50 hPa e 80 camadas verticais
Eta60_50hPa	–	Experimento numérico com topo do modelo em 50 hPa e 60 camadas verticais
Eta80_10hPa	–	Experimento numérico com topo do modelo em 10 hPa e 80 camadas verticais
Eta60_10hPa	–	Experimento numérico com topo do modelo em 10 hPa e 60 camadas verticais
GFDL	–	<i>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory</i>
GFE	–	<i>German Front Experiment</i>
GOES	–	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GWD	–	<i>Gravity-Wave Drag</i>
INMET	–	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JRA	–	<i>Japanese Meteorological Agency</i>
MAP	–	<i>Mesoscale Alpine Programme</i>
MERRA	–	<i>Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications</i>
NCAR	–	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	–	<i>National Center Environmental Prediction</i>
Orog2.0	–	Experimento numérico com aumento de 100% na orografia
Orog0.5	–	Experimento numérico com redução de 50% na orografia
Orog0.1	–	Experimento numérico com redução de 90% na orografia
PNMM	–	Pressão ao Nível Médio do Mar
PB	–	Planalto Brasileiro

- pSP – Ponto que define frentes frias dos grupos SP e ANSP
- pAN – Ponto que define frentes frias dos grupos AN e ANSP
- TSM – Temperatura da Superfície do Mar
- UTC – *Universal Time Coordinated*
- WRF – *Weather Research and Forecasting*

LISTA DE SÍMBOLOS

l^2	–	Parâmetro de Scorer
η	–	Coordenada vertical Eta
σ	–	Coordenada vertical Sigma
n_{sfc}	–	Termo responsável pela conversão da coordenada σ em coordenada η
p_t	–	Pressão no topo do domínio do modelo Eta
p_{sfc}	–	Pressão em altitude
Z_{sfc}	–	Pressão em superfície
p_{ref}	–	Pressão de referência
θ	–	Temperatura potencial
θ_e	–	Temperatura potencial equivalente
θ_w	–	Temperatura potencial do bulbo úmido

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 Climatologia de frentes frias: estudos precedentes	8
2.2 Fatores que podem modificar o deslocamento e intensidade das frentes frias	16
2.3 Estudos sobre a interação frente – orografia	20
3 DADOS E METODOLOGIA	29
3.1 Dados	29
3.2 O Modelo Eta	30
3.3 Metodologia	35
3.3.1 Climatologia de frente frias	36
3.3.1.1 Critério para a identificação de frentes frias	36
3.3.1.2 Cálculo da frequência anual e sazonal de frentes frias	38
3.3.1.3 Divisão de frentes frias em grupos	39
3.3.1.4 Compostos de média e anomalia	40
3.3.2 Estudos de caso – Descrição sinótica e de mesoescala dos eventos	41
3.3.2.1 Escolha dos eventos frontais	41
3.3.2.2 Análise dos eventos frontais	42
3.3.3 Processos físicos associados à influência orográfica do PB	44
3.3.4 Experimentos numéricos	44
3.3.4.1 Comprimento de rugosidade efetiva (<i>form drag</i>)	44
3.3.4.2 Parametrização para ondas de gravidade	45
3.3.4.3 Resolução vertical e nível do topo do modelo	46
3.3.4.4 Altura da orografia	46
3.3.5 Sumário dos experimentos numéricos realizados nesta tese.	48
4 EFEITO DO PLANALTO BRASILEIRO NA CLIMATOLOGIA DE FRENTES FRIAS	49
4.1 Número médio anual e sazonal de frentes frias	49
4.2 Composições médias e anomalias sazonais	53
4.2.1 Altos níveis atmosféricos	53

4.2.2	Atmosfera média	55
4.2.3	Baixos Níveis Atmosféricos	56
4.2.4	Superfície	60
4.2.5	Seção transversal da atmosfera	61
5	INTERAÇÃO FRENTE – OROGRAFIA	67
5.1	Descrição dos eventos frontais	67
5.2	Avaliação das simulações numéricas	69
5.3	Análise sinótica e de mesosescala dos eventos frontais	75
5.3.1	Evento FF-Friagem: 07 – 11 de maio de 2007	75
5.3.1.1	Resultados das simulações Eta8km e Eta1km, para o evento FF-Friagem	84
5.3.2	Evento FF-Neve: 23 – 25 de maio de 2007	99
5.3.2.1	Resultados das simulações Eta8km e Eta1km para o evento FF-Neve	106
5.4	Análise dos processos físicos associados à influência orográfica do Planalto Brasileiro	119
6	EXPERIMENTOS NUMÉRICOS	129
6.1	Simulação Eta8km <i>versus</i> reanálise do CFSR	129
6.2	Rugosidade devido a orografia sub-grade	133
6.3	Parametrização das ondas de gravidade	139
6.4	Altura do topo e resolução vertical do modelo	143
6.5	Altura da orografia	153
7	SUMÁRIO E CONCLUSÕES	161
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	167
	Apêndice A: Composições médias e anomalias sazonais e anuais . . .	183
A.1	Grupo AN	183
A.2	Grupo ANSP	188
A.3	Grupo SP	193

1 INTRODUÇÃO

A orografia proeminente dos continentes é um obstáculo natural que atua como uma barreira física ao escoamento atmosférico, modificando a dinâmica dos fluxos e induzindo ao deslocamento vertical e horizontal das parcelas de ar para desviar da montanha. Esses efeitos podem ser notados em diversas escalas atmosféricas. Comumente, nota-se o efeito na geração de ondas de gravidade, ventos Föhn, jatos em baixos níveis, chuvas orográficas e na modificação das frentes frias (BARRY, 1992; SILVA, 2004; KIM et al., 2003; DOYLE; REYNOLDS, 2008). Frentes atmosféricas são responsáveis pela variabilidade das condições de tempo, especialmente em latitudes médias onde ocorrem com maior frequência. As principais mudanças decorrentes da passagem de uma frente por uma determinada localidade são percebidas na temperatura, umidade do ar, direção do vento e nebulosidade.

O efeito da orografia na estrutura e deslocamento das frentes frias, especificamente, foi estudado em diferentes locais do mundo, por exemplo, nos Alpes (KURZ, 1990), nas Montanhas Rochosas (STEENBURGH; BLAZEK, 2001), na Cordilheira dos Andes (SELUCHI et al., 2006). A grande maioria dos estudos relata como principal efeito da orografia a desaceleração da frente fria em superfície corrente acima da montanha e a aceleração após a passagem pela mesma. Outros estudos mostram que pode ocorrer a divisão do escoamento atmosférico ao redor da barreira orográfica e, em consequência, a distorção da estrutura horizontal da frente (CHIEN; KUO, 2006). Também há resultados mostrando que o bloqueio da frente fria em baixos níveis da atmosfera pode resultar no desenvolvimento de uma forte frente fria à sotavento da montanha (WEST; STEENBURGH, 2011).

Entretanto, a intensidade do efeito orográfico sobre a frente fria depende das características da montanha (tais como localização geográfica, altura, forma, orientação) e da orientação da frente fria quando ela se desloca pela orografia (BARRY, 1992; JENKNER et al., 2010). As propriedades da superfície pela qual a frente se desloca também podem afetar a intensidade e o deslocamento desse sistema. Por exemplo, a rugosidade na superfície e a diferença de rugosidade entre a terra-mar podem distorcer a superfície frontal (GARRATT et al., 1989).

Na América do Sul (AS) a feição orográfica que mais se destaca é a Cordilheira dos Andes, que exerce um papel importante sobre a meteorologia da região. Nesse continente as frentes frias são o distúrbio transiente mais comum (SATYAMURTY et al., 1998) e são os principais condutores de interação entre os trópicos e extratropicais, desempenhando um papel importante nas flutuações de tempo em latitudes tropicais

e subtropicais. No inverno as frentes frias são mais frequentes e mais intensas devido, principalmente, a ação das massas de ar polar e das correntes de jato (MATTOS, 2003; ANDRADE, 2005) que facilitam o deslocamento das frentes pelo interior do continente. Nos meses de verão elas são menos frequentes em resposta a diminuição do gradiente de temperatura em latitudes subtropicais (OLIVEIRA, 1986; ANDRADE, 2005; CAVALCANTI; KOUSKY, 2009).

As frentes frias que se deslocam pela AS encontram no seu caminho o conjunto de serras que formam o Planalto Brasileiro (PB), à saber: a Serra Geral, a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira. A altitude média das serras do PB é de 1200 metros acima do nível médio do mar e embora não seja tão alto quanto os Andes, alguns estudos mostram a modificação na intensidade e/ou no deslocamento dos sistemas sinóticos devido a interação com a orografia local (SELUCHI; CHOU, 2009; LIMA; FERNANDEZ, 2011).

Após atingir latitudes subtropicais, as frentes frias que ainda permanecem ativas seguem por duas trajetórias preferenciais em direção a latitudes tropicais da AS (AMORIM NETO et al., 2015): uma trajetória meridional com deslocamento continental dos anticiclones migratórios, tal como as frentes frias que se propagam até a região Norte do Brasil (AMORIM NETO et al., 2015); ou uma trajetória zonal com frentes frias movendo-se, principalmente, por áreas costeiras do Oceano Atlântico, muitas vezes influenciando as condições de tempo na região Nordeste do Brasil (KOUSKY, 1979).

Essa característica do deslocamento frontal foi indiretamente encontrado na climatologia de frentes frias realizada por Cavalcanti e Kousky (2009). Os autores mostraram duas regiões ao norte de 30°S onde a passagem frontal é mais frequente: a leste dos Andes, entre a Cordilheira e o Planalto Brasileiro; e na região litorânea, ao longo da costa leste da AS. Embora os autores não discutam a menor ocorrência de frentes entre estas duas regiões, é possível inferir através dos seus resultados que a orografia pode ser um fator determinante para a menor ocorrência frontal sobre as regiões mais altas do Brasil.

Além de alterar o avanço da massa de ar frio pós-frontal pelo interior do continente, as serras do PB podem interagir com os sistemas meteorológicos e gerar condições para a ocorrência de chuvas de longa duração nas regiões de encostas. Um exemplo são as frentes estacionárias que por vários dias permanecem sobre a região Sudeste do Brasil. Chuva de curta ou longa duração, em alto volume pluviométrico, tem grande potencial para desencadear desastres naturais com prejuízos à população,

tais como deslizamentos de terra nas regiões de encostas ou inundações em regiões de vale causada pela precipitação excessiva sobre a bacia hidrográfica. Na região Sudeste do Brasil, por diversas vezes, eventos extremos de precipitação influenciados pela orografia ocasionaram desastres naturais com grande perda socioeconômica à população. Um exemplo é o evento que ocorreu em janeiro de 2011 na região serrana do Rio de Janeiro, quando fortes chuvas associadas a umidade proveniente da região Norte do país e a orografia local, geraram deslizamentos de terra e inundações, principalmente nas cidades de Nova Friburgo e Teresópolis.

A frente fria é um sistema meteorológico capaz de promover eventos de desastres naturais como o de janeiro de 2011. Por exemplo, [Seluchi et al. \(2011\)](#) utilizaram o Modelo Eta para simular uma frente fria estacionária responsável por precipitação persistente e deslizamentos de terra na região serrana do Sudeste do Brasil, em julho de 2004. Na simulação com a orografia do PB reduzida para 500 metros, mas sem modificar a orografia da Cordilheira dos Andes, a frente fria se deslocou mais rápido em direção ao nordeste e a precipitação reduziu em aproximadamente 20% da precipitação original. Com a redução da barreira imposta pelas montanhas e os ventos de sul e sudeste, o anticiclone migratório na retaguarda da frente foi impulsionado para dentro do continente, alterando significativamente o padrão da chuva sobre a região costeira. Assim, pode-se inferir que além de afetar o deslocamento de uma frente fria, o PB pode tornar o sistema estacionário, concentrar localmente a precipitação e, em consequência, favorecer a ocorrência de eventos de desastres naturais com graves prejuízos socioeconômicos.

Nesse contexto, a previsão de tempo torna-se um serviço indispensável à população. Investir em melhorias nos modelos numéricos e no conhecimento sobre os sistemas meteorológicos que atingem com frequência a região Sudeste da AS, auxiliam diretamente ao meteorologista operacional e indiretamente aos órgãos competentes à tomada de decisão. Qualquer melhoria ou qualquer novo conhecimento, tem muito a oferecer a comunidade científica e a atividade operacional.

Dois estudos mencionados anteriormente foram autênticos precursores do trabalho desta tese. Seus resultados levantaram hipóteses e fomentaram as ideias iniciais acerca do efeito orográfico exercido pelo PB sobre as frentes frias. O primeiro indicativo surgiu do estudo climatológico de [Cavalcanti e Kousky \(2009\)](#) e [Seluchi et al. \(2011\)](#) complementaram a hipótese inicial. Importante mencionar que ambos estudos não tinham como objetivo analisar o efeito da orografia sobre as frentes frias. Mas seus resultados fomentaram a hipótese sobre a presença do efeito orográfico.

Com base nos argumentos e hipóteses apresentados, seguem alguns questionamentos:

O Planalto Brasileiro, isto é, o conjunto de serras formada pela Serra Geral, Serra do Mar e Serra da Mantiqueira, é capaz de modificar a estrutura das frentes frias que atravessam a AS? Qual o efeito da orografia na estrutura horizontal e vertical das frentes frias?

Por que registram-se menos frentes frias nas regiões mais altas do Brasil, se ao redor dessa região há registro de frentes que avançam até latitudes mais baixas, nas regiões Norte (AMORIM NETO et al., 2015) e Nordeste (KOUSKY, 1979)?

De que maneira a altura da montanha e os aspectos de menor escala (como rugosidade em superfície, ondas de montanha) afetam o deslocamento da frente fria sobre a barreira orográfica?

1.1 Objetivos

O objetivo principal desta tese é investigar o efeito da orografia brasileira nas características das frentes frias, documentar a existência do efeito orográfico e caracterizar os processos físicos e dinâmicos envolvidos na interação frente-orografia.

Assim, existem três grandes objetivos específicos:

- a) Obter uma climatologia de frentes frias, com resolução mais refinada e por um período mais longo quando comparada as climatologias existentes para a América do Sul. Através dessa climatologia, investigar o comportamento médio das frentes frias próximo e sobre o PB.
- b) Investigar o efeito da orografia na estrutura e deslocamento das frentes frias que se aproximam e deslocam pela barreira orográfica. Dessa forma, espera-se obter detalhes sobre a modificação horizontal e vertical da estrutura da frente.
- c) Testar a sensibilidade da simulação de frentes frias aos processos físicos do modelo Eta, a fim de acrescentar melhorias a este modelo e melhor representar as frentes frias e o escoamento sobre a orografia.

Esta tese está organizada da seguinte maneira: No Capítulo 2 há uma revisão dos

principais estudos a cerca da climatologia de frentes frias e da interação frente-orografia. No Capítulo 3 expõem-se os dados utilizados na pesquisa e a metodologia empregada. Com base nos três grandes objetivos da tese, a pesquisa pode ser dividida em 3 partes distintas: efeito da orografia na climatologia, estudos de caso sobre a interação frente-orografia e experimentos de sensibilidade com o Modelo Eta. Assim, os resultados de cada assunto podem ser encontrados nos Capítulos 4, 5 e 6, respectivamente. No Capítulo 7 expõem-se as conclusões obtidas ao final desta tese.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

No Glossário de Meteorologia (GLICKMAN; ZENK, 2000), frente é definida como a interface ou zona de transição entre duas massas de ar com diferentes densidades. Como a temperatura é o mais importante regulador da densidade atmosférica, pode-se afirmar que uma frente separa massas de ar de diferentes temperaturas. Conforme o glossário, outras características que auxiliam na identificação de uma frente são o cavado de pressão, a mudança na direção do vento, a descontinuidade de umidade e a precipitação.

A zona frontal é a camada tridimensional de forte gradiente de densidade horizontal. Ela é delimitada por superfícies frontais através das quais o gradiente de densidade horizontal é descontínuo. A superfície frontal pode ser identificada e referenciada no lado mais quente da zona frontal e a linha de interseção de uma superfície frontal com a superfície da terra ou, menos frequentemente, com uma superfície de pressão constante, é denominada como frente em superfície. As frentes atmosféricas são definidas como fria, quente, quase-estacionária e oclusa. Nesta tese, especificamente, vamos investigar as frentes frias.

A primeira definição de frente fria surgiu com o estudo de Bjerknes (1919) e Bjerknes e Solberg (1922), quando eles introduziram um modelo conceitual dos ciclones extratropicais. Para eles, o ciclone extratropical era definido por duas linhas de convergência separando as massas de ar frio e quente, que inicialmente foram denominadas como “*steering line*” e “*squall line*”, frente quente e frente fria, respectivamente.

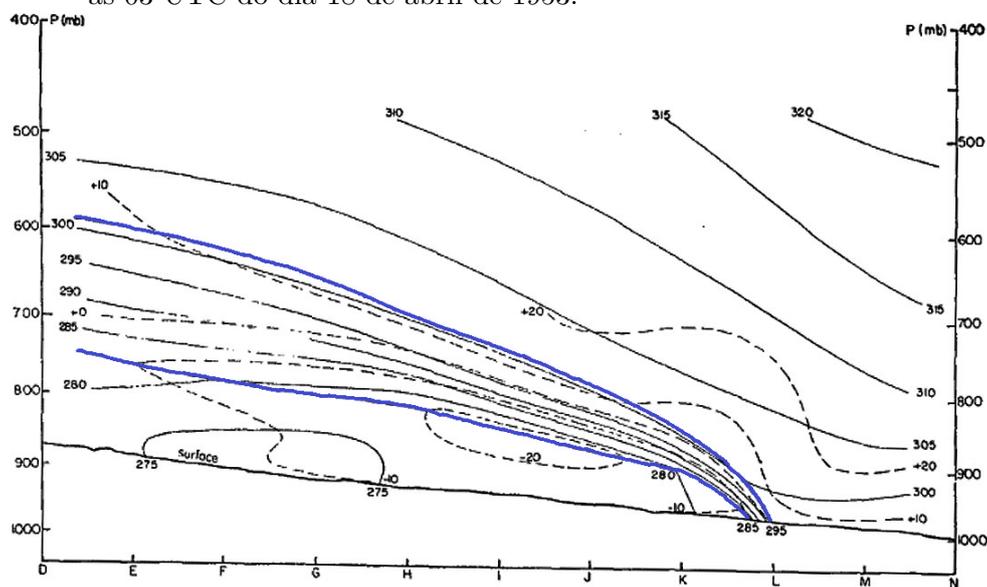
Uma frente fria é qualquer frente não ocluída que se move de tal modo que o ar mais frio substitua o ar mais quente. A substituição do ar mais quente pelo ar mais frio ocorre em resposta a maior densidade do ar frio. O ar mais frio (mais denso) desloca o ar mais quente (mais leve) e força o deslocamento vertical da parcela de ar.

As condições atmosféricas associadas ao deslocamento de uma frente fria são diferentes no momento que antecede e sucede a passagem frontal. Isto é, antes da passagem de uma frente fria, por uma determinada localidade, são observadas diminuição da pressão atmosférica, vento de norte/noroeste, aumento de temperatura e umidade. Durante e logo após a passagem da frente fria são observados o aumento da pressão atmosférica, vento do quadrante sul e queda na temperatura e umidade.

Sanders (1955) contribuiu significativamente à meteorologia, ilustrando o arquétipo clássico de uma frente fria. Suas conclusões foram: que as zonas frontais são mais

intensas na superfície, onde o gradiente horizontal de temperatura potencial é mais forte, e enfraquecem rapidamente com a altitude (veja Figura 2.1); que o ar quente avança para dentro da zona frontal perto do solo; que os efeitos frontogênicos (que auxiliam na formação/intensificação da frente fria) e frontolíticos (que enfraquecem a frente fria) são intensos na vizinhança das zonas frontais; e, por fim, que a zona frontal em superfície se move com o ar frio adjacente.

Figura 2.1 - Distribuição de temperatura potencial e componente normal do vento, em uma seção transversal a uma frente fria se deslocando sobre os Estados Unidos, às 03 UTC do dia 18 de abril de 1953.



Linhas sólidas em azul representam o limite da zona frontal; linhas sólidas pretas representam isotermas potencial no intervalo de 5 K; linhas tracejadas representam isopleta do vento em sua componente normal a seção transversal, no intervalo de 10 m s⁻¹.

Fonte: Adaptado de Sanders (1955)

2.1 Climatologia de frentes frias: estudos precedentes

Recentemente, vários estudos têm mostrado a climatologia global de frentes frias através de conjuntos de dados com maior resolução espacial e com metodologias diferentes. Berry et al. (2011a) e Berry et al. (2011b) quantificaram a ocorrência global de frentes frias, quentes e quase-estacionárias, através de um método objetivo de identificação frontal, especificamente, o parâmetro frontal térmico derivado por Hewson (1998). Esse método utiliza as variáveis termodinâmicas e vento horizontal na

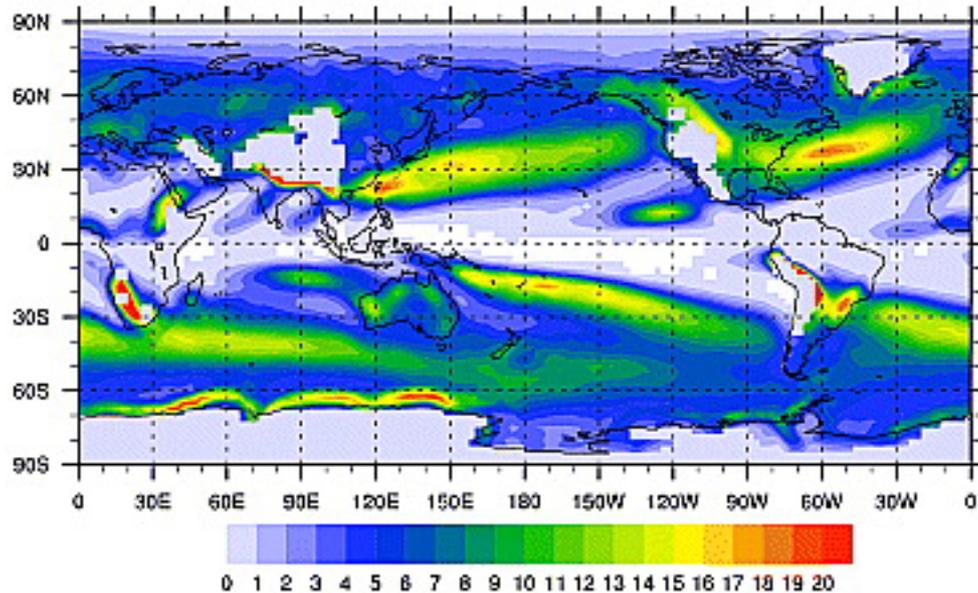
superfície isobárica em ponto de grade. O algoritmo identifica automaticamente as frentes na carta sinótica. A variável termodinâmica utilizada é temperatura potencial do bulbo úmido (θ_w) em 850 hPa, que mais se aproxima ao encontrado na análise sinótica preparada manualmente. As frentes são localizadas onde o gradiente de θ_w foi máximo na direção de isentrópicas úmidas. Através dessa metodologia a classificação das frentes (em frias, quentes ou quase-estacionárias) depende da magnitude e direção da velocidade de frente.

As frequências frontais obtidas nos estudos de Berry et. al (2011a,b) se diferenciam pelos dados de Reanálise e pelo período de tempo em que foram calculadas. Enquanto Berry et al. (2011a) utilizou os dados de Reanalyse ERA-40 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), com a metodologia original de Hewson (1998) para o período entre 1958 e 2001, Berry et al. (2011b) obtiveram a frequência frontal para o período entre 1989 e 2009, realizaram alguns testes com a metodologia e expandiram a pesquisa para quatro conjuntos de dados de reanálises, a saber: Reanálise ERA-Interim (ERA-Interim) do ECMWF; Reanálise 2 do *National Centers for Environmental Prediction Department of Energy* (NCEP2); Reanálise do *Japanese Meteorological Agency* (JRA); e a Reanálise *NASA Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications* (MERRA).

De maneira geral, os autores perceberam uma baixa frequência de frentes próximo ao Equador, um aumento na frequência em regiões subtropicais e máximos em latitudes médias. Alta frequência de frentes também foi encontrada próximo a terrenos elevados devido a persistência de zonas baroclínicas ou a inclinação da orografia em 850 hPa. Tal condição favorece a ocorrência de fortes gradientes de temperatura e umidade dentro da camada limite planetária. Para o Hemisfério Sul, Berry et al.(2011a,b) encontraram um máximo de ocorrência frontal sobre o Oceano Pacífico Sul, associado a região de máxima frontogênese em 850 hPa, encontrado por Satyamurty e Mattos (1989). Na Figura 2.2 está a frequência média anual de frentes encontrada por Berry et al. (2011b) considerando os quatro conjuntos de Reanálises.

Catto et al. (2012) relacionou a frequência de frentes frias com a precipitação, utilizando a mesma metodologia de identificação frontal que utilizada por Berry et al. (2011b), mas aplicado aos dados do ERA-Interim do período entre 1997 e 2008. Além de confirmar os resultados de Berry et al. (2011a,b), mostraram que em latitudes médias (30° a 60°) dos dois hemisférios, uma proporção muito alta da precipitação ocorre com a presença de frentes, principalmente frias e quentes.

Figura 2.2 - Frequência frontal média anual para o período entre 1989 e 2009.

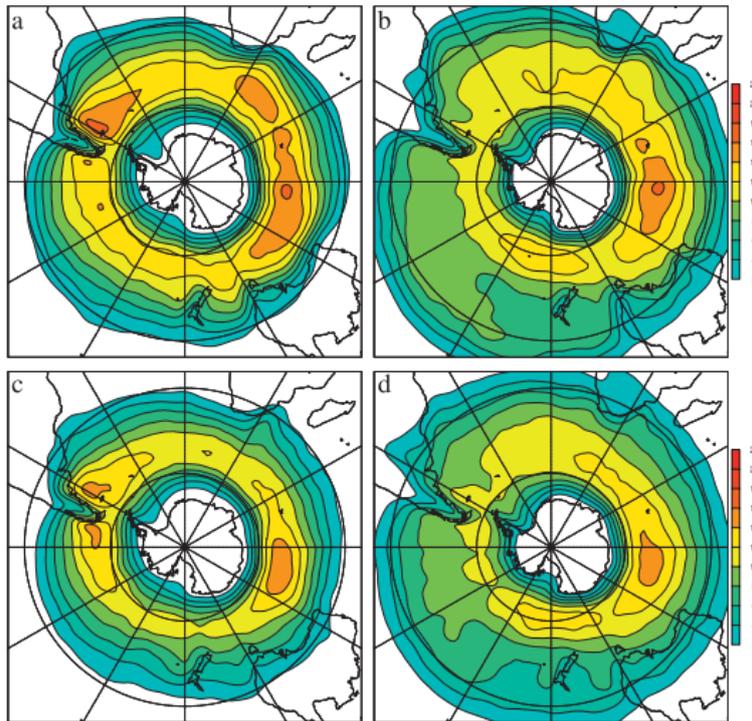


A frequência de frentes foi calculada com os conjuntos ERAI, NCEP, JRA e MERRA; está representada como a porcentagem de vezes no qual uma frente foi localizada em cada caixa de grade.

Fonte: Berry et al. (2011b)

Com uma abordagem objetiva diferente e utilizando, também, dados de Reanálises ERA-Interim, Simmonds et al. (2012) identificaram, caracterizaram e acompanharam as frentes móveis do Hemisfério Sul. Os autores calcularam a frequência frontal em 10 metros e em 850 hPa, para o período entre janeiro de 1989 e fevereiro de 2009. Para a identificação das frentes foi usado a mudança no vento do quadrante norte para o quadrante sul, com variação da componente meridional do vento superior a 2 m s^{-1} . Os autores encontraram maior frequência frontal no cinturão de latitudes entre 40°S e 60°S , nos meses de verão e de inverno, com assimetrias zonais em regiões oceânicas próximo a Patagônia, sul da África e no sudoeste da Austrália (Figura 2.3). Em média, as frentes mais longas foram encontradas no Oceano Índico, com comprimento médio superior a 2000 km, onde a intensidade frontal climatológica também foi máxima. A intensidade média tende a ser maior em 850 hPa que em 10 m, e maior no inverno que no verão. A inclinação meridional média das frentes móveis é de noroeste-sudeste sobre a maior parte das latitudes médias e subtropicais, e a inclinação aumenta com a latitude em direção ao equador.

Figura 2.3 - Frequência frontal em 10 metros e 850 hPa, para o verão e inverno.



Distribuição da frequência dos pontos frontais a 10 metros a) no verão e b) no inverno; e em 850 hPa c) no verão e d) no inverno.

Fonte: Simmonds et al. (2012)

Ao longo das últimas décadas há vários estudos sobre a climatologia de frentes frias na América do Sul. Com diferentes metodologias e diferentes períodos de análise, estes estudos descreveram o comportamento médio das frentes frias que se deslocam pelo continente Sul-Americano.

Um dos primeiros estudos sobre a climatologia de frentes frias foi realizado por Oliveira (1986), em que foi investigado a interação da atividade convectiva da Amazônia com a passagem frontal, através de imagens do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) do período de 1975 a 1984. Além de relacionar a atividade convectiva com frentes, Oliveira gerou uma climatologia dos sistemas frontais, dividindo as incursões em quatro faixas de latitudes (40°S – 35°S , 35°S – 25°S , 25°S – 20°S e 20°S – 05°S). Ela encontrou que as frentes que atravessaram a Cordilheira dos Andes ao sul de 40°S possuíram uma trajetória predominantemente zonal; entre 35°S e 40°S algumas ganharam trajetória mais meridional avançando em direção ao Equador e outras prosseguiram com uma direção mais zonal; entre 35°S e 25°S houve

uma redução do número de eventos; entre 20 °S e 25 °S foi o limite de penetração meridional para a maioria dos sistemas frontais; e, por fim, ao norte de 20 °S ocorreu a menor frequência frontal e foi, geralmente, associada com a convecção tropical na Amazônia.

Em continuidade ao estudo de Oliveira (1986), Lemos e Calbete (1996) produziram uma climatologia de frentes frias que se deslocaram pelo litoral do Brasil no período de 1987 a 1995. Mas, diferentemente de Oliveira (1986), Lemos e Calbete consideraram apenas três bandas de latitudes (35 °S–25 °S, 25 °S–20 °S e ao norte de 20 °S). Para complementar as análises, além de imagens de satélite utilizaram informações de cartas sinóticas das 00 UTC e 12 UTC. Eles encontraram frequência frontal maior na faixa de latitude mais ao sul (35 °S–25 °S) principalmente nos meses de abril a dezembro.

A mesma metodologia dos dois estudos anteriores foi utilizada por Fernandes e Campos (2006), para detectar as frentes em um período subsequente (1996 a 2004). Ao seu estudo acrescentaram informações dos Boletins Climanálise para identificar as frentes frias. Ao comparar o resultado dos três estudos, Fernandes e Campos (2006) perceberam um aumento significativo da incursão frontal na AS no período mais recente. Esse resultado pode ser atribuído a maior quantidade de informação utilizada por estes autores.

A partir desses estudos podemos inferir que há uma variação sazonal na incursão continental de frentes frias e essa variação é notada, principalmente, no deslocamento máximo até as latitudes mais baixas. Nota-se, também, que a medida que mais dados são usados e incorporados nas análises, um número maior de frentes são encontradas.

Silva e Dias (2002) incorporaram dados de Reanálise para calcular a climatologia de frentes frias na AS. Com dados de Reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e um critério baseado na mudança do sinal da componente meridional do vento em cada ponto de grade (passando de direção norte para direção sul), as frentes frias foram identificadas para o período entre 1981 e 1999. Conforme as autoras, nas regiões Sul e Sudeste do Brasil os ventos em baixos níveis têm direção de nordeste, influenciados pela alta subtropical situada climatologicamente sobre o Oceano Atlântico. Em uma situação frontal o vento gira tipicamente de noroeste para sudoeste e sudeste, à medida que a frente se desloca, com alta frequência dessas condições de giro do vento em torno da latitude de 35 °S.

Com um outro critério, Andrade (2005) identificou as frentes frias que atingiram o

Brasil entre 1980 e 2002. Os dados usados foram as Reanálises do NCEP/NCAR com resolução espacial de $2,5^\circ$ latitude x $2,5^\circ$ longitude. Para identificar uma frente fria Andrade considerou se em 925 hPa, no intervalo de um dia, sobre uma área composta por cinco pontos de grade, houve queda de temperatura, mudança na componente meridional do vento, além de um aumento da pressão ao nível médio do mar. Ao longo da AS, Andrade selecionou onze áreas de estudos e classificou as frentes frias conforme o seu deslocamento: pelo litoral (Rota 1) e pelo continente (Rota 2). Os resultados mostraram uma diminuição de sistemas frontais em direção a latitudes mais baixas e menor frequência no verão quando parte dos sistemas frontais deslocam-se para o oceano. No inverno as frentes frias são mais frequentes e avançam com maior facilidade pelo interior do Brasil, devido a ação de massas de ar polar e das correntes de jato em altos níveis atmosféricos.

Uma das climatologias de frentes frias mais recentes resulta do estudo de [Amorim Neto et al. \(2015\)](#), que desenvolveram uma climatologia da estrutura e evolução das incursões de frentes frias na bacia Amazônica. Conforme seus resultados, as frentes frias com incursão na Bacia Amazônica geram intensa precipitação e declínio da temperatura máxima. Para casos de inverno e outono o declínio de temperatura em Manaus foi mais acentuado que em Brasília, enquanto que nos casos de verão as incursões frias produziram mais chuva que os casos de inverno, sobre a bacia Amazônica.

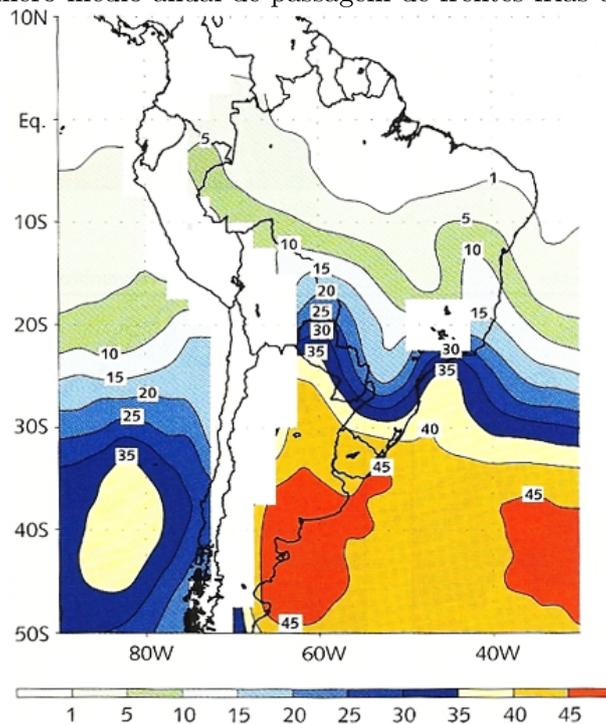
Assim como Amorim Neto et al. (2015), outros autores investigaram a climatologia e frequência de frentes frias em regiões específicas da AS, tais como: [Kousky \(1979\)](#), [Tavares \(2008\)](#) para o nordeste brasileiro, [Rodrigues et al. \(2004\)](#) para Santa Catarina, [Morais et al. \(2010\)](#) para São Paulo, [Ricarte et al. \(2015\)](#), [Viana \(2015\)](#) para a região Norte do Brasil. Todos esses estudos foram muito importantes para obter características das frentes frias enquanto se deslocam pelas diferentes regiões do continente.

Mas além das frentes frias, frentes quentes também se deslocam pela AS e esse tipo de frente foi investigado recentemente por [Ribeiro et al. \(2015\)](#), com dados de Reanálise do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), do período entre 1979 a 2010. A identificação das frentes quentes baseou-se na magnitude do gradiente de temperatura potencial equivalente (θ_e) e campos de vento em 850 hPa. Assim como ocorre com as frentes frias, Ribeiro et al. (2015) encontraram maior frequência de frentes quentes no mês de inverno e uma frequência média de duas frentes quentes por mês. A maioria das frentes quentes se formaram em associação ao movimento

para o sul de frentes frias/estacionárias. Em média, as frentes quentes se formaram no sul do Paraguai, nordeste da Argentina e parte ocidental do sul do Brasil e Uruguai, acoplado à borda oriental do Baixa do Chaco e da Baixa do Nordeste da Argentina, onde o fluxo de norte/noroeste predomina.

A climatologia de frentes frias realizada por Cavalcanti e Kousky (2009) através de dados de Reanálise NCEP/NCAR CDAS (2,5° latitude x 2,5° longitude) do período entre 1979 e 2005, foi grande motivadora desta tese. Isso porque, através dos seus resultados, nota-se que existem duas regiões ao norte de 30°S onde a passagem frontal é mais frequente: a) a leste dos Andes, entre a Cordilheira e o Planalto Central brasileiro; b) na região litorânea, ao longo da costa leste da AS, conforme indicado na Figura 2.4. Esse resultado contribuiu para levantar a hipótese a cerca da existência de um efeito orográfico exercido pelo PB nas frentes frias, já que o mínimo relativo de passagens frontais na região central do Brasil pode estar associado a orografia.

Figura 2.4 - Número médio anual de passagem de frentes frias entre 1979 e 2005.

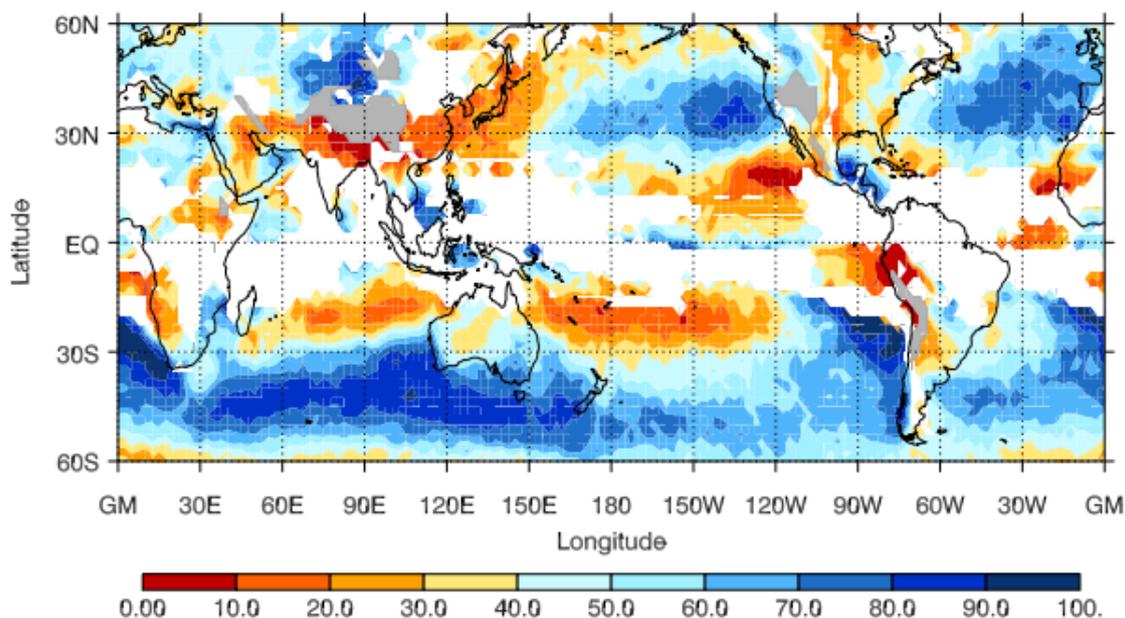


O número médio anual de frentes frias foi calculados com os dados de reanálise do NCEP/NCAR CDAS, considerando como critério para a identificação frontal a variação em 24 horas da pressão ao nível médio do mar, ventos e temperatura do ar em 925 hPa.

Fonte: Cavalcanti e Kousky (2009)

Além dos resultados de Cavalcanti e Kousky (2009), os resultados do estudo de Catto e Pfahl (2013) (Figura 2.5), que quantifica a importância das frentes nos extremos de precipitação global, também sugerem o efeito do Planalto Brasileiro no deslocamento das frentes frias. Na Figura 2.5 destaca-se a grande proporção de eventos extremos de precipitação associados apenas com frentes frias. Sobre a AS há uma região entre os Andes e o Brasil Central, e uma região no litoral do continente com o Oceano Atlântico, onde a precipitação extrema está associada com eventos de frentes frias. Sobre o PB a relação entre frentes e precipitação não é estatisticamente significativa.

Figura 2.5 - Porcentagem de precipitação associada apenas com frente fria.



As cores representam a porcentagem de precipitação associada apenas com frente frias, sem relação direta com um ciclone.

Fonte: Catto e Pfahl (2013)

Com esse resultado de Catto et al. (2013), nota-se que frentes frias podem desencadear eventos extremos de precipitação, muitas vezes responsáveis por gerar grandes prejuízos socioeconômicos à população. No Brasil, esses eventos extremos ocorrem, principalmente, próximo a região de orografia íngreme no PB e, cada vez mais, comprovam o quão importante é investigar a relação frente-orografia.

Há outros fatores que também podem alterar uma frente fria, tais como: a rugosidade da superfície, a liberação de calor latente, a temperatura da superfície do mar, entre

outros. Mais detalhes são encontrados na próxima seção.

2.2 Fatores que podem modificar o deslocamento e intensidade das frentes frias

Quando uma frente fria se desloca de um lugar para outro, ela passa por superfícies com diferentes características de temperatura, rugosidade, capacidade de reter e transferir calor, umidade e albedo. [Brümmer et al. \(1995\)](#) explicam que essas heterogeneidades horizontais podem influenciar a camada superficial da frente, modificando-a enquanto se desloca sobre esses ambientes. Portanto, frentes atmosféricas são influenciadas pela superfície e pelos processos em baixos níveis, tais como o aquecimento diferencial e os fluxos de umidade. Esses mecanismos podem ter um efeito frontogênético, fortalecendo a frente, ou um efeito frontolítico, dissipando o sistema frontal ([KOCH, 1984](#)).

Na costa dos continentes, devido a diferente rugosidade entre as superfícies, nota-se maior velocidade das frentes frias nas regiões oceânicas quando comparado a velocidade no interior do continente. Devido a essa diferença de velocidade de deslocamento, surge um abaulamento na superfície frontal ([PHYSICK, 1988](#)). Em uma escala menor, como no caso dos lagos sobre o continente, [Garratt \(1986\)](#) e [Gallus Jr e Segal \(1999\)](#) mostraram que a diminuição do atrito em superfície favorece o rápido deslocamento da frentes fria por essas regiões. Alguns estudos mostram que o atrito gerado na superfície de terra é frontolítico, já que modifica a circulação, a velocidade e a forma da frente na camada limite ([WILLIAMS, 1973](#); [LOOSE; BORNSTEIN, 1977](#); [TWIGG; BANNON, 1998](#)). Na AS, a pequena extensão territorial leste-oeste em latitudes médias, força o deslocamento da frente fria por diferentes superfícies. Com isso, parte da frente se desloca sobre continente e outra parte sobre o oceano, o que pode afetar a estrutura e deslocamento das frentes.

[Lima e Fernandez \(2011\)](#) investigando dois eventos de chuvas intensas no Sudeste brasileiro, utilizaram a técnica de separação por fatores para verificar o efeito isolado e as interações mútuas entre as anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) e a orografia regional. Os resultados mostram que a orografia, mais que a TSM, tem um papel importante juntamente com as condições de grande escala, no desenvolvimento dos eventos extremos. Reconhecidamente, a barreira orográfica afeta os sistemas de tempo e sua influência sobre a distribuição espacial das variáveis meteorológicas, principalmente a precipitação, já

é bem conhecida. A presença de montanhas traz complexidade para o escoamento atmosférico e causa fenômenos como chuvas orográficas, movimento ascendente localizado e forçado, ventos föehn, entre outros. Segundo Hill (1993), a presença de orografia intensifica a precipitação pelo levantamento forçado das parcelas de ar.

Quanto a interação com as frentes frias, a orografia atua como um importante barreira ao movimento desses sistemas, de forma que a propagação da frente fria através da crista de uma montanha depende das características físicas da orografia (por ex., altura, forma, orientação) e das características da própria frente. Por exemplo, através de montanhas pouco profundas a propagação da frente fria é contínua, devido a incapacidade da montanha bloquear o sistema em superfície, permitindo que ele se mantenha acoplado em baixos e altos níveis. Já em montanhas profundas, se a frente fria é fraca a propagação através da crista da montanha é descontínua devido ao rompimento da circulação frontal pelo terreno e, nesse caso, a frente fria é bloqueada em superfície mas a onda em altos níveis continua deslocando-se, desacoplando-se da frente em superfície; se a frente fria é intensa (com intensa anomalia de vorticidade potencial em altos níveis e circulação ageostrófica) o terreno não consegue bloquear totalmente o sistema e há somente um ligeiro atraso e enfraquecimento ao longo da encosta a barlavento (DICKINSON; KNIGHT, 1999).

O escoamento contra as montanhas pode gerar ondas atmosféricas quando o ar é forçado a subir uma barreira orográfica em uma atmosfera estaticamente estável. Nessa situação as parcelas de ar são deslocadas do seu nível de equilíbrio e ficam sujeitas à ação de forças restauradoras que geram oscilação na vertical à sotavento das montanhas, que excitam ondas de gravidade nesse lado da montanha (SILVA, 2004).

Conforme Kim et al. (2003), mesmo um escoamento estratificado e estável sobre um obstáculo simétrico e sem atrito, pode gerar uma diferença de pressão corrente acima e corrente abaixo do obstáculo. Isso gera uma força de arrasto que representa uma transferência de momento angular da atmosfera para a superfície da Terra, e que atua para desacelerar o escoamento em superfície. Se a montanha for muito alta, o escoamento pode não passar pela montanha, fluindo ao redor da mesma.

Em resposta, ocorre uma troca igual e oposta de momento angular da Terra para a atmosfera, que depende da intensidade da velocidade do vento e da escala horizontal e vertical da montanha (SMITH, 1978). Na escala orográfica planetária a resposta será na forma de ondas de Rossby Planetária, mas em escalas orográficas muito pequenas a resposta atmosférica é frequentemente parametrizada em termos

do comprimento de rugosidade efetiva para o momento (*form drag*), que acrescenta elementos da rugosidade da orografia na escala sub-grade (WOOD; MASON, 1993) e atua como uma força de atrito no escoamento atmosférico, dentro da camada limite planetária (KIM et al., 2003). O *form drag* em escala sub-grade está associado com forças de pressão geradas pelo escoamento turbulento sobre baixas colinas, que gera um arrasto em superfície comparável com o arrasto resultante de ondas de gravidade (MILTON; WILSON, 1996).

Na escala orográfica horizontal de 10 a 100 km, a força de flutuabilidade tende a ser importante e a resposta atmosférica é, frequentemente, um campo de ondas de gravidade (ondas de montanha) com um fluxo vertical de momento horizontal. As principais fontes de ondas de gravidade na atmosfera são as irregularidades na superfície da Terra (vales e montanhas), distribuição desigual de fontes de calor diabático associados com sistemas convectivos, correntes de jato e frentes (KIM et al., 2003). As ondas de gravidade podem se propagar livremente até níveis mais altos da atmosfera antes de se dissipar (MCFARLANE, 1987).

O arrasto de ondas de gravidade (GWD, do temos inglês *Gravity Wave Drag*) representa as forças exercidas na atmosfera pela dissipação das ondas. O termo arrasto, implica em desaceleração do fluido mas eles podem, ainda, inverter os ventos na atmosfera (KIM et al., 2003).

Com base na teoria linear das ondas de montanha (DURRAN, 1990), uma equação de onda bidimensional linearizada em termos da velocidade vertical e associada as ondas de gravidade (negligenciando a força de Coriolis, curvatura do vento horizontal e efeitos de densidade) pode ser escrita como (KIM et al., 2003):

$$\frac{\partial^2 \tilde{w}}{\partial z^2} + (l^2 - k^2) \tilde{w} = 0 \quad (2.1)$$

onde \tilde{w} é a perturbação na velocidade vertical, l^2 é o Parâmetro de Scorer, k é o número de onda da montanha.

O Parâmetro de Scorer, l^2 , é definido como:

$$l^2 = \frac{N^2}{\bar{u}^2} - \frac{1}{\bar{u}} \frac{d^2 \bar{u}}{dz^2} \quad (2.2)$$

, o primeiro termo do lado direito da equação 2.2 está relacionado a estabilidade estática da atmosfera e o segundo termo ao cisalhamento vertical do vento.

Silva (2004) utilizou simulações com o modelo Eta para fazer o diagnóstico das ondas de gravidade no escoamento próximo aos Andes. Para identificar a presença de ondas atmosféricas, calculou o Parâmetro de Scorer, que indica as regiões onde é possível haver atividade das ondas e as regiões de confinamento. Sobre os Andes, Silva (2004) encontrou que o cisalhamento vertical do vento apresenta a maior contribuição ao parâmetro de Scorer, auxiliando diretamente na propagação das ondas atmosféricas.

A solução da equação 2.1 dependerá do sinal de $(l^2 - k^2)$. O sinal desta relação permite, ainda, avaliar a presença de ondas de montanha através da análise da relação entre l^2 e k^2 , isto é:

- Quando $l^2 < k^2$, a solução será exponencial, com condições para ondas evanescentes, isto é, ondas em que a amplitude diminui com a altura.
- Quando $l^2 > k^2$, a solução será ondulatória, com propagação de ondas na vertical, sendo que as fases dessas ondas se inclinam para oeste com a altura.
- Para ondas orográficas confinadas, isto é, ondas que se propagam verticalmente na baixa troposfera e decaem exponencialmente com a altura na alta troposfera, é necessário que a seguinte condição seja satisfeita: $l_L^2 - l_U^2 > \frac{\pi^2}{4H^2}$, onde l_L^2 é o número de Scorer em baixos níveis; l_U^2 é o número de Scorer em altos níveis e H é a altura da montanha.

Uma importante propriedade das ondas de gravidade propagando-se verticalmente é que elas transportam momento de sua região fonte para regiões onde elas se dissipam. A convergência ou divergência do fluxo de momento, que ocorre em associação com dissipação ou absorção das ondas, pode ter magnitude e extensão horizontal suficiente para modificar o escoamento médio em grande escala (MCFARLANE, 1987; HOLTON et al., 1995).

Em resumo, são diversos os fatores que podem modificar um sistema frontal. Nesta tese o foco é no efeito da orografia. Assim, os demais fatores de menor escala que tem ligação direta com o escoamento contra a barreira orográfica, tais como a rugosidade sub-grade e as ondas de montanha, também são investigados.

Na próxima seção destaca-se alguns importantes resultados sobre a interação frente-orografia.

2.3 Estudos sobre a interação frente – orografia

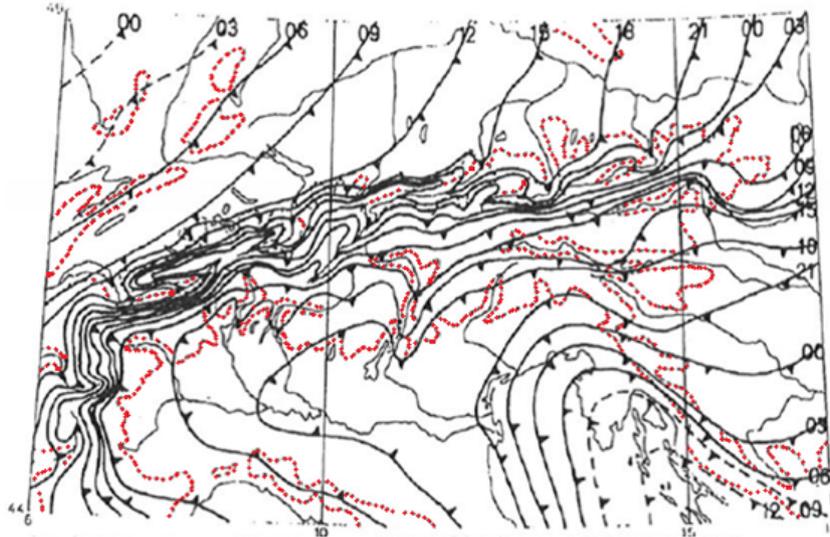
No início do século passado, Bjerknes e Solberg (1922) já traziam indícios da interação de frentes atmosféricas com a orografia. Eles observaram que uma frente quente ao se aproximar da costa da Noruega sofria deformação quando sua porção troposférica era impedida de atravessar uma região mais alta, desacelerando a frente e distorcendo a zona frontal. Desde então, estudos sobre interação entre a orografia e a atividade frontal tem sido motivada mundialmente através de campanhas experimentais ou estudos de modelagem numérica.

Entre as campanhas experimentais, as mais conhecidas pela comunidade científica foram realizados sobre os Alpes Europeus: *Alps Experiment* (ALPEX), *German Front Experiment*), *Mesoscale Alpine Programme* (MAP). Observações coletadas no *ALPEX*, discutidas por Smith (1986) e Kurz (1990), mostraram que uma frente fria que se aproxima dos Alpes pode sofrer desaceleração e frontólise à barlavento e aceleração e intensificação na encosta à sotavento.

A Figura de Steinacker (1981) (Figura 2.6) ilustra esse comportamento através das isócronas, a cada 3 horas, de uma frente fria deslocando-se sobre os Alpes, entre os dias 23 e 25 de junho de 1978. Quando a frente fria chega na crista dos Alpes ocorre um atraso em seu deslocamento, especialmente sobre a parte central da montanha. As dimensões físicas dos Alpes favorecem o movimento da frente para o sul em sua parte ocidental, através das terras mais baixas entre os Pirineus e o Alpes. Esta condição também favorece o deslocamento do ar frio para o sul na parte oriental dos Alpes e a entrada do ar frio sobre o Mediterrâneo, produzindo uma zona baroclínica ao interagir com o ar quente sobre o Golfo de Genebra.

Através de observações do experimento MesoWest, Steenburgh e Blazek (2001) investigaram o comportamento de uma frente fria sobre uma região de vale-montanha. Os autores perceberam que parte da frente fria é acelerada devido a canalização do escoamento na região de vale (planícies ao sul de Idaho), produzindo uma espécie de “barriga” frontal. A outra parte da frente atravessa lentamente a montanha, enfraquece e se torna difusa em superfície. Ao final do percurso, o ar frio contorna a região montanhosa, o que junta novamente as duas porções da frente.

Figura 2.6 - Isócronas a cada 3 horas de uma frente fria deslocando sobre os Alpes Europeus, entre os dias 23 e 25 de junho de 1978.



Isócronas frontais em linhas contínuas e triângulos pretos. Em pontilhado vermelho as regiões de orografia. O ar frio pós-frontal invadiu primeiro os vales e distorceu a frente. Após passar pela montanha, à sotavento, a frente fria foi acelerada.

Fonte: Adaptado de [Steinacker \(1981\)](#)

Uma evolução frontal descontínua foi encontrada por [Shafer et al. \(2006\)](#). Perceberam que ao se aproximar da orografia a frente em superfície enfraquece, mas o cavado de altos níveis continua se movendo sem impedimento, interagindo com um cavado no lado sotavento e fortalecendo o sistema. Um resultado semelhante foi encontrado por [Dickinson e Knight \(1999\)](#) que investigou o efeito da orografia nas frentes através de um modelo bidimensional forçado pela deformação. Eles encontraram que em montanhas altas e/ou estreitas, ou com frente fria fraca, ocorre um forte bloqueio da frente corrente acima da montanha e a propagação frontal descontínua. Já em montanhas baixas e/ou largas ou frente de forte intensidade, é observado apenas fraca desaceleração à barlavento, de forma que a frente em superfície continua acoplada com a anomalia de vorticidade potencial em altos níveis, se movendo continuamente através da montanha. Análises desse tipo, com modelos bidimensionais foram realizadas com grande frequência no século passado ([BANNON, 1983](#); [BANNON, 1984](#); [DAVIES, 1984](#); [SCHUMANN, 1987](#); [WILLIAMS et al., 1992](#); [ZEHNDER; BANNON, 1988](#)).

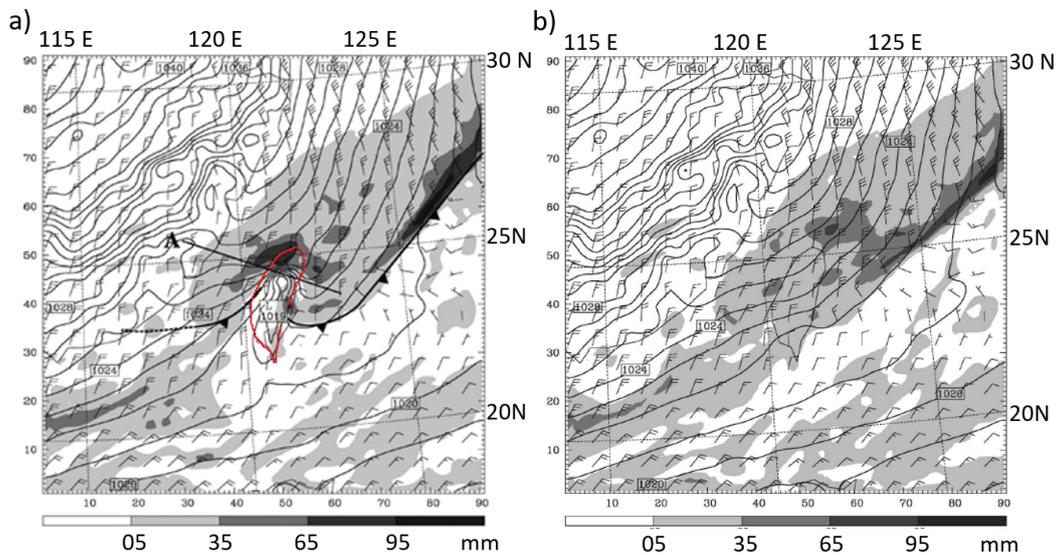
Mas, além de modelos bidimensionais, modelos tridimensional de equações primitivas e hidrostático também trouxeram grandes avanços no conhecimento da interação

frente-orografia. Li (1992) investigou o efeito da montanha no sistema frontal utilizando um modelo numérico, testou diferentes formas, tamanhos e orientações da orografia [montanha circular grande, montanha circular de mesoescala, montanhas orientadas leste-oeste; montanhas orientadas norte-sul, montanhas paralela a orientação da frente (sudoeste-nordeste)] e investigou os seus efeitos na estrutura da frente. De maneira geral, Li (1992) encontrou a distorção na estrutura frontal quando a frente passa por uma montanha é menor sobre uma grande montanha circular e é máxima sobre a montanha que possui orientação oeste-leste. Já as montanhas com orientação paralela à orientação da frente, não geram distorção na estrutura frontal. Assim como Li (1992), Davies (1984) e Blumen (1992) também destacam que a forma da montanha afeta diretamente as frentes sinóticas.

Atualmente, em virtude do avanço computacional e da disponibilidade de novas ferramentas, a maioria dos estudos combinam dados de observação, simulações numéricas e experimentos de sensibilidade para descrever a interação do fenômeno meteorológico com a orografia (COLLE et al., 2002; CHIAO et al., 2004; CHIEN; KUO, 2006; WEST; STEENBURGH, 2011). Esse tipo de análise é especialmente útil quando a rede observacional é pouco densa.

A combinação de experimentos numéricos com dados observados foi a ferramenta usada por Chien e Kuo (2006), quando analisaram o efeito da montanha de Taiwan sobre a estrutura de mesoescala de uma intensa frente fria no inverno de 1996 (Figura 2.7). Os autores notaram que frente foi bloqueada pela Serra Central de Taiwan e dividida em duas seções, uma para cada lado da montanha. Cada porção da frente teve diferentes velocidades de deslocamento: a parte oeste da frente era intensa inicialmente, enfraqueceu e moveu-se mais rápido ao longo do Estreito de Taiwan; a parte leste aumentou sua velocidade e depois desacelerou próximo à costa sul. A comparação da simulação controle com o experimento de sensibilidade sem a orografia de Taiwan mostrou claramente o efeito orográfico sobre os sistemas frontais, que são: a divisão do escoamento, a distorção frontal, o bloqueio de ar frio, o aumento da nebulosidade a barlavento e uma crista de pressão ao longo da costa leste da ilha. Sem o terreno complexo de Taiwan, esses efeitos sobre o escoamento não foram observados.

Figura 2.7 - Comparação entre experimentos com e sem o terreno de uma intensa frente fria que se deslocou por Taiwan no inverno de 1996.



Pressão ao nível do mar (hPa, linhas no intervalo de 1 hPa), água na nuvem integrada (mm, sombreado) e vento em 10 metros (barbela, kt), em 28 horas de simulação. a) sem modificação da altura da orografia, b) experimento com altura da orografia configurada como zero.

Fonte: Adaptada de Chien e Kuo (2006)

As frentes frias que se deslocam pelo sudeste da Nova Zelândia e Austrália, também são modificadas devido ao bloqueio pela orografia (TORY et al., 2001). Conhecidos como eventos *Southerly Buster*, o bloqueio orográfico no sudeste desses países gera fortes rajadas de vento, principalmente entre a Cordilheira e a costa. Quando uma frente fria se desloca sobre o sudeste da Austrália, o ar frio se torna preso contra as encostas da Cordilheira. Enquanto isso, a parte sobre o mar continua movendo-se ao longo da costa, distorcendo a frente em uma forma de “S”. Essa deformação é observada, principalmente, no campo de pressão ao nível médio do mar (BAINES, 1980). Por fim, o sistema se move para o norte como uma “corrente de densidade” superficial, favorecido pela massa de ar fria e densa, em comparação com as condições mais quentes na vizinhança, atrás do *Southerly Buster*. Baines (1980) mostrou que o efeito da orografia é percebido apenas em baixos níveis da atmosfera, já que em médios níveis os ventos de oeste sobre essa região permanecem aproximadamente uniforme.

Na América do Sul, a feição orográfica que mais se destaca é a Cordilheira dos

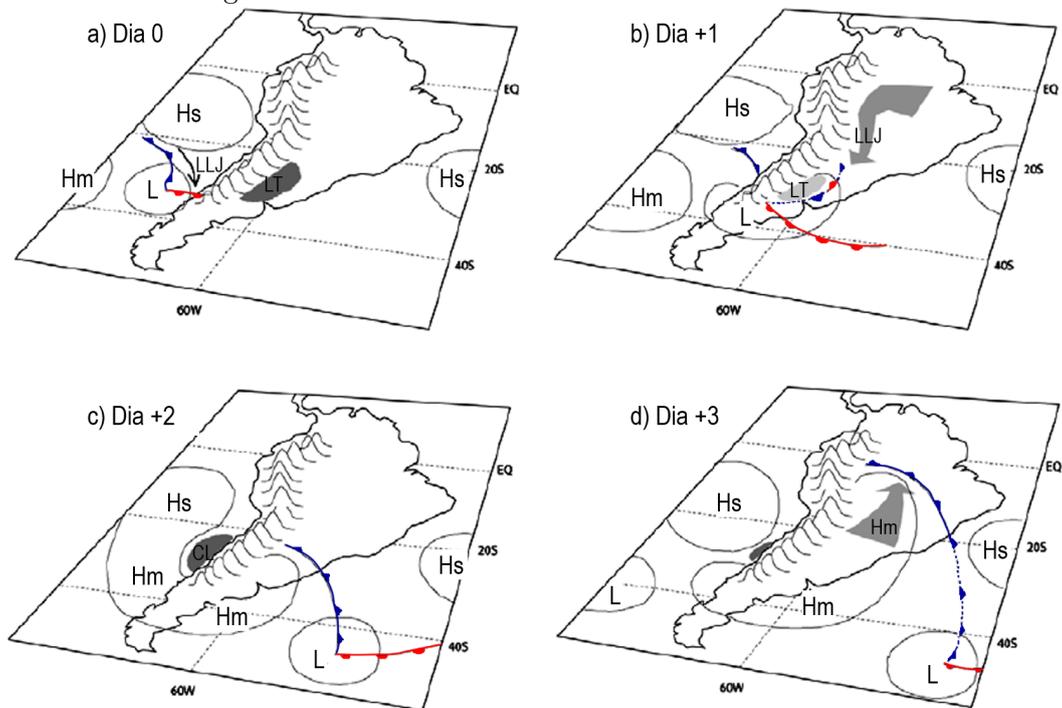
Andes, ao longo do setor oeste do continente. A Cordilheira se estende dos trópicos até aproximadamente 55°S e a altura varia entre 1500 e 5000 metros. Devido as suas características físicas, a Cordilheira dos Andes representa um obstáculo ideal e uma importante barreira à advecção de umidade e à sistemas baroclínicos vindos de oeste (GAN; RAO, 1994; GARREAUD; WALLACE, 1998; VIALE, 2010). No lado oeste dos Andes, a subsidência associada ao Anticiclone Subtropical do Pacífico seca o ar e o escoamento de baixos níveis transporta pouca umidade para a costa subtropical da AS (SELUCHI et al., 1998; SELUCHI et al., 2006). Enquanto que no lado leste, os ventos quentes e úmidos gerados pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul são canalizados pela Cordilheira em um fluxo meridional. Tal situação gera condições frontogenéticas e ciclogénicas à sotavento dos Andes e permite intensa troca de massas de ar entre os trópicos e as latitudes médias, bem como, a propagação meridional de sistemas migratórios (GAN; RAO, 1994).

A orografia Andina modifica a trajetória e a magnitude dos sistemas transientes provenientes do Oceano Pacífico, exercendo grande influência sobre os sistemas frontais (FUNATSU et al., 2004). As ondas baroclínicas são bloqueadas pela Cordilheira dos Andes e sofrem distorção na sua estrutura. Gan (1992) mostrou que frentes frias e sistemas de baixa pressão enfraquecem quando se aproximam pelo oeste dos Andes e são reforçados a sotavento. Outros autores mostraram que à leste dos Andes as perturbações transientes tendem a se intensificar e acelerar em direção ao norte, justificando a alta frequência de frentes frias, em especial, nos meses de inverno (GAN; RAO, 1994; SELUCHI et al., 1998; GARREAUD; WALLACE, 1998; GARREAUD, 2000; SELUCHI et al., 2006).

Garreaud (2009) resumiu o efeito dos Andes nas ondas baroclínicas, descrevendo a evolução de um centro de alta e baixa pressão acoplados em superfície, se movendo através da AS (Figura 2.8). A componente de oeste do escoamento em baixos níveis da frente fria é bloqueada pelos Andes, produzindo um jato de norte ao longo da costa do Chile, que reforça a convergência de ar úmido e precipitação sobre o Chile e inibe o avanço da frente fria dentro de latitudes subtropicais (Figura 2.8a). Ao mesmo tempo, o forte escoamento de oeste sobre a crista dos Andes produz subsidência à sotavento no oeste da Argentina e leva a formação de uma baixa térmica orográfica à leste dos Andes (SELUCHI et al., 2003). Quando a baixa pressão em superfície se desloca pela Argentina, ela se acopla com a baixa térmica à leste dos Andes e se torna profunda (Figura 2.8b). À medida que a baixa pressão se move para leste dentro do Oceano Atlântico, um anticiclone migratório com núcleo frio se aproxima da costa oeste do continente e se junta ao anticiclone do Pacífico Subtropical. Sobre

o continente e na mais baixa troposfera o vento geostrófico de leste força escoamento para baixo na encosta Andina, de forma que o ar marítimo frio é substituído pelo ar quente continental. A queda de pressão em superfície ao longo da costa oeste do continente conduz a formação de uma baixa na costa e nuvens estratocúmulos sobre o Pacífico Subtropical sudeste. No lado leste dos Andes, o escoamento de leste ao norte da alta migratória é represado pelos Andes, quebrando o balanço geostrófico e gerando ventos de sul ao longo das encostas Andinas (Figura 2.8c). A incursão de ar seco e frio entre os Andes e o Brasil resulta em um aumento de pressão hidrostática em superfície explicando a expansão do anticiclone nas latitudes subtropical e tropical (Figura 2.8d).

Figura 2.8 - Efeito dos Andes nas ondas baroclínicas.



Modelo conceitual de uma onda baroclínica de médias latitudes atravessando a AS em uma sequência de 4 dias. São mostradas a frente fria (em azul), frente quente (em vermelho), a frente estacionária (azul e vermelho), a posição aproximada do jato de baixos níveis (LLJ) e o caminho da onda de ar frio (seta apontando para o norte sombreado). Linhas sólidas representam isóbaras em superfície. Os símbolos representam: Hs, o anticiclone subtropical; Hm, o anticiclone frio migratório; L, a baixa pressão migratória; LT, o cavado à sotavento; CL, a baixa costeira.

Fonte: Adaptado de Garreaud (2009)

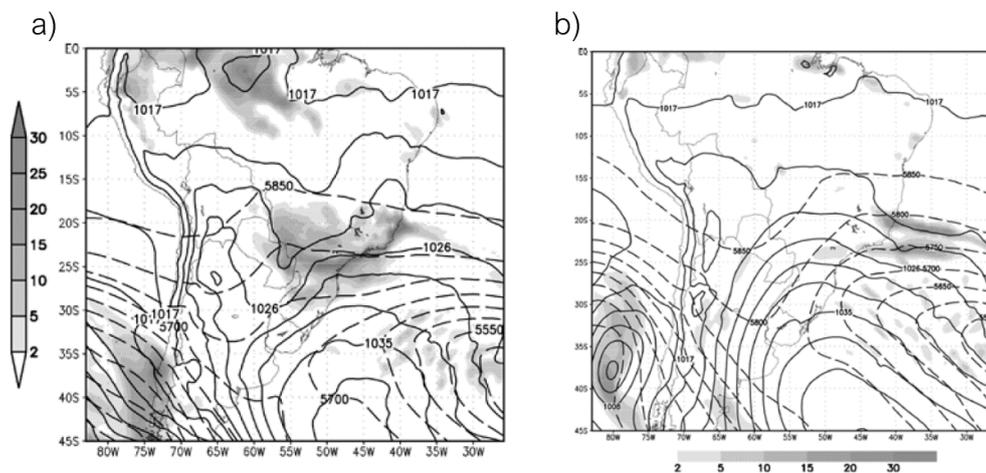
Através de um experimento de sensibilidade com modificação na altura da orografia, [Barrett et al. \(2009\)](#) investigaram os padrões de precipitação na região central do Chile durante a passagem da frente fria. Eles perceberam que o escoamento do ar ao norte de 35°S e abaixo de 700 hPa foi bloqueado pela orografia, mas com a orografia reduzida a frente fria avançou mais rápido para o norte e nordeste, reduzindo a precipitação no vale central entre 33° e 38°S. Para explicar o padrão de precipitação e o papel da orografia Andina, foi proposto o seguinte mecanismo físico: Quando o cavado de altos níveis se aproximou da região central do Chile, o fluxo na baixa troposfera foi bloqueado pelo alto relevo e desviado em direção aos pólos na forma de um jato. Com isso, o progresso da frente fria vindo de sul se tornou mais lento, o que aumentou a duração da convergência em baixos níveis ao longo da superfície frontal e favoreceu a ocorrência de chuvas por um longo período. Com a orografia reduzida, o total de precipitação foi menor que a observada e a simulada anteriormente, destacando a importância da orografia para os elevados acumulados de precipitação observados durante a passagem de uma frente fria sobre a região.

O efeito dos Andes nos sistemas baroclínicos é bem conhecido, entretanto, a feição orográfica situada sobre o Brasil, composta pelo conjunto de Serras Geral, do Mar e da Mantiqueira, ainda necessita ser melhor explorado. A altura média desse conjunto de serras não é tão alta quanto a altura dos Andes, mas podem influenciar os sistemas meteorológicos que se deslocam sobre essa região. [Blanco \(1999\)](#) mostrou a intensificação da precipitação, principalmente na primavera, decorrente da passagem de frentes frias pela Serra do Mar. Conforme [Blanco e Dias \(1994\)](#), em situações pós-frontais os ventos de sudeste contra a barreira orográfica da região Sudeste do Brasil, promovem a intensificação da chuva localmente. Casos de precipitação intensa e de deslizamentos de terra na Serra do Mar, associados à passagens de frentes frias sobre a região, já foram amplamente investigados por diversos autores ([SELUCHI et al., 2006](#); [MENDES, 2006](#); [SELUCHI; CHOU, 2009](#); [TEIXEIRA, 2010](#); [SELUCHI et al., 2011](#); [LIMA; FERNANDEZ, 2011](#)). [Chou et al. \(2006\)](#) investigaram a previsibilidade dos eventos de deslizamento sobre a Serra do Mar e mostraram que depois da passagem de um sistema frontal, a circulação litorânea direcionada para o continente foi intensificada e quando combinada com o bloqueio da orografia, gerou áreas com máximos de precipitação.

Um experimento numérico com redução da orografia também foi realizado por [Seluchi et al. \(2011\)](#) que investigaram a interação de uma frente fria com a Serra do Mar, na região Sudeste do Brasil. Ao reduzir a orografia para 500 metros, a frente fria se moveu mais rápido para nordeste e a chuva foi reduzida. O anticiclone em

superfície e o vento de sul e sudeste, se deslocaram mais para dentro do continente (Figura 2.9). Esse resultado reforça o papel da Serra do Mar em eventos de desastres naturais. Devido sua presença ocorreu o fortalecimento e concentração da precipitação ao longo da costa de São Paulo, o período de chuva foi estendido favorecendo a ocorrência de deslizamentos e enchentes observados durante a passagem da frente fria.

Figura 2.9 - Comparação entre Reanálise do NCEP e simulação com o modelo Eta com orografia reduzida para 500 metros, às 12 UTC do dia 19 de julho de 2004.



Pressão ao nível médio do mar (hPa, linhas cheias), altura geopotencial em 500 hPa (m, linhas pontilhadas) precipitação acumulada em 24h (mm, sombreado): a) Reanálise do NCEP interpolada para a resolução e domínio do modelo Eta-CPTEC, b) Simulação de 84 horas do modelo Eta com altura da orografia reduzida para 500 metros.

Fonte: Seluchi et al. (2011)

Os estudos destacados nesta seção mostraram o papel da orografia em bloquear e modificar o escoamento de sistemas sinóticos que por ela se deslocam. Aspectos orográficos tais como forma, altura e largura da montanha, e aspectos de menor escala tais como a rugosidade e as ondas de gravidade geradas pelo escoamento contra a barreira, são importantes nessa interação. No próximo capítulo, segue a descrição dos dados utilizados para a realização desta tese e a descrição da metodologia aplicada para alcançar os objetivos listados.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Para calcular a climatologia de frentes frias entre 1979 e 2010, foram usadas as reanálises do conjunto *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA et al., 2010), desenvolvido pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Esses dados tem origem um modelo espectral de resolução horizontal T382L64, disponibilizados para os usuários na resolução de $0,5^\circ$ latitude x $0,5^\circ$ longitude e frequência temporal de 6 horas. As principais vantagens desse conjunto de reanálise é a alta resolução horizontal dos dados, maior resolução vertical, melhorias na assimilação de dados e campos first-guess originados de um sistema acoplado atmosfera-terra-oceano-gelo.

A reanálise do CFSR também foi usada como condição inicial e de contorno para as simulações do modelo Eta na resolução de 8 km, e para a descrição sinótica dos eventos frontais.

Além da reanálise foram usados os seguintes dados:

- a) Imagens de satélite GOES no canal infravermelho e visível, disponibilizadas pela Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE);
- b) Registros de frentes frias obtidas no Boletim de Monitoramento e Análise Climática (CLIMÁLISE) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do INPE;
- c) Informações dos eventos que ocorreram na América do Sul na última década, disponíveis na lista de Casos Significativos que são disponibilizadas mensalmente pelo CPTEC/INPE;
- d) Dados observados em estações meteorológicas, disponíveis no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) que contém as séries históricas da rede de estações do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

A tese é dividida em três grandes partes. Na primeira, investiga-se o efeito da orografia brasileira na climatologia das frentes frias. Na segunda parte, são analisados

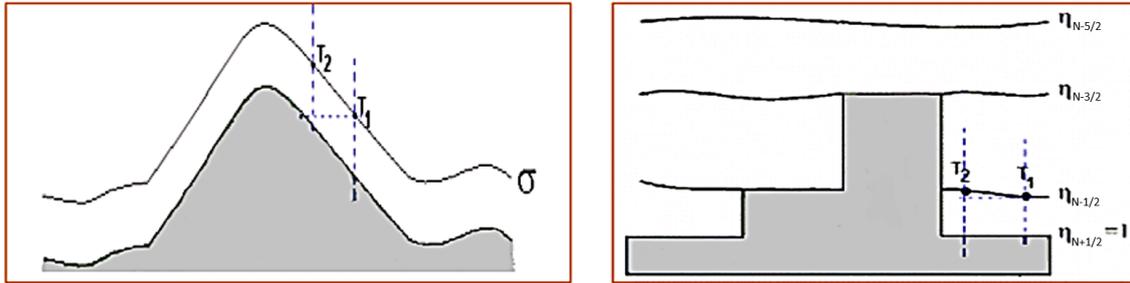
dois eventos frontais e deles busca-se extrair informações quanto a interação frente-orografia nas escalas sinótica e mesoescala. Por fim, na terceira parte, são realizados alguns testes de sensibilidade com o modelo numérico, testando o efeito gerado na simulação das frentes frias. A parte numérica da tese será realizada com o modelo Eta. Por isso, antes de apresentar a metodologia segue uma sucinta descrição do modelo Eta.

3.2 O Modelo Eta

Conforme mencionado acima, a parte numérica da tese será desenvolvida com o modelo Eta, desenvolvido pela Universidade de Belgrado em conjunto com o Instituto de Hidrometeorologia da Iugoslávia. O modelo Eta tornou-se operacional no CP-TEC a partir de 1996 (CHOU, 1996), com a finalidade de complementar a previsão numérica de tempo realizada desde o início de 1995 com o modelo de circulação geral atmosférica.

Este modelo utiliza a coordenada vertical Eta (η) que foi definida por Mesinger (1984) para resolver problemas relacionados com a coordenada sigma (σ) em regiões montanhosas. Os problemas estão associados a erros obtidos a partir de derivadas horizontais, tais como advecção e difusão horizontal, ao longo de uma superfície de coordenada muito inclinada, como ocorre em montanhas íngremes. A coordenada η , possui a característica de reduzir esses erros dispondo as superfícies constantes quase na horizontal para todos os tempos, tanto nas áreas planas quanto nas montanhosas. Em áreas sem montanha a coordenada eta é exatamente igual a sigma. Com isso, essa coordenada retém as vantagens matemáticas das coordenadas baseadas na pressão, calcula derivadas horizontais na direção correta e ainda reduz o problema da falsa contribuição para o gradiente de pressão que acontece na coordenada σ . A Figura 3.1 compara as duas coordenadas (sigma e eta) e mostra seus diferentes aspectos. Como o objetivo principal desta tese é analisar o papel da orografia na estrutura dos sistemas frontais, é mais apropriado utilizar esta coordenada para representar o efeito da orografia sobre as frentes frias.

Figura 3.1 - Comparação entre coordenadas σ (à esquerda) e η (à direita) sobre uma região de orografia íngreme.



Fonte: Adaptado de Black (1994)

A coordenada η é fundamentada na normalização da pressão e definida através da seguinte relação (MESINGER, 1984):

$$\eta = \left(\frac{p - p_t}{p_{sfc} - p_T} \right) * \eta_{sfc} \quad (3.1)$$

em que,

$$\eta_{sfc} = \frac{p_{ref}(Z_{sfc}) - p_T}{p_{ref}(0) - p_T} \quad (3.2)$$

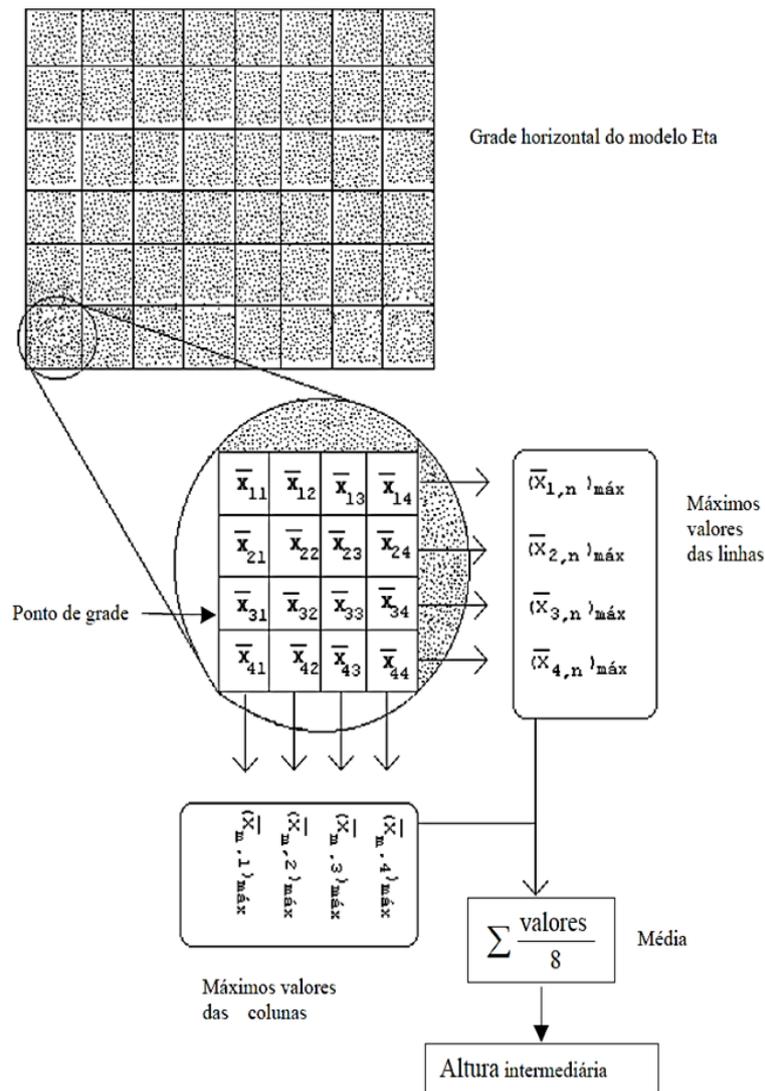
Na equação acima, p_t é a pressão no topo do domínio do modelo; p_{sfc} e Z_{sfc} são a pressão e altitude em superfície, respectivamente; p_{ref} é pressão de referência que é função da distância acima do nível do mar de uma atmosfera padrão.

O primeiro termo do lado direito da Equação 3.1 é a definição padrão da coordenada σ , enquanto que o termo η_{sfc} é apenas função de x e y e responsável pela conversão da coordenada σ em coordenada η .

A orografia do modelo é representada na forma de degraus discretos, com superfícies da coordenada praticamente horizontais. O topo de cada degrau coincide com a interface das camadas e a altura de cada degrau é obtida a partir do método de silhueta, que consiste nos seguintes passos: 1) Divisão de cada grade horizontal em 16 sub-grades, de tal maneira que apresente uma configuração de 4 linhas e 4 colunas; 2) Cálculo do valor de altura média de cada sub-grade obtido a partir dos dados de elevação do terreno; 3) Escolha do maior valor de elevação para cada

linha e cada coluna da grade resultando em oito valores máximos; 4) Obtém-se uma altura intermediária a partir da média desses oito valores máximos; 5) A altura final será obtida movendo, para cima ou para baixo, a altura intermediária em direção à interface da camada que estiver mais próxima. As alturas das interfaces das camadas do modelo são previamente determinadas de acordo com a atmosfera padrão. A Figura 3.2 ilustra o método de silhueta em forma de um diagrama esquemático.

Figura 3.2 - Esquema do método de silhueta

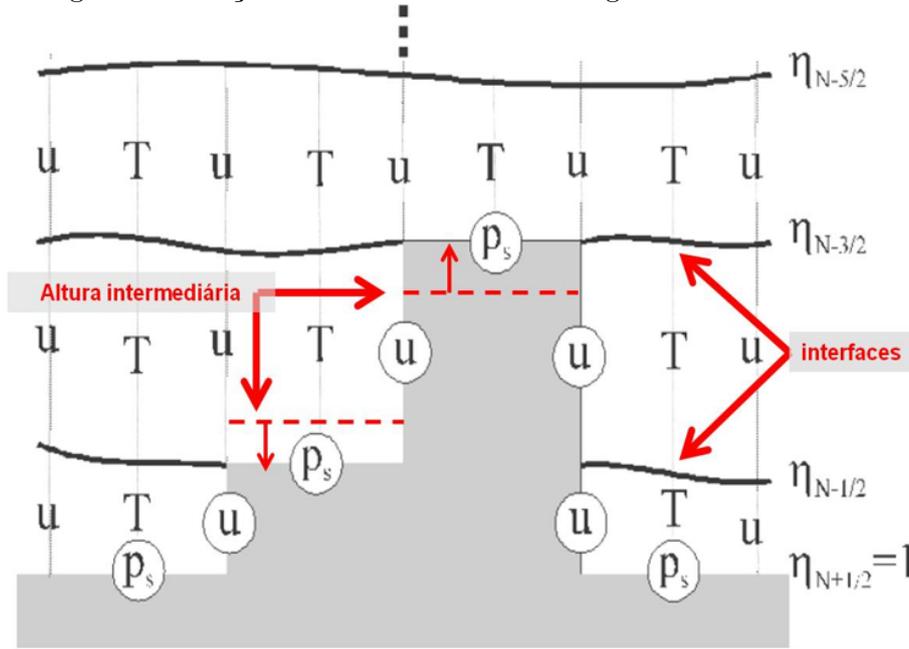


Fonte: Rozante (2001)

Próximo à superfície o modelo possui mais camadas para detalhar melhor os proces-

tos que ocorrem na camada limite planetária. Mais acima a espessura das camadas aumenta gradativamente até a alta troposfera onde volta a diminuir para representar adequadamente a tropopausa, correntes de jato e inversão térmica. Uma seção vertical idealizada representando os degraus da orografia e as superfícies η estão indicadas na Figura 3.3. As variáveis de massa e do vento horizontal são distribuídas no meio das camadas, enquanto que a velocidade vertical e a energia cinética turbulenta são representadas nas interfaces.

Figura 3.3 - Seção vertical idealizada da orografia do modelo Eta.



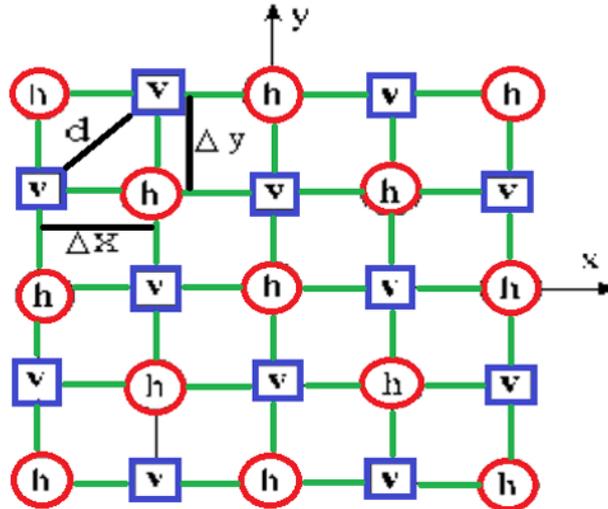
Seção vertical idealizada da orografia do modelo Eta e distribuição das variáveis na vertical (U , T , P_s). Em vermelho a altura intermediária movida para cima ou para baixo em direção à interface da camada η que estiver mais próxima.

Fonte: Rozante (2001)

A grade horizontal usada no modelo Eta é a grade E de Arakawa (ARAKAWA; LAMB, 1977), definida sobre um sistema de coordenadas de latitude e longitude que sofreu uma rotação. Um exemplo da grade E está indicado na Figura 3.4. Os pontos denominados por “h” são os pontos de massa (ou termodinâmicos) onde são definidas as variáveis pressão em superfície, umidade específica, velocidade vertical, água líquida, energia cinética turbulenta e variáveis termodinâmicas, enquanto que os pontos “v” são os pontos de vento onde são definidas as componentes horizontais do vento. O

comprimento “d” indica o espaçamento entre dois pontos de “h” ou “v” adjacentes, sendo que a magnitude desse comprimento é geralmente usado para definir a resolução horizontal do modelo. Cada ponto de grade consiste em um ponto de massa no centro e quatro pontos de velocidade do vento nos lados, todos eles situados sobre os meridianos e paralelos que foram rotacionados.

Figura 3.4 - Grade horizontal do tipo E de Arakawa.



Pontos denominados por “h” são os pontos de massa (ou termodinâmicos) onde são definidas as variáveis (pressão em superfície, umidade específica, velocidade vertical, água líquida, energia cinética turbulenta e variáveis termodinâmicas), enquanto que os pontos “v” são os pontos de vento onde são definidas as componentes horizontais do vento. O comprimento “d” indica o espaçamento entre dois pontos de “h” ou “v” adjacentes, sendo que a magnitude desse comprimento é geralmente usado para definir a resolução horizontal do modelo.

Fonte: Rozante (2001)

A versão operacional atual do modelo Eta é integrado sobre um domínio que abrange toda a AS, com uma resolução horizontal de 15 km e 50 camadas verticais. Usa-se diferentes condições iniciais e de contorno. Nesta tese foram usadas as reanálises do CFSR. As condições de contorno lateral são atualizadas a cada 6 horas assumindo que neste intervalo de tempo as tendências das quantidades variem linearmente. As variáveis prognósticas do modelo Eta são: temperatura do ar, componente zonal e meridional do vento, umidade específica, pressão à superfície e energia cinética turbulenta.

A integração no tempo é por particionamento explícito (“*split-explicit*”) onde os termos devido ao ajuste pelas ondas de gravidade inerciais são integrados separadamente dos termos devido a advecção. Um esquema “*forward-backward*” modificado por Janjic (1979) trata os termos responsáveis pelo ajuste entre massa e momento, enquanto o esquema “Euler-backward” modificado trata dos termos de advecção horizontal e vertical. O passo de tempo fundamental do modelo é aplicado aos termos de ajuste, que equivale à metade do passo de tempo dos termos de advecção.

O modelo Eta tem um completo pacote físico. A parte da chuva e das nuvens estratiformes são representadas pelo esquema de microfísica de nuvens de Ferrier et al. (2002) que trata os diferentes tipos de hidrometeoros. A chuva convectiva é tratada pelo esquema de Betts e Miller (1986), modificada por Janjic (1994).

Os processos turbulentos na atmosfera livre são resolvidos pelo esquema de Mellor-Yamada nível 2.5 (MELLOR; YAMADA, 1982) em que a energia cinética turbulenta é prevista. As trocas de energia à superfície se baseiam na teoria de similaridade de Monin-Obukhov e utilizam as funções de estabilidade de Paulson (PAULSON, 1970).

O esquema de parametrização dos fluxos radiativos foi desenvolvido pelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL), onde a radiação de onda curta se baseia no esquema de Lacis e Hansen, (1974) e a radiação de onda longa se baseia no esquema de Fels e Schwarzkopf (1975). As taxas de aquecimento ou resfriamento devido aos processos radiativos são aplicadas a todo passo de tempo mas recalculadas a cada hora de integração numérica.

As trocas de energia entre solo-vegetação-atmosfera seguem o esquema de superfície continental Noah (EK et al., 2003). O esquema possui 4 camadas no solo e distingue 14 tipos de cobertura vegetal.

3.3 Metodologia

A primeira parte da tese é uma parte observacional, onde é calculada a climatologia de frentes frias, com foco no que ocorre sobre e ao redor do Planalto Brasileiro. A segunda parte refere-se a estudos de casos, com a descrição sinótica e de mesoescala de dois eventos frontais. Por fim, a terceira parte refere-se a experimentos de sensibilidade realizados com o modelo Eta. Nas próximas seções são apresentadas a metodologia aplicada em cada parte da tese.

3.3.1 Climatologia de frente frias

O avanço tecnológico permite que novas fontes de informações sejam agregadas constantemente aos dados utilizados em pesquisas científicas. Dados de reanálise com maior resolução espacial, e com novos e mais modernos métodos de análise, são muito importantes para o aprofundamento das climatologias de frentes atmosféricas. Assim, nesta tese a climatologia de frentes frias realizada por Cavalcanti e Kousky (2009) foi revisitada, mas com pequenas diferenças na metodologia e com dados de resolução espacial maior. Contudo, o objetivo não foi apenas obter uma climatologia mais detalhada, mas o efeito da orografia do Brasil sobre a climatologia das frentes frias.

3.3.1.1 Critério para a identificação de frentes frias

Nas recentes climatologias globais, o nível de 850 hPa é o mais utilizado para a identificação frontal (JENKNER et al., 2010; CATTO et al., 2012; SIMMONDS et al., 2012; CATTO et al., 2013; SOLMAN; ORLANSKI, 2014). No entanto, as metodologias brasileiras geralmente utilizam o nível de 925 hPa (ANDRADE, 2005; CAVALCANTI; KOUSKY, 2009).

Com o interesse em reproduzir a metodologia de Cavalcanti e Kousky (2009), foi utilizado o mesmo nível atmosférico (925 hPa) para identificar as frentes frias. A medida que a frente fria se desloca em direção a latitudes mais baixas, a rampa frontal torna-se cada vez mais inclinada (PALMÉN; NEWTON, 1948), justificando o uso desse nível atmosférico para identificação frontal. Além disso, devido a maior inclinação da rampa frontal em latitudes baixas, um nível mais alto que 925 hPa poderia não identificar todos os casos de frente frias que se propagaram até a região Sudeste do Brasil nos últimos anos.

Para determinar a passagem de uma frente fria em um determinado ponto de grade, três condições deveriam ser satisfeitas simultaneamente, são elas:

- Aumento na pressão ao nível médio do mar (PNMM) de, pelo menos, 2 hPa em um período de 24 horas;
- Queda na temperatura do ar em 925 hPa de, pelo menos, 2 °C em 24 horas;
- Vento de sul de, pelo menos, 2 m s⁻¹ em 925 hPa

Além de satisfazer as três condições do critério, impôs-se que essas condições fossem

identificadas sobre um ponto de grade (ponto de grade central) e em oito pontos de grade circundantes, para garantir que efeitos puramente locais não fossem capturados e identificados como uma frente fria.

Na Figura 3.5 há um exemplo da combinação das três variáveis do critério e a imagem de satélite correspondente ao mesmo horário, às 12 UTC do dia 23 de maio de 2007. Pelo critério, a frente fria é identificada à oeste do PB, próximo aos Andes, na região em que as três condições se sobrepõem, enquanto que, pela imagem de satélite a frente é facilmente identificada através da faixa de nebulosidade, que configura visualmente uma frente fria.

Figura 3.5 - Critério para identificação das frentes frias e imagem de satélite do dia 23 de maio de 2007.

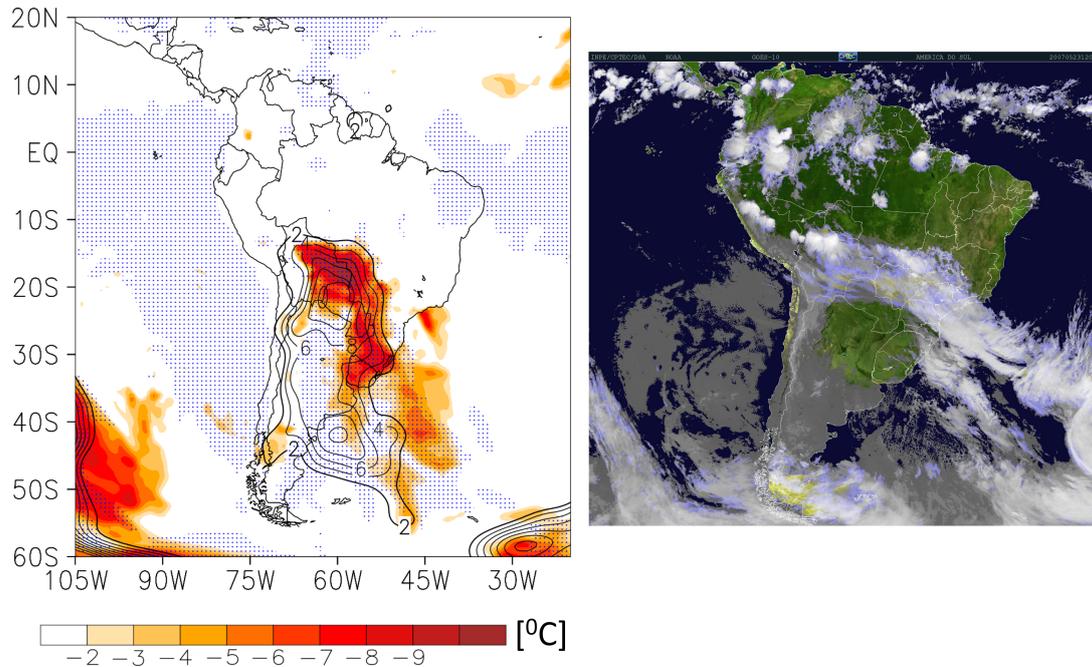


Imagem de satélite do canal infravermelho do dia 23 de maio de 2007 às 12 UTC (à direita) e o resultado da sobreposição das três condições do critério para o mesmo dia e horário (à esquerda) onde o sombreado representa a tendência de queda temperatura em 24 horas maior ou igual a 2°C em 925 hPa, as linhas contínuas representam tendencia de aumento de PNMM maior ou igual a 2 hPa e o pontilhado em azul representa o vento de sul maior ou igual 2 m s^{-1} em 925 hPa. Quando as três condições do critério foram identificadas em um ponto de grade e nos pontos de grade circundantes a este, o critério é satisfeito.

Fonte: Produção do autor (à esquerda)/Imagem de satélite do DSA-INPE (à direita).

A nebulosidade se encontra ligeiramente deslocada para leste e norte da região onde as três condições do critério se sobrepõem. Esse deslocamento ocorre porque o ambiente sinótico capturado pelo critério corresponde a uma situação pós-frontal, isto é, admite-se que a frente fria passou sobre aquele ponto de grade horas antes de sua identificação.

Esta climatologia se diferencia da climatologia de [Cavalcanti e Kousky \(2009\)](#) em alguns aspectos: 1) dados de reanálise do CFSR com $0,5^\circ$ latitude x $0,5^\circ$ longitude, sendo que [Cavalcanti e Kousky \(2009\)](#) utilizaram a reanálise NCEP/NCAR CDAS com resolução espacial de $2,5^\circ$ latitude x $2,5^\circ$ longitude; 2) dados do horário 12 UTC para identificar as frentes frias, para evitar a suavização e aproveitar a maior disponibilidade de dados observacionais, enquanto [Cavalcanti e Kousky \(2009\)](#) usaram médias diárias das variáveis meteorológicas; 3) a climatologia foi calculada entre 1979 e 2010 enquanto [Cavalcanti e Kousky \(2009\)](#) calcularam a climatologia entre 1979 e 2005.

3.3.1.2 Cálculo da frequência anual e sazonal de frentes frias

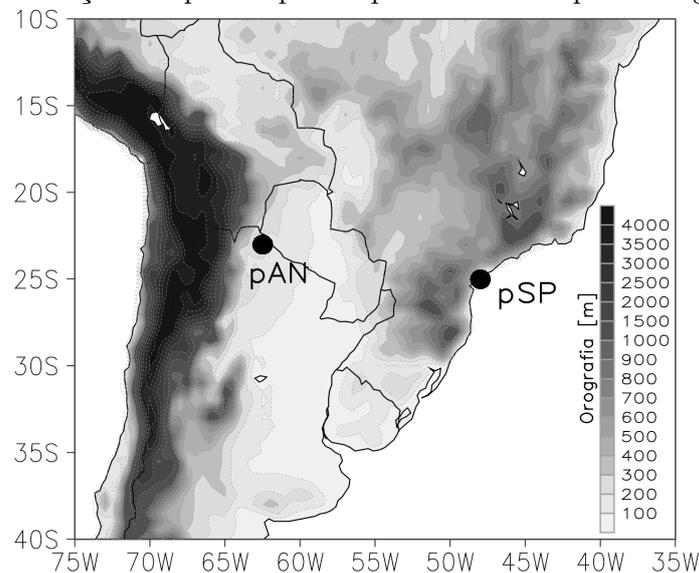
Para obter o número médio anual e sazonal de frentes frias na América do Sul, se contabilizou o número de vezes que o critério foi satisfeito em cada ponto de grade, ao longo dos 32 anos. Embora 925 hPa seja o nível mais apropriado para investigar as frentes frias que alcançam latitudes subtropicais, este nível está abaixo da superfície em regiões em que a altura da orografia é alta, como é o caso do PB. Uma vez que o Planalto é ligeiramente superior ao nível 925 hPa em algumas áreas do Sudeste do Brasil, o número médio de frentes frias também foi calculado nos níveis de 900, 850 e 700 hPa, que estão localizados acima da PB. Em latitudes médias, as descontinuidades no gradiente térmico, que determinam os limites superior e inferior da zona frontal, são claras até cerca de 700 hPa ([SANDERS, 1955](#)).

Portanto, a inclusão desses níveis permite analisar a atividade frontal acima do PB e verificar a profundidade da zona frontal atingindo latitudes subtropicais da AS. Por outro lado, o que ocorre com as frentes frias ao redor do PB é estudado no nível 925 hPa, pois que essa região tem uma altitude média de 500 metros, posicionado abaixo do nível 925 hPa.

3.3.1.3 Divisão de frentes frias em grupos

Como resultado da metodologia na seção anterior, foram selecionados dois pontos de grade onde a ocorrência de frentes frias foi maior no nível de 925 hPa. Esses pontos serviram apenas para separar as frentes frias em grupos. Um dos pontos localiza-se nas proximidades da Cordilheira dos Andes (ponto pAN) – 23°S, 62.5°W – e outro no litoral de São Paulo (ponto pSP) – 25°S, 48°W. A localização dos pontos pode ser visualizada na Figura 3.6.

Figura 3.6 - Localização dos pontos pAN e pSP sobre o mapa de orografia do CFSR.



Mapa de orografia do CFSR, com a localização dos pontos pAN (23°S, 62.5°W) e pSP (25°S, 48°W), utilizados para separar as frentes frias em grupos.

Fonte: Produção do autor.

As frentes frias foram divididas em três grupos, conforme descrito na Tabela 3.1. No Grupo AN de frentes frias estão aquelas identificadas apenas no ponto pAN; No Grupo SP de frentes frias estão aquelas identificadas apenas no ponto pSP; e, no Grupo ANSP de frentes frias estão aquelas identificadas nos dois pontos (pAN e pSP), no mesmo dia ou no dia seguinte. Esse último conjunto de frente surge pelo deslocamento para nordeste das frentes frias Sul-Americanas, influenciadas pela orografia da Cordilheira dos Andes (SELUCHI et al., 1998).

Ao separar os grupos de frentes frias, observou-se que em alguns casos o critério de detecção frontal foi satisfeito em dias consecutivos sobre o mesmo ponto. Através de

Tabela 3.1 - Grupos de frentes frias.

Grupos	Descrição
Grupo AN	frentes frias identificadas apenas sobre pAN
Grupo ANSP	frentes frias identificadas nos dois pontos (pAN e pSP)
Grupos SP	frentes frias identificadas apenas em pSP

imagens de satélite e outras informações de superfície verificou-se que, na maioria das vezes, não se tratava de um novo sistema frontal senão do fortalecimento da massa de ar frio pós-frontal. Nesses casos apenas o primeiro dia foi considerado para a análise.

3.3.1.4 Compostos de média e anomalia

Após a separação das frentes frias em grupos, foram calculados os compostos médios (anual e sazonal) dos campos atmosféricos e suas anomalias com relação à climatologia do período entre 1979 e 2010. A climatologia foi obtida através da equação:

$$\bar{X} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{n} \quad (3.3)$$

Em que \bar{X} representa a climatologia, isto é, o valor médio da variável no período de 1979 e 2010; n representa o total de dias em 32 anos (ou o número total de dias nas estações do ano ao longo de 32 anos); x_i representa a variável em 32 anos (ou em cada estação do ano ao longo de 32 anos).

O cálculo do composto médio da variável e o composto da anomalia foi realizado conforme as equações, respectivamente:

$$X = \frac{\sum_{k=1}^m x_k}{m} \quad (3.4)$$

$$X' = X - \bar{X} \quad (3.5)$$

Em que x_k representa o valor de cada variável no dia em que foi identificado uma frente fria, \bar{X} representa a climatologia da variável (anual ou sazonal), m representa o número total de frentes frias de cada grupo (anual ou sazonal).

As composições iniciaram três dias antes e se estenderam até quatro dias após a identificação da frente fria, para facilitar o acompanhamento do deslocamento frontal pela AS. A estrutura vertical foi analisada através de seções verticais de variáveis atmosféricas.

3.3.2 Estudos de caso – Descrição sinótica e de mesoescala dos eventos

3.3.2.1 Escolha dos eventos frontais

A escolha dos eventos baseou-se na lista de Casos Significativos disponibilizadas mensalmente no Boletim CLIMÁLISE (<http://climanalise.cptec.inpe.br/rclimanl/boletim/>) e nas informações disponibilizadas na Síntese Sinótica, ambas disponibilizadas pelo CPTEC/INPE.

Os eventos escolhidos satisfizeram as seguintes condições: 1) ser um evento identificado pelo critério de frentes frias e, portanto, fazer parte da climatologia; e 2) ser um evento que passou pelo PB. Assim, os dois eventos selecionados para a análise foram:

- 1) **07 a 11 de maio de 2007** - Frente fria com altos acumulados pluviométricos e baixas temperaturas nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro, Minas Gerais, Bahia, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Acre, Rondônia. Esta frente fria se deslocou sobre a região Sudeste do Brasil, ainda bem configurada, e alcançou o sul das regiões Norte e Nordeste do país. Assim, esse evento foi denominado como Frente Fria-Friagem (FF-Friagem).
- 2) **23 de maio de 2007** - Frente fria com altos acumulados pluviométricos e chuva forte. Após a passagem da frente fria, a massa de ar frio fez com que as temperaturas diminuíssem e ocorresse neve no sul do país no dia 23 de maio. Os Estados mais afetados foram Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e Bahia. O deslocamento da frente fria para norte causou chuvas fortes em Salvador-BA a partir do dia 26 de maio. Esse evento foi nomeado como Frente Fria-Neve (FF-Neve).

3.3.2.2 Análise dos eventos frontais

Para descrever o ambiente sinótico que desencadeou os eventos frontais são usados os dados de reanálise do CFSR. Já os detalhes de menor escala são investigados através de simulações numéricas com o modelo Eta, descrito na seção 3.2.

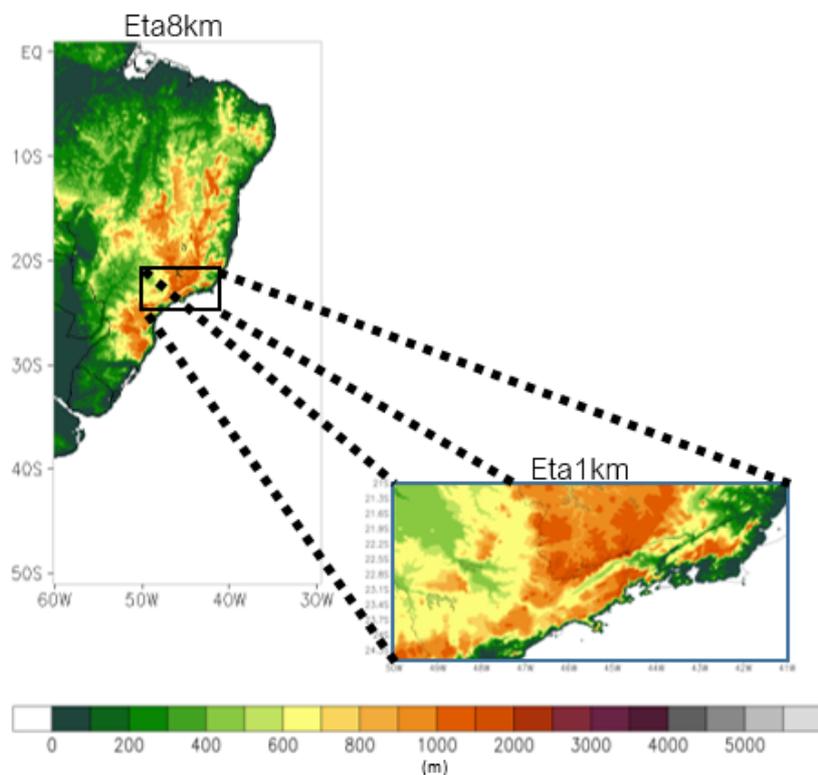
Vários estudos que utilizaram simulações com o modelo Eta para investigar a influência dos Andes e da Serra do Mar nos sistemas sinóticos (SELUCHI et al., 2003; SELUCHI et al., 2006; VIALE; NORTE, 2009; VIALE, 2010; SELUCHI et al., 2011), encontraram resultados satisfatórios quanto a capacidade do modelo representar os processos físicos nesses locais.

Para investigar o efeito da orografia no deslocamento das frentes frias, foram usadas simulações numéricas com duas resoluções horizontais, 8 km e 1 km (nomeadas como Eta8km e Eta1km, respectivamente). As simulações foram centradas na região Sudeste do Brasil, onde a interação frente-orografia é mais forte. Os pontos pSP e pAN, usados para separar as frentes frias na climatologia, não foram totalmente cobertos no domínio das simulações, pois o interesse era na interação da frente com a orografia do Brasil, principalmente as regiões serranas na região Sudeste. A simulação com 8 km de resolução horizontal abrangeu o setor leste da América do Sul, enquanto que a segunda simulação, com 1 km de resolução horizontal, foi centralizada em parte da região Sudeste do Brasil, onde a orografia do PB é mais alta. O domínio e orografia das simulações numéricas podem ser visualizadas na Figura 3.7.

Dados de reanálises do CFSR foram usados como condição inicial e de contorno nas simulações com 8 km no modelo Eta. Enquanto que, para a simulação de 1 km foi usado o resultado da simulação de 8 km como condição inicial e de contorno. O tempo da simulação foi de sete dias, para acompanhar o sistema sinótico enquanto se deslocava pela AS. Os detalhes de cada simulação estão na Tabela 3.2.

Com o resultado das simulações Eta8km e Eta1km, foi investigado a estrutura horizontal e vertical da frente enquanto se deslocava sobre as Serras Geral, do Mar e da Mantiqueira. Entre os campos meteorológicos investigados estão a temperatura do ar em 925 hPa, temperatura potencial (θ), temperatura potencial equivalente (θ_e), vento em diversos níveis atmosféricos, jato em altos níveis, PNMM, umidade em 850 hPa, altura geopotencial, e mais alguns campos derivados a partir destas variáveis.

Figura 3.7 - Domínio e orografia das simulações Eta8km e Eta1km.



Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.2 - Descrição das simulações Eta8km e Eta1km.

Característica	Descrição	
	Eta8km	Eta1km
Resolução horizontal	8 km	1 km
Domínio	leste da AS	centro-sul da região Sudeste do BR
Grade do Modelo (imxjmxlm)	313x999x60	701x701x60
Topo do Modelo	50 hPa	50 hPa
Número de níveis verticais	60	60
Ponto Central	25 °S e 25 °W	22.5 °S e 45.5 °W
Condição inicial e de contorno lateral	Reanálise CFSR/NCEP	Eta8km
Atualização das condições	6 horas	6 horas
Tempo de integração	169 horas	169 horas

3.3.3 Processos físicos associados à influência orográfica do PB

Os processos físicos responsáveis por modificar as frentes na presença da orografia brasileira, são investigados através da equação da termodinâmica, escrita da seguinte forma:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T + \omega(\gamma_d - \gamma) + R \quad (3.6)$$

em que T é a temperatura, V o vento horizontal, ω a componente vertical do vento, γ_d o gradiente vertical seco da temperatura, γ o gradiente vertical da temperatura e R as fontes diabáticas de calor.

Os termos da equação foram calculados utilizando os resultados numéricos da simulação Eta8km. O primeiro termo do lado direito da equação 3.6, $-V \cdot \nabla T$, representa a advecção horizontal de temperatura e foi calculada para os níveis de 925 hPa e 850 hPa. O segundo termo, $\omega(\gamma_d - \gamma)$ foi calculado na camada 500/900 hPa, e representa a advecção vertical de temperatura. O último termo R representa as fontes diabáticas de calor e inclui os processos de mudança de fase (como calor latente liberado pela precipitação) e os fluxos de calor. Esse termo foi estimado pela subtração dos termos de advecção horizontal e vertical na tendência de temperatura em 1 hora. Através do resultado da equação, avalia-se qual mecanismo é responsável pela variação de temperatura observada nas regiões próximas as encostas da orografia.

3.3.4 Experimentos numéricos

Os experimentos numéricos com 8 km de resolução horizontal, que testaram a sensibilidade de algumas características do modelo, foram executados a leste da Cordilheira dos Andes. O número de pontos na grade do modelo foi 313x999 e a condição inicial e de contorno lateral foram as reanálise CFSR/NCEP com atualização das bordas à cada 6 horas.

3.3.4.1 Comprimento de rugosidade efetiva (*form drag*)

Nesse experimento foi testado o comprimento de rugosidade efetiva, uma parametrização para *form drag* (WOOD; MASON, 1993) que representa a rugosidade gerada pela orografia dentro da caixa de grade do modelo (rugosidade da orografia sub-grade).

A rugosidade da orografia sub-grade atua como uma força de atrito no escoamento

dentro da camada limite planetária (KIM et al., 2003) e por isso, afeta o escoamento próximo a superfície. De forma que, em regiões com orografia complexa (com vários cumes) a rugosidade será maior, enquanto que em uma região de vale a rugosidade será menor.

Duas alterações no comprimento de rugosidade efetiva foram testadas: 1) no experimento denominado Drag1.5, o valor do comprimento de rugosidade efetiva foi aumentado 50% quando comparado a simulação sem modificação no comprimento de rugosidade efetiva, 2) no experimento Drag0.5 o valor foi diminuído em 50% quando comparado a simulação sem modificação no comprimento de rugosidade efetiva. Para comparações, o experimento que não possui qualquer alteração no comprimento de rugosidade efetiva foi denominado Drag1.0

3.3.4.2 Parametrização para ondas de gravidade

Nesse teste foi inserida uma parametrização para as ondas de montanha. Atualmente, o modelo Eta operacional não possui uma parametrização para essas ondas mas, durante a execução desta tese, uma parametrização foi inserida em uma versão de teste do modelo.

A parametrização usada nessa tese está descrita em detalhes em Alpert et al. (1988), Alpert et al. (1996) e Kim e Arakawa (1995) e foi baseada na formulação de Lott e Miller (1997), que define uma linha divisória abaixo do qual o ar flui em torno da barreira e acima de onde as ondas de gravidade podem ser geradas e propagadas na vertical, de acordo com a estratificação da atmosfera.

As ondas de gravidade (ou ondas de montanha) são consequência do deslocamento vertical das parcelas de ar devido ao escoamento contra uma barreira orográfica. Essas ondas são responsáveis por transferir quantidades significativas de energia e momento na atmosfera, iniciar ou organizar convecção (ZHANG, 2004; SHAPIRO, 1981) e, desta forma, podem modificar o deslocamento de uma frente fria. Além de investigar se há ondas de gravidade sendo geradas sobre PB, inserir uma parametrização para estas ondas no modelo Eta pode resultar em melhorias nas simulações numéricas e na previsão de tempo.

Nesse experimento de sensibilidade, os resultados da simulação com o modelo Eta foram usados para calcular o Parâmetro de Scorer, que faz o diagnóstico da presença de ondas de gravidade na atmosfera. O Parâmetro de Scorer já foi descrito na seção 2.2 através da equação 2.2.

Após o diagnóstico da presença de ondas de gravidade, foram comparados os experimentos com e sem a parametrização para essas ondas, denominadas GWD e sem_GWD, respectivamente. Foi analisado, também, o efeito da inserção da parametrização na estrutura vertical da frente fria, a medida que a frente se deslocava pela Serra da Mantiqueira.

3.3.4.3 Resolução vertical e nível do topo do modelo

Com o objetivo de investigar o impacto da resolução vertical do modelo na representação das frentes frias, foram acrescentadas mais camadas verticais no modelo Eta, passando de 60 para 80 camadas verticais, e a altura do topo do modelo foi aumentada de 50 hPa para 10 hPa.

Através da combinação entre os experimentos com modificação no topo e nas camadas do modelo, os testes de sensibilidade realizados nesta seção foram: 1) experimento Eta60_50hPa, dito experimento controle, que possui as configurações iniciais do modelo sem qualquer alteração, 2) experimento Eta80_50hPa, com o topo do modelo no nível de 50 hPa e 80 camadas na vertical, 3) experimento Eta60_10hPa, com o topo do modelo no nível de 10 hPa e 60 camadas na vertical, 4) experimento Eta80_10hPa, com o topo do modelo no nível de 10 hPa e 80 camadas na vertical.

As modificações estão representadas na Figura 3.8, a qual mostra a distribuição da espessura das camadas com a altura em cada experimento. Próximo a superfície há mais camadas, para representar os fenômenos que ocorrem dentro da camada limite planetária (CHOU, 1996).

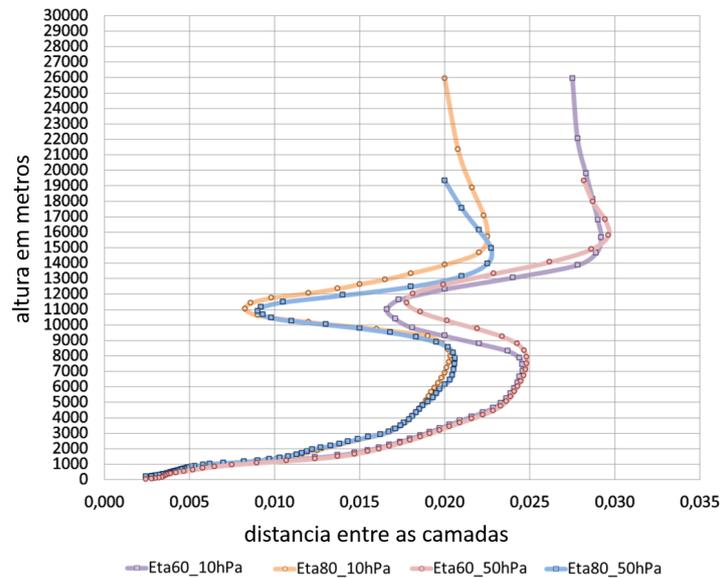
Com o aumento do número de camadas a distância entre os níveis verticais diminuíram, com impacto maior para níveis acima de 3 km de altura. Já a elevação do topo do modelo para um nível mais alto representou um acréscimo de aproximadamente 7 km na vertical.

3.3.4.4 Altura da orografia

Neste experimento a orografia do modelo foi alterada em todo o domínio simulado, de forma a testar o impacto direto da altura do terreno, na simulação das frentes frias. É importante destacar que o domínio do experimento não abrange toda a AS, logo, a altura da Cordilheira dos Andes não foi modificada.

Com base nos valores de altura da orografia na simulação Eta8km, as modificações foram: 1) dobrar o tamanho original da orografia resultando em grande platô que se

Figura 3.8 - Testes de sensibilidade com altura do topo e resolução vertical do modelo.



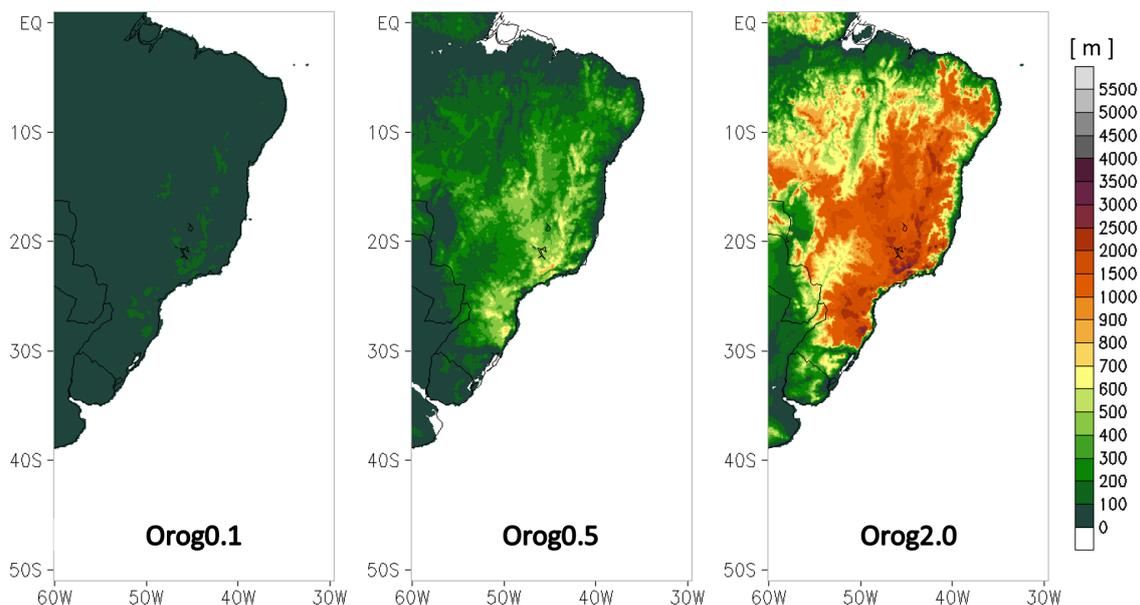
Comparação entre os experimentos numéricos Eta60_50hPa, Eta80_50hPa, Eta60_10hPa e Eta80_10hPa da distribuição vertical da espessura das camadas do modelo.

Fonte: Produção do autor.

espalha por grande parte do Brasil, experimento Orog2.0; 2) diminuir à metade o valor original da orografia resultando em uma altitude média do PB em torno de 500 a 600 metros, experimento Orog0.5; 3) manter apenas 10% da orografia original do modelo, neste caso, a AS se tornou uma grande Planície com alguns pontos acima de 200 metros, experimento Orog0.1. Na Figura 3.9 são comparadas a altura da orografia dos testes de sensibilidade.

Os experimentos com a orografia foram simulados por 2 meses consecutivos (1464 horas) para que o modelo se adequasse a nova condição de contorno lateral. As simulações iniciaram no dia 01 de abril de 2007 e se estenderam até o 31 de maio de 2007. Assim, o evento FF-Friagem situa-se entre os dias 34 e 42 da simulação (793 a 985 horas simuladas) e o evento FF-Neve entre os dias 48 e 55 da simulações (1129 a 1297 horas simuladas).

Figura 3.9 - Altura do terreno nos experimentos de sensibilidade com a orografia.



Comparação das orografias dos experimentos de sensibilidade, onde Orog0.1 representa a redução de 90% da orografia; Orog0.5 representa a redução de 50% da orografia e Orog2.0 representa o aumento de 100% da orografia.

Fonte: Produção do autor.

3.3.5 Sumário dos experimentos numéricos realizados nesta tese.

Os experimentos numéricos realizados nesta tese estão resumidos na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 - Resumo dos experimentos numéricos.

Nome do Experimento	Descrição
Orog2.0	aumento de 100% na altura da orografia
Orog0.5	diminuição de 50% na altura da orografia
Orog0.1	diminuição de 90% na altura da orografia
Drag0.5	diminuição de 50% no valor do <i>form drag</i>
Drag1.5	aumento de 50% no valor do <i>form drag</i>
Eta60_50hPa (exp. CNTRL)	topo do modelo em 50 hPa e 60 camadas verticais
Eta80_50hPa	topo do modelo em 50 hPa e 80 camadas verticais
Eta60_10hPa	topo do modelo em 10 hPa e 60 camadas verticais
Eta80_10hPa	topo do modelo em 10 hPa e 80 camadas verticais
GWD	com parametrização para ondas de gravidade
sem_GWD	sem parametrização para ondas de gravidade

4 EFEITO DO PLANALTO BRASILEIRO NA CLIMATOLOGIA DE FRENTES FRIAS

4.1 Número médio anual e sazonal de frentes frias

O número médio anual de frentes frias sobre a AS, obtido para o período de 1979 a 2010 e para os níveis atmosféricos de 925 hPa, 900 hPa, 850 hPa e 700 hPa, está na Figura 4.1. O maior número de frentes frias é encontrado no nível de 925 hPa (Figura 4.1a), onde a intensidade das zonas frontais, em termos de gradiente de temperatura e da intensidade do vento horizontal, é máxima na baixa troposfera (SANDERS, 1955). Nota-se duas regiões em 925 hPa com maior ocorrência de frentes frias: entre a Cordilheira dos Andes e o PB, e no litoral sul e sudeste do Brasil, próximo as regiões serranas. Particularmente, o número máximo de frentes frias ocorre na região imediatamente a leste da Cordilheira dos Andes.

Na proximidade dos terrenos mais altos do Brasil (por exemplo, nas regiões serranas do PB), nota-se um abaulamento na frequência de frentes frias, especialmente no nível de 925 hPa. Ao longo das cordilheiras do PB, ocorre uma rápida diminuição do número de frente fria em direção aos locais mais altos, e sobre o PB, há um mínimo de atividade frontal.

Na região Sudeste do Brasil, onde estão localizados os maiores picos do PB, cerca de 2700 metros de altitude na Serra da Mantiqueira, há poucos casos de frentes frias quando comparado à locais sobre a mesma faixa de latitudes. Para oeste dessa região mais alta, próximo à costa Andina, identifica-se um grande número de frentes frias, e um máximo local de ocorrência frontal. Para leste, sobre o litoral do estado de Espírito Santo e do sul da Bahia, a ocorrência de frentes frias é maior que sobre o PB, sobre o Oceano Atlântico e sobre o Oceano Pacífico, na mesma faixa de latitudes. Entretanto, não é raro observar frentes frias que se deslocam até o sul da Bahia. Por exemplo, Fedorova et al. (2015) encontraram cerca de 56 frentes frias alcançando o sul do estado da Bahia entre os anos de 2004 e 2006.

Este resultado é semelhante ao encontrado em Cavalcanti e Kousky (2009) (Figura 2.4). Entretanto, o número médio anual de frentes frias encontrado por eles foi menor e com pouco detalhamento espacial. Essas diferenças refletem as particularidades da metodologia, tais como a resolução dos dados de reanálise (mais baixa no estudo de Cavalcanti e Kousky (2009)) e a utilização de dados as 12 UTC no lugar de média diária, para identificar as frentes frias.

O padrão encontrado no número médio anual de frente frias em 925 hPa, também é observado nos níveis atmosféricos mais altos (Figura 4.1b,c,d), mas com significativa suavização da atividade frontal com o aumento da altitude.

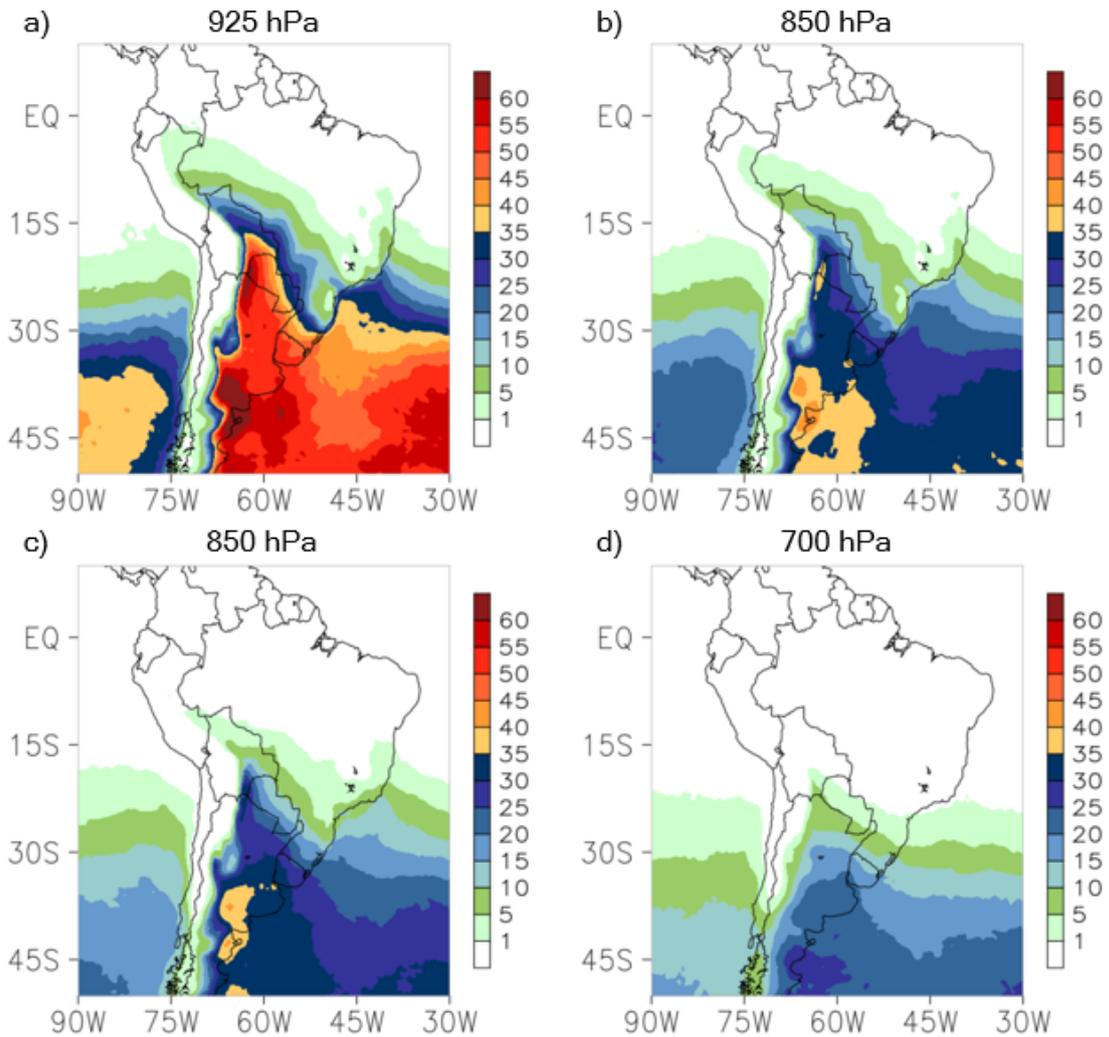
O menor número de frentes frias é identificado no nível de 700 hPa (Figura 4.1d), em comparação com os níveis atmosféricos inferiores (Figura 4.1a,b,c), por causa da dissipação frontal com a altura. Além disso, as frentes frias atingindo latitudes mais baixas tendem a se tornar mais rasas (PALMÉN; NEWTON, 1948), interceptando o nível de 700 hPa em latitudes mais altas. Apesar disso, ainda se observa redução na frequência frontal ao longo da BP no nível de 700 hPa (note a curvatura das linhas de frequência frontal sobre o PB) denotando que a influência do PB atinge altitudes a cerca de 1000 metros acima do solo.

O resultado sazonal no nível de 925 hPa, pode ser visto na Figura 4.2. No verão (Figura 4.2a), a ocorrência de frentes frias é menor em toda a AS e oceanos adjacentes. A exceção está em um pequeno máximo que persiste em todas as estações do ano no setor sul da Argentina, relacionada à circulação de oeste e à passagem de perturbações baroclínicas ao longo do ano. Este máximo também condiz com a região preferencial para ciclogênese citada por Gan e Rao (1994).

No outono (Figura 4.2b), o número de frentes frias aumenta em direção a latitudes tropicais da AS, impulsionado pelo gradual aumento do gradiente meridional de temperatura. Já no inverno (Figura 4.2c), o número de frentes frias é alto em uma ampla área no setor centro-sul da AS englobando os países da Bolívia, Paraguai, Argentina, Uruguai e uma pequena porção do Brasil, com cerca de uma frente fria por semana. Nesta estação do ano incursões de ar frio em direção a latitudes tropicais não são raros e, algumas vezes, estão associados a eventos de friagens, que causam frio na região Amazônica principalmente nos meses entre maio e setembro (SATYAMURTY et al., 1998). Conforme Mattos (2003), um centro de alta pressão sobre a Argentina, juntamente com o desenvolvimento de um cavado ou de um ciclone no Atlântico, sobre áreas costeiras desse país, canalizam fortes ventos frios de sul na Argentina e no Brasil. Amorim Neto et al. (2015) encontraram que cerca de 2/3 das fortes frentes frias, isto é, com grande declínio de temperatura, se propagam sobre a Bacia Amazônica nos meses de inverno.

Na primavera (Figura 4.2d), ocorre o decaimento dos máximos de frentes frias, em resposta a diminuição gradual do gradiente meridional de temperatura, em direção a latitudes mais altas. Contudo, na região compreendida entre o leste dos Andes e oeste do PB, o máximo de ocorrência frontal permanece com aproximadamente a

Figura 4.1 - Número médio anual de frentes frias.



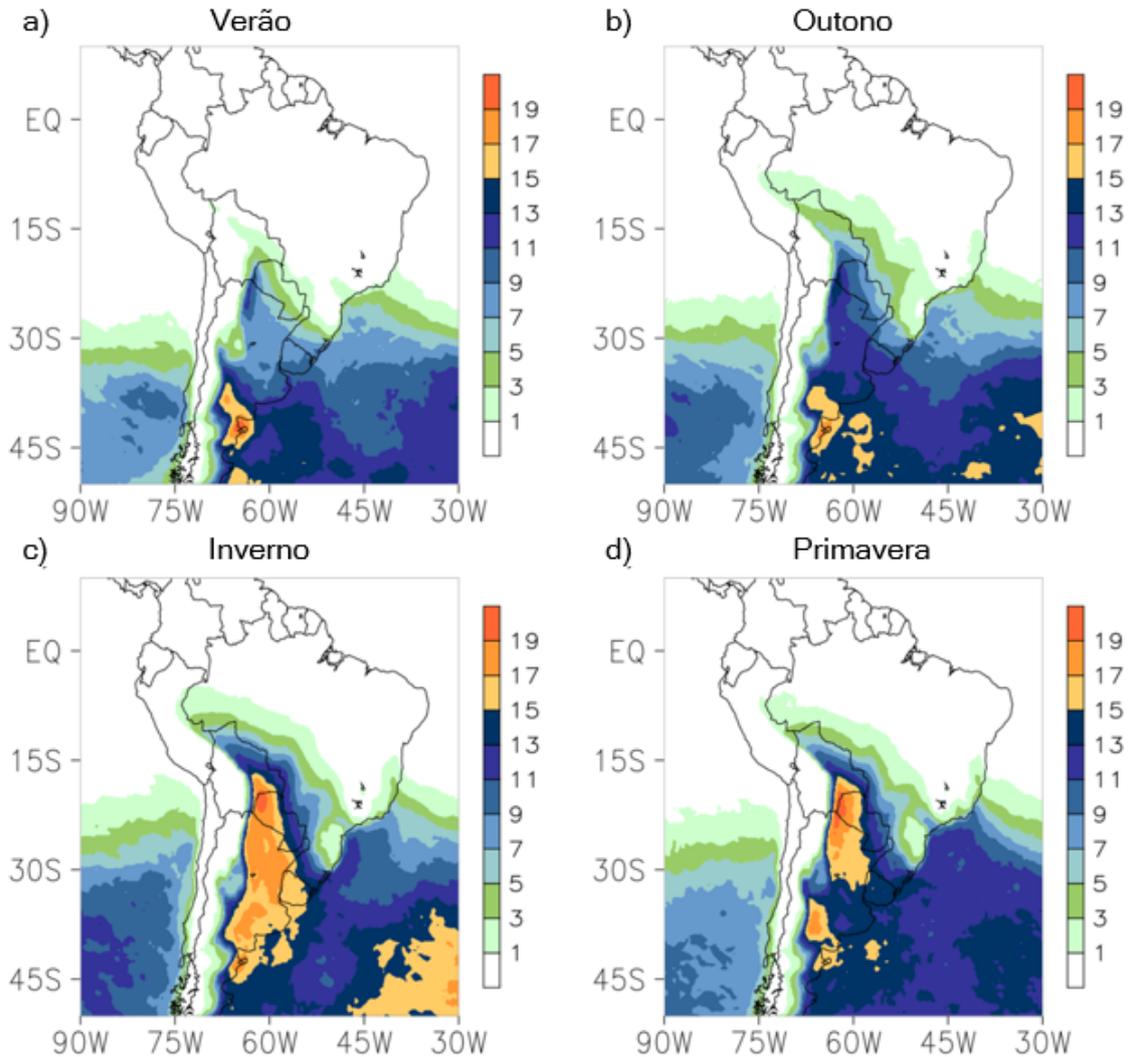
Número médio anual de frentes frias com base na climatologia de 1979 a 2010, obtido através dos dados de Reanálise do CFSR, identificado em cada ponto de grade e nos níveis atmosféricos de a) 925 hPa, b) 900 hPa, c) 850 hPa e d) 700 hPa. Para identificar as frentes frias em 900, 850 e 700 hPa foi aplicado o mesmo critério usado em 925 hPa.

Fonte: Produção do autor.

mesma magnitude do inverno. Este resultado está de acordo com [Andrade \(2005\)](#) que encontrou um máximo secundário de ocorrência frontal nos meses de primavera, na região Sudeste do Brasil.

O número maior de frentes frias próximo a Cordilheira dos Andes (no grupo AN) pode ser explicado pela canalização das frentes frias que migram em direção ao norte, entre os Andes e o PB, devido ao represamento do ar frio a leste dos Andes ([GARRE-](#)

Figura 4.2 - Número médio sazonal de frentes frias em cada ponto de grade.



Número médio sazonal de frentes frias identificadas em cada ponto de grade no nível de 925 hPa, obtido através da climatologia entre 1979 e 2010, para as estações de a) verão, b) outono, c) inverno e d) primavera.

Fonte: Produção do autor.

AUD, 1999; SELUCHI et al., 2006). Esse é um dos efeitos mais conhecidos dos Andes nas ondas baroclínicas. Garreaud (2009) mostrou que para o lado oriental dos Andes subtropical, o escoamento de leste no lado norte da alta migratória é represado pelas montanhas, quebrando o equilíbrio geostrófico e favorecendo a ventos de sul em uma área de aproximadamente 1000 km de distância das encostas andinas. Associado ao anticiclone migratório, a incursão de ar frio e seco em direção ao equador, entre os Andes e o PB, gera um aumento de pressão hidrostática em superfície e favorece a expansão do anticiclone em direção a latitudes tropicais e subtropicais. Essa é

uma região de interação entre os trópicos e extratropicais, onde a massa de ar frio se propaga mais para o norte (FORTUNE; KOUSKY, 1983).

O deslocamento para o norte, impulsionado por ventos do sul, é o comportamento mais comum de frentes frias que se movem sobre a AS (SELUCHI et al., 2006), conforme comprovado pelo grande número de frentes identificadas próximo a Cordilheira dos Andes. Em contrapartida, as frentes que se deslocam para nordeste passando próximo ao litoral de São Paulo, devem possuir um importante suporte dinâmico-atmosférico para favorecer o deslocamento do sistema para leste. As composições médias e anomalias seguem essa discussão, principalmente quanto ao seu comportamento das frentes frias sobre e ao redor do PB.

4.2 Composições médias e anomalias sazonais

Nesta seção são analisados o comportamento médio e as anomalias sobre a região de orografia no PB, gerados para seis dias a partir do dia-3 até o dia+2, sendo que o dia0 equivale ao dia em que o critério foi satisfeito, isto é, quando os pontos pAN e pSP estavam sob a atuação da massa de ar frio. Entretanto, o dia que efetivamente a superfície frontal passou sobre os pontos, corresponde ao dia-1 na climatologia. O conjunto completo dos resultados (sazonal e anual) está no Apêndice . Para manter a brevidade, apenas as figuras com os principais resultados estão inseridas no texto.

4.2.1 Altos níveis atmosféricos

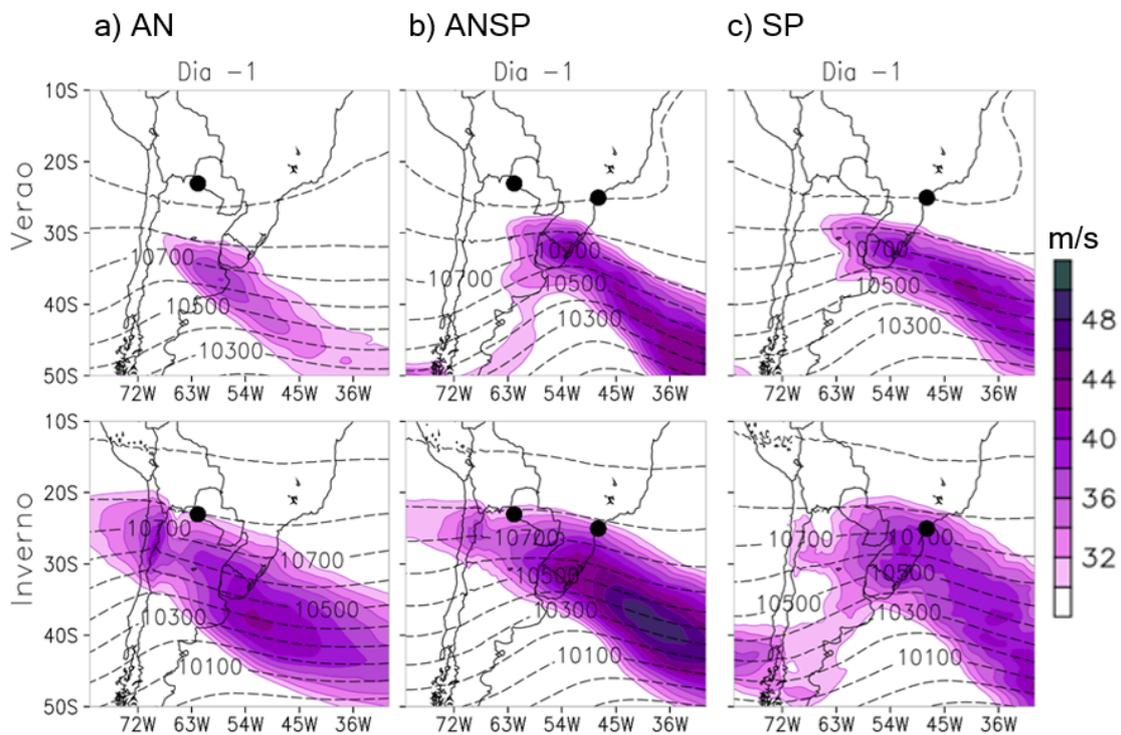
Os compostos médios de altura geopotencial e de corrente de jato em 250 hPa destacam a presença de um cavado e da corrente de jato, deslocando-se para leste do dia-3 ao dia+2 (ver Apêndice A.1, A.6 e A.11 para os grupos AN, ANSP e SP, respectivamente). A maior intensidade do jato ocorreu no dia-1 (Figura 4.3), quando efetivamente a superfície frontal passou sobre os pontos em 925 hPa. Tanto a velocidade média dos ventos como a largura média da corrente de jato foram maiores no inverno. Quanto a posição, no verão o cavado e a corrente de jato posicionam-se mais ao sul e no inverno mais ao norte.

A situação sinótica descrita acima é comum aos três grupos de frentes frias, mas tanto o cavado na altura geopotencial quanto a corrente de jato em latitudes médias da AS, foram mais intensos para o grupo de frentes frias ANSP (Figura 4.3b) e menos intensos no grupo AN (Figura 4.3a), principalmente no verão.

No que se refere ao deslocamento, no dia-1 (Figura 4.3) para as frentes frias do grupo AN, o cavado ainda se desloca sobre os Andes, enquanto que para os outros grupos

(ANSP e SP), o cavado se desloca sobre a Bacia do Prata. Essa pequena defasagem temporal está associada com a posição dos pontos pAN e pSP, mais especificamente, a sua posição longitudinal. Por exemplo, o ponto pAN se situa próximo aos Andes, então as frentes deste grupo, no dia-1, ainda se encontram sob a influência direta da Cordilheira dos Andes.

Figura 4.3 - Campo médio de altura geopotencial e a corrente de jato em 250 hPa, no dia-1, para os três grupos de frentes frias.



Campo médio de altura geopotencial em 250 hPa (m_{gp}, linhas tracejadas) e das isotacas do vento em 250 hPa ($m\ s^{-1}$, sombreado) para o dia-1 nos meses de verão e inverno, dos grupos de frentes frias a) AN, b) ANSP e c) SP. Os círculos pretos indicam a localização dos pontos pAN e pSP usados para separar os grupos de frentes frias.

Fonte: Produção do autor.

Na região Sudeste do Brasil e sobre o PB, não se observou qualquer impedimento ou interferência da orografia no deslocamento do sistema para leste. Isto significa que, neste nível atmosférico, o cavado se desloca para leste sem ser modificado pelo PB. A causa para a menor ocorrência frontal nas regiões mais altas não pode ser explicada pelo o que ocorre nesse nível atmosférico. Assim, essa investigação segue nos níveis mais baixos.

4.2.2 Atmosfera média

Em níveis médios da atmosfera (500 hPa) investiga-se os compostos médio e de anomalia da altura geopotencial (Figura 4.4). Um cavado é identificado no composto médio da altura geopotencial para os três grupos de frentes frias, sendo que as anomalias positivas e negativas são mais intensas para os grupos ANSP e SP (Figura 4.4b,c).

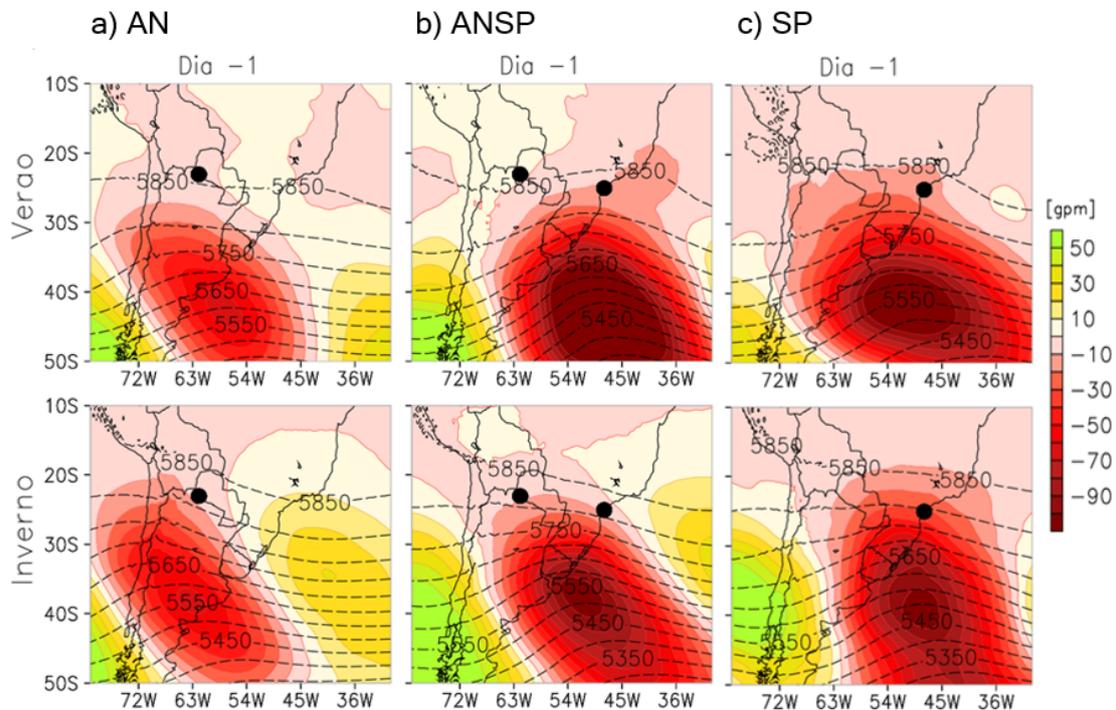
Nota-se algumas diferenças sazonais no comportamento do cavado e das anomalias. A principal diferença é a orientação das anomalias negativas de altura geopotencial. Para o grupo AN de frentes frias do dia-3 ao dia+2 (ver Apêndice A.2) predomina uma orientação noroeste-sudeste, com um lento deslocamento da anomalia em direção para leste. Para os grupos ANSP e SP (ver Apêndice A.7 e A.12), a orientação da anomalia negativa varia no decorrer dos dias e, juntamente com o cavado na altura geopotencial, desloca-se rapidamente para leste, afastando-se do continente. Do dia-2 ao dia+1, a anomalia negativa de geopotencial possui uma orientação predominantemente meridional, principalmente para o grupo SP (Apêndice A.12), condizente com o resultado encontrado em 250 hPa. Assim, pode-se inferir que as frentes frias dos grupos ANSP e SP fazem parte de perturbações baroclínicas são mais intensas, com deslocamento mais rápido para leste e com ondas mais anômalas e amplas.

Em médios níveis da atmosfera, assim como em altos níveis, o deslocamento para leste do cavado ocorreu sem qualquer interação com a orografia do Brasil. Baines (1980) mostrou que em eventos de *Southerly Buster* a corrente de oeste em 500 hPa permanece uniforme, de modo que a deformação observada na frente fria parece um fenômeno localizado apenas em baixos níveis da atmosfera, principalmente no campo de pressão ao nível do mar. Eventos *Southerly Buster* são típicos da Nova Zelândia e da Austrália, e ocorre devido a distorção de frentes frias que deslocam-se pela região de orografia acentuada no sudeste desses países (TORY et al., 2001).

Então, os resultados encontrados para 250 hPa e 500 hPa se assemelham ao observado na Nova Zelândia e Austrália. Contudo, o PB está localizado em uma latitude mais baixa que a orografia no sudeste desses continentes, logo, o impacto pode ser diferente sobre a estrutura e intensidade do sistema frontal.

Como a menor ocorrência de frentes frias sobre as regiões mais altas do PB ainda não pode ser explicada com o resultado obtido para 500 hPa, as análises seguem em direção aos níveis mais baixos da atmosfera a fim de encontrar a razão para a menor

Figura 4.4 - Campo médio e anomalia de altura geopotencial em 500 hPa, no dia-1, para os três grupos de frentes frias.



Campo médio (linhas tracejadas) e anomalia (sombreado) da altura geopotencial em 500 hPa (mgp) para o dia-1 nos meses de verão e inverno, dos grupos de frentes frias a) AN, b) ANSP e c) SP. Os círculos pretos indicam a localização dos pontos pAN e pSP usados para separar os grupos de frentes frias.

Fonte: Produção do autor.

ocorrência frontal sobre as regiões mais altas do Brasil.

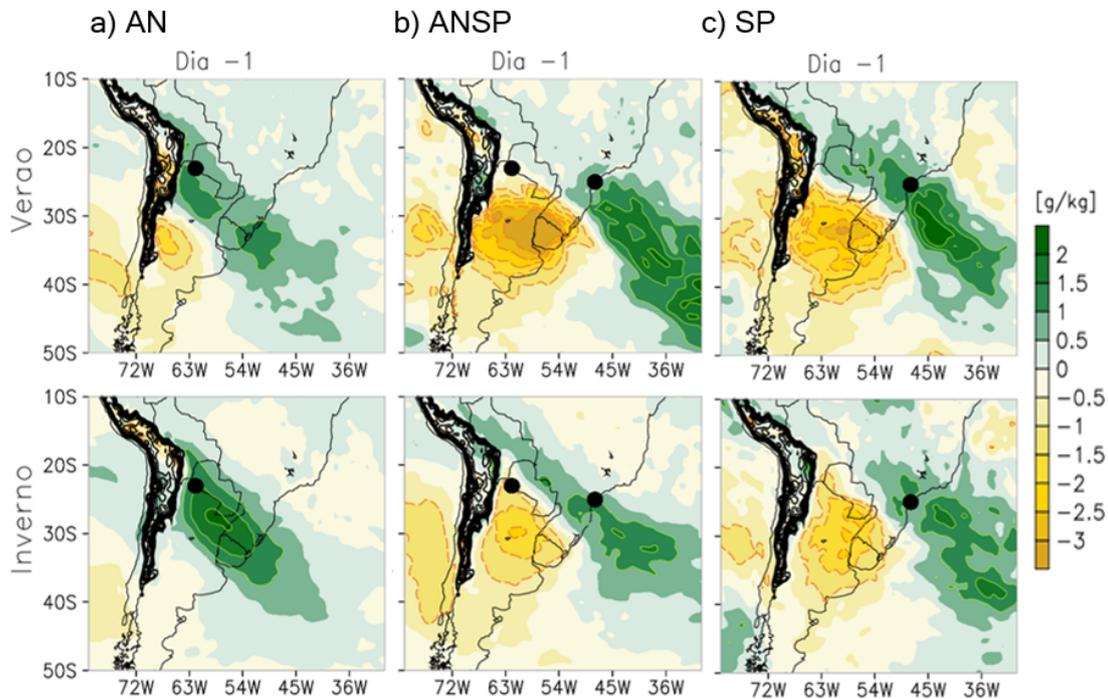
4.2.3 Baixos Níveis Atmosféricos

Em baixos níveis dois campos atmosféricos são investigados: umidade específica em 850 hPa (Figuras 4.5 e 4.6) e temperatura do ar em 925 hPa (Figuras 4.7 e 4.8). As variáveis termodinâmicas, como temperatura e umidade, são importantes para definir a transição entre massas de ar com características físicas distintas e, portanto, para localizar uma frente fria.

Em 850 hPa (Figura 4.5), a configuração em banda da anomalia positiva de umidade específica, se estende de noroeste para sudeste a partir do interior do continente até áreas do Oceano Atlântico Sul. Esse padrão se assemelha a nebulosidade observada em imagens de satélite quando frentes frias se deslocam pela AS. A banda de ano-

malia positiva de umidade se localiza à leste do cavado observado em médios e altos níveis da atmosfera.

Figura 4.5 - Anomalia da umidade específica em 850 hPa, no dia-1, para os três grupos de frentes frias.



Anomalia de umidade específica em 850 hPa (g kg^{-1}), para o dia-1, nos meses de verão e inverno, dos grupos de frentes frias a) AN, b) ANSP e c) SP. Os círculos pretos indicam a localização dos pontos pAN e pSP usados para separar os grupos de frentes frias. Orografia mais alta que 850 hPa estão com contorno preto.

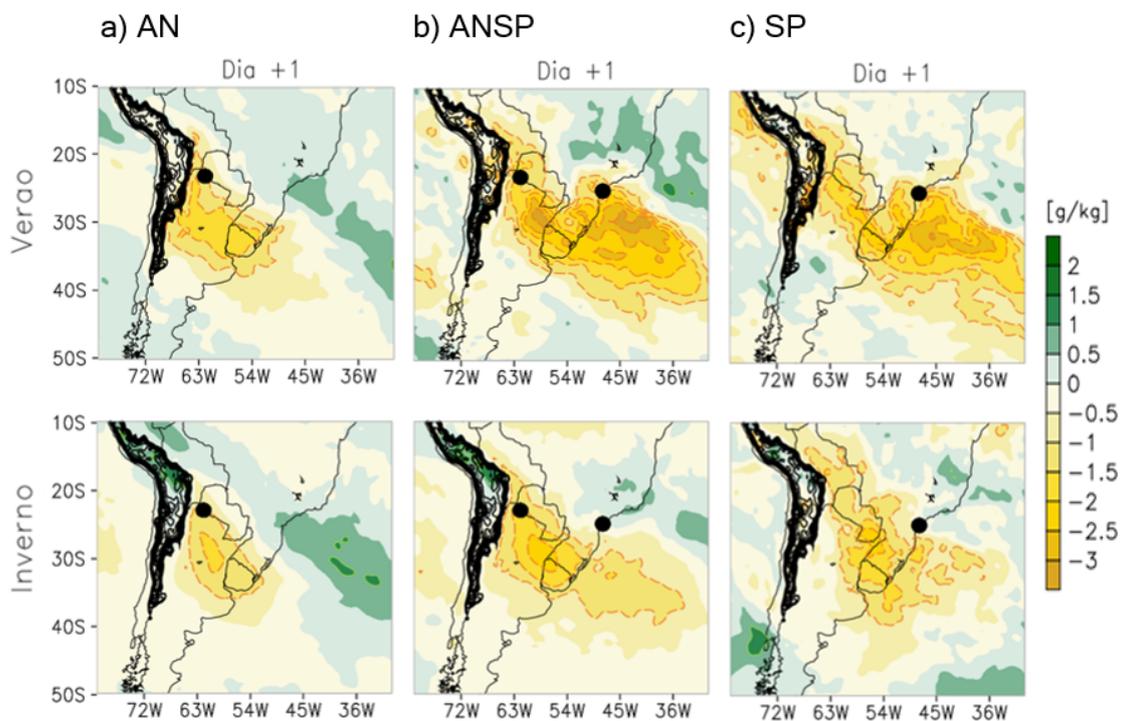
Fonte: Produção do autor.

Para os grupos ANSP e SP, nos dias prévios à passagem frontal, principalmente do dia-2 ao dia0 (ver Apêndice A.8 e A.13), as anomalias positivas (úmidas) pré-frontais foram mais intensas e sucedidas por uma massa de ar mais seca (anomalias negativas de umidade específica). As frentes frias do grupo AN (ver Apêndice A.3) não possuíram uma massa de ar pós-frontal tão seca como nos outros dois grupos, e a banda úmida foi mais estreita e menos espalhada.

Devido ao sentido de deslocamento preferencial das frentes frias na AS, de sudoeste para nordeste, elas se deslocam pelo PB a partir do dia0. Nesses dias (representados pelo dia+1 na Figura 4.6) os máximos de anomalias positivas e negativas, bem

configurados anteriormente em forma de banda, não conseguem manter sua estrutura nas regiões mais altas. Elas enfraquecem, conforme observado no grupo de frentes dias do grupo AN, ou elas se desconfiguram, conforme observado para as frentes frias do grupo ANSP e SP.

Figura 4.6 - Anomalia da umidade específica em 850 hPa, no dia+1, para os três grupos de frentes frias.



Anomalia de umidade específica em 850 hPa (g kg^{-1}), nos meses de verão e inverno, para o dia+1, dos grupos de frentes frias a) AN, b) ANSP e c) SP. Os círculos pretos indicam a localização dos pontos pAN e pSP usados para separar os grupos de frentes frias. Orografia mais alta que 850 hPa estão com contorno preto.

Fonte: Produção do autor.

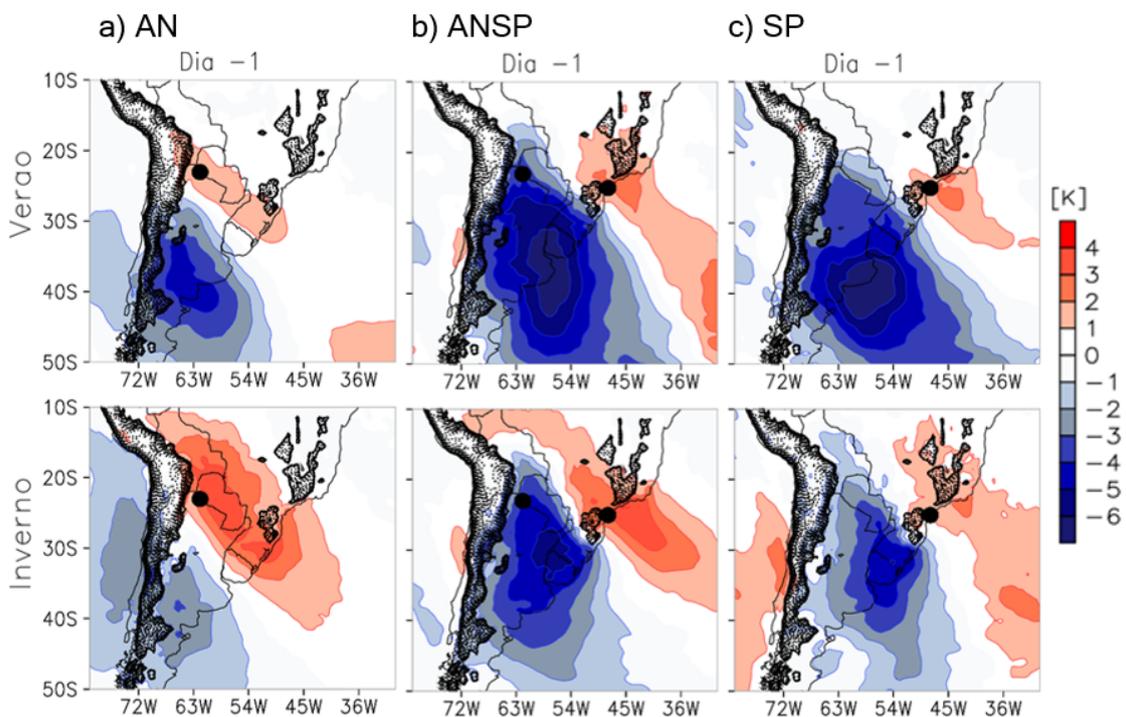
Embora o nível de 850 hPa está acima dos picos mais altos do PB, as anomalias negativas de umidade específica, geralmente associadas a massa de ar fria e seca na retaguarda das frentes frias, contornam as regiões mais altas sem ultrapassar a barreira imposta pela orografia. As anomalias negativas de umidade específica que se espalham sobre áreas adjacentes no Oceano Atlântico e pelo litoral do Brasil, geram um abaulamento no padrão de anomalia seca.

Este padrão observado em 850 hPa se repete nas anomalias de temperatura do ar

em 925 hPa (Figura 4.7), entretanto, o nível de 925 hPa está abaixo da superfície em grande parte da região Sudeste e Sul do Brasil (conforme assinalado na figura), interessando apenas o padrão observado ao redor dessas regiões mais altas.

Para o grupo ANSP até o dia-1 o deslocamento da anomalia negativa de temperatura de ar segue o deslocamento típico de sudoeste para nordeste, acelerando para o norte nas regiões de Planície próximo aos Andes. No dia0 (dia+1) para as frentes frias do grupo ANSP e SP (AN) esse deslocamento é interrompido e surge um padrão abaulado nas anomalias negativas de temperaturas, contornando as regiões mais altas a leste e deslocando-se pelo litoral a partir desse dia (Figura 4.8 e Apêndice A.4). A maior aquecimento (resfriamento) pré-frontal (pós-frontal) foi observadas nas frentes frias do grupo ANSP.

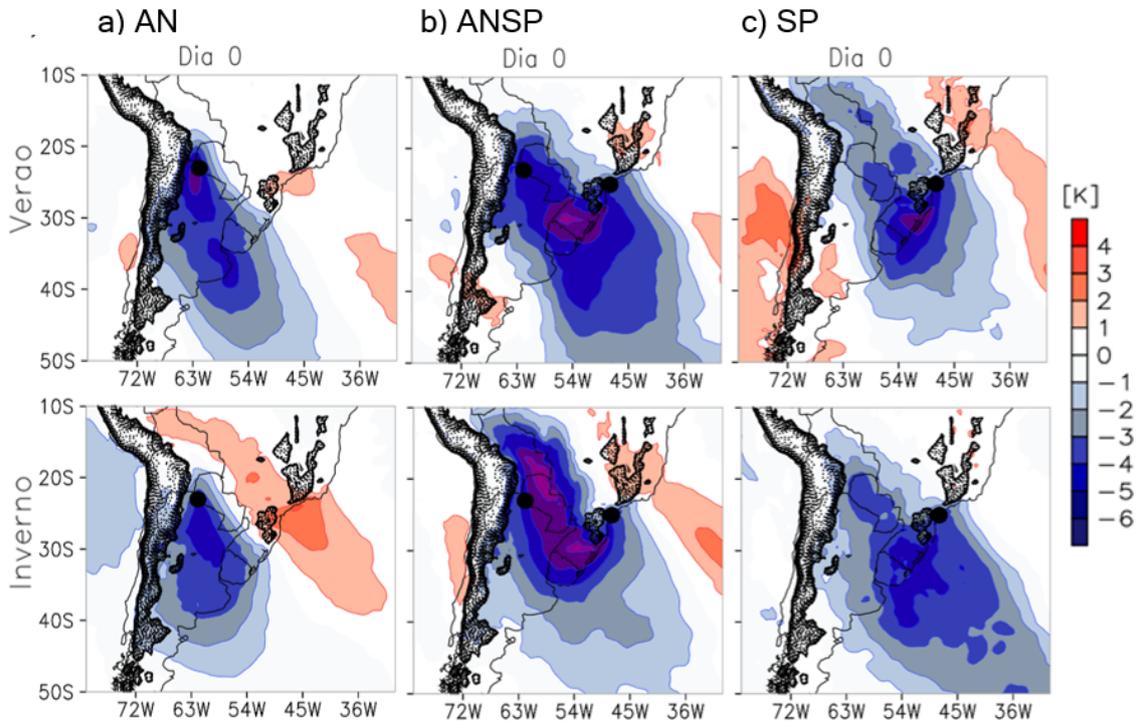
Figura 4.7 - Anomalia da temperatura do ar em 925 hPa, no dia-1, para os três grupos de frentes frias.



Anomalia de temperatura do ar em 925 hPa (K), nos meses de verão e inverno, para o dia+1, dos grupos de frentes frias a) AN, b) ANSP e c) SP. Os círculos pretos indicam a localização dos pontos pAN e pSP usados para separar os grupos de frentes frias. Orografia mais alta que 925 hPa estão com contorno preto.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.8 - Anomalia da temperatura do ar em 925 hPa, no dia0, para os três grupos de frentes frias.



Anomalia de temperatura do ar em 925 hPa (K), nos meses de verão e inverno, para o dia0, dos grupos de frentes frias a) AN, b) ANSP e c) SP. Os círculos pretos indicam a localização dos pontos pAN e pSP usados para separar os grupos de frentes frias. Orografia mais alta que 925 hPa estão com contorno preto.

Fonte: Produção do autor.

A orografia do PB distorceu o padrão observado nas anomalias durante a passagem pela região Sudeste do Brasil. Em associação ao observado em 850 hPa, o ar mais frio, seco e raso na retaguarda dos sistemas frontais, ao se deparar com o bloqueio gerado pelas Serras do Mar e da Mantiqueira, tem dificuldade em avançar sobre as encostas e ultrapassar esta barreira. Por consequência, o ar frio e seco contorna a região onde o relevo é mais acentuado, formando o abaulamento nas anomalias. Após contornar as regiões serranas o sentido de deslocamento é retomado para nordeste, sendo que algumas frentes frias se propagam até a região Nordeste do Brasil (KOUSKY, 1979; FEDOROVA et al., 2015).

4.2.4 Superfície

O anticiclone migratório, juntamente com a massa de ar frio e seco na retaguarda da frente, se organiza em uma faixa estreita de anomalias positivas de PNMM, em uma região de planície próxima aos Andes, a medida que se expande em direção a região

Norte do Brasil (Figura 4.9). Esse padrão semelhante ao observado na anomalia de temperatura do ar em 925 hPa. Com o passar dos dias, um cavado invertido, isto é, um abaulamento na anomalia positiva de PNMM, se configura e espalha sobre o oceano Atlântico adjacente, enfraquecendo o sistema. Este abaulamento na anomalia foi percebido, também, por [Amorim Neto et al. \(2015\)](#) nas anomalias de altura geopotencial em 925 hPa. Conforme o autor, o cavado invertido sobre o continente não se propaga para leste, mas se aprofunda na mesma posição e depois enfraquece.

As áreas de baixa pressão atmosférica associadas com um cavado sobre o oceano Atlântico Sul, prolongam-se sobre o continente mas, após chegar na região Sudeste do Brasil, as anomalias negativas de PNMM desviam das áreas mais altas do PB e são percebidas apenas sobre as áreas costeiras e áreas do Oceano adjacente.

Com relação à sazonalidade, no inverno registra-se os maiores valores PNMM associado as intensas massas de ar frio que percorrem o continente nesta estação do ano.

Quanto às diferenças entre os grupos de frentes frias, percebe-se que tanto as anomalias positivas quanto as anomalias negativas de PNMM são mais intensas para o grupo de frentes frias ANSP, desde o dia-3 até o dia+2 (ver Figuras no Apêndice A.5, A.10, A.15). As frentes frias deste grupo, alcançam com maior facilidade latitudes tropicais do Brasil, como pode ser visto nas anomalias negativas de PNMM sobre a região Norte do país. Em contrapartida, as anomalias de PNMM associadas as frentes frias grupo AN não atingem latitudes tropicais em nenhuma estação do ano.

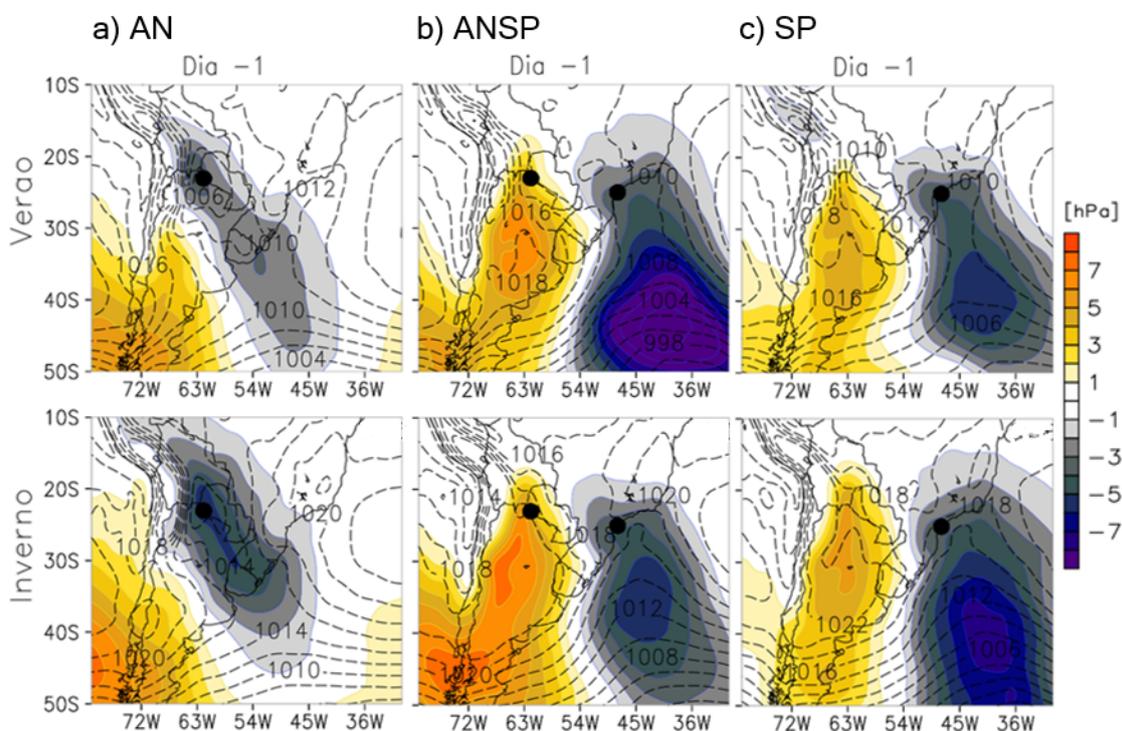
Para terminar a análise do efeito da orografia na climatologia de frente frias, foram plotadas algumas seções transversais, apresentadas na próxima seção.

4.2.5 Seção transversal da atmosfera

O corte vertical da anomalia da altura geopotencial nas latitude 25°S para o grupo ANSP e SP de frentes frias, e 23°S para o grupo AN (Figura 4.10), mostra uma inclinação para oeste com a altura das anomalias negativas, consistente com um sistema baroclínico de médias latitudes.

Em baixos níveis os maiores valores de anomalias, tanto positivas quanto negativas, ocorrem imediatamente a leste dos Andes próximo a base da Cordilheira. Essas anomalias se estendem até aproximadamente 700 hPa, condizentes com a altura da

Figura 4.9 - Composto médio e anomalia da pressão ao nível médio do mar, no dia-1, para os três grupos de frentes frias.



Composição média (linhas tracejadas) e anomalia (sombreado) de PNMM (hPa), nos meses de verão e inverno, para o dia-1, dos grupos de frentes frias a) AN, b) ANSP e c) SP. Os círculos pretos indicam a localização dos pontos pAN e pSP usados para separar os grupos de frentes frias.

Fonte: Produção do autor.

Cordilheira nesta latitude. Um máximo secundário de anomalia negativa da altura geopotencial, mais raso e com menor intensidade, foi observado imediatamente a leste do PB, com o mesmo padrão encontrado no leste dos Andes. Esse segundo máximo na anomalia se estende até aproximadamente 850 hPa. Com isto, pode-se afirmar que o mesmo efeito que ocorreu a leste do Andes ocorreu a leste do PB, com intensidade proporcional a altura da montanha.

As maiores anomalias negativas de altura geopotencial ocorrem no inverno, para os três grupos de frentes frias. Associado ao deslocamento do cavado em níveis superiores, as anomalias de geopotencial negativas foram substituídas por anomalias positivas em baixos níveis. As anomalias positivas aparecem à leste dos Andes a partir do dia-1 (dia0) para grupos ANSP e SP (grupo AN), consistente com a expansão para o norte das anomalias positivas de PNMM.

Comparando o resultados entre os grupos percebe-se que para grupo SP de frentes frias a anomalia da altura geopotencial foi significativamente mais intensa, associada ao cavado observado em 250 hPa ligeiramente mais para o norte do que em outros grupos.

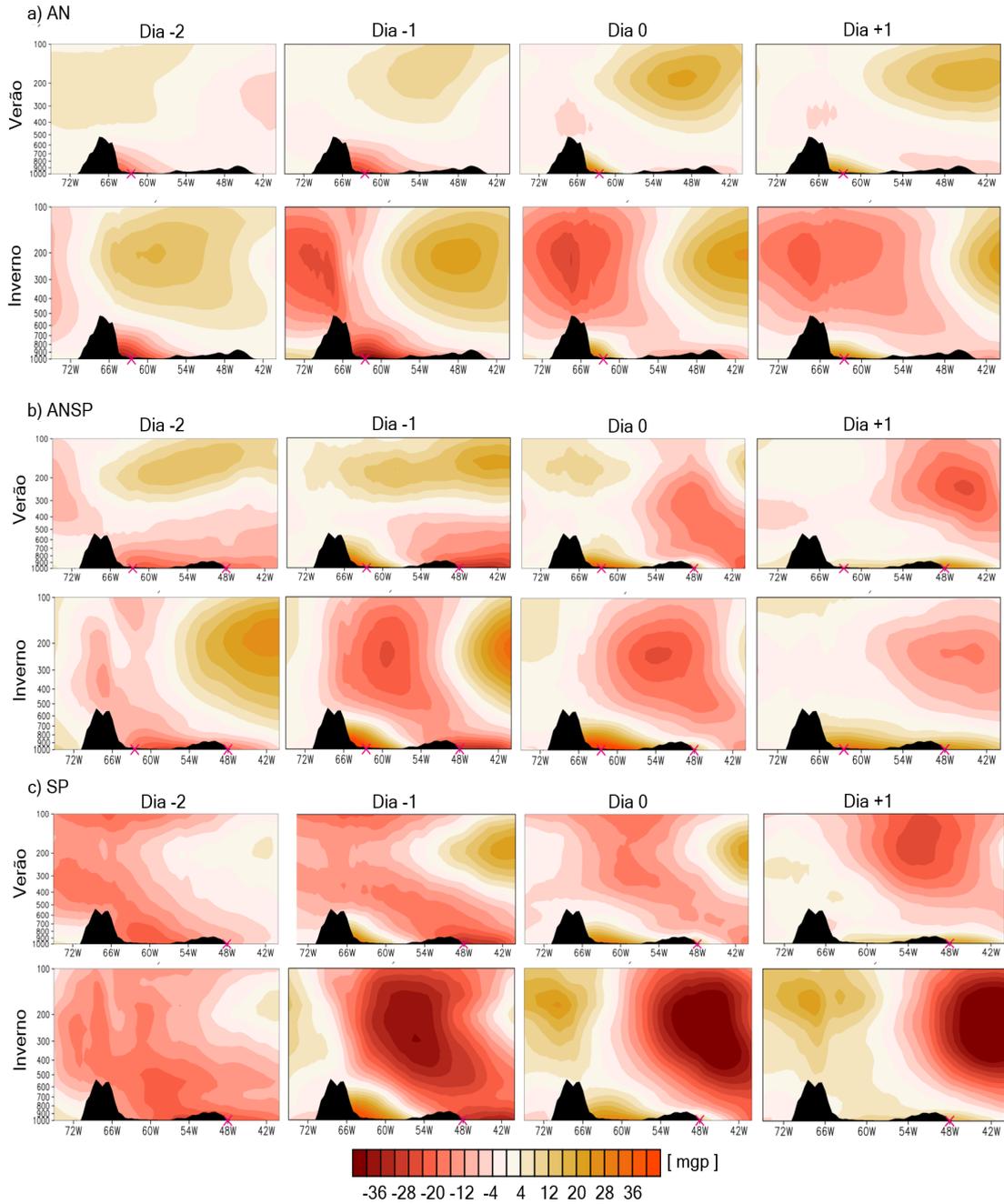
Na Figura 4.11 está o corte vertical na temperatura potencial equivalente (θ_e) e no vento zonal ao longo da longitude de 48 °W, para o grupo ANSP e SP de frentes frias, e de 62,5 °W para o grupo AN de frentes frias. A corrente de jato esteve presente em todos os casos e esteve localizada mais ao norte nos meses de inverno, quando também foi mais intensa. Nos meses de verão o jato estava localizado mais para o sul.

A zona frontal, identificada pelo gradiente horizontal e pela inclinação das isentrópicas, está presente nas seções verticais de θ_e , dos três grupos de frentes frias. Em geral, a frente fria foi localizada mais ao norte nos meses de inverno do que nos meses de verão, em associação a posição do jato polar que atinge a sua menor latitude durante o inverno.

O gradiente de temperatura horizontal é mais forte perto da superfície, de forma que quando a orografia é mais elevada (nos grupos ANSP e SP) o gradiente de temperatura também é mais forte em níveis mais altos da atmosfera, na superfície dessas regiões. A inclinação frontal foi menor nos grupos de frentes frias ANSP e SP e identifica-se um movimento mais lento da frente fria enquanto se desloca para norte, principalmente entre o dia0 e no dia+1 (Figuras 4.11b,c).

As frentes frias do grupo AN, que avançam sobre uma orografia bastante baixa e plana entre os Andes e o PB, possuem zonas frontais mais intensas e rasas. Como esperado, a cúpula de ar frio se torna mais rasa a medida que as frentes frias avançam em direção ao norte. Nessa condição, o ar frio avança até latitudes mais baixas sem dificuldade, o que favorece o aumento na inclinação frontal, sendo possível identificar a zona frontal até o nível de 850 hPa, aproximadamente, o que concorda com o resultado para a frequência frontal de frentes frias mais rasas em latitudes subtropicais da AS.

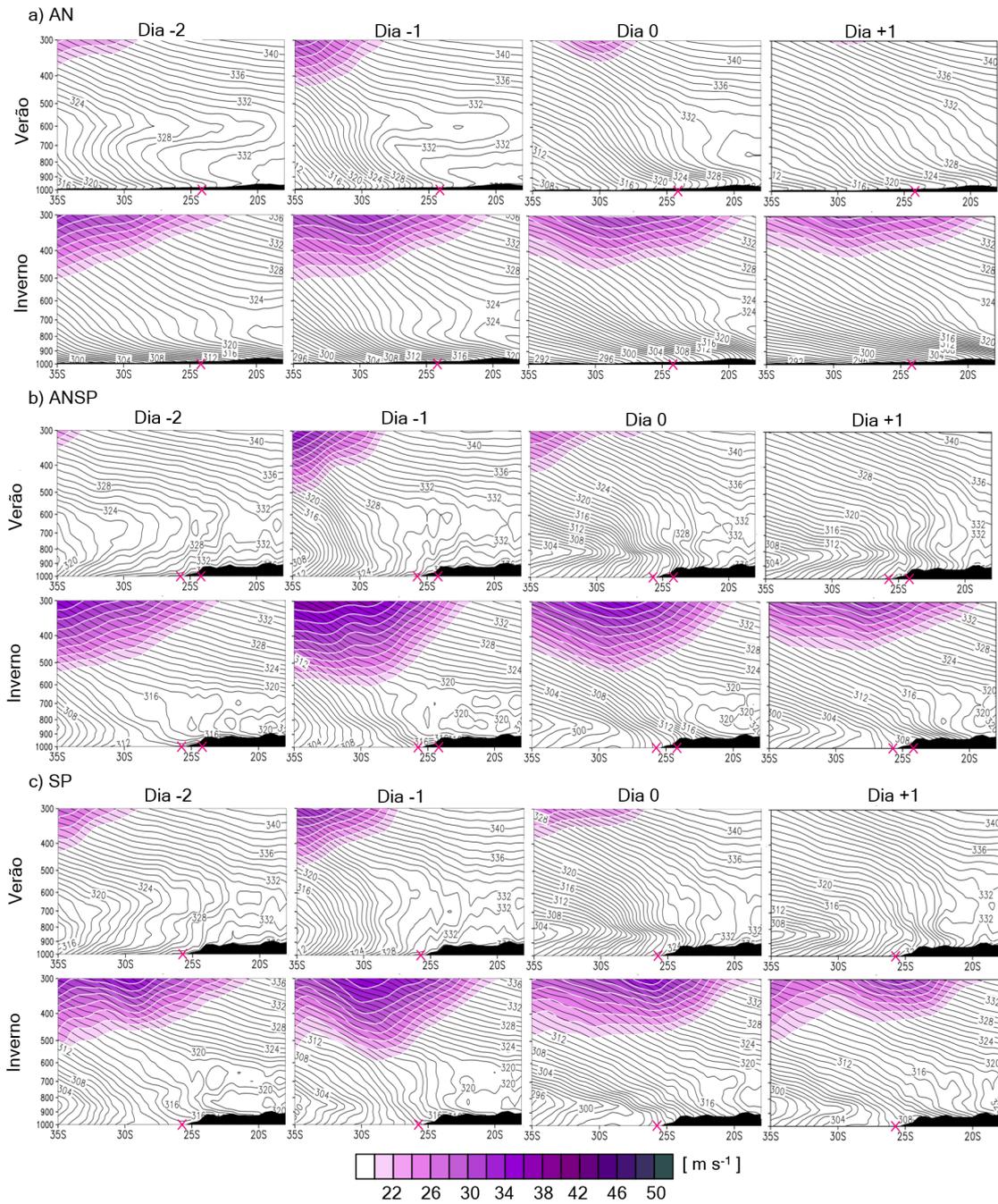
Figura 4.10 - Seção transversal no composto médio da altura geopotencial.



Seção transversal na anomalia de altura geopotencial (mgs): a) ao longo da latitude 23°S para o grupo AN, b) ao longo da latitude 25°S para o grupo ANSP e c) ao longo da latitude 25°S para o grupo SP de frentes frias. A seção transversal corresponde aos meses de verão e inverno nos dias -2 , -1 , 0 e $+1$. O símbolo “x” indica a localização dos pontos pAN e pSP usados para separar os grupos de frentes frias.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.11 - Seção transversal no campo médio da temperatura potencial equivalente e do vento zonal.



Seção transversal no campo médio de θ_e (K, linhas sólidas) e do vento zonal (m s^{-1} , sombreado): a) ao longo da longitude $62,5^\circ\text{W}$ para o grupo AN, b) ao longo da longitude 48°W para o grupo ANSP e c) ao longo da longitude 48°W para o grupo SP. A seção transversal corresponde aos meses de verão e inverno nos dias -2 , -1 , 0 e $+1$. O símbolo "x" indica a localização dos pontos pAN e pSP usados para separar os grupos de frentes frias.

Fonte: Produção do autor.

Baseado nos resultados obtidos neste capítulo, pode-se concluir que as frentes frias do grupo ANSP, isto é, aquelas que deslocam-se próximo aos Andes e sobre a região Sudeste do Brasil, são dinamicamente mais intensas que as frentes dos demais grupos (principalmente as do grupo AN).

Conclui-se também que, em geral, as frentes frias que se aproximam ao PB não conseguem romper a barreira imposta pela orografia e desaceleram próximo as regiões com terreno mais alto, o que altera a estrutura clássica do sistema frontal. Climatologias de frentes frias realizadas para outros locais próximo à regiões orograficamente complexas mostram efeito semelhante (O'HANDLEY; BOSART, 1996; SCHUMACHER et al., 1996).

Detalhes de mesoescala da interação frente orografia são investigados no próximo capítulo, através da descrição de dois eventos frontais que se deslocaram próximo a orografia do PB.

5 INTERAÇÃO FRENTE – OROGRAFIA

A influência da orografia no deslocamento e estrutura das frentes frias é investigada através de dois eventos frontais que se deslocaram pela AS, e passaram pelo PB, no mês de maio de 2007. A descrição das condições de tempo desencadeadas por esses eventos está na Seção 5.1. A avaliação do modelo Eta para averiguar o grau de confiança na interpretação dos resultados das simulações, e a comparação com os dados do CFSR para destacar as similaridades entre ambas fontes de dados, estão na Seção 5.2. As características sinóticas e de mesoescala dos eventos são encontrados na Seção 5.3. E, por fim, os processos físicos que descrevem a modificação da frente pela orografia são investigados na Seção 5.4.

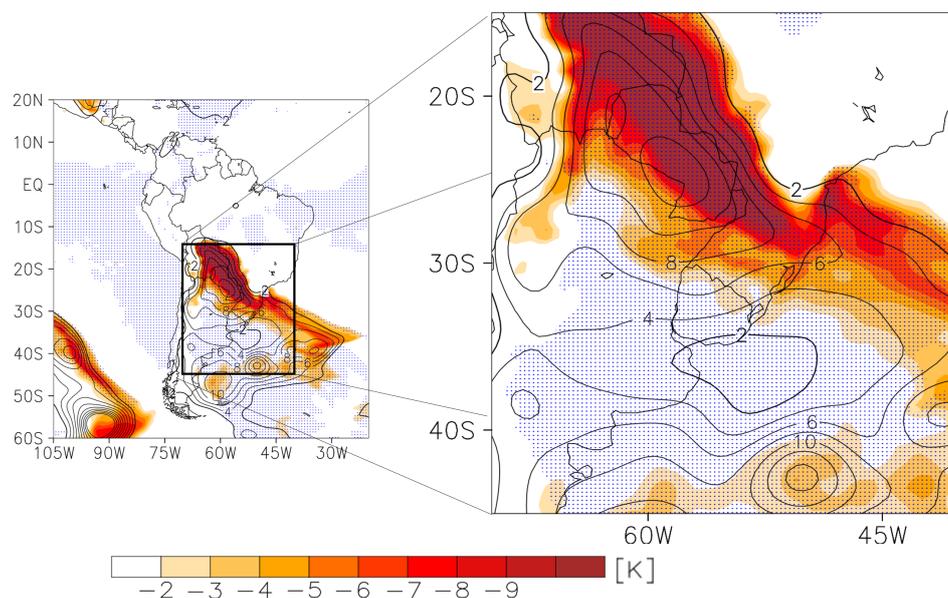
5.1 Descrição dos eventos frontais

O primeiro evento ocorreu entre os dias 07 e 11 de maio de 2007, com altos acumulados pluviométricos e queda de temperatura nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro, Minas Gerais, Bahia, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Acre e Rondônia. Com base nessas características, esse evento frontal foi denominado **FF-Friagem**.

A sobreposição das condições do critério usado para identificar uma frente fria está na Figura 5.1. A FF-Friagem satisfaz o critério de identificação frontal e pode ser considerada como uma frente do grupo ANSP, que se deslocou próximo à Cordilheira dos Andes e próximo ao PB.

O segundo caso de frente fria esteve associado a ocorrência de neve no dia 23 de maio de 2007, no Sul do Brasil. Os estados mais afetados com a passagem da frente fria foram: Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso e Bahia. Com base na divisão das frentes frias em grupos, essa frente pertence ao grupo AN, identificada próximo aos Andes (Figura 5.2). Esse evento frontal foi nomeado como **FF-Neve**.

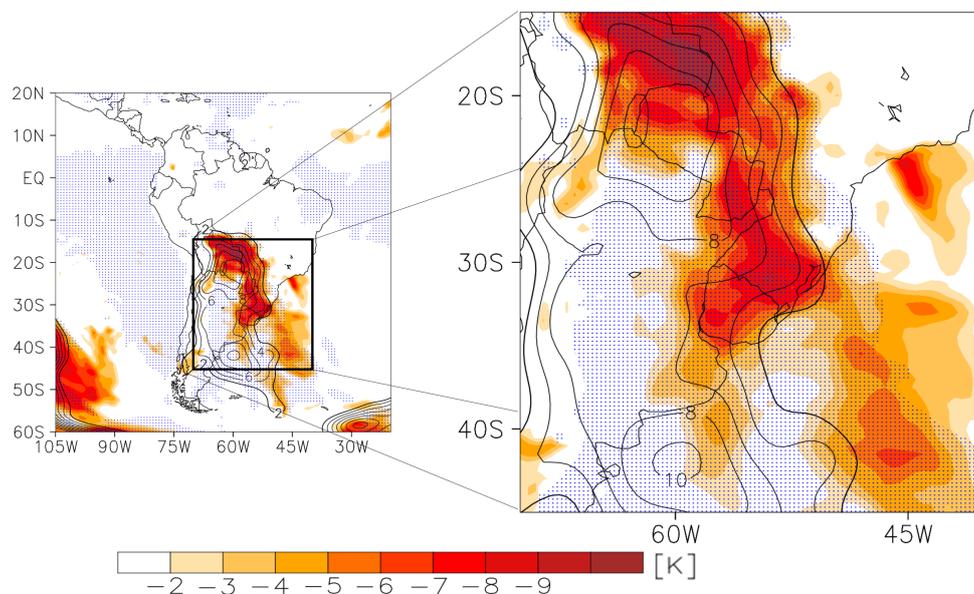
Figura 5.1 - Sobreposição das três condições do critério para o dia 08 de maio de 2007.



Tendência em 24 horas de temperatura em 925 hPa (K dia^{-1} , sombreado) e da PNMM (hPa dia^{-1} , linhas contínuas), vento meridional maior que 2 m s^{-1} em 925 hPa (pontilhado azul) às 12 UTC do dia0.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.2 - Sobreposição das três condições do critério para o dia 23 de maio de 2007.



Tendência em 24 horas de temperatura em 925 hPa (K dia^{-1} , sombreado) e da PNMM (hPa dia^{-1} , linhas contínuas), vento meridional maior que 2 m s^{-1} em 925 hPa (pontilhado azul) às 12 UTC do dia0.

Fonte: Produção do autor.

Para descrever os eventos frontais foram utilizados os dados de reanálises do CFSR e das simulações com o modelo Eta. Na próxima seção é realizada a avaliação do modelo Eta para averiguar o grau de confiança na interpretação dos resultados. Nas discussões que seguem, a simulação do modelo Eta com 8 km de resolução horizontal será referenciado como Eta8km, e a simulação com com 1 km de resolução espacial será referenciada como Eta1km.

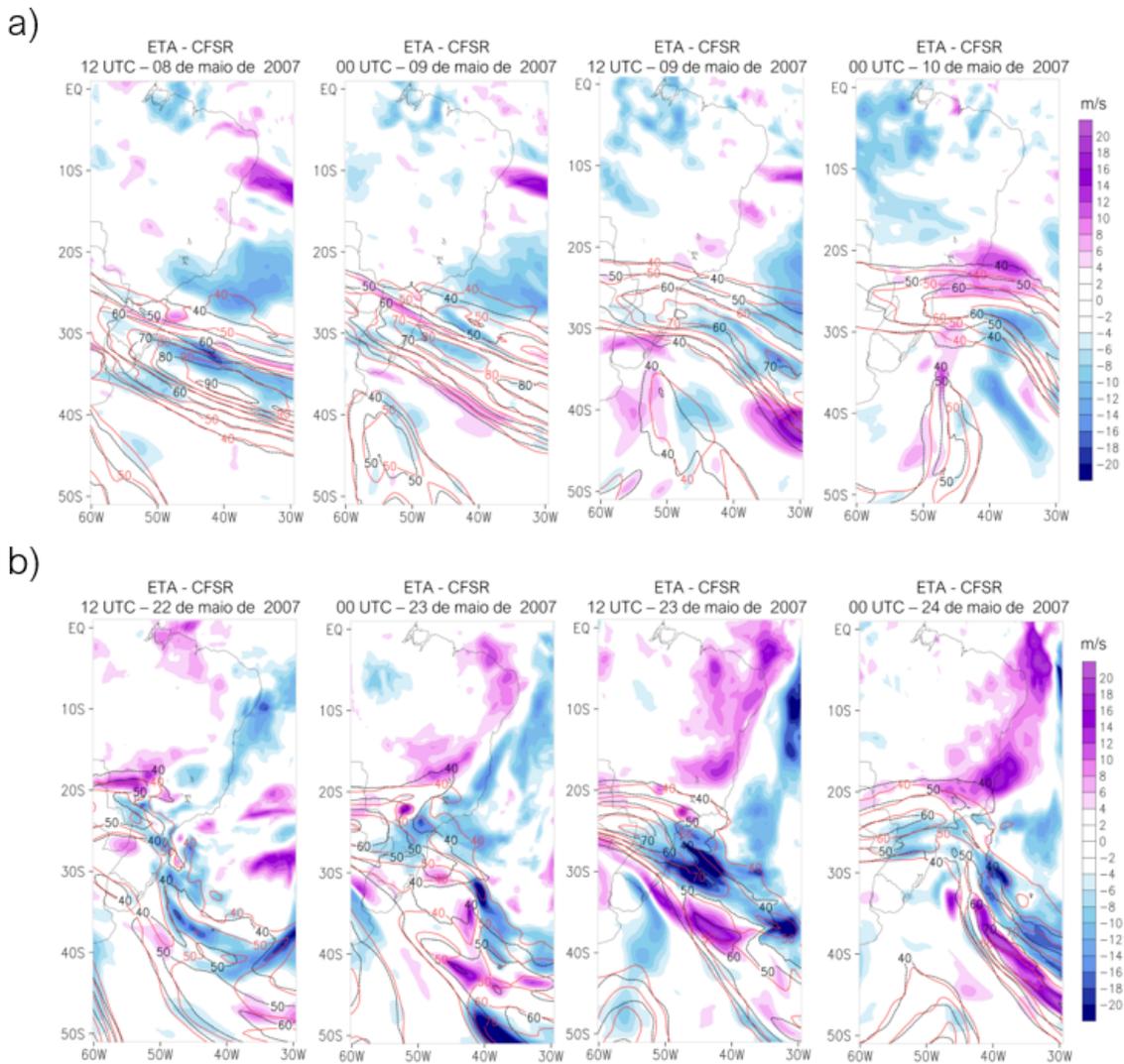
5.2 Avaliação das simulações numéricas

Campos meteorológicos resultantes da simulação Eta8km foram comparados com os dados de reanálise do CFSR interpolados para 8 km, pelo método de interpolação bilinear. Na Figura 5.3 está a diferença da magnitude do vento em 250 hPa do modelo Eta em relação a reanálise, e as isotacas do vento em 250 hPa. Nos dois eventos frontais, a posição da corrente de jato simulada pelo modelo Eta está em acordo com o observado nos dados de reanálise. Entretanto, o núcleo de máxima velocidade do vento tende a ser mais intenso na reanálise, conforme mostram os valores negativos da diferença de velocidade do vento co-localizado com o máximo na corrente de jato. Quando a corrente de jato atua sobre a região Sudeste do Brasil, nota-se valores de diferença de magnitudes positivas. Isto significa que o jato se desloca mais para o norte nas simulações Eta8km.

Através do campo de altura geopotencial em 500 hPa (Figura 5.4) são comparadas as intensidades dos cavados e cristas entre a simulação e a reanálise. As maiores diferenças são observadas no caso de FF-Friagem (Figura 5.4a) com maior amplitude do cavado na simulação Eta8km, justamente no dia em que o sistema se desloca pelo PB na região Sudeste do Brasil. No caso FF-Neve (Figura 5.4b) o cavado está ligeiramente deslocado para oeste na simulação.

A intensidade e a posição do centro de baixa pressão e do anticiclone transiente pós-frontal, podem ser vistos na Figura 5.5. Algumas diferenças são notadas quanto a posição do centro de baixa pressão. No evento FF-Friagem (Figura 5.5a), a posição do centro de baixa pressão e as isóbaras estão deslocadas para oeste quando comparado a posição encontrada nas reanálises do CFSR, principalmente nos dias 9 e 10 de maio (tons de azul na figura). Isso significa um atraso no deslocamento do sistema frontal para leste. No segundo evento, o modelo Eta adiantou ligeiramente o sistema (tons amarelos nas Figuras 5.5b,c). Entretanto, tais diferenças são sutis e não alteram a representação da frente fria pelo modelo Eta.

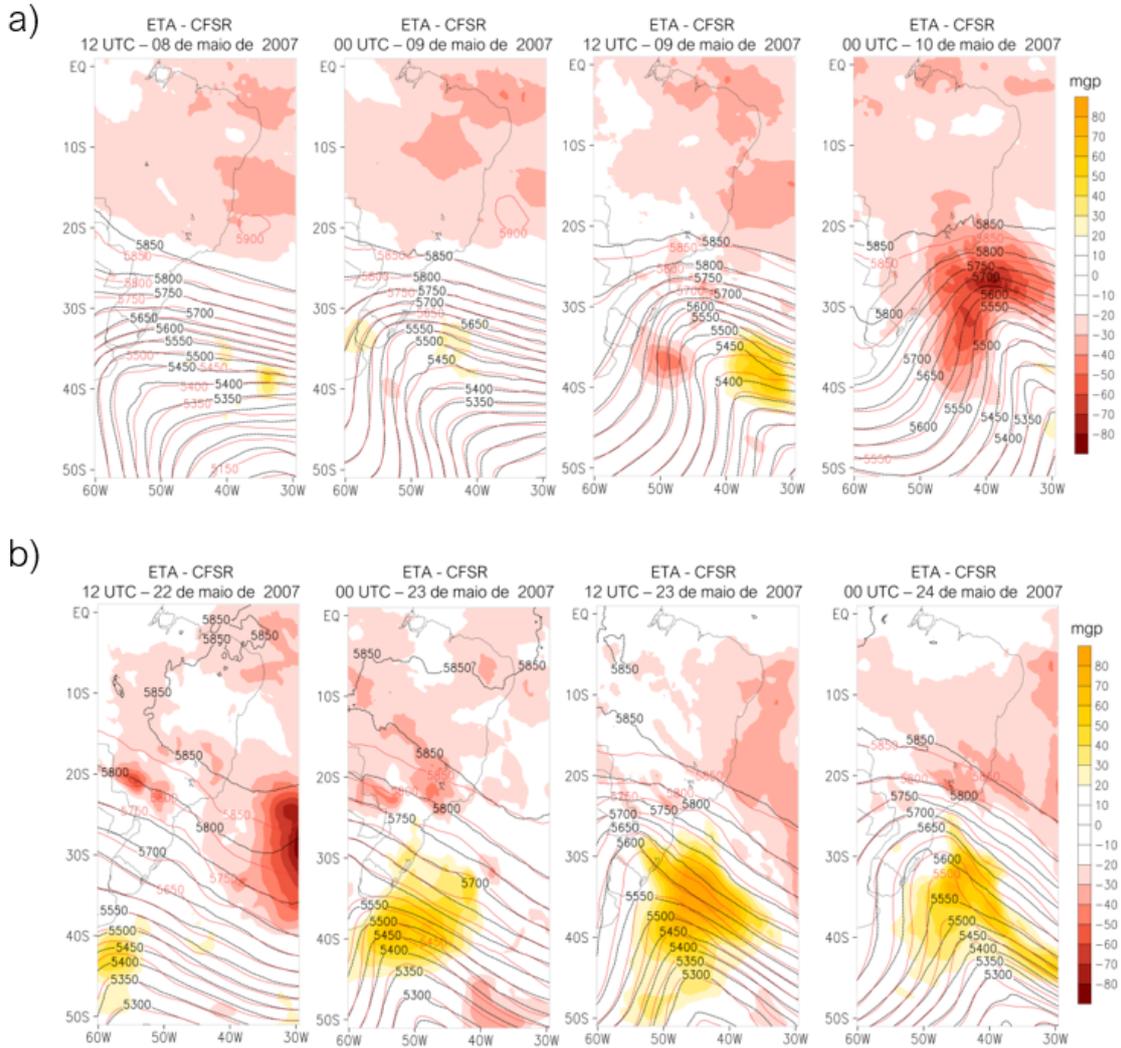
Figura 5.3 - Comparação entre os campos espaciais dos dados de reanálise do CSFR e a simulação Eta8km.



a) FF-Friagem; b) FF-Neve. As linhas contínuas vermelhas representam as isotacas (m s^{-1}) em 250 hPa do CFSR e as linhas pretas da simulação do modelo Eta. Em sombreado está a diferença da magnitude do vento entre a simulação e a reanálise do CFSR, sendo as diferenças positivas (negativas) do vento representadas em tons da cor lilás (azul).

Fonte: Produção do autor.

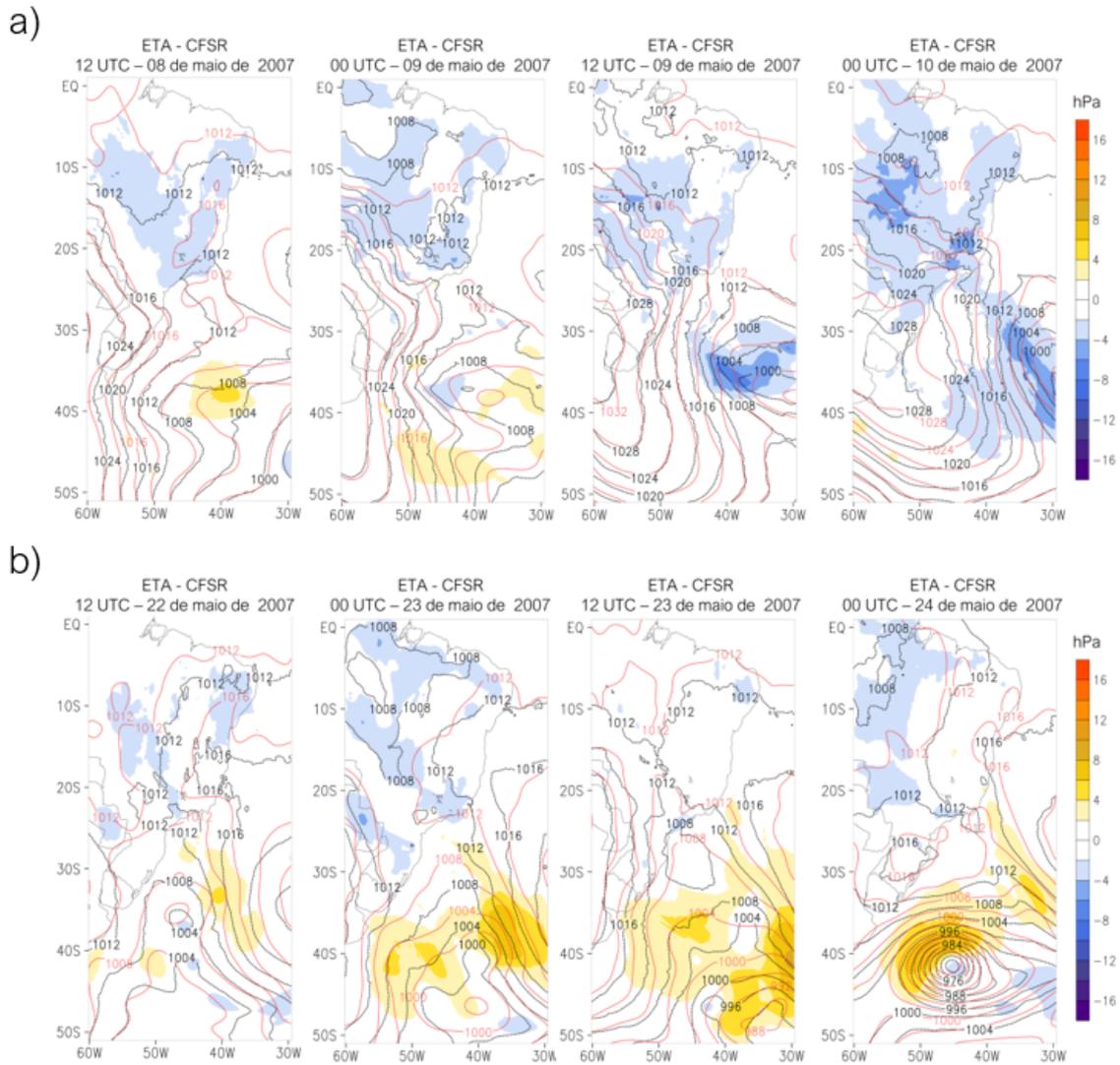
Figura 5.4 - Comparação entre os campos espaciais dos dados de reanálise do CSFR e a simulação Eta8km.



a) FF-Friagem; b) FF-Neve. As linhas contínuas vermelhas representam a altura geopotencial (mgs) em 500 hPa do CSFR e as linhas pretas da simulação do modelo Eta. Em sombreado está a diferença da altura geopotencial entre a simulação e a reanálise do CSFR, sendo as diferenças positivas (negativas) na altura geopotencial representadas em tons da cor amarelo (vermelho).

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.5 - Comparação entre os campos espaciais dos dados de reanálise do CSFR e a simulação Eta8km.



a) FF-Friagem; b) FF-Neve. As linhas contínuas vermelhas representam a PNMM (hPa) do CFSR e as linhas pretas da simulação do modelo Eta. Em sombreado está a diferença da PNMM entre a simulação e a reanálise do CFSR, sendo as diferenças positivas (negativas) na PNMM representadas em tons de amarelo (azul).

Fonte: Produção do autor.

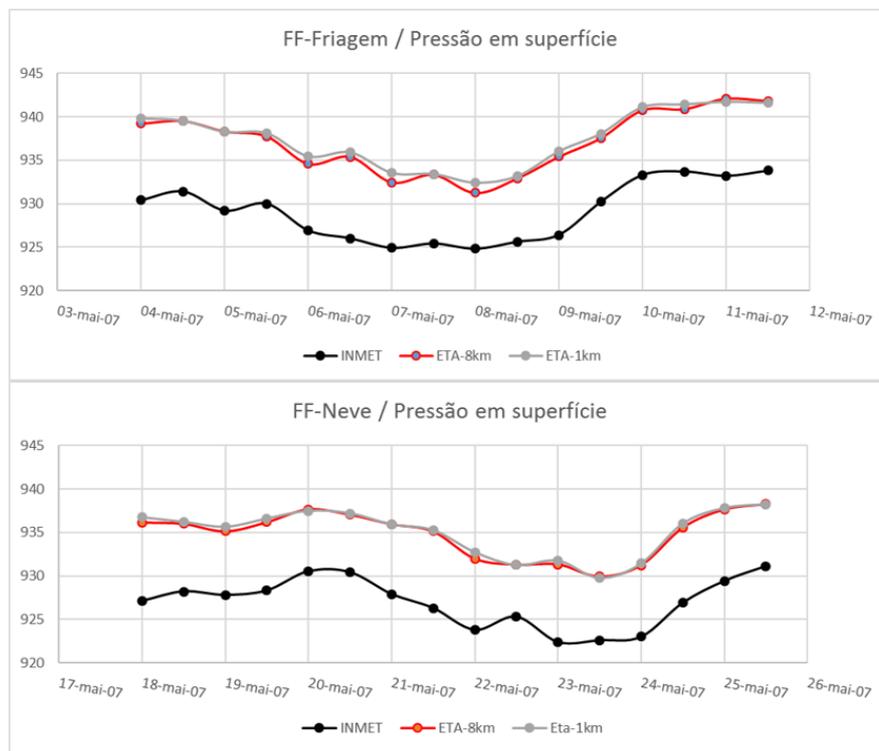
De modo geral, o modelo Eta capturou satisfatoriamente o ambiente sinótico que conduziu aos eventos de frentes frias. As diferenças observadas na magnitude das variáveis meteorológicas eram esperadas devido a resolução e dinâmica do modelo.

Informações em superfície extraídas no ponto de grade 23.5°S e 46.61°W (ponto localizado na cidade de São Paulo) das simulações com o modelo Eta, são comparadas com os dados do BDMEP/INMET coletados em uma estação de superfície localizada no mesmo ponto de grade.

As simulações com o modelo (Eta8km e Eta1km) para os dois eventos frontais, superestimou o valor da pressão em superfície naquele ponto de grade (Figura 5.6), apresentando um grande BIAS entre os dados observados e o dado simulado pelo modelo Eta (Tabela 5.2). Apesar disso, ambas simulações representaram satisfatoriamente o comportamento observado da variável, com valores de correlação superior a 0,9 (Tabela 5.2).

Na Figura 5.7 está a evolução temporal da temperatura do ar em 2 metros, para as simulações Eta8km e Eta1km e dados do BDMEP/INMET. Entre os eventos analisados, o campo de temperatura em 2 metros foi melhor representado no evento FF-Friagem e na simulação Eta8km.

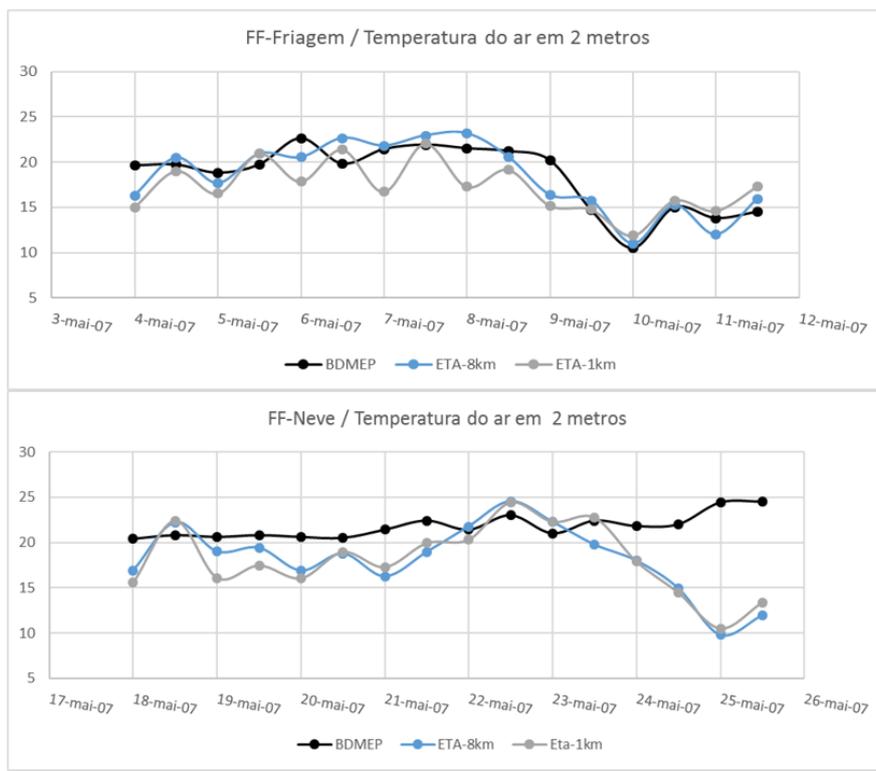
Figura 5.6 - Comparação entre a observação e a simulação da pressão em superfície.



Pressão em superfície (hPa) extraída no ponto de grade 23.5°S e 46.61°W, da simulação do modelo Eta e dos dados do INMET coletadas na estação meteorológica localizada sobre o mesmo ponto de grade.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.7 - Comparação entre a observação e a simulação da temperatura em 2 metros.



Temperatura em 2 metros ($^{\circ}\text{C}$) extraída no ponto de grade 23.5°S e 46.61°W , da simulação do modelo Eta e dos dados do INMET coletadas na estação meteorológica localizada sobre o mesmo ponto de grade.

Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.1 - Correlação (%) e BIAS ($^{\circ}\text{C}$) da temperatura do ar em 2 metros entre as simulações Eta8km e Eta1km, e os dados do INMET.

	FF-Friagem	FF-Neve
Correlação (%) com os dados observados (INMET)		
Eta8km	0,88	-0,50
Eta1km	0,66	-0,30
BIAS ($^{\circ}\text{C}$)		
Eta8km	-0,10	-3,55
Eta1km	-1,22	-3,66

Tabela 5.2 - Correlação (%) e BIAS (hPa) da pressão em superfície entre as simulações Eta8km e Eta1km, e os dados do INMET.

	FF-Friagem	FF-Neve
Correlação (%) com os dados observados (INMET)		
Eta8km	0,97	0,95
Eta1km	0,98	0,93
BIAS (hPa)		
Eta8km	8,00	7,85
Eta1km	8,40	8,07

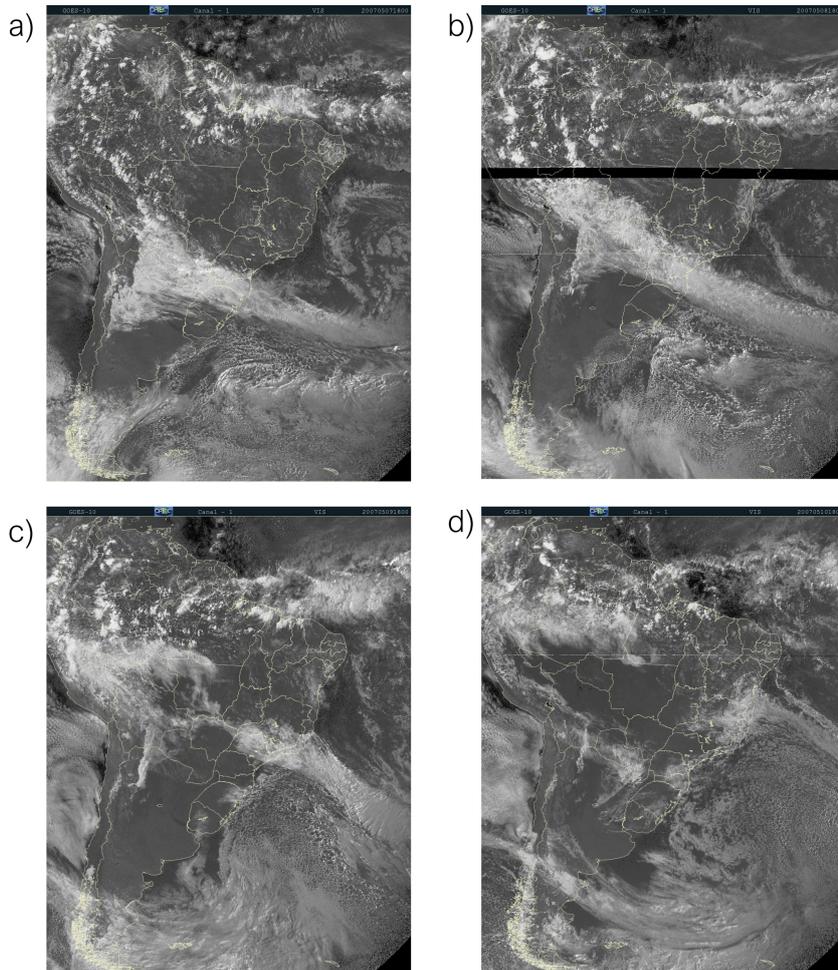
Há uma diferença de destreza entre a simulação Eta1km e a simulação Eta8km. A versão do modelo Eta com 1 km de resolução horizontal utilizada nesta tese, ainda precisa de alguns ajustes e por isso difere mais dos dados observados nas estações em superfície. No entanto, comparando os resultados da simulação Eta1km com os dados do CFSR (não mostrado), nota-se que os campos de vento e temperatura em 925 e 850 hPa estão coerentes e devido a resolução, são uma boa opção para detalhar o que ocorre próximo (e sobre) o PB.

5.3 Análise sinótica e de mesosescala dos eventos frontais

5.3.1 Evento FF-Friagem: 07 – 11 de maio de 2007

A primeira frente fria atingiu a região Sudeste do Brasil no dia 09 de maio de 2007. As imagens de satélite às 18 UTC, entre os dias 07 e 10 de maio (Figura 5.8), mostram o deslocamento da frente pela AS. Ao chegar na região Sudeste (Figura 5.8c), a nebulosidade associada a frente fria se desorganiza e o deslocamento da nebulosidade em direção ao nordeste ocorre, preferencialmente, pelo litoral. No dia 10 de maio de 2007 identifica-se a banda de nebulosidade associada a frente no sul da região Nordeste do Brasil.

Figura 5.8 - Imagens de satélite às 18 UTC, do dia 07 ao dia 10 de maio de 2007.

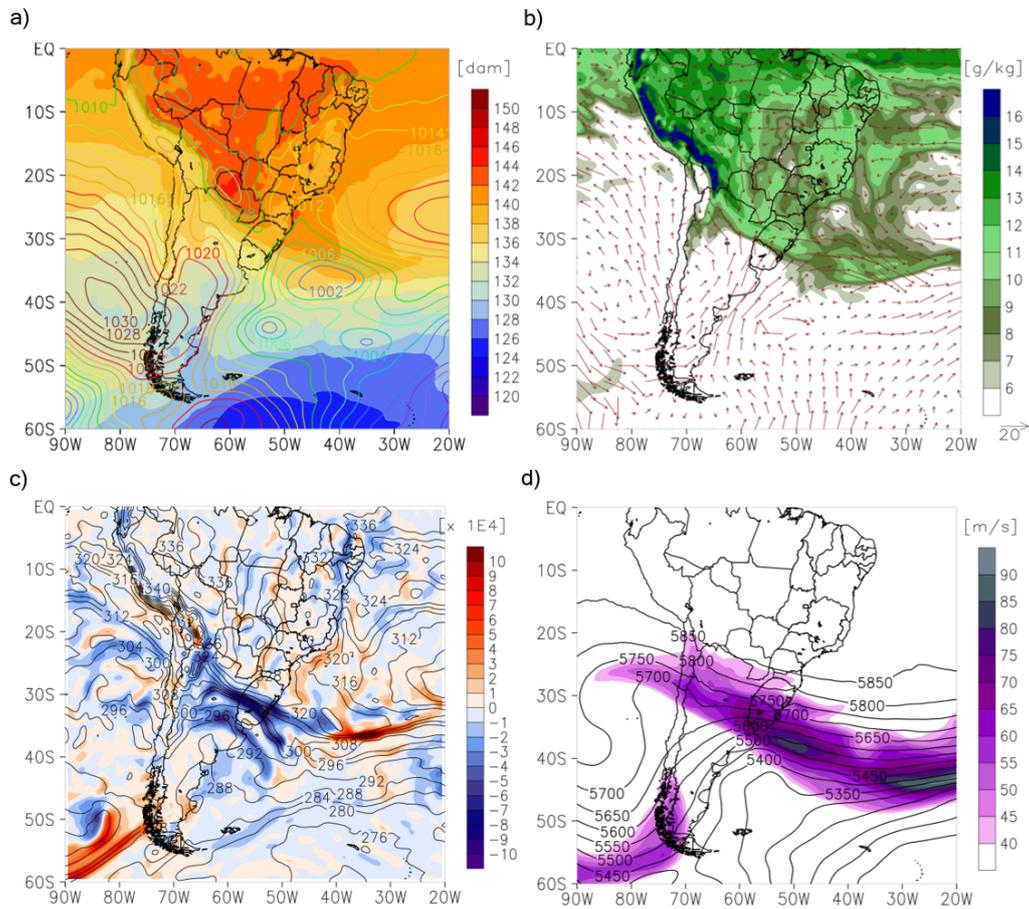


Imagens de satélite do canal visível às 18 UTC, com a evolução do evento FF-Friagem.

Fonte: DSA/INPE

Às 00 UTC do dia 07 de maio de 2007, identifica-se uma área de baixa pressão sobre o Sul do Brasil (Figura 5.9a). Ao mesmo tempo, um intenso anticiclone transiente na retaguarda da frente fria, adentra o continente entre as latitudes de 50°S e 40°S , onde a altura da Cordilheira dos Andes é mais baixa. Sobre a área de baixa pressão, há disponibilidade de umidade específica em 850 hPa (cerca de 9 g kg^{-1}), com forte variação de quantidade de umidade entre a massa de ar frio e seco que está na retaguarda da frente, e a massa de ar quente e úmida no interior do continente (Figura 5.9b). A variação de espessura 850/1000 (Figura 5.9a) coincide com a localização do máximo de advecção de θ_e (fria e quente) e da grande concentração de isotermas de θ_e (Figura 5.9c).

Figura 5.9 - Situação sinótica às 00 UTC do dia 07 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.

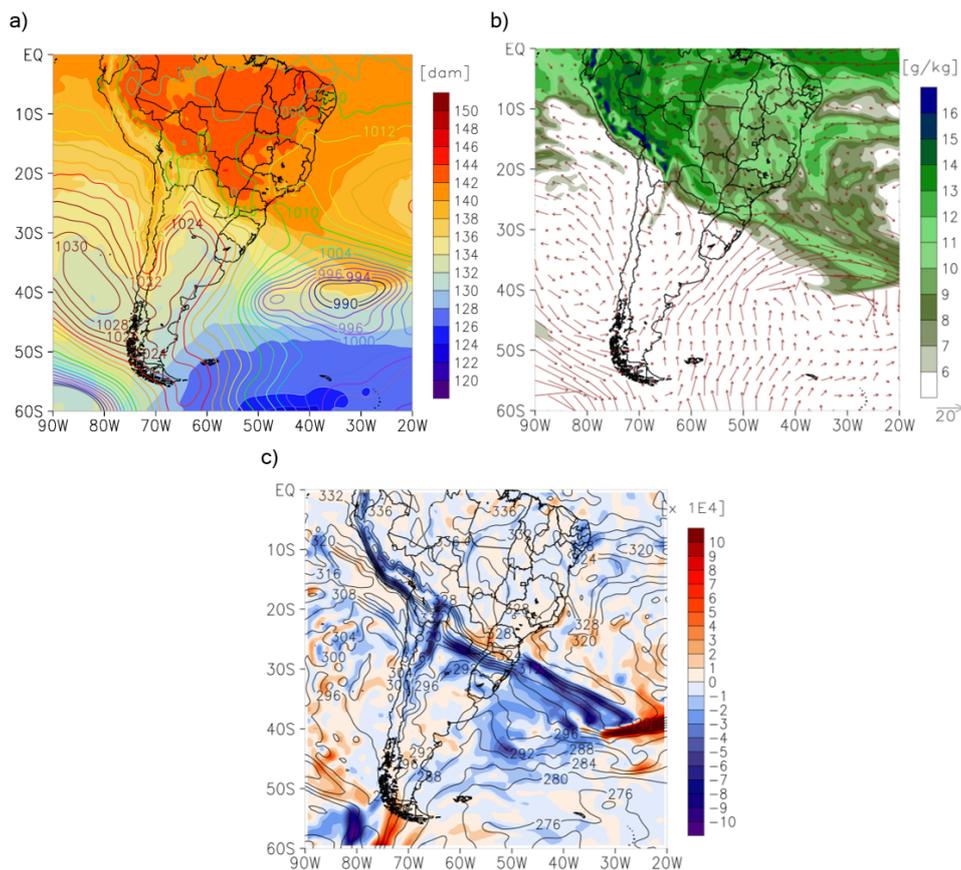


Campos sinóticos de a) espessura 850/1000 hPa ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e PNMM (hPa, linhas), b) umidade específica (g kg^{-1} , sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}), c) θ_e (K, linhas) e advecção de θ_e em 850 hPa ($\times 10^{-4}$ K s^{-1} , sombreado), d) isotacas em 250 hPa (m s^{-1} , sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (mgp, linhas).
 Fonte: Produção do autor.

No mesmo horário, a Figura 5.9d mostra a análise em 500 hPa e 250 hPa, através dos campos de altura geopotencial e da isotaca da magnitude do vento, respectivamente. Em médios níveis destaca-se o cavado na altura geopotencial, a oeste da Cordilheira dos Andes e sobre a Argentina, associado a frente fria sobre o continente Sul-Americano. No lado leste do cavado, na região com acentuado movimento vertical, identifica-se o núcleo da corrente de jato em 250 hPa. Tanto o cavado em 500 hPa, como o núcleo de máxima velocidade do vento em 250 hPa, estão posicionados ao sul da região de máximo gradiente de θ_e , o que confirma a baroclinia do sistema.

No decorrer do dia 07 de maio de 2007, a frente fria se desloca pela AS e o anticlone pós-frontal, já atuando sobre o continente, se desloca rapidamente em direção a região Norte do Brasil. O primeiro sinal do efeito orográfico na frente fria pode ser notado às 18 UTC do dia 07 de maio de 2007, quando a superfície frontal, marcada pelo intenso gradiente das isotermas e pela advecção negativa de θ_e em 850 hPa, mostra uma descontinuidade na região Sul do Brasil (Figura 5.10). Isto é, há uma diferença no deslocamento das isentrópicas de θ_e entre o continente e o oceano, se deslocando mais rápido sobre o oceano (Figura 5.10c) do que sobre o continente. Essa descontinuidade ocorre, também, nos campos de umidade específica (Figura 5.10b) e espessura 850/1000 (Figura 5.10a). Portanto, já na região Sul do Brasil, a Serra Geral pode ser o primeiro obstáculo no deslocamento da frente fria.

Figura 5.10 - Situação sinótica às 18 UTC do dia 07 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.

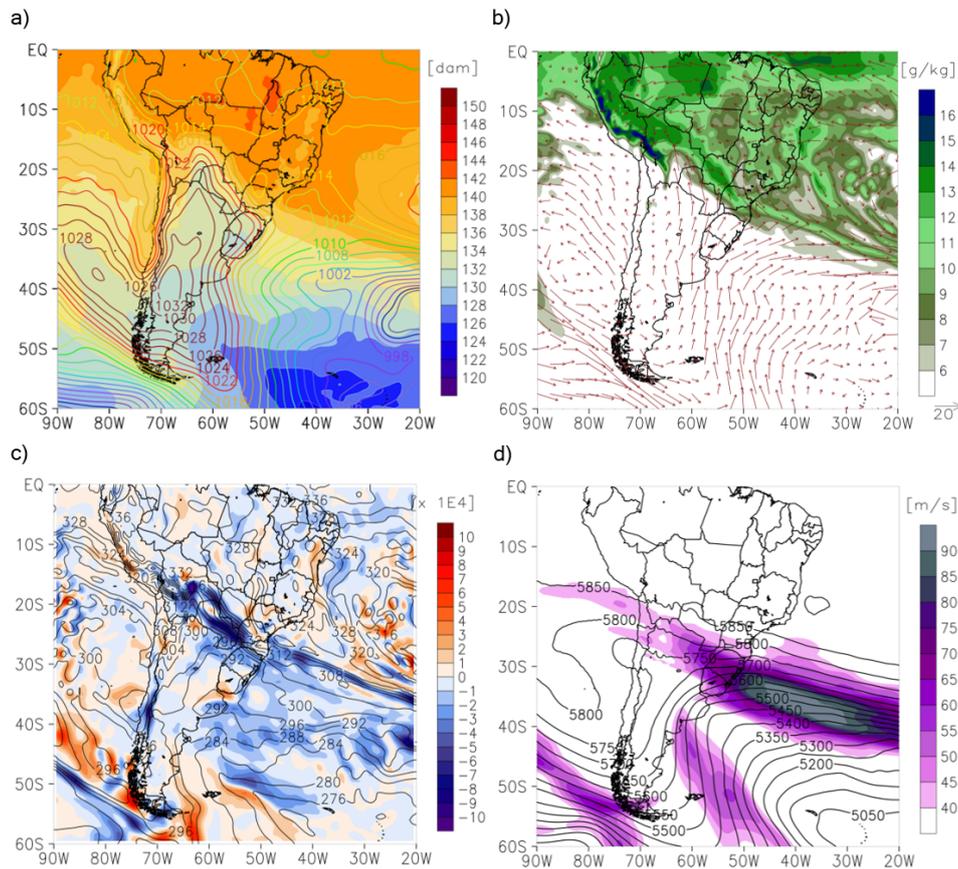


Campos sinóticos de a) espessura 850/1000 hPa ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e PNMM (hPa, linhas), b) umidade específica (g kg^{-1} , sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}), c) θ_e (K, linhas) e advecção de θ_e em 850 hPa ($\times 10^{-4}$ K s⁻¹, sombreado).

Fonte: Produção do autor.

Além da orografia um mecanismo que pode causar esse efeito nas isentrópicas é a diferença na rugosidade entre a superfície oceânica e a continental, favorecendo um deslocamento mais rápido das frentes frias sobre o oceano quando comparado ao interior do continente (PHYSICK, 1988). No decorrer do dia 08 de maio de 2007, ainda é possível notar um comportamento diferente das isotermas de θ_e no litoral do Brasil, principalmente às 12 UTC (Figura 5.11c). Sobre o continente, no setor norte do Rio Grande do Sul, as isotermas de θ_e estão no mesmo local desde o dia anterior, logo, descarta-se que o efeito observado às 18 UTC do dia 07 de maio de 2007 seja apenas um efeito gerado pela diferença de rugosidade, já que a frente pouco avançou desde o dia anterior, mesmo sobre áreas oceânicas.

Figura 5.11 - Situação sinótica às 12 UTC do dia 08 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.



Campos sinóticos de a) espessura 850/1000 hPa ($\times 10^1$ m g p, sombreado) e PNMM (hPa, linhas), b) umidade específica (g kg^{-1} , sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}), c) θ_e (K, linhas) e advecção de θ_e em 850 hPa ($\times 10^{-4}$ K s^{-1} , sombreado), d) isotacas em 250 hPa (m s^{-1} , sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (m g p, linhas).

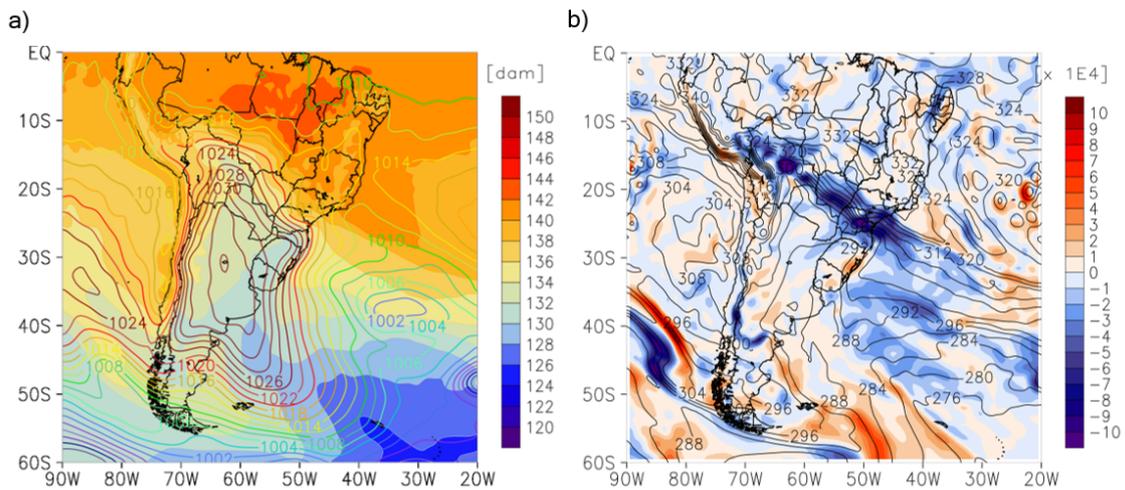
Fonte: Produção do autor.

Nos campos de PNMM (Figura 5.11a) e de advecção térmica (Figura 5.11c), destaca-se o rápido deslocamento da massa de ar frio em direção ao norte, entre os Andes e o PB, em resposta ao efeito de canalização do ar frio discutido em Seluchi et al. (2006). A orientação noroeste-sudeste do eixo do cavado e da crista em médios níveis, produz um forte fluxo meridional sobre o Sul da AS, com fortes ventos desde o extremo sul do continente até aproximadamente 20°S. Essa configuração gera um rápido deslocamento da frente fria em direção a região Norte do Brasil (GARREAUD, 1999). A partir de 20°S de latitude, os ventos mudam a direção e o deslocamento ocorre para leste, dentro da zona confluyente na região de entrada do jato nos subtrópicos da AS.

No dia 09 de maio de 2007, a frente fria está na região Sudeste do Brasil e às 06 UTC desse dia, um intenso gradiente de θ_e é identificado sobre os estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul (Figura 5.12b). O anticiclone pós-frontal sobre o centro-sul da AS, com núcleo de 1034 hPa (Figura 5.12a), originou uma intensa incursão fria no continente Sul-Americano. Às 12 UTC do dia 09 de maio de 2007 (Figura não mostrada), uma crista de PNMM se desloca pela faixa leste de São Paulo, com acentuada advecção térmica negativa e forte gradiente de θ_e . No interior do continente a intensidade da advecção fria diminui.

Às 18 UTC do dia 09 de maio de 2007 (Figura 5.13), o efeito observado na advecção fria e no gradiente de θ_e sobre a região Sudeste, se intensifica e se orienta de sudoeste para nordeste ao longo da faixa leste de São Paulo, acompanhando a orientação do PB nesta região. Enquanto sobre o oceano, a orientação do gradiente de θ_e e da advecção fria é de noroeste para sudeste. Ou seja, a orientação do gradiente de θ_e é completamente inversa entre o oceano e o continente, sendo que sobre o continente, a orientação segue a orientação da orografia local. Essa característica está relacionada a crista de PNMM que se propaga pela faixa leste de São Paulo mais rápido que pelo interior do continente. Tal configuração modifica as isotermas de θ_e em 850 hPa, acima da altura média do terreno na região, gerando uma orientação de θ_e em 850 hPa paralela a orografia.

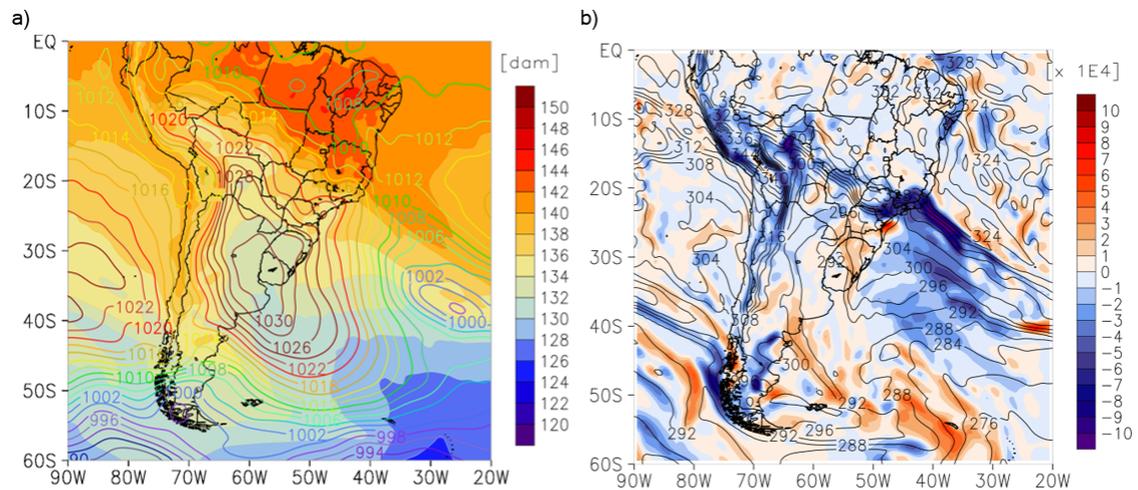
Figura 5.12 - Situação sinótica às 06 UTC do dia 09 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.



Campos sinóticos de a) espessura 850/1000 hPa ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e PNMM (hPa, linhas) e b) θ_e (K, linhas) e advecção de θ_e em 850 hPa ($\times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, sombreado).

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.13 - Situação sinótica às 18 UTC do dia 09 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.



Campos sinóticos de a) espessura 850/1000 hPa ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e PNMM (hPa, linhas), b) θ_e (K, linhas) e advecção de θ_e em 850 hPa ($\times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, sombreado).

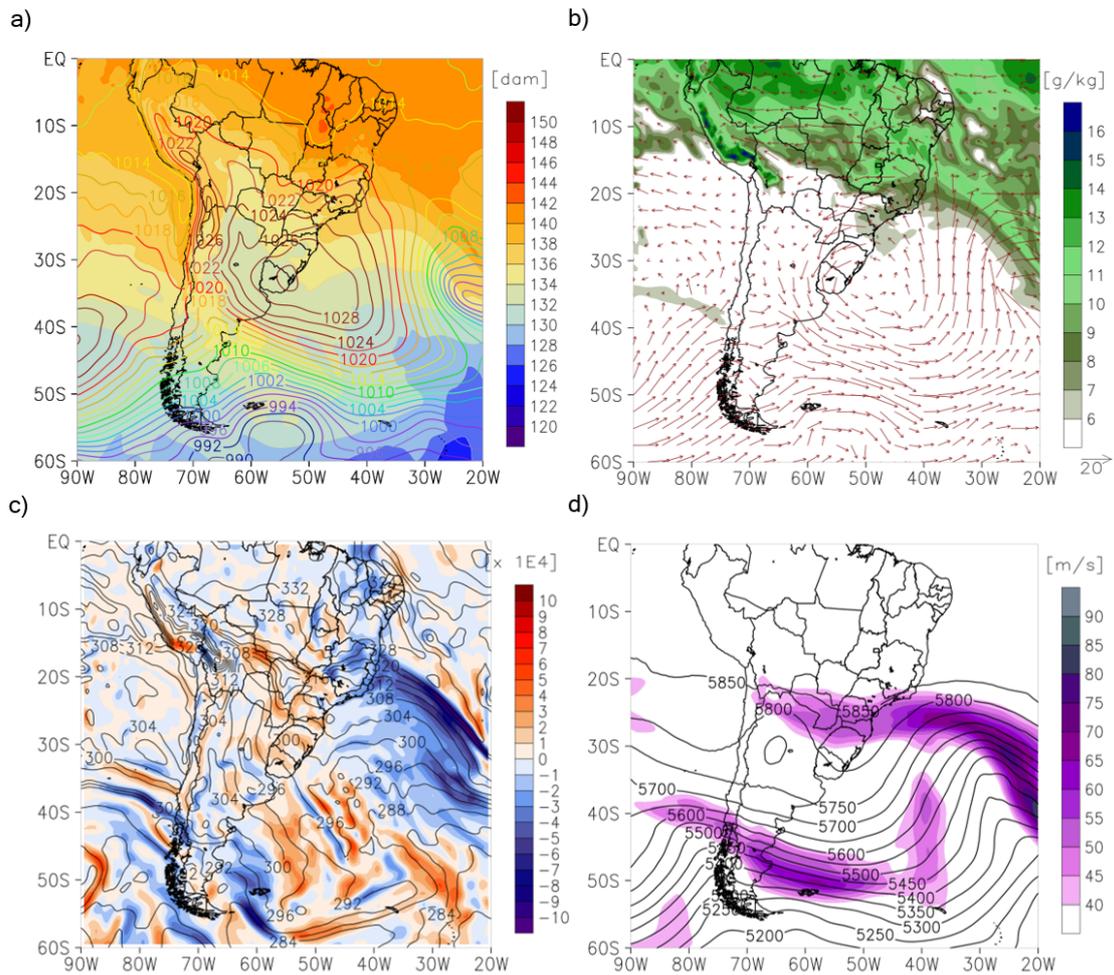
Fonte: Produção do autor.

Às 00 UTC do dia 10 de maio de 2007 (Figura não mostrada), as isentrópicas de θ_e avançam pelo interior de Minas Gerais, mas mantém a orientação ao longo da costa da região Sudeste. Doze horas mais tarde, às 12 UTC do dia 10 de maio de 2007, a frente fria pode ser identificada no sul da Bahia (Figura 5.14). Neste horário, o anticiclone pós-frontal se desloca pelo interior da AS, condição que favorece a manutenção do contraste de temperatura e de umidade entre as diferentes massas de ar (OLIVEIRA, 1986).

Entretanto, nota-se que borda norte do anticlone transiente se desorganiza e adquire a forma de cavado invertido (Figura 5.14a). Amorim Neto et al. (2015) já haviam observado a presença do cavado invertido próximo a região Sudeste do Brasil, no lado norte da célula de alta pressão do campo médio de altura geopotencial em 925 hPa. Esse comportamento do anticiclone migratório se deve ao bloqueio do ar mais frio em regiões onde a orografia é alta.

Quanto ao gradiente de θ_e (Figura 5.14c), em latitudes mais baixas ainda se observa a presença do gradiente, mas o cavado na altura geopotencial em 500 hPa e a corrente de jato em 250 hPa (Figura 5.14d) já estão afastados do continente, sobre o Oceano Atlântico.

Figura 5.14 - Situação sinótica às 12 UTC do dia 10 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.



Campos sinóticos de a) espessura 850/1000 hPa ($\times 10^1$ m, sombreado) e PNMM (hPa, linhas), b) umidade específica (g kg^{-1} , sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}), c) θ_e (K, linhas) e advecção de θ_e em 850 hPa ($\times 10^{-4}$ K s^{-1} , sombreado), d) isotacas em 250 hPa (m s^{-1} , sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (m, linhas).

Fonte: Produção do autor.

Nos resultados acima, nota-se a influência da orografia tanto no Sul do Brasil quanto na região Sudeste, resultado que motiva a continuidade das análises utilizando simulações com maior resolução espacial. Assim, na próxima seção são explorados os resultados para as simulações Eta8km e Eta1km.

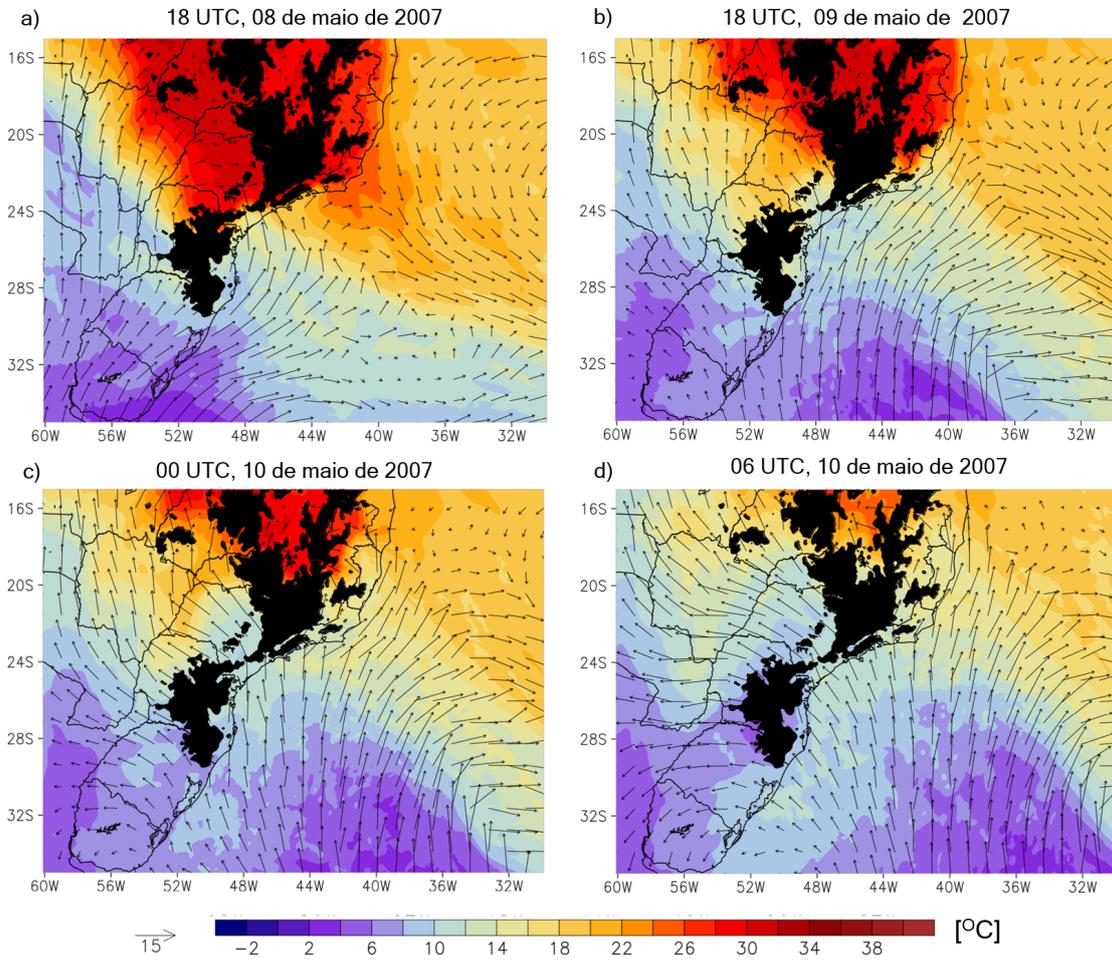
5.3.1.1 Resultados das simulações Eta8km e Eta1km, para o evento FF-Friagem

Nos resultados da simulação Eta8km destaca-se o grande contraste de temperatura do ar, entre as massas de ar do Brasil Central e da região subtropical da AS (Figuras 5.15 e 5.16). O maior contraste ocorre no dia 08 de maio de 2007, antes da frente fria se deslocar pela região Sudeste. Nota-se que no limite entre essas duas massas de ar os ventos mudam de direção e há grande variação na temperatura do ar em 925 hPa (Figura 5.15a), e conseqüentemente da espessura 850/1000 (Figura 5.16a).

A medida que a frente fria se desloca para nordeste, os ventos de sul tornam-se mais intensos (Figura 5.15c,d). No sul do Brasil, o vento na retaguarda da frente, contorna a Serra Geral. Já em São Paulo, em uma região onde a altura da orografia é mais baixa, o ar frio advectado pelo vento se expande pelo interior do continente a partir do litoral (Figura 5.15b). Quando os ventos encontram a barreira orográfica no Sudeste do Brasil, tendem a contorná-la da mesma maneira como no Sul do Brasil (Figuras 5.15c,d). No entanto, a orografia no Sudeste do Brasil é mais larga que aquela na região Sul, o que torna mais lento o escoamento ao redor da barreira. Na região Sudeste, a queda na temperatura do ar ocorre primeiramente ao redor do PB, e no interior do estado de Minas Gerais a queda na temperatura não é tão intensa.

Assim como ocorre com a temperatura, o aumento da PNMM ocorre primeiramente ao redor da orografia (Figura 5.16). Na região mais alta há o acúmulo de isóbaras a barlavento da montanha (Figura 5.16b) e, após o forte acúmulo das isóbaras, pressões mais altas conseguem romper a barreira e se propagar pelo interior de Minas Gerais.

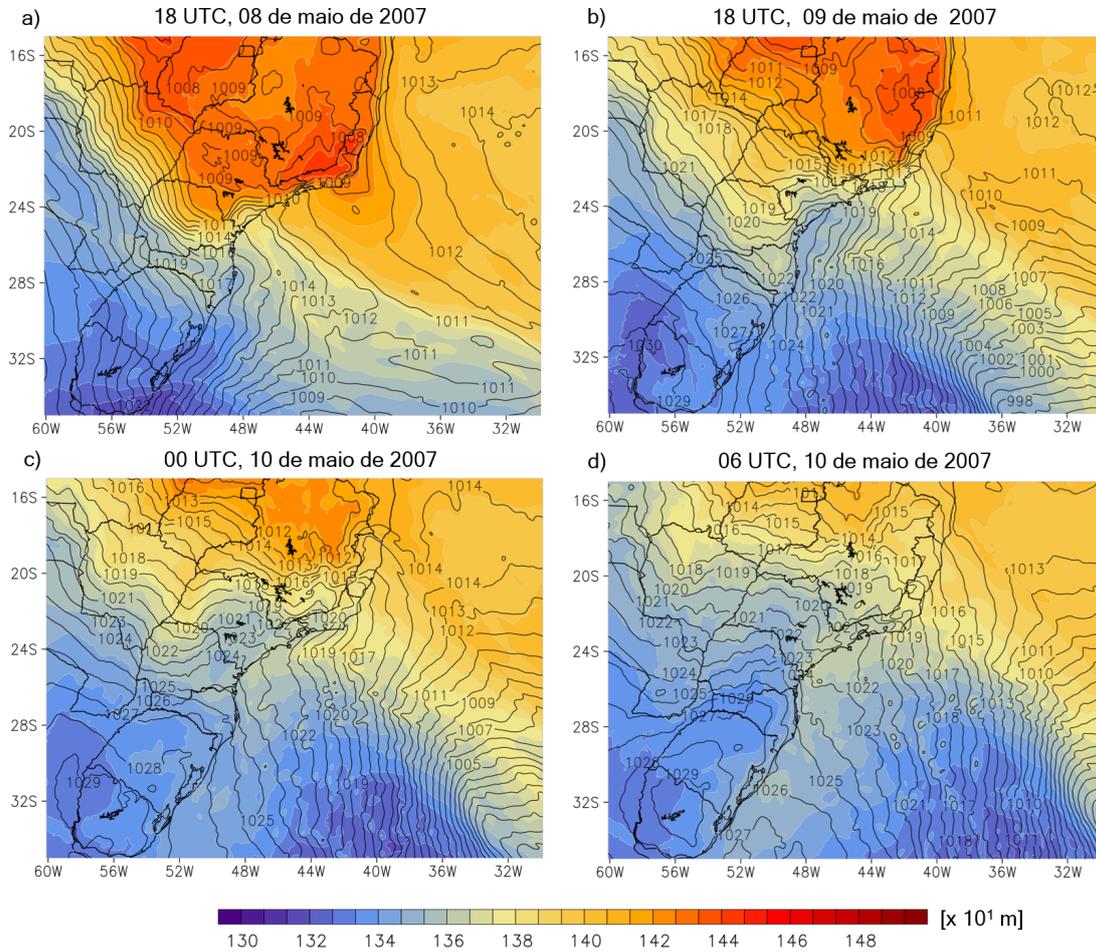
Figura 5.15 - Temperatura do ar e vento no nível de 925 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.



Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$, sombreado colorido) e vento (m s^{-1}) em 925 hPa. O terreno mais alto que 925 hPa está sombreado em preto. O dia e o horário estão indicados na parte superior de cada figura.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.16 - Espessura 850/1000 e PNMM, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.



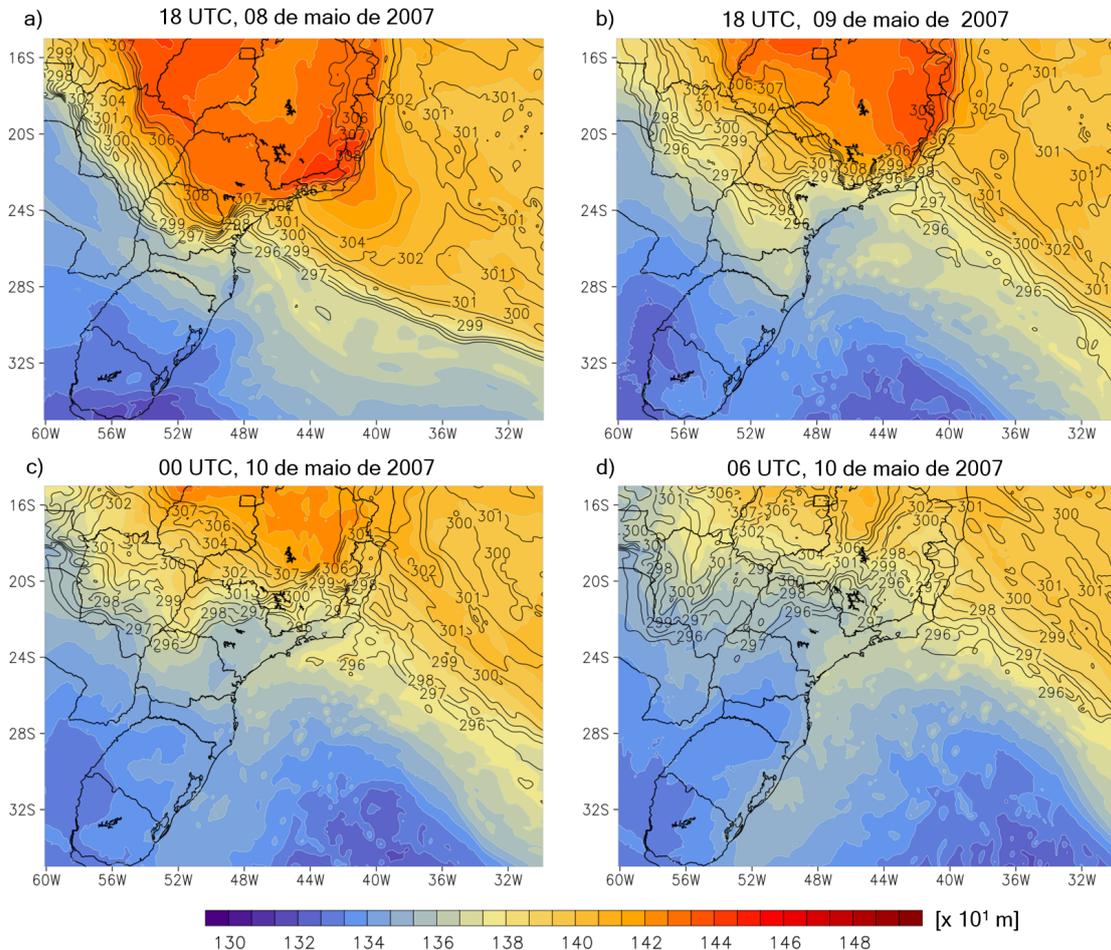
Espessura 850/100 ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e PNMM (hPa, linhas). O dia e o horário estão indicados na parte superior de cada figura.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.17 estão a espessura 850/1000 e a temperatura potencial (θ) no nível de 850 hPa (são mostrados apenas os valores de θ entre 296 K e 308 K). Às 18 UTC dia 08 de maio de 2007 (Figura 5.17a), a zona frontal pode ser identificada pela aproximação das isotermas de θ , sendo que esta variável apresenta, nesse horário, um comportamento diferente sobre o Oceano Atlântico e o interior do continente. A partir desta data, isentrópicos de θ se tornam mais dispersas horizontalmente, exceto quando a frente está na região Sudeste do Brasil, onde há grande aproximação de isentrópicos às 18 UTC do dia 09 de maio de 2007 (Figura 5.17b). Esse padrão também já foi encontrado nos estudos de O'Handley e Bosart (1996) e Schumacher et al. (1996), quando observaram a desaceleração da frente ao se aproximar da

montanha, resultando em um aumento no gradiente de temperatura e de pressão ao redor da barreira orográfica, no lado barlavento.

Figura 5.17 - Espessura 850/1000 e θ em 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.



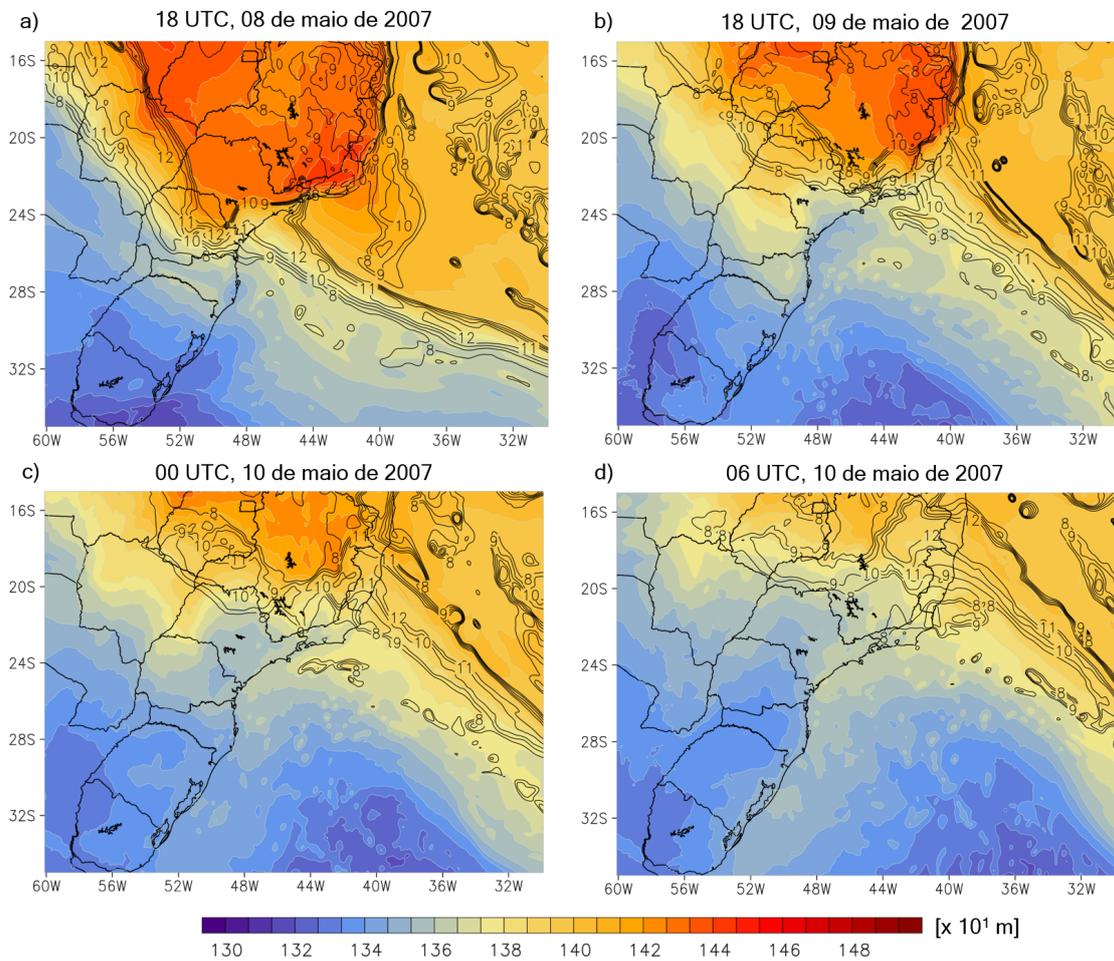
Espessura 850/100 ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e θ em 850 hPa (K, linhas) no intervalo entre 296 e 308 K. O dia e o horário estão indicados na parte superior de cada figura.

Fonte: Produção do autor.

A temperatura do ponto de orvalho (T_d) e a espessura 850/1000 estão na Figura 5.18 (são mostrados apenas valores entre 8 e 12°C da T_d). Quando a frente se desloca pela região Sudeste do Brasil, o acentuado gradiente de T_d no interior do continente diminui consecutivamente. Contudo, em áreas de baixa altitude e próximas a costa leste do Brasil, em uma faixa que inclui o leste de Minas Gerais, sul da Bahia e os estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, a frente fria permanece atuando e deslocando-se em direção ao Nordeste do Brasil. Sobre o continente o deslocamento

é mais lento, mecanismo que favorece a distorção horizontal da zona frontal. Às 18 UTC do dia 10 de maio de 2007 (figura não mostrada), ainda é possível identificar a zona frontal no campo de T_d , posicionada no litoral sul da Bahia, enquanto que no campo de θ a identificação é bastante comprometida. Isso concorda com os resultados que mostram que as frentes frias em latitudes mais baixas geram, principalmente, mudança na precipitação (MOLION; BERNARDO, 2000).

Figura 5.18 - Espessura 850/1000 e T_d em 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.



Espessura 850/100 ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e T_d em 850 hPa ($^{\circ}\text{C}$, linhas) no intervalo entre 8 e 12 $^{\circ}\text{C}$. O dia e o horário estão indicados na parte superior de cada figura.

Fonte: Produção do autor.

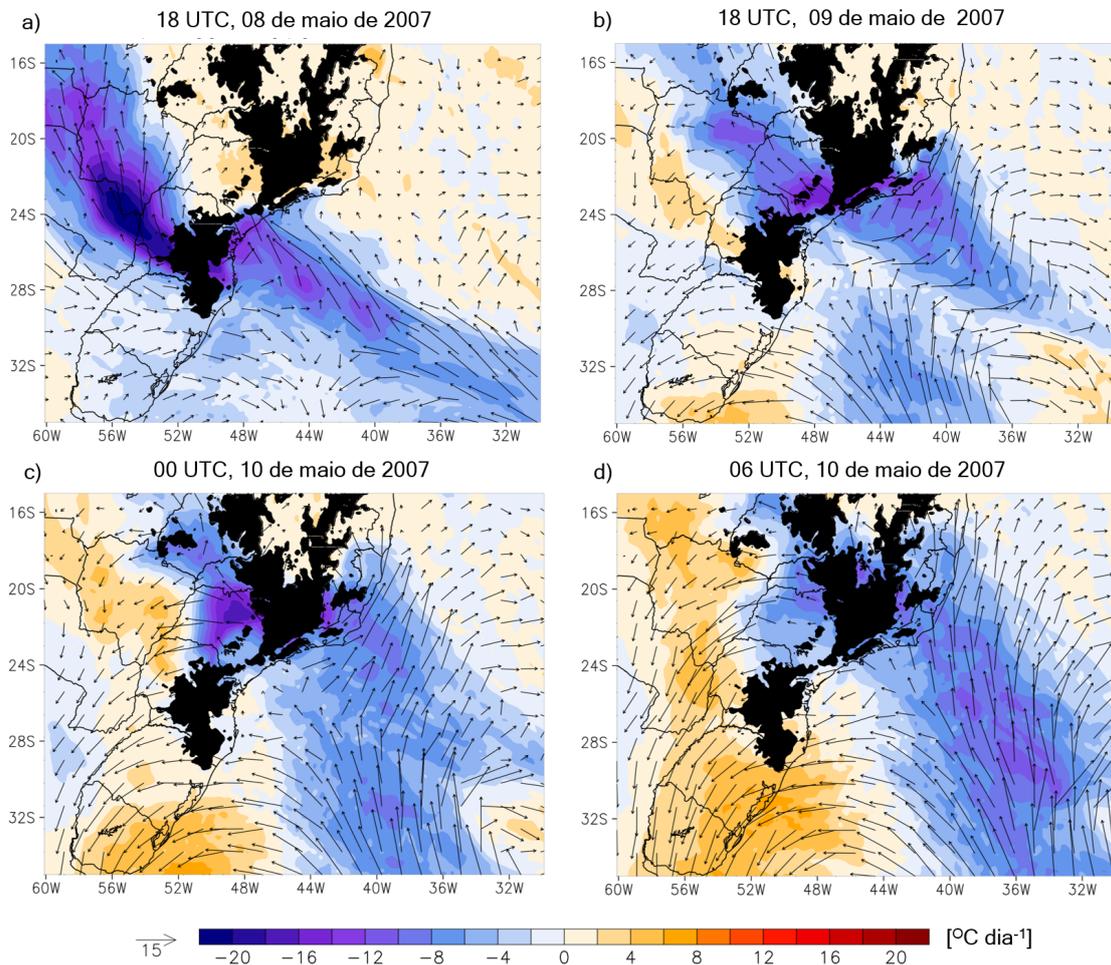
A tendência em 24 horas da temperatura do ar e do vento em 925 hPa, para os mesmo horários das figuras anteriores (Figura 5.19) são obtidas subtraindo o valor

da variável em um determinado dia pelo valor da variável no dia anterior, no mesmo horário (por exemplo, do vento às 12 UTC do dia 0 subtrai-se o vento às 12 UTC do dia-1).

Nota-se acentuada queda na temperatura de um dia para o outro, associado ao deslocamento da frente fria pela AS. Em algumas localidades a queda na temperatura ultrapassou 16°C , como no oeste do Paraná e sul do Mato Grosso do Sul (Figura 5.19a) e interior de São Paulo (Figura 5.19c). Entre os dias 06, 07 e 08 de maio de 2007, a acentuada queda na temperatura contorna as regiões mais altas da Serra Geral no Sul do Brasil acompanhando o campo de vento nesse nível. A massa de ar frio, mais densa, ao se aproximar da barreira orográfica é bloqueada em baixos níveis atmosféricos e não consegue facilmente se elevar pelas encostas e contorna as regiões mais altas, gerando um abaulamento na tendência de temperatura. Às 18 UTC do dia 08 de maio de 2007, a queda na temperatura já é percebida na faixa litorânea de São Paulo e, apenas às 18 UTC do dia 09 de maio de 2007, no interior do estado. Assim como ocorreu no Sul do Brasil, a tendência de queda na temperatura é observada primeiramente ao redor da orografia e o campo de vento apresenta um padrão de “V” nessa região, indicando a advecção do ar frio em torno da barreira orográfica.

A direção do vento indica o sentido de deslocamento da massa de ar frio. No dia 09 de maio de 2007 (Figura 5.19b), o ar frio se propaga por São Paulo, Paraná, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, sul do estado de Goiás, Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo, enquanto que no interior de Minas Gerais não há tendência de queda na temperatura. Apenas a partir de às 06 UTC do dia 10 de maio de 2007 (Figura 5.19d), ocorre a queda na temperatura no interior do estado de Minas Gerais, sendo que às 18 UTC deste dia (figura não mostrada), as tendências de queda na temperatura são observadas principalmente sobre o litoral, condizente com a imagem de satélite nesse horário que mostra a propagação da frente fria por essas áreas.

Figura 5.19 - Tendência em 24 horas da temperatura do ar e do vento em 925 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.



Em sombreado a tendência em 24 horas da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C dia}^{-1}$) e vento ($\text{m s}^{-1} \text{ dia}^{-1}$), ambos em 925 hPa. Para obter o campo de tendência, foi subtraído do valor da variável no dia0 (indicado em cada figura) o valor no dia-1. O terreno mais alto que 925 hPa está sombreado em preto.

Fonte: Produção do autor.

Aumentando a escala horizontal do modelo para 1 km (simulação Eta1km), os campos de temperatura do ar e vento em 925 hPa e 850 hPa, estão nas Figuras 5.20 e 5.21, respectivamente. Analisando a sequência de figuras, nota-se a incursão do ar frio no litoral sul do estado de São Paulo, em uma região onde a orografia não é tão alta. A massa de ar frio contorna as regiões mais altas no litoral, enquanto desloca-se em direção ao interior do estado. No Vale do Paraíba o vento fica confinado entre as duas Serras (Serra do Mar e Serra da Mantiqueira) com rápido escoamento do ar mais frio (Figura 5.20c). Entre São Paulo e Rio de Janeiro, o terreno mais baixo

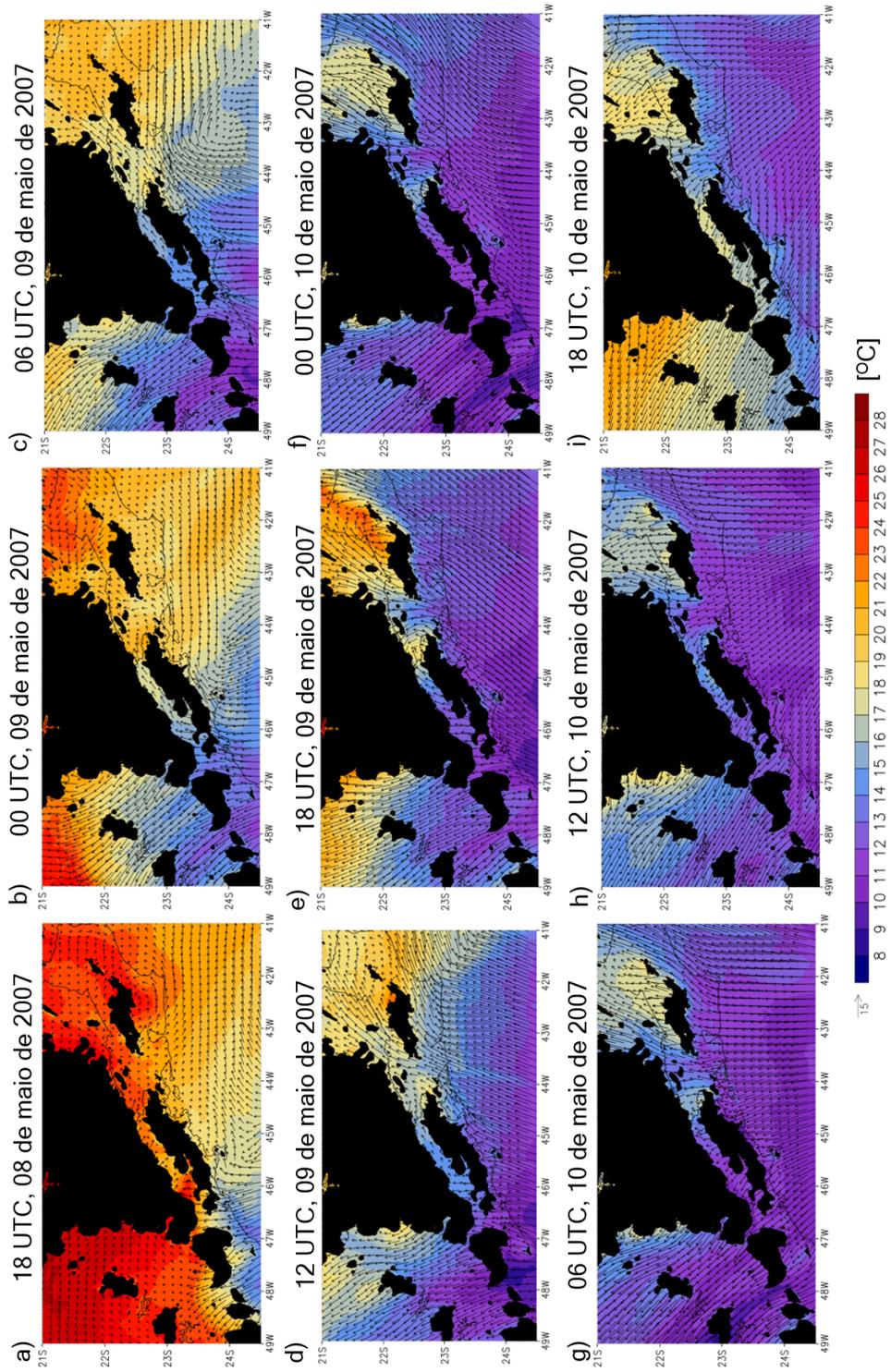
favorece a advecção fria em direção a nordeste impulsionados por ventos mais intensos confinados nessa região (Figura 5.20e). O vento de sudoeste no litoral da região Sudeste do Brasil, também contorna a Serra dos Orgãos e Serra do Mar no estado do Rio de Janeiro, sendo que para norte dessas duas serras há pouca variação na temperatura (por exemplo, Figuras 5.20f-i), enquanto que no seu lado leste e oeste os ventos são intensos com mudança na temperatura nessas regiões.

Em 850 hPa (Figura 5.21), assim como observado em 925 hPa, a advecção negativa também contorna as regiões onde a orografia é mais alta. Entretanto, a maior queda na temperatura é observada à barlavento dos pontos mais altos. Para norte, mesmo após o vento contornar as regiões mais altas e favorecer a queda na temperatura para leste e oeste das regiões serranas, não se observa mudança expressiva na temperatura (Figura 5.21f,g).

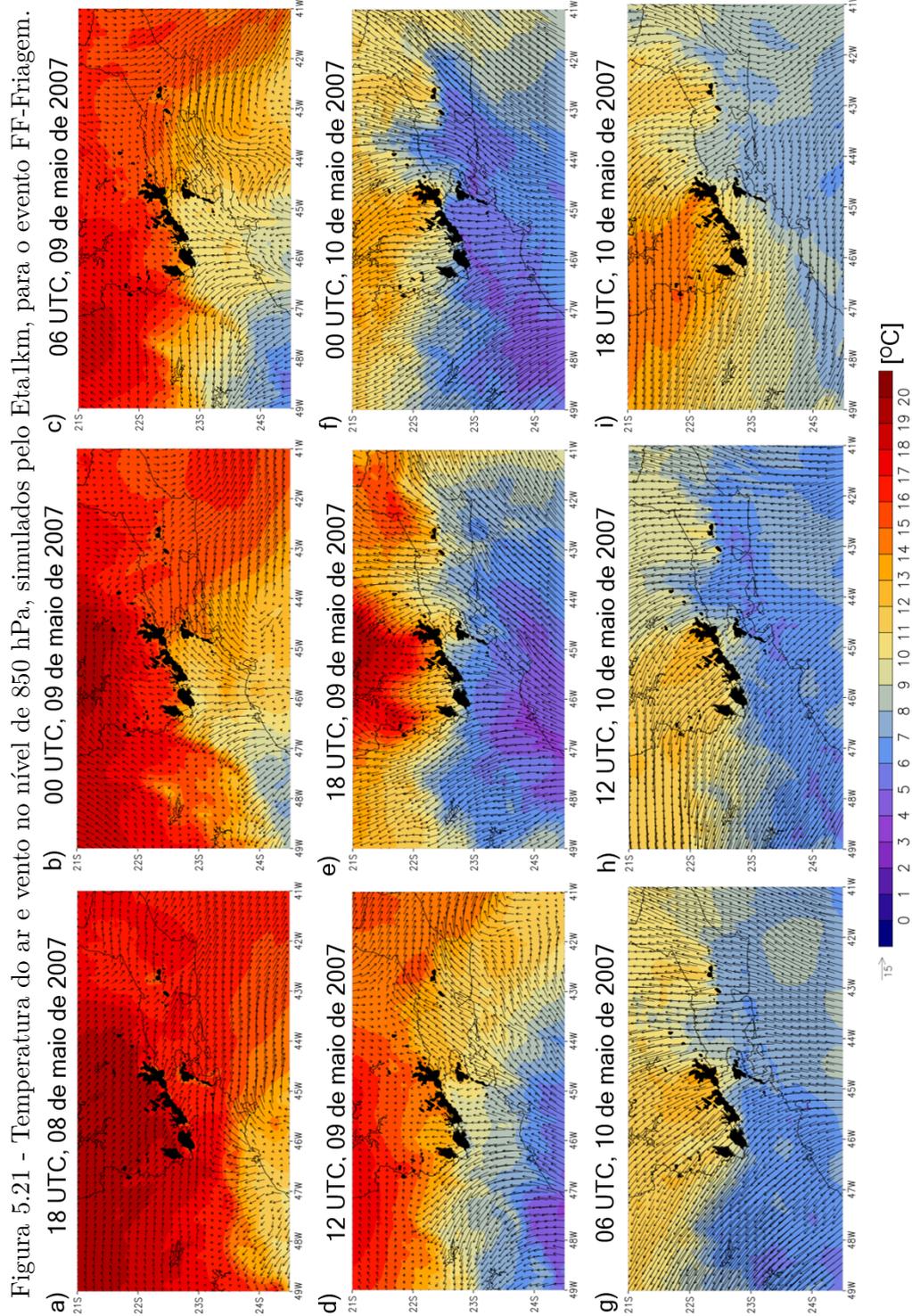
Voltando ao resultado da simulação Eta8km, mas ainda analisando o nível de 850 hPa, a umidade específica e o vento, e a tendência dessas variáveis em comparação com o dia anterior, estão nas Figuras 5.22 e 5.23, respectivamente. Identifica-se uma banda de umidade que se estende de noroeste para sudeste ao longo da superfície frontal, apesar de sua continuidade ela apresenta uma curvatura que pode ser associada ao seu deslocamento pela região de orografia mais alta no Sul do Brasil (Figuras 5.22a e 5.23a). A medida que a frente fria se desloca pela região Sudeste, sua parte oceânica se desloca mais rápido e a parte continental enfraquece ao ser bloqueada pela orografia (Figuras 5.23c). A frente adquire uma orientação mais zonal a medida que se aproxima da região Sudeste do Brasil. Essa posição favorece o escoamento do ar ao redor da orografia, o que desconfigura a frente, principalmente em áreas continentais.

Importante destacar que no dia 10 de maio de 2007, no nordeste do Estado de Minas Gerais, grandes quantidades de umidade específica são advectados para o interior do estado em uma região onde as alturas são menores, destacando mais uma vez a grande influência orográfica no deslocamento das frentes frias sobre o estado.

Figura 5.20 - Temperatura do ar e vento no nível de 925 hPa, simulados pelo Eta1km, para o evento FF-Friagem.

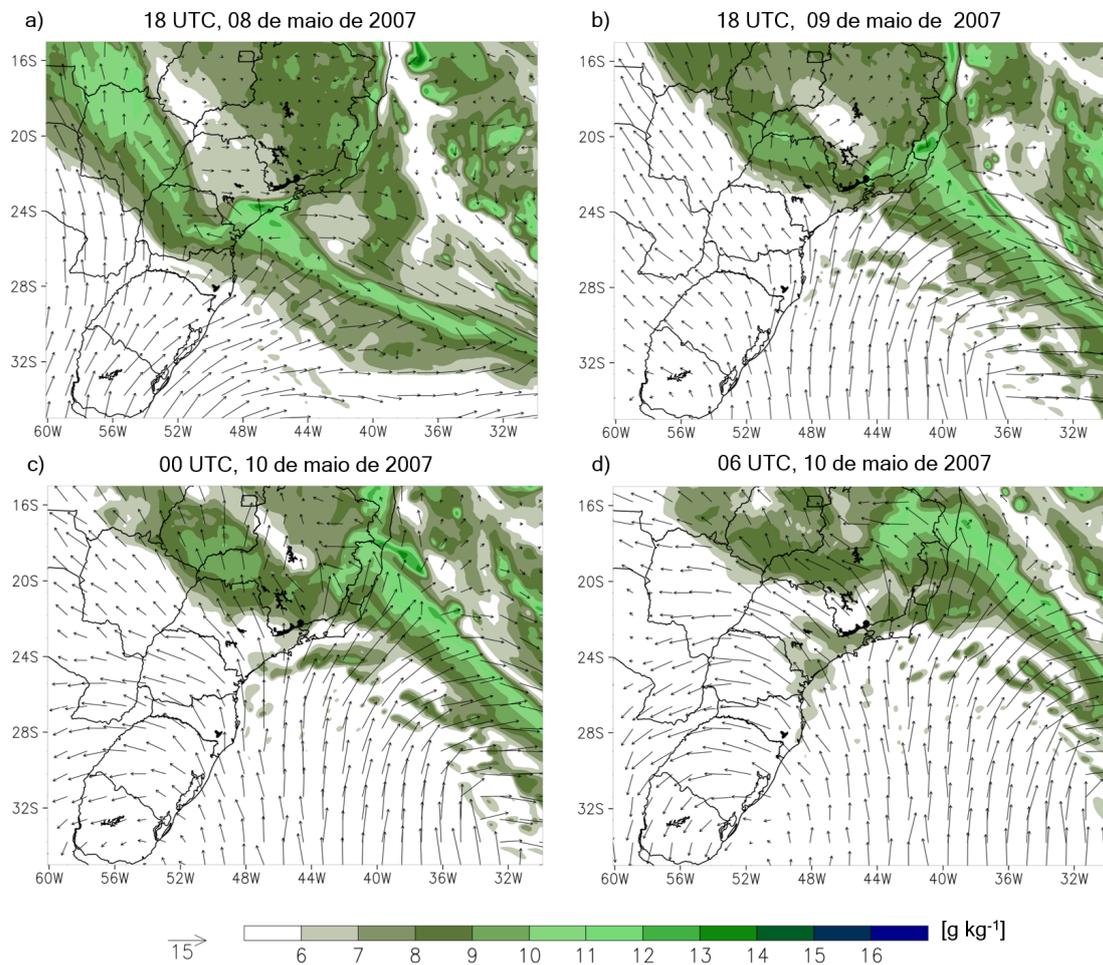


Temperatura do ar em 925 hPa ($^{\circ}\text{C}$) e vento (m s^{-1}) em 925 hPa, simulados com o modelo Eta com 1 km de resolução. O dia e o horário estão indicados na parte superior das figuras. O terreno mais alto que 925 hPa está sombreado em preto.
 Fonte: Produção do autor.



Temperatura do ar em 850 hPa ($^{\circ}\text{C}$) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa, simulados com o modelo Eta com 1 km de resolução. O dia e o horário estão indicados na parte superior das figuras. O terreno mais alto que 850 hPa está sombreado em preto (pode ser identificado nos pontos mais altos da Serra da Mantiqueira).
 Fonte: Produção do autor.

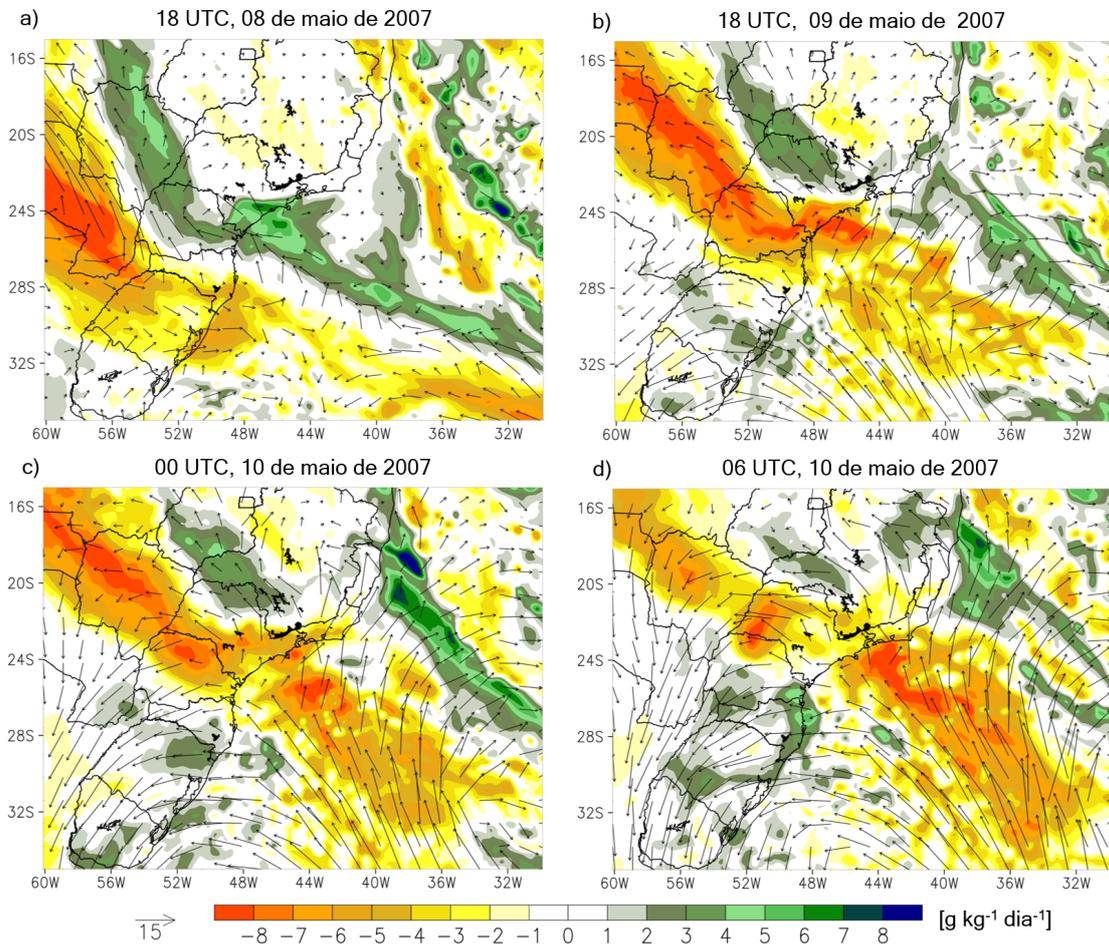
Figura 5.22 - Umidade específica e vento no nível de 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.



Umidade específica em 850 hPa (g kg^{-1} , sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}). O dia e o horário estão indicados na parte superior das figuras. O terreno mais alto que 850 hPa está sombreado em preto (pode ser identificado nos pontos mais altos da Serra da Mantiqueira).

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.23 - Tendência em 24 horas da umidade específica e vento no nível de 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.



Em sombreado a tendência em 24 horas para a umidade específica ($\text{g kg}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) e vento ($\text{m s}^{-1} \text{ dia}^{-1}$), ambos em 850 hPa. Para obter o campo de tendência, foi subtraído do valor da variável no dia0 (indicado em cada figura) o valor no dia-1. O terreno mais alto que 850 hPa está sombreado em preto (pode ser identificado nos pontos mais altos da Serra da Mantiqueira).

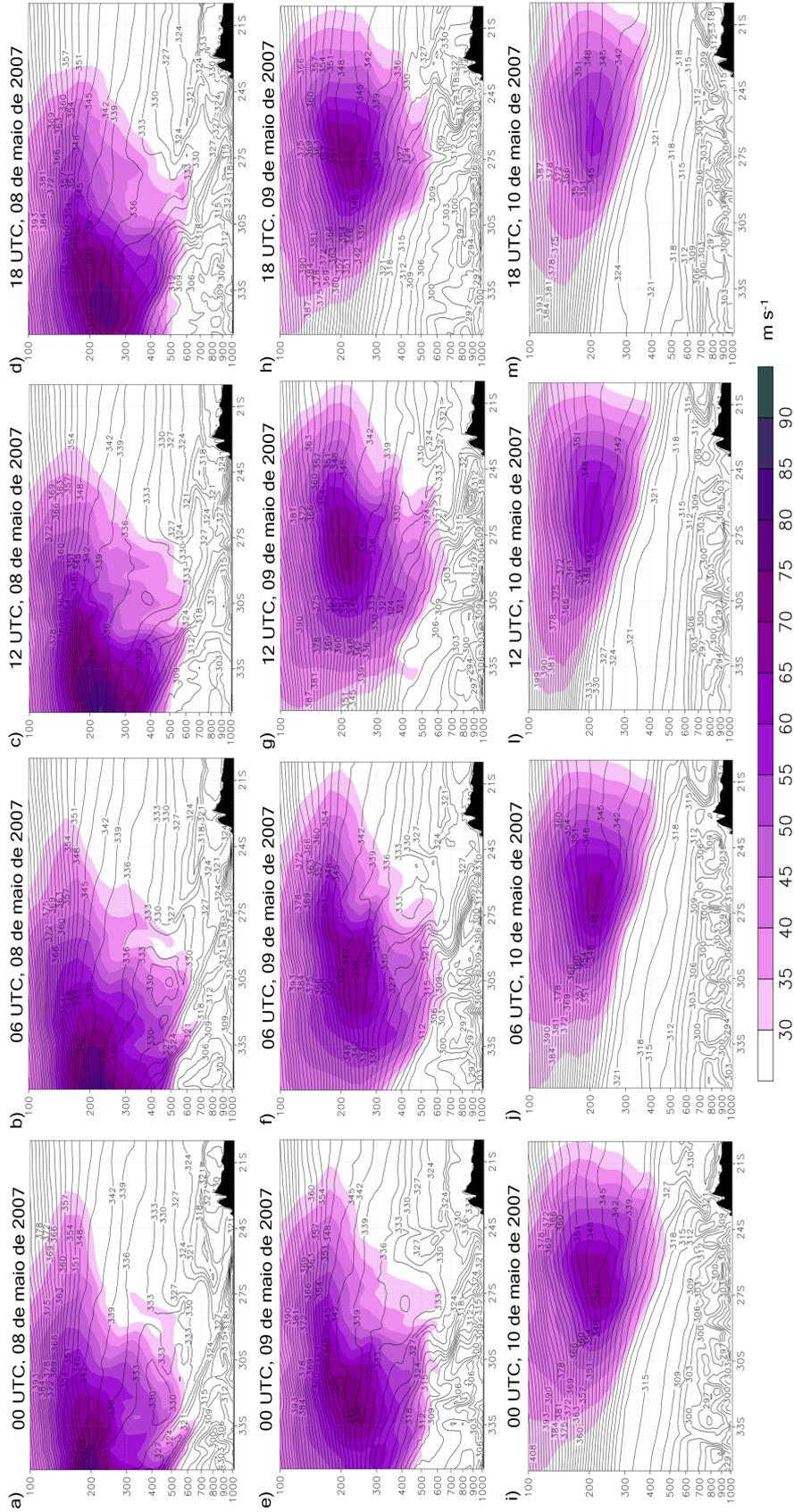
Fonte: Produção do autor.

A modificação da estrutura vertical da frente devido o deslocamento pelas regiões mais altas foi investigada através de algumas seções transversais ao longo da longitude 44,7°W. Na Figura 5.24, estão as seções transversais de θ_e e da componente zonal do vento, onde identifica-se a corrente de jato em altos níveis que acompanha o sistema em superfície. A zona frontal se inclina com altura e está bem configurada até aproximadamente 500 hPa em latitudes médias. A partir das 18 UTC do dia 08 de maio de 2007 (Figura 5.24d), a estrutura vertical da zona frontal começa a ser modificada, de forma que às 18 UTC do dia 09 de maio (Figura 5.24h), 24 horas mais tarde, a frente não possui a mesma estrutura de outrora.

Quando a frente se aproxima da Serra da Mantiqueira, a orografia age como uma barreira ao escoamento atmosférico, tornando lento o deslocamento da frente fria em superfície por essa região. Em altos níveis, o efeito do bloqueio não é sentido e a frente fria continua se movendo sem impedimento. No dia 10 de maio de 2007, a frente em superfície consegue avançar sobre o obstáculo orográfico e acelera em superfície ao norte da montanha, enquanto que parte da zona frontal fica parada sobre o pico mais alto da orografia até seu completo decaimento.

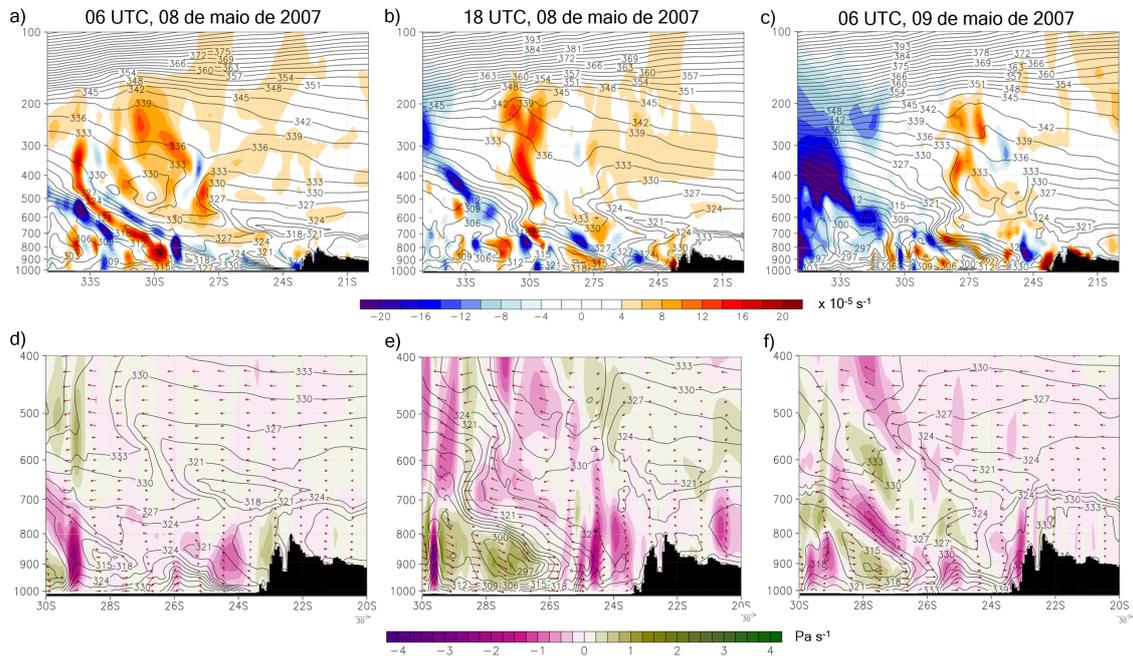
Outras variáveis também foram analisados através de seções transversais. Na Figura 5.25, estão os resultados para θ_e e para o campo de vorticidade (na primeira linha), e para θ_e junto com o campo de movimento vertical (na segunda linha). Nota-se que a vorticidade em altos níveis se desloca mais rápido que a vorticidade em baixos níveis e que o movimento vertical é ascendente ao longo da zona frontal e descendente na retaguarda da frente, como esperado. Através do campo de vento nota-se a circulação transversal ao longo da zona frontal (Figuras 5.25e,f) até o nível de 700 hPa, aproximadamente. Acima desse nível atmosférico (700 hPa) a frente se desloca mais rápido, enquanto que abaixo desse nível ela se desloca mais devagar.

Figura 5.24 - Seção transversal de θ_e e da componente zonal do vento, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Friagem.



Seção transversal das variáveis θ_e (K, linhas) e da componente zonal do vento (m s^{-1}), na longitude $44,7^\circ\text{W}$ que passa sobre o Pico das Agulhas Negras, na Serra da Mantiqueira. A orografia está sombreada em preto.
 Fonte: Produção do autor.

Figura 5.25 - Seção transversal de θ_e , vorticidade, movimento vertical e vento, simulados pelo experimento Eta8km para o evento FF-Friagem.



Seção transversal na longitude $44,7^\circ\text{W}$, sobre o Pico das Agulhas Negras, na Serra da Mantiqueira, das variáveis θ_e (K, linhas) e vorticidade ($\times 10^{-5}\text{s}$) (a)-(c); θ_e (K, linhas), movimento vertical (Pa s^{-1}) e vento (m s^{-1}) (d)-(f). A orografia está sombreada em preto.

Fonte: Produção do autor.

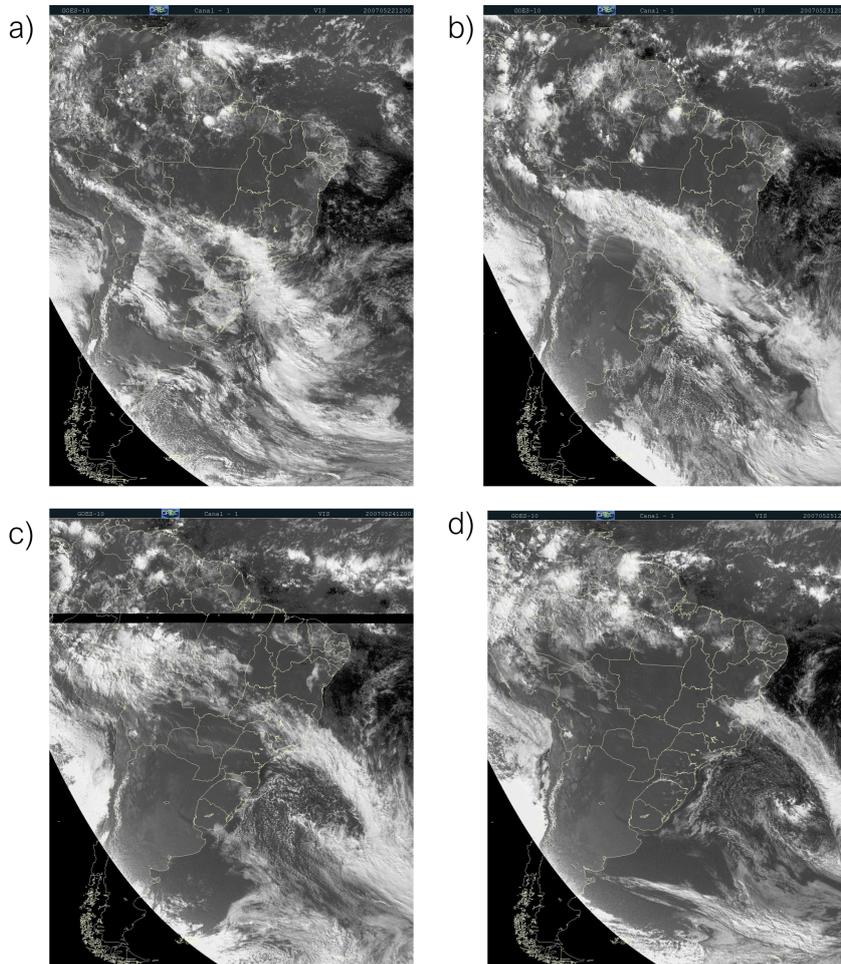
Da análise do evento FF-Friagem destaca-se a influência da orografia desde a Serra Geral no Sul do Brasil até a Serra do Mar e da Mantiqueira na região Sudeste do Brasil. Essas regiões Serranas modificam o deslocamento e a estrutura horizontal e vertical da zona frontal.

A FF-Neve é diferente da FF-Friagem. O seu deslocamento pela AS foi mais continental, logo, a interação com a orografia pode ser diferente. Detalhes da interação entre o PB e a FF-Neve são investigados na próxima seção.

5.3.2 Evento FF-Neve: 23 – 25 de maio de 2007

O segundo evento frontal gerou acentuada queda de temperatura e ocorrência de neve no Sul do Brasil. Como pode ser visto nas imagens de satélite entre os dias 22 e 25 de maio (Figura 5.26), a banda de nebulosidade orienta-se em uma posição mais meridional quando comparada ao caso anterior, indicando a presença de massa de ar frio mais continental quando comparada ao evento FF-Friagem.

Figura 5.26 - Imagens de satélite do dia 22 ao dia 25 de maio de 2007.



Imagens de satélite do canal visível às 12 UTC, com a evolução do evento FF-Neve entre os dias 22 e 25 de maio de 2007.

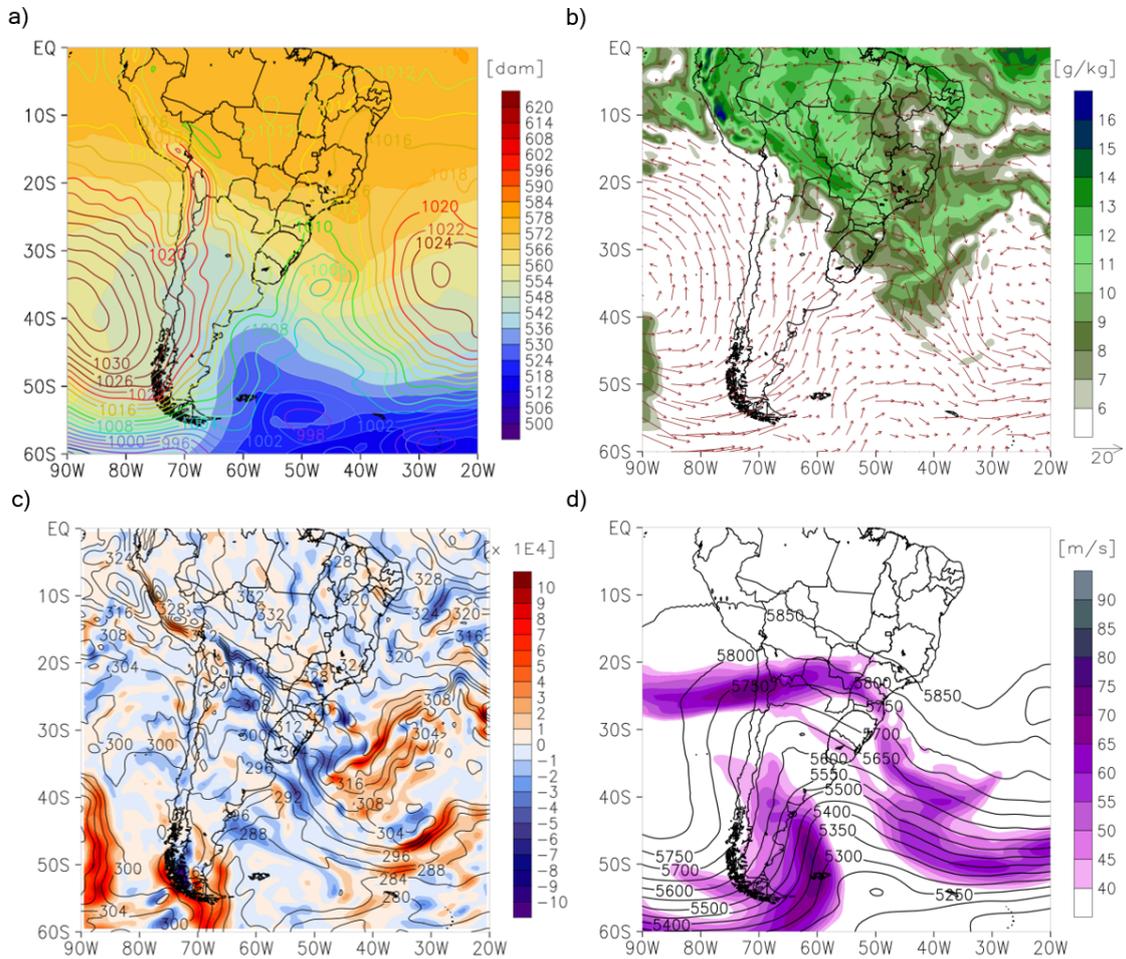
Fonte: DSA/INPE

No dia 22 de maio de 2007, uma área de baixa pressão atua sobre grande parte da região Sul do Brasil (Figura 5.27a). Sobre o Oceano Pacífico, o anticlone pós-frontal em superfície adentrava sobre o sul do continente nesse dia. A umidade específica em 850 hPa (Figura 5.27b), mostra a diferença do conteúdo de umidade entre as massas de ar em contato. Sobre a região alongada de baixa pressão em superfície, a massa de ar é mais quente (altos valores de espessura) e úmida (altos valores de umidade específica em 850 hPa). O ar mais leve na vanguarda da frente fria é levantado pelo ar mais frio e pesado na retaguarda da frente fria.

Em médios níveis da atmosfera (Figura 5.27d), um amplo cavado na altura geopotencial com eixo orientado de noroeste-sudeste, se estende de 55° até 20°S . No lado leste do cavado, as isentrópicas de θ_e se aproximam nesse horário. A orientação do eixo do cavado favorece a entrada do ar frio no continente e o rápido deslocamento do anticiclone migratório em direção ao norte (GARREAUD, 1999). De tal forma que às 12 UTC do dia 23 de maio 2007, 24 horas depois, a PNMM aumenta em latitudes mais baixas que 20°S (Figura 5.28a), entre os Andes e o PB. Intensa advecção térmica negativa de θ_e e a aproximação das isotermas de θ_e (Figura 5.28c) representam este rápido movimento para norte da massa de ar frio pós-frontal.

A principal diferença desse evento frontal (FF-Neve) com o evento anterior (FF-Friagem) é o rápido deslocamento para norte da massa de ar frio pós-frontal, impulsionado pela grande amplitude e pela orientação do cavado/crista na altura geopotencial em médios níveis e, também, a massa de ar frio mais continental que no caso anterior. Esta configuração favoreceu a orientação meridional da zona frontal e o rápido deslocamento da frente fria para a costa leste da AS, a partir do interior do continente (GARREAUD, 2000).

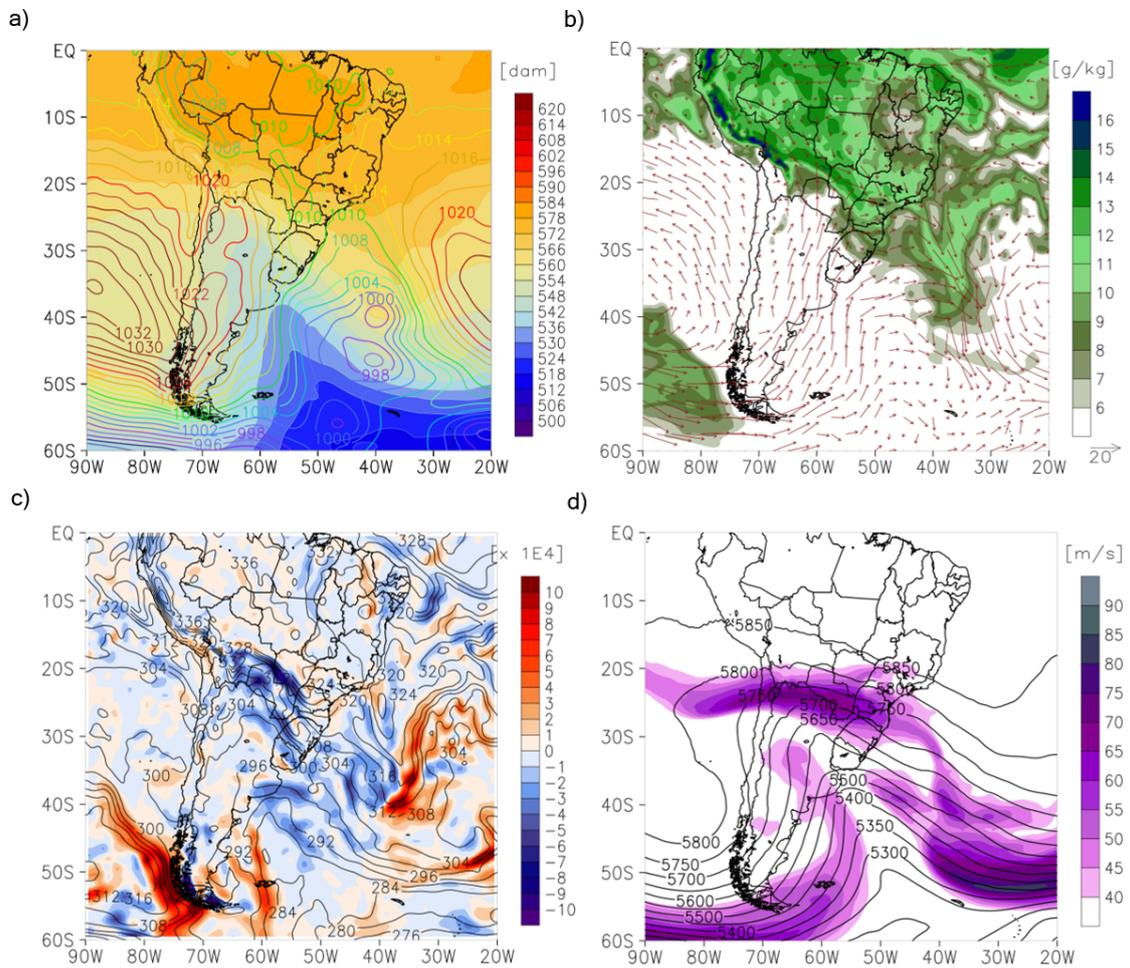
Figura 5.27 - Situação sinótica às 12 UTC do dia 22 de maio de 2007, para o evento FF-Neve.



Campos sinóticos de a) espessura 850/1000 hPa ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e PNMM (hPa, linhas), b) umidade específica (g kg^{-1} , sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}), c) θ_e (K, linhas) e advecção de θ_e em 850 hPa ($\times 10^{-4}$ K s^{-1} , sombreado), d) isotacas em 250 hPa (m s^{-1} , sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (mgp, linhas).

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.28 - Situação sinótica às 12 UTC do dia 23 de maio de 2007, para o evento FF-Neve.



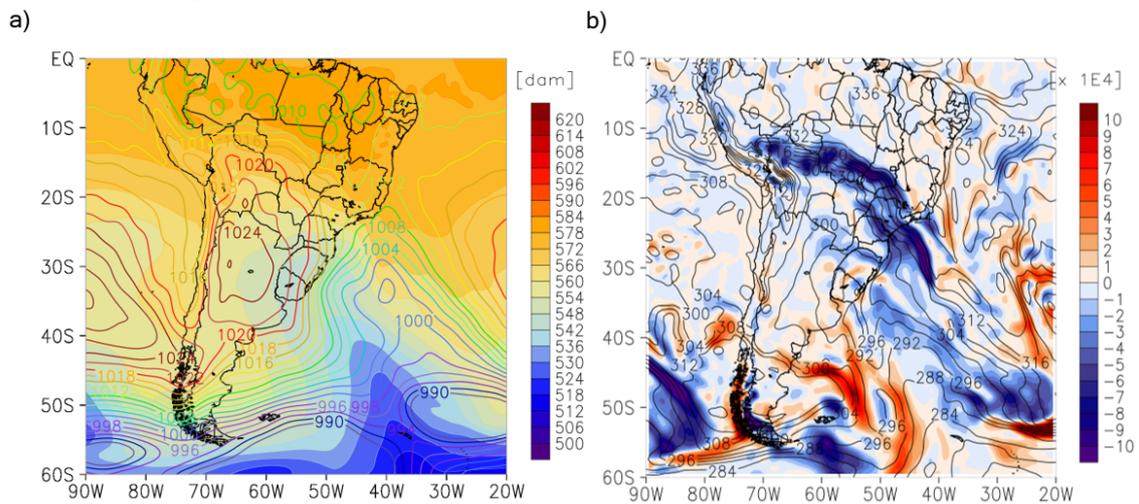
Campos sinóticos de a) espessura 850/1000 hPa ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e PNMM (hPa, linhas), b) umidade específica (g kg^{-1} , sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}), c) θ_e (K, linhas) e advecção de θ_e em 850 hPa ($\times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$, sombreado), d) isotacas em 250 hPa (m s^{-1} , sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (mgp, linhas).

Fonte: Produção do autor.

Na região Sudeste do Brasil, o máximo de advecção negativa de temperatura ocorreu primeiramente no setor oeste da região, facilitando o avanço da frente fria pelo interior do estado de Minas Gerais (Figura 5.29). Às 12 UTC do dia 24 de maio (Figura 5.30), a máxima advecção negativa de temperatura se acentua no litoral da região Sudeste do Brasil e nos estados de Mato Grosso e Rondônia, sendo menor sobre o estado de Minas Gerais. Embora mais fraco, prevalece o gradiente das isentrópicas nesse horário. Em médios níveis (Figura 5.30d), nota-se a formação de um vórtice ciclônico de altos níveis, associado a baixa pressão em superfície.

No dia 25 de maio (Figura 5.31), ainda é possível identificar gradiente de θ_e sobre o estado do Espírito Santo e áreas do Oceano Atlântico, próximo ao sul da Bahia. Importante notar que a circulação no lado norte do anticiclone migratório se desconfigura, diferente do que ocorre nas laterais leste, oeste e sul.

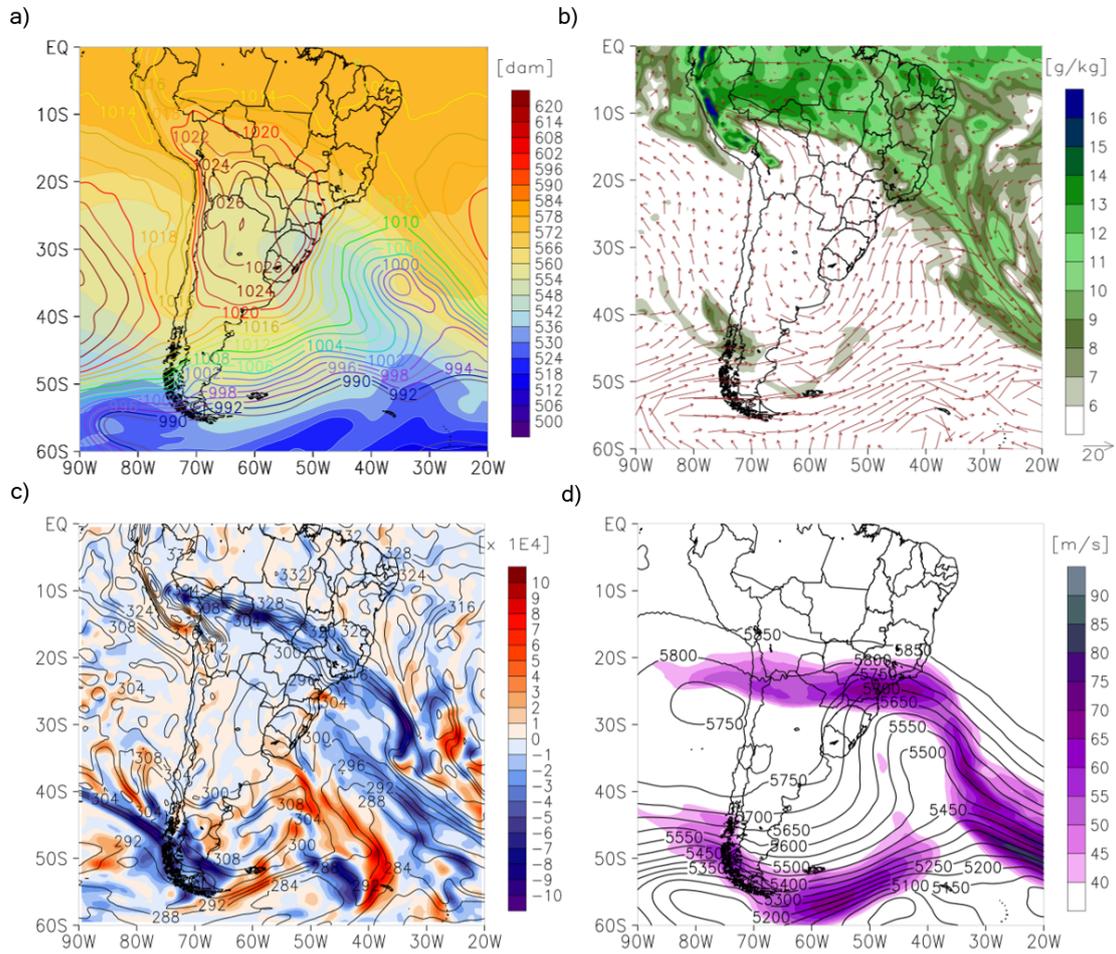
Figura 5.29 - Situação sinótica às 00 UTC do dia 24 de maio de 2007, para o evento FF-Neve.



Campos sinóticos de a) espessura 850/1000 hPa ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e PNMM (hPa, linhas) e b) θ_e (K, linhas) e advecção de θ_e em 850 hPa ($\times 10^{-4}$ K s $^{-1}$, sombreado).

Fonte: Produção do autor.

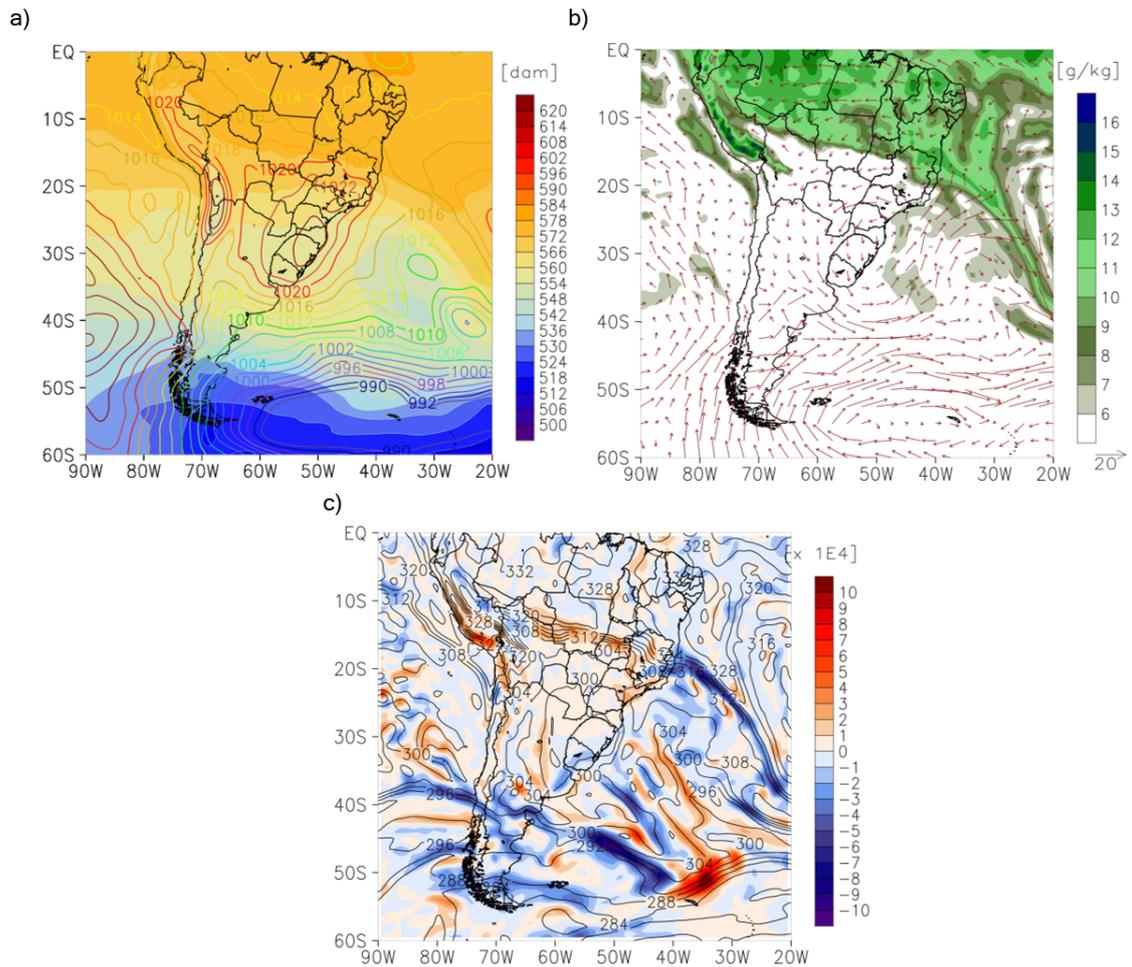
Figura 5.30 - Situação sinótica às 12 UTC do dia 24 de maio de 2007, para o evento FF-Neve.



Campos sinóticos de a) espessura 850/1000 hPa ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e PNMM (hPa, linhas), b) umidade específica (g kg^{-1} , sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}), c) θ_e (K, linhas) e advecção de θ_e em 850 hPa ($\times 10^{-4}$ K s $^{-1}$, sombreado), d) isotacas em 250 hPa (m s^{-1} , sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (mgp, linhas).

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.31 - Situação sinótica às 12 UTC do dia 25 de maio de 2007, para o evento FF-Neve.



Campos sinóticos de a) espessura 850/1000 hPa ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e PNMM (hPa, linhas), b) umidade específica (g kg^{-1} , sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}), c) θ_e (K, linhas) e advecção de θ_e em 850 hPa ($\times 10^{-4}$ K s^{-1} , sombreado).

Fonte: Produção do autor.

5.3.2.1 Resultados das simulações Eta8km e Eta1km para o evento FF-Neve

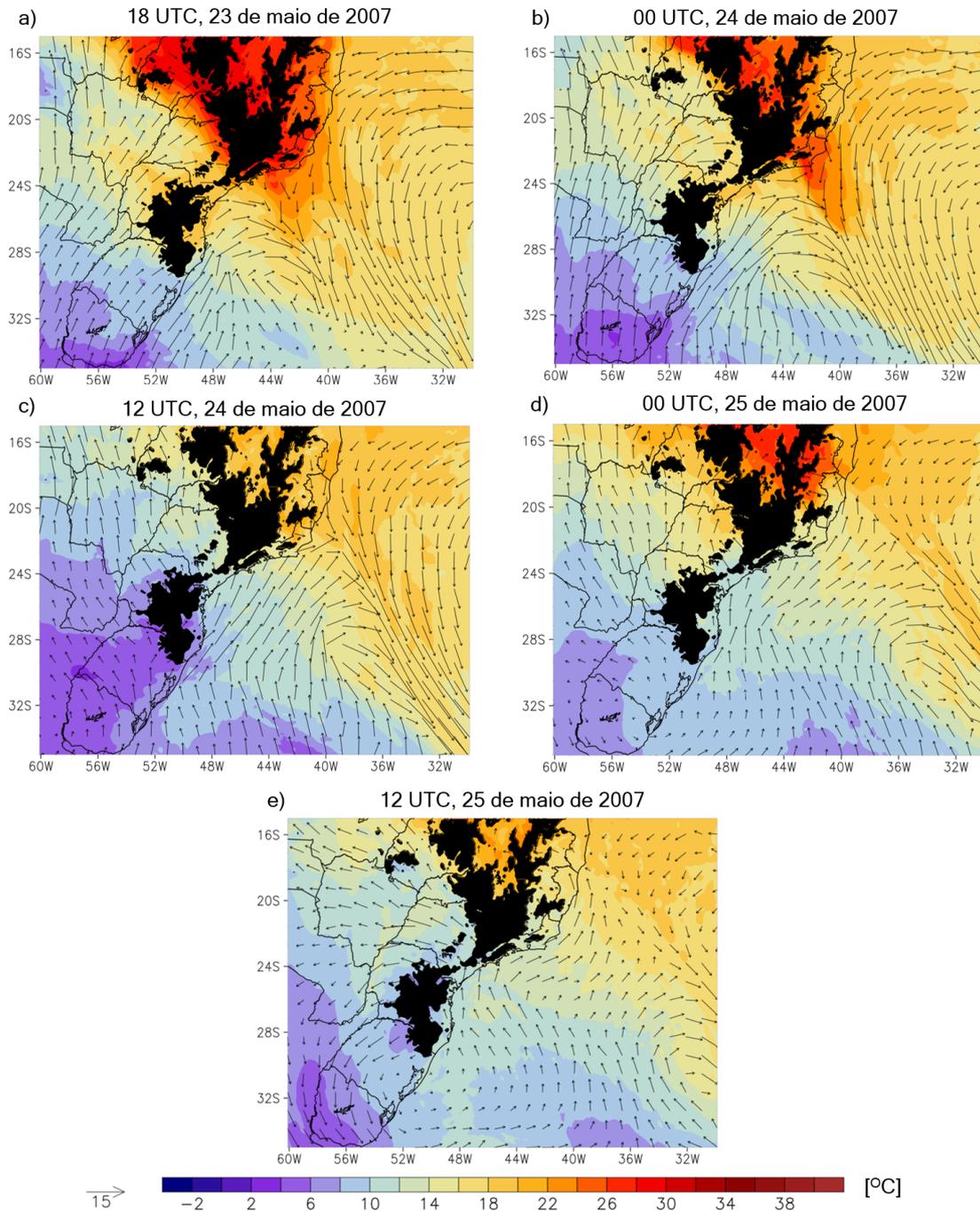
Na Figura 5.32, estão os resultados da simulação Eta8km, para as variáveis de temperatura do ar e vento em 925 hPa. A massa de ar mais frio, atrás da região de máxima variação da temperatura, se desloca pelo Brasil a partir do interior do continente. Assim como observado no caso de FF-Friagem, o vento tende a contornar as regiões mais altas. Entretanto, na região Sudeste do Brasil, a área com terreno mais alto é mais ampla no sentido norte-sul, quando comparada ao sentido leste-oeste, o que dificulta o deslocamento desse sistema.

A medida que o sistema de baixa pressão se desloca para leste, o giro anticiclônico do vento na retaguarda do sistema gera vento de sul que incide contra a barreira orográfica. Novamente, esses ventos tendem a contornar as regiões mais altas, favorecendo a queda na temperatura nos lados leste e oeste dos locais mais altos (Figura 5.32c-e). No interior do Estado de Minas Gerais não é observada expressiva queda na temperatura, fato que contrasta as características dessa frente, que favoreceu a ocorrência de neve no Sul do Brasil e intensa advecção negativa de temperatura na região Sudeste, a partir do interior do continente.

No campo de tendência de temperatura do ar e vento no nível de 925 hPa (Figura 5.33), esse resultado é ainda mais nítido. A queda na temperatura é intensa próximo as encostas das barreiras orográficas do Sul e Sudeste do Brasil. A tendência do vento mostra ventos fortes nas regiões com forte advecção térmica, contornando as regiões de orografia mais alta e pouco influenciando a temperatura e vento no interior do Estado de Minas Gerais.

Resultados da simulação com 1 km de resolução espacial estão nas Figuras 5.34 e 5.35 para a temperatura do ar e o vento, em 925 e 850 hPa, respectivamente. As figuras destacam a acentuada queda na temperatura em 925 hPa, após a passagem da frente fria pela litoral da região Sudeste (Figuras 5.34f-g). O vento tende a defletir ao redor da orografia mais alta espalhando o ar frio pelas regiões mais baixas através da advecção de temperatura. Diferente do evento FF-Friagem a queda na temperatura em 925 hPa nas primeiras horas do dia 25 de maio de 2007 foi generalizada sobre o domínio da simulação. Em 850 hPa também é observada a queda na temperatura sendo ela mais acentuada a barlavento da montanha (Figuras 5.34f-h).

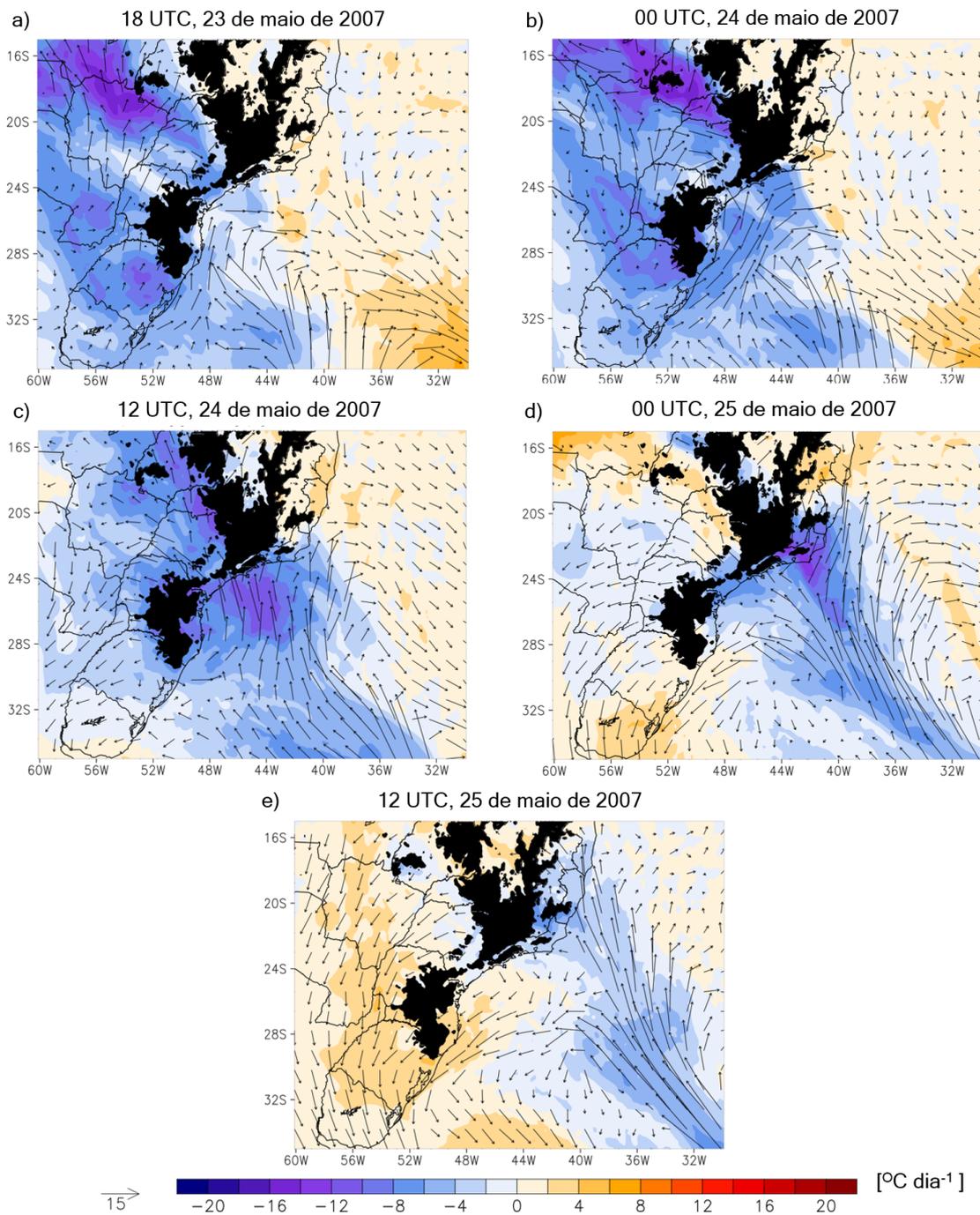
Figura 5.32 - Temperatura do ar e vento no nível de 925 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.



Temperatura do ar (K, sombreado colorido) e vento (m s^{-1}) em 925 hPa. O terreno mais alto que 925 hPa está sombreado em preto. O dia e o horário estão indicados na parte superior das figuras.

Fonte: Produção do autor.

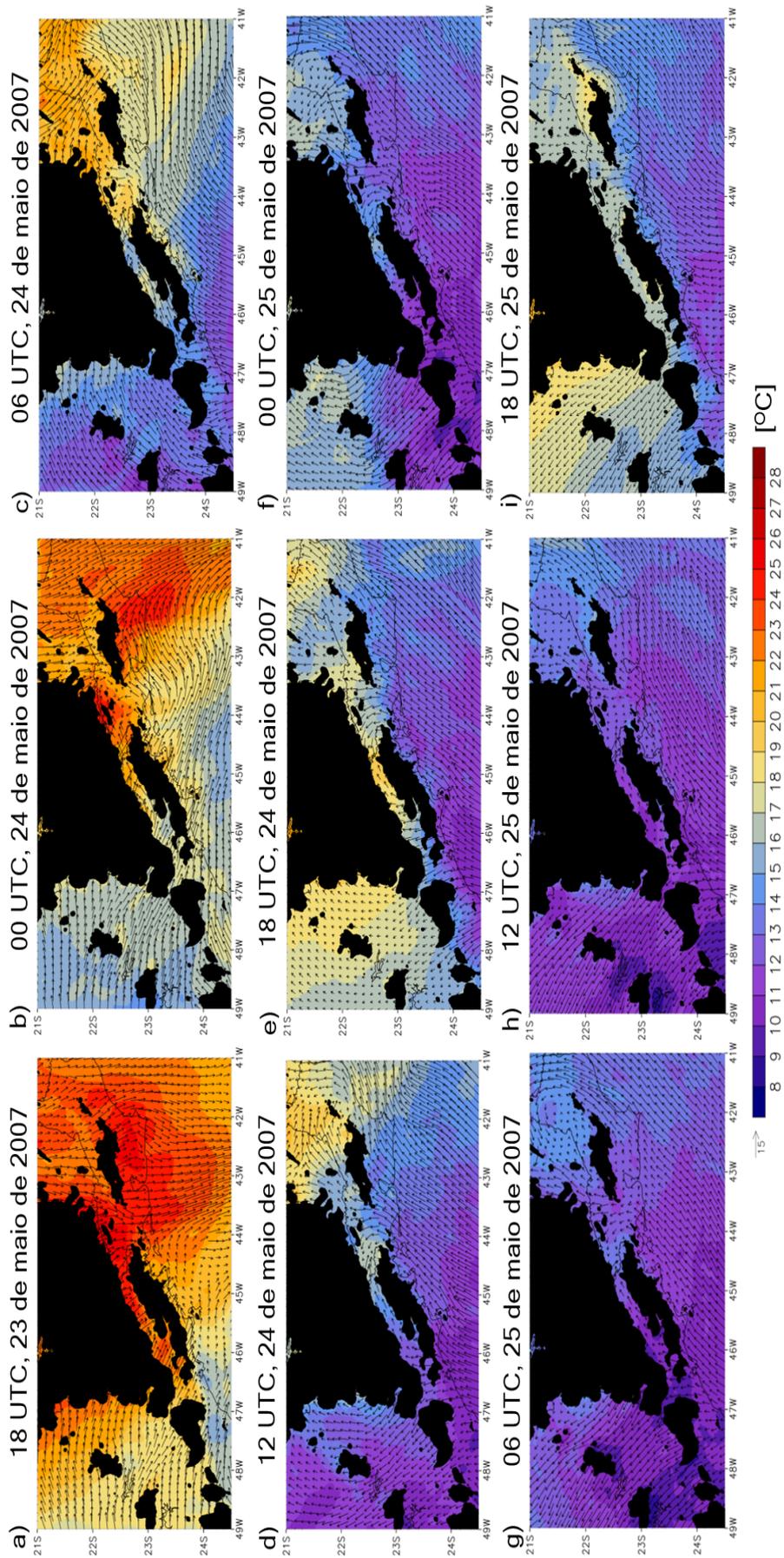
Figura 5.33 - Tendência em 24 horas das variáveis temperatura e vento em 925 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.



Em sombreado a tendência em 24 horas para a temperatura ($^{\circ}\text{C dia}^{-1}$) e vento ($\text{m s}^{-1} \text{ dia}^{-1}$), ambos em 925 hPa. Para obter o campo de tendência das variáveis meteorológicas no dia0 (indicado acima da figura) foram subtraídos os valores do dia-1. O terreno mais alto que 925 hPa está sombreado em preto.

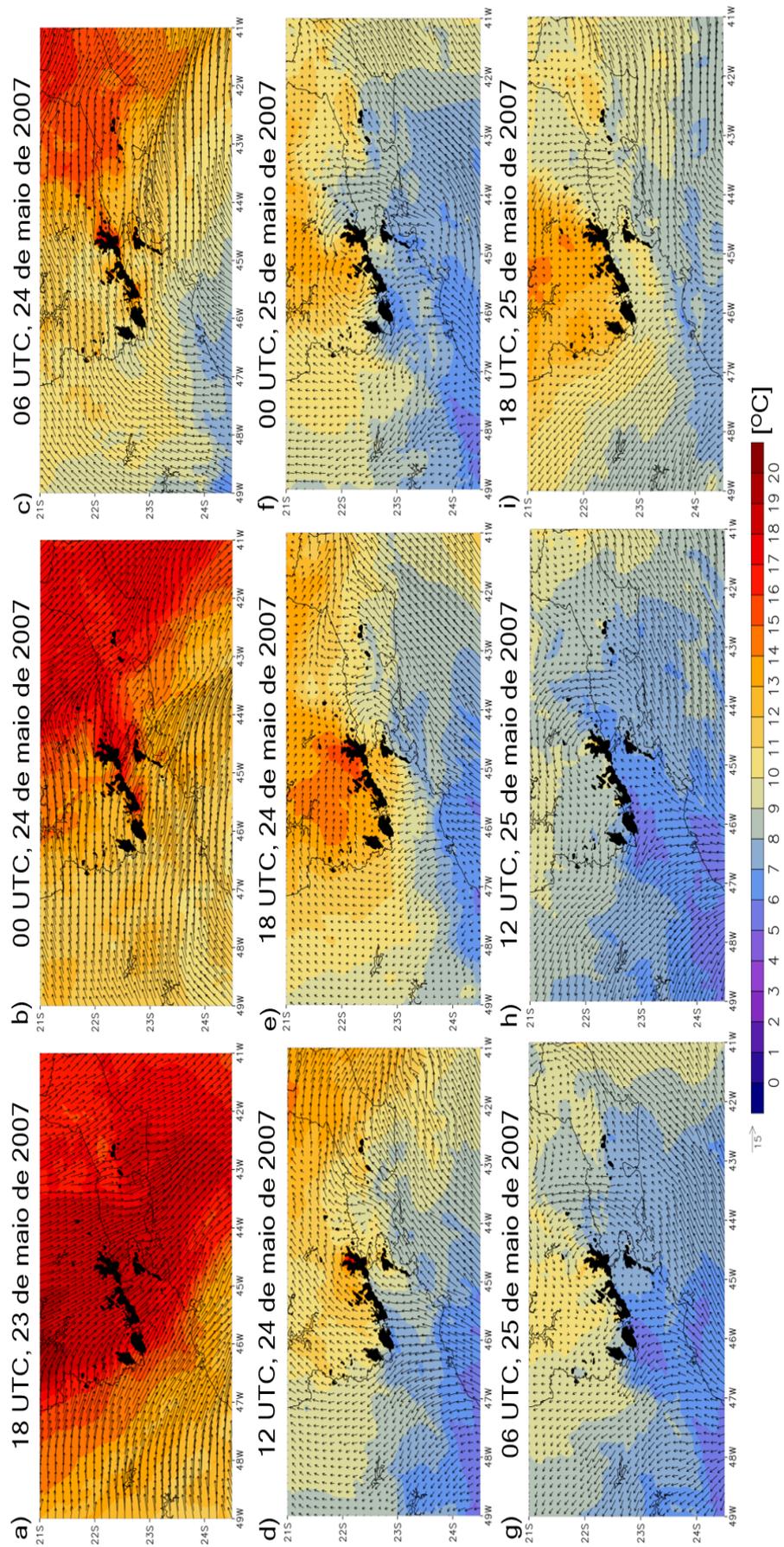
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.34 - Temperatura do ar e vento em 925 hPa, simulados pelo EtaIkm para o evento FF-Neve.



Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e vento (m s^{-1}) em 925 hPa, simulados com o modelo Eta. O dia e o horário estão indicados na parte superior das figuras. O terreno mais alto que 925 hPa está sombreado em preto.
 Fonte: Produção do autor.

Figura 5.35 - Temperatura do ar e vento em 850 hPa, simulados pelo Eta1km para o evento FF-Neve.



Temperatura do ar em 850 hPa ($^{\circ}\text{C}$) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa, simulados com o modelo Eta. O dia e o horário estão indicados na parte superior das figuras. O terreno mais alto que 850 hPa (pequenas regiões sobre a Serra da Mantiqueira, está sombreado em preto).
 Fonte: Produção do autor.

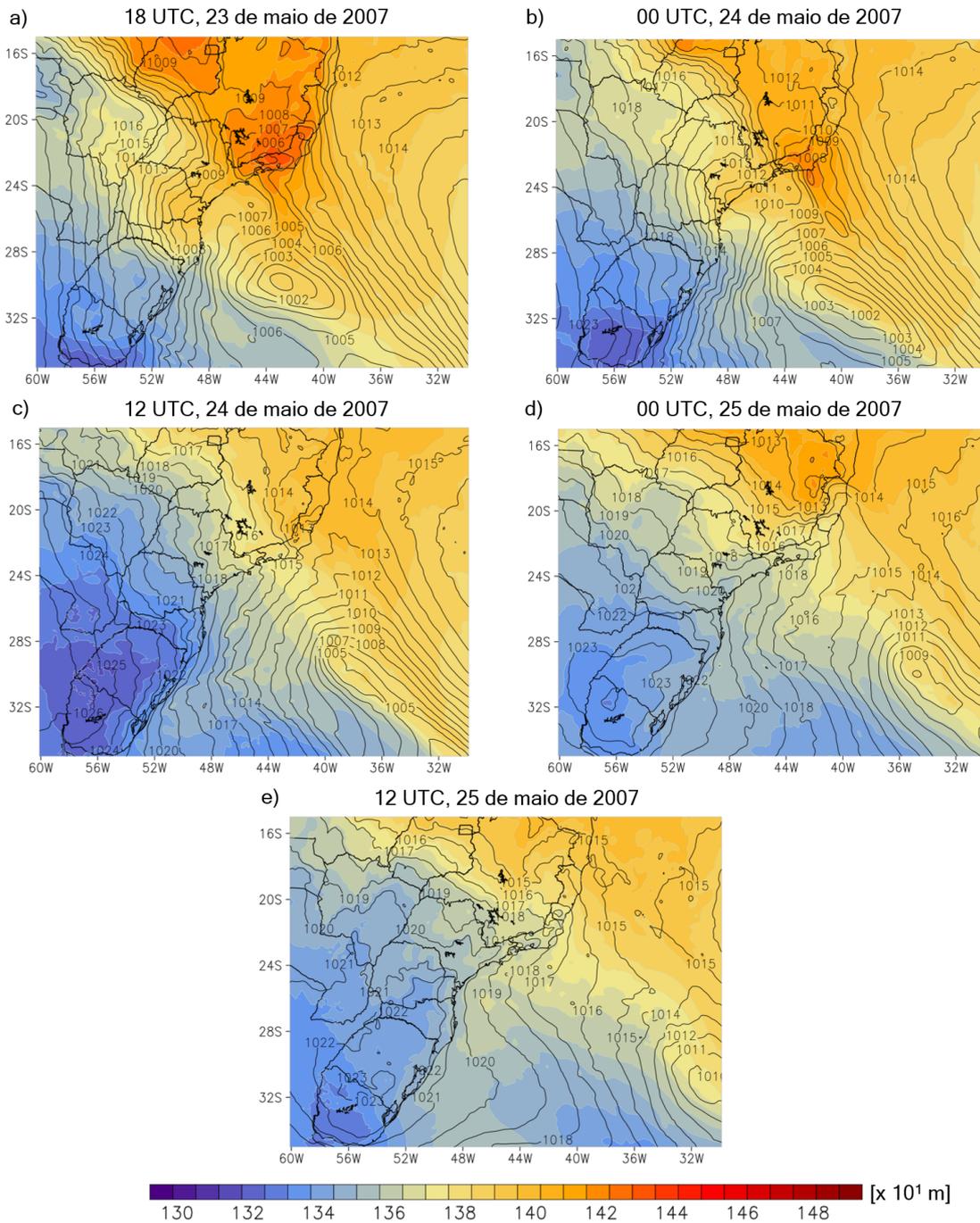
Os campos de espessura 850/1000 e PNMM (Figura 5.36), mostram que no dia 23 de maio de 2007, as pressões mais altas se deslocando do interior do continente em direção a costa leste da AS (Figura 5.36a). Uma crista de PNMM se forma por todo litoral da região Sudeste do Brasil (Figura 5.36d). Essa situação favorece a formação de um acentuado gradiente de PNMM próximo a Serra da Mantiqueira, e também, a formação de um intenso gradiente de θ (como pode ser visto na Figura 5.37 com os campos de espessura 850/1000 e θ em 850 hPa) com ar frio sendo advectado ao redor da orografia, principalmente. A superfície frontal que separa o ar mais frio do ar mais quente, que inicialmente tinha uma orientação noroeste-sudeste, torna-se ligeiramente mais zonal no decorrer dos dias e o gradiente na região da Serra da Mantiqueira se fortalece.

Na Figura 5.38, estão os campos de espessura 850/1000 e de T_d em 850 hPa, destacando os valores entre 8 e 12 °C de T_d . No dia 23 ao dia 24 de maio de 2007, identifica-se a zona frontal se deslocando sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. Quando a frente alcança Minas Gerais, a estrutura da zona frontal se torna um pouco difusa no interior do continente, mas no litoral ainda é bem nítida.

No dia 25 de maio de 2007, a zona frontal está melhor configurada no leste de Minas Gerais, Espírito Santo e sul da Bahia, em uma região em que a altura da orografia é mais baixa. Esse resultado é condizente com as imagens de satélite do dia. O campo de T_d oferece uma boa indicação da região onde o conteúdo de umidade é maior, facilitando a identificação horizontal da zona frontal até latitudes mais baixas.

No campo de umidade específica em 850 hPa (Figura 5.39), nota-se a banda de umidade específica orientada na direção noroeste-sudeste, associada a nebulosidade ao longo da frente fria. Quando a frente fria se desloca pela região Sudeste do Brasil (Figura 5.39c) a banda de umidade no interior do continente se desconfigura, permanecendo mais intensa no litoral da região. O que também foi confirmado no campo de tendência em 24 horas, da umidade específica e vento em 850 hPa (Figura não mostrada).

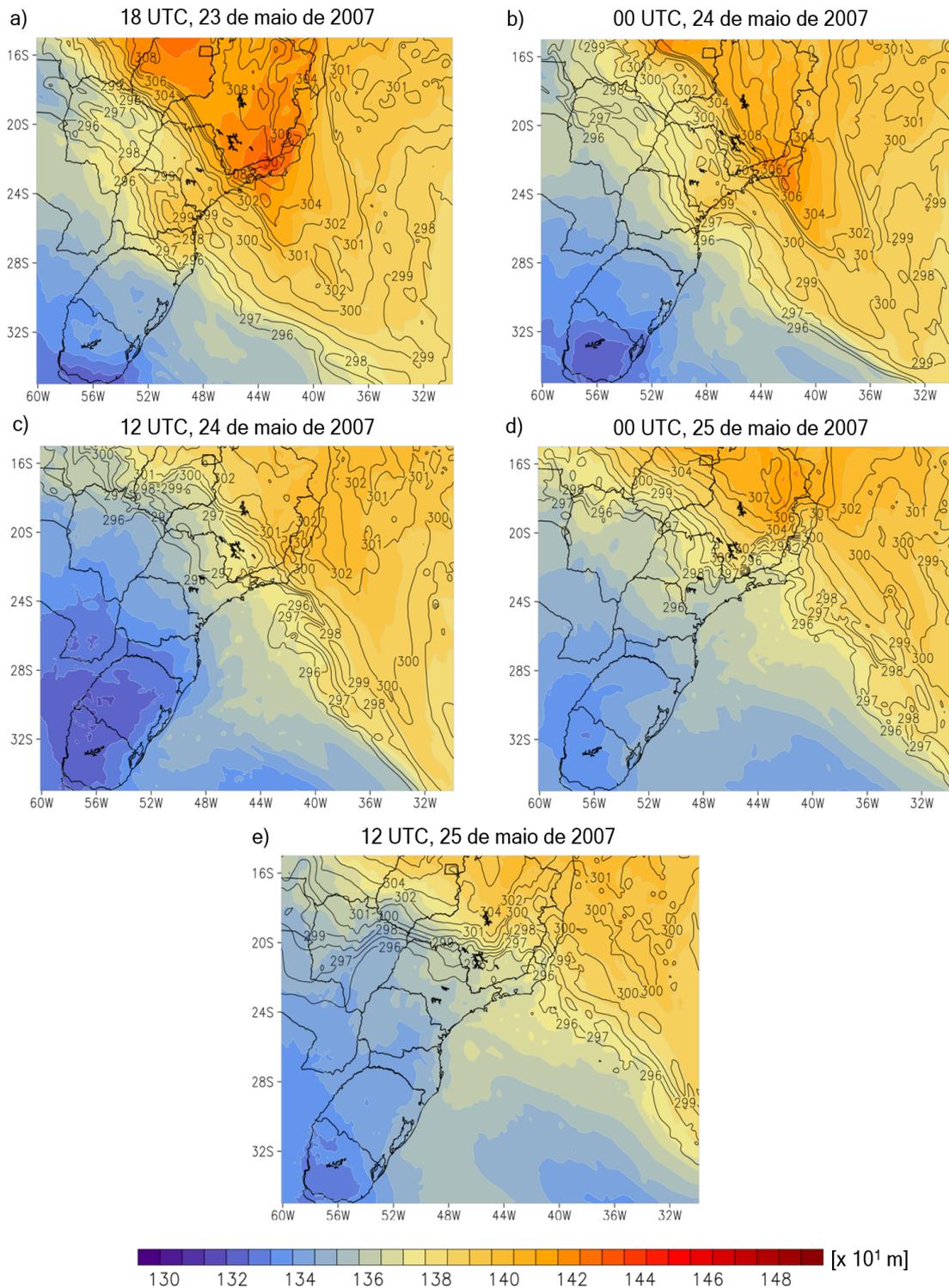
Figura 5.36 - Espessura 850/1000 e PNMM, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.



Espessura 850/100 ($\times 10^4$ mgp, sombreado) e PNMM (hPa, linhas). O dia e o horário estão indicados na parte superior das figuras.

Fonte: Produção do autor.

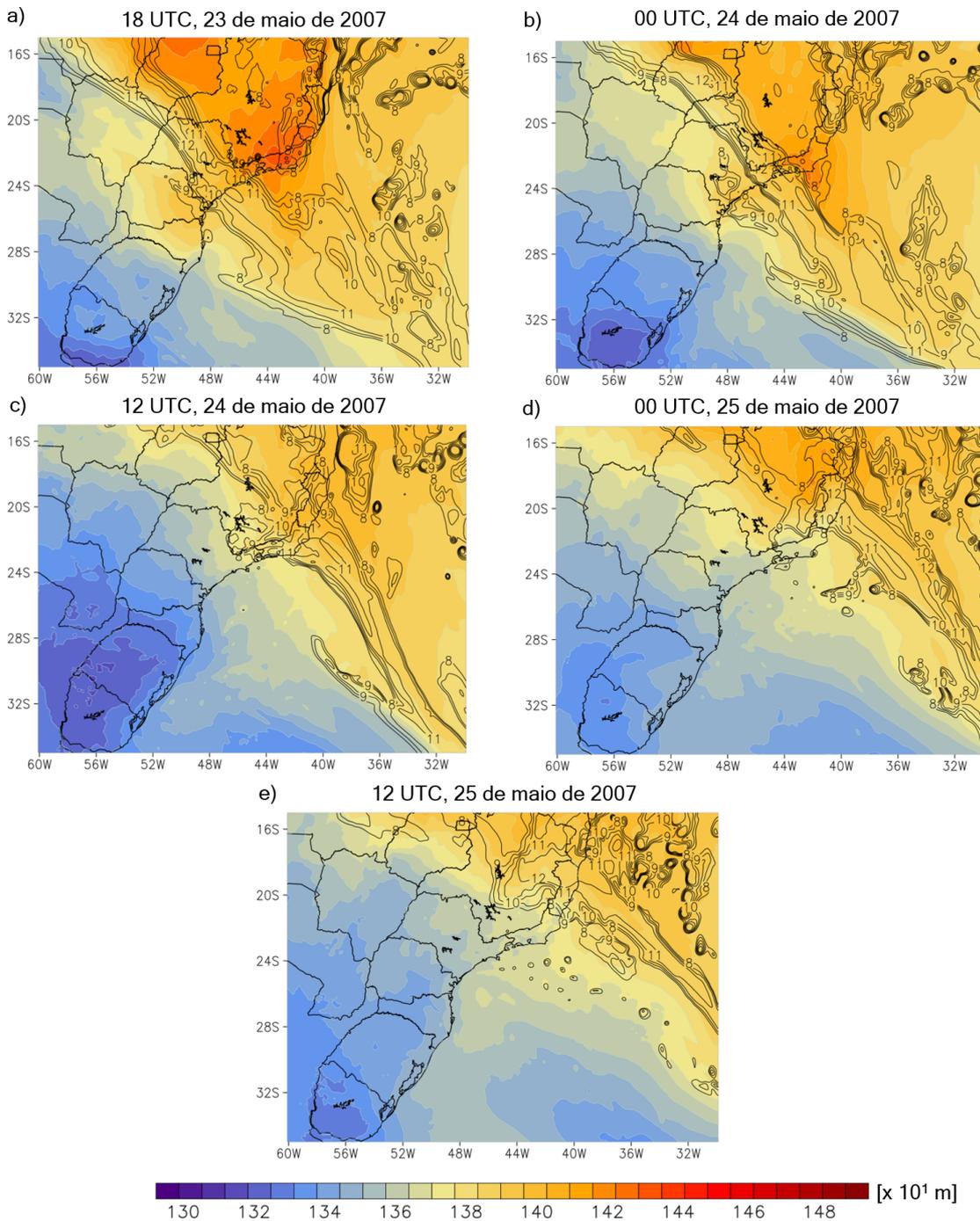
Figura 5.37 - Espessura 850/1000 e θ em 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.



Espessura 850/1000 ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e θ em 850 hPa (K, linhas) no intervalo entre 296 e 308 K. O dia e o horário estão indicados na parte superior das figuras.

Fonte: Produção do autor.

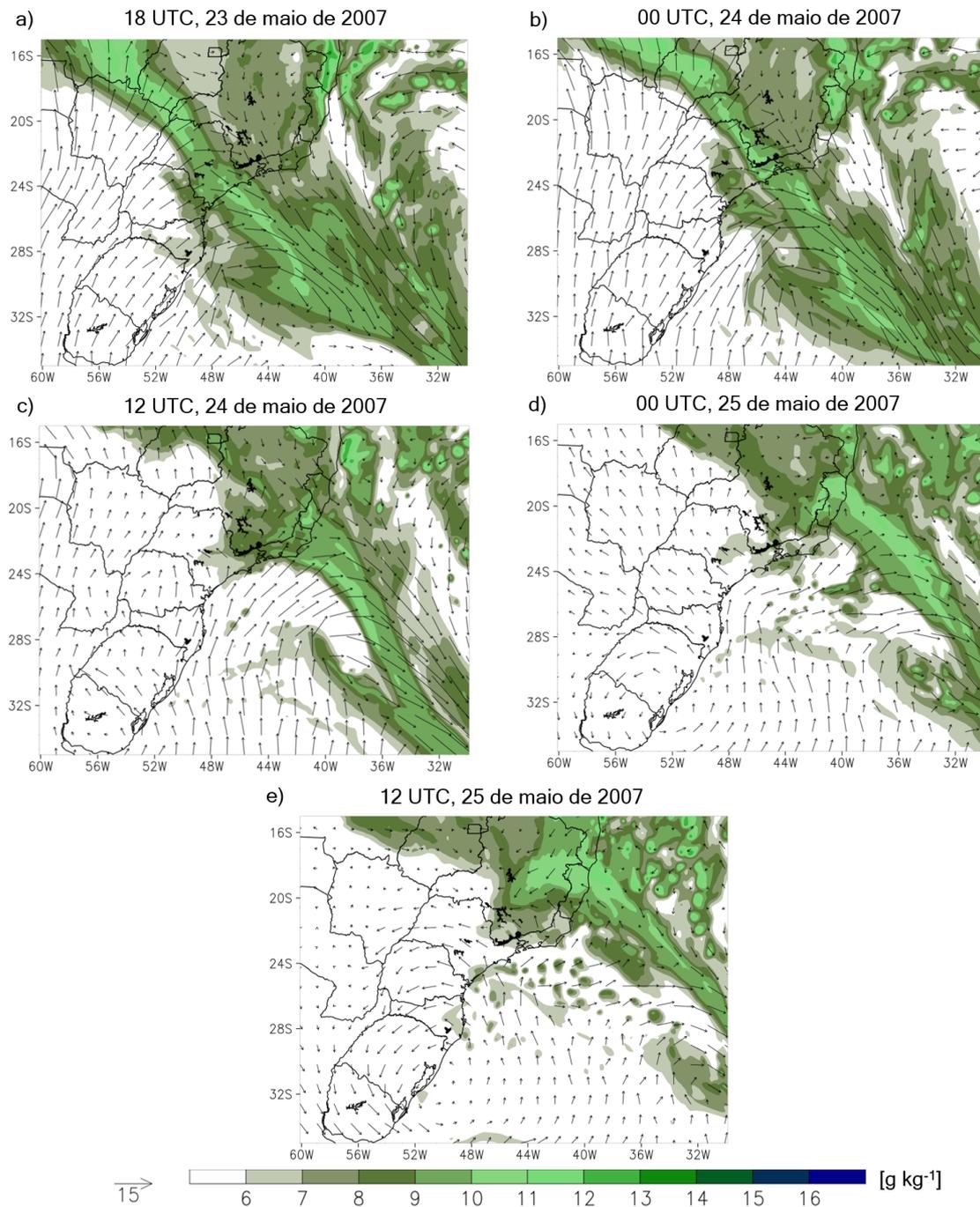
Figura 5.38 - Espessura 850/1000 e temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.



Espessura 850/100 ($\times 10^1$ mgp, sombreado) e T_d em 850 hPa ($^{\circ}\text{C}$, linhas) no intervalo entre 8 e 12 $^{\circ}\text{C}$. O dia e o horário estão indicados na parte superior das figuras.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.39 - Umidade específica e vento em 850 hPa, simulados pelo Eta8km para o evento FF-Neve.



Umidade específica em 850 hPa (g kg^{-1} , sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}). O dia e o horário estão indicados na parte superior das figuras. O terreno mais alto que 850 hPa está sombreado em preto.

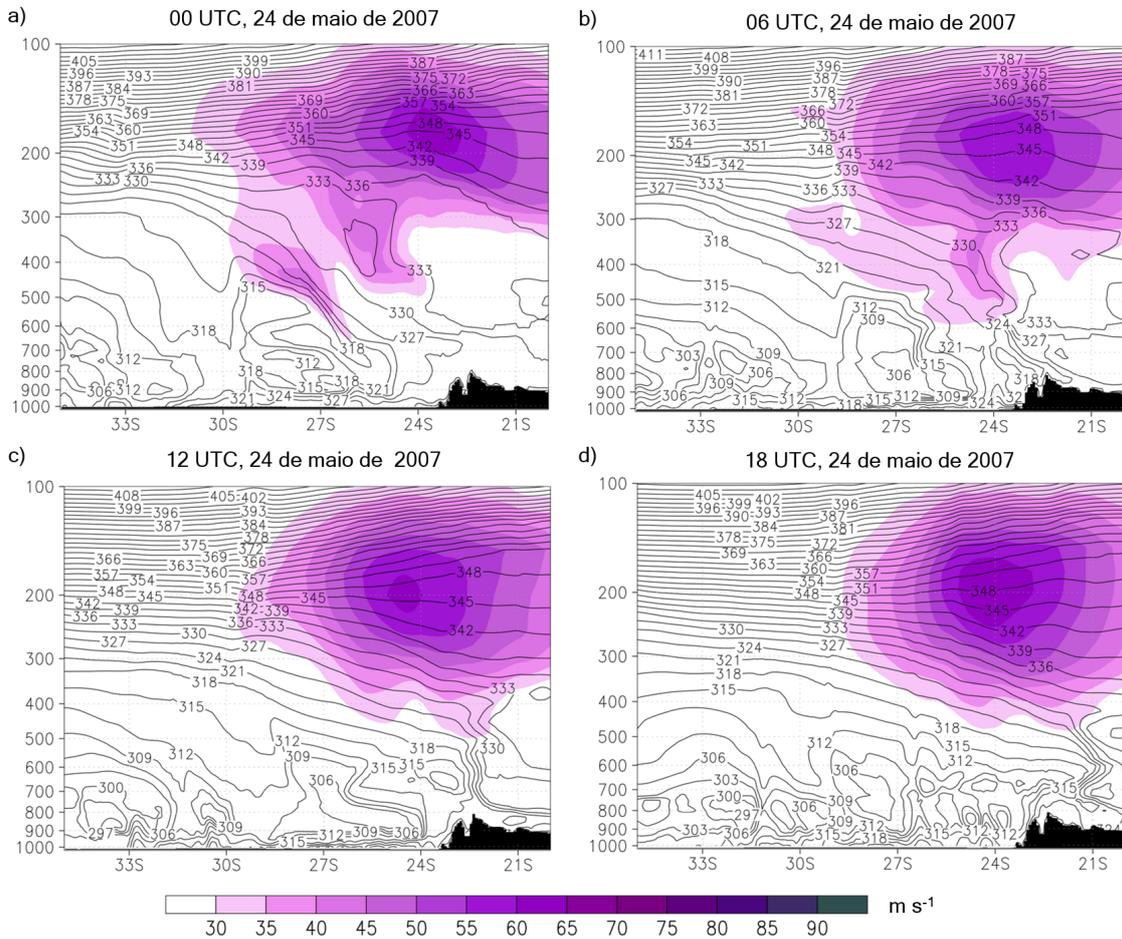
Fonte: Produção do autor.

Para analisar a estrutura vertical da FF-Neve enquanto ela se desloca pela região Sudeste do Brasil, foram plotadas algumas seções transversais ao longo da longitude $44,7^\circ\text{W}$, que passa sobre o Pico das Agulhas Negras, na Serra da Mantiqueira.

A seção transversal de θ_e e da componente zonal do vento estão representadas na Figura 5.40. Apenas o resultado para o dia 24 de maio de 2007 é mostrado, já que é nesse dia que a zona frontal passou sobre o PB e é quando a identificação da zona frontal é possível através das seções transversais. Na Figura, identifica-se a corrente de jato em altos níveis e a zona frontal em superfície. A medida que a frente fria se desloca em direção a latitudes mais baixas, a zona frontal modifica-se sobre efeito da orografia. Entretanto, a modificação da estrutura frontal nesse caso é menor que no caso anterior. Conforme Li (1992) a orientação da frente relativo a orientação da montanha é um aspecto importante que determina o quanto uma frente será modificada pela orografia. Lembrando que a FF-Neve se deslocou pela AS de maneira diferente que a FF-Friagem, a interação com a orografia e a modificação na estrutura vertical da frente, também foi diferente. No caso da FF-Neve, a seção vertical deveria ter sido gerada com uma outra orientação que não fosse norte-sul, devido a direção de propagação da frente fria pela AS.

A seção vertical na vorticidade e no movimento vertical, estão na Figura 5.41. Nota-se que a vorticidade em altos níveis desloca-se mais rápido que a vorticidade em baixos níveis, assim como no caso anterior. Quanto ao movimento vertical, há um acentuado movimento ascendente associado ao escoamento contra a orografia, mas não é possível identificar a circulação transversal ao longo da zona frontal, devido a orientação dessa frente com relação ao PB. Em ambos o casos investigados, nota-se a aceleração da zona frontal próximo a superfície à sotavento da Serra da Mantiqueira.

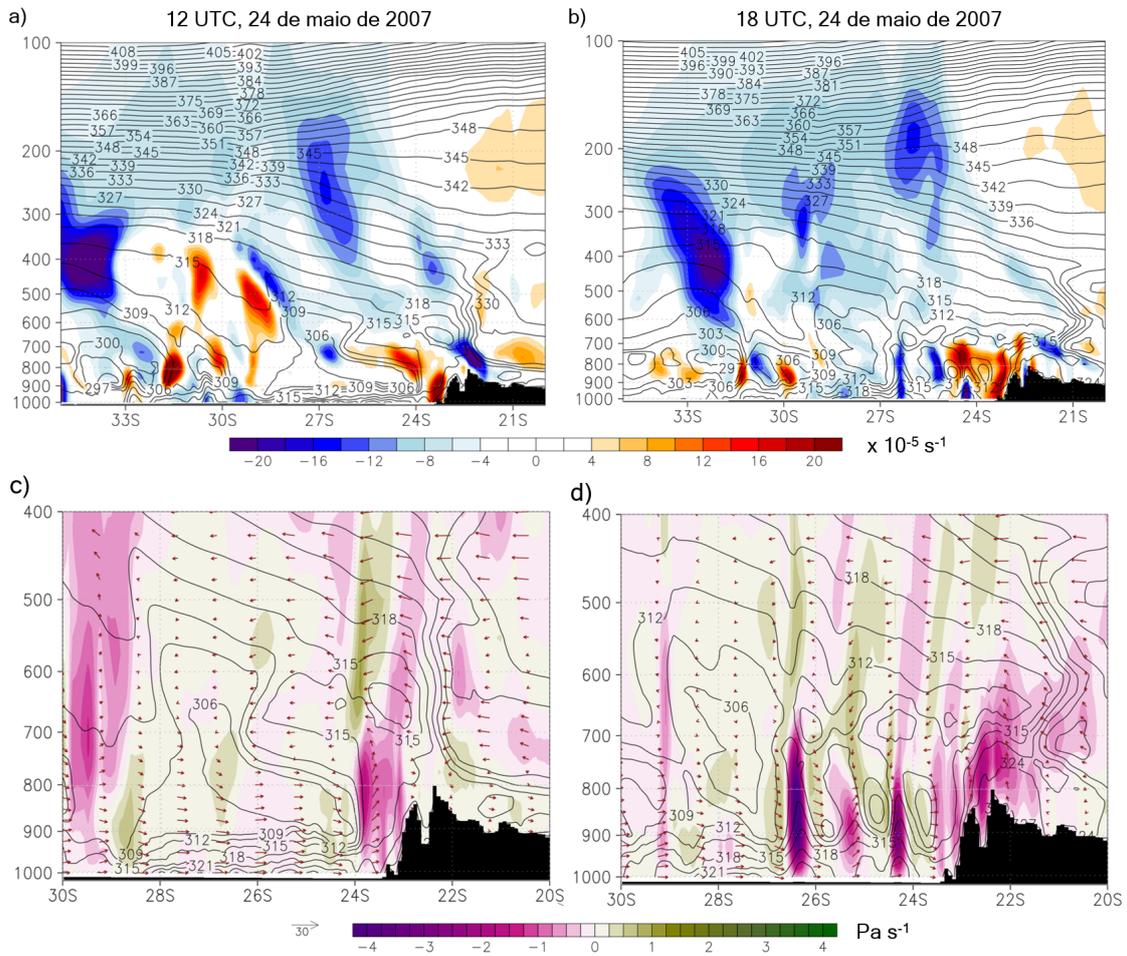
Figura 5.40 - Seção transversal de temperatura potencial equivalente e da componente zonal do vento.



Seção transversal na longitude $44,7^\circ\text{W}$, sobre o Pico das Agulhas Negras, das variáveis θ_e (K, linhas) e da componente zonal do vento (m s^{-1}). A orografia está sombreada em preto.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.41 - Seção transversal para a θ_e , vorticidade, movimento vertical e vento.



Seção transversal na longitude $44,7^\circ\text{W}$, sobre o Pico das Agulhas Negras, das variáveis θ_e (K, linhas) e vorticidade ($\times 10^{-5}\text{s}$) (a)-(b), θ_e (K, linhas), movimento vertical (Pa s^{-1}) e vento (m s^{-1}) (c)-(d). A orografia está sombreada em preto.

Fonte: Produção do autor.

5.4 Análise dos processos físicos associados à influência orográfica do Planalto Brasileiro

Os processos físicos responsáveis por modificar as frentes frias que se deslocam pela orografia brasileira, são analisados através da equação da termodinâmica (descrita através da equação 3.6, na Seção 3.3.3 da metodologia). Os resultados da Seção anterior justificam o uso dessa equação, quando mostraram grande variação horizontal da temperatura ao redor da orografia.

Os resultados do cálculo de cada termo da equação da termodinâmica para dois momentos durante o deslocamento da FF-Friagem pela AS, estão nas Figuras 5.42 e 5.43. Nas figuras, os lugares com queda mais acentuada de temperatura estão destacados dentro dos tracejados.

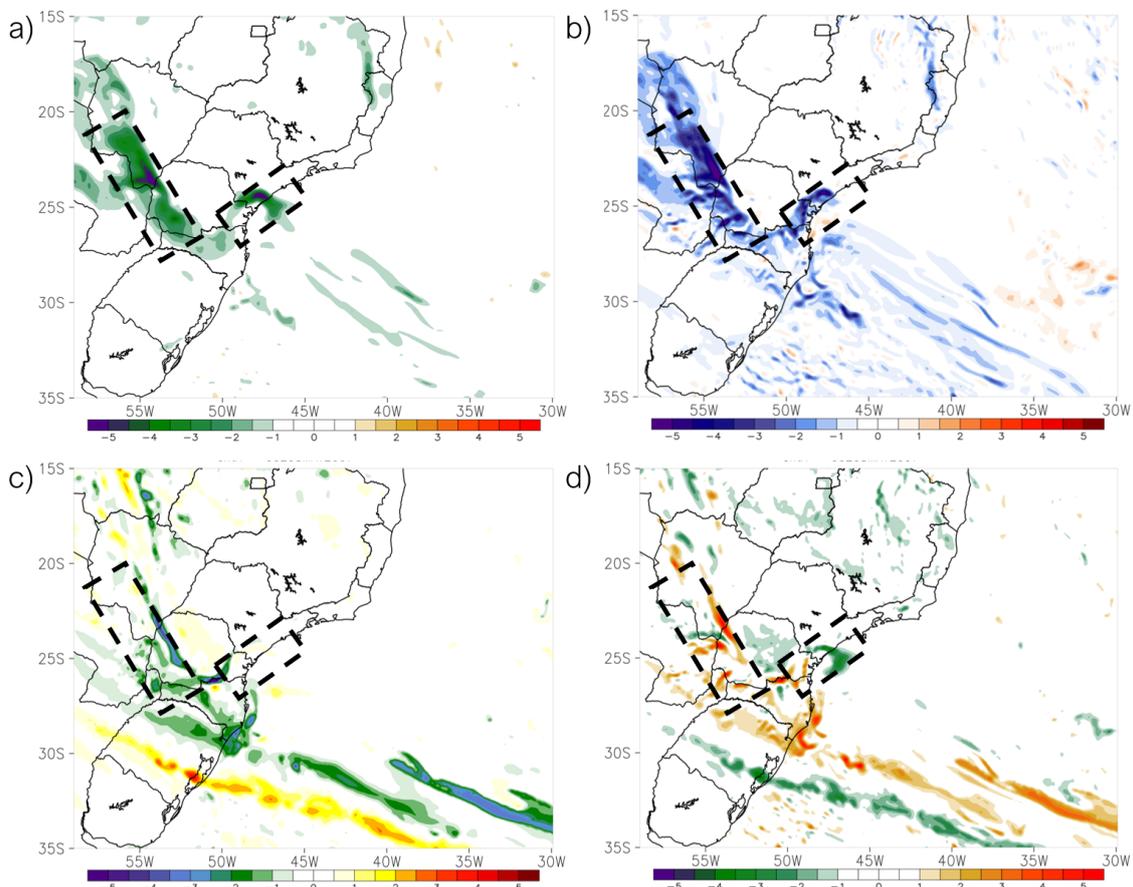
No dia 08 de maio de 2007, quando a frente fria se desloca do Sul do Brasil em direção ao Sudeste, a maior queda de temperatura ocorre em ambos os lados da orografia da região Sul, sendo que sobre a orografia a queda é menor (Figura 5.42). Esse comportamento gera uma curvatura na distribuição horizontal de temperatura. Nota-se, também, a semelhança entre a tendência de temperatura simulado pelo modelo Eta8km (Figuras 5.42a) e a tendência de temperatura devido a processos advectivos horizontais, calculada através da equação da termodinâmica (Figura 5.42b).

Os outros termos da equação não resultaram em um campo de tendência de temperatura tão similar a tendência simulada no experimento Eta8km. Isto é, a componente vertical da equação da termodinâmica (Figuras 5.42c) mostra o típico esfriamento provocado pelo levantamento do ar ao longo da superfície frontal, mas pouco explica a tendência de temperatura que deforma a estrutura horizontal da frente fria. Além disso, o esfriamento causada pela advecção vertical de temperatura é menor em comparação com a advecção horizontal e é parcialmente compensado pelo aquecimento diabático (Figuras 5.42d), obtido através do último termo da equação da termodinâmica. O aquecimento diabático observado nesse resultado, pode ser produzido pela formação da nebulosidade, presentes nas imagens de satélite (Figura 5.8).

No dia 09 de maio de 2007, quando a frente fria se desloca pela região Sudeste, novamente é identificado o abaulamento nas tendências de temperatura, gerado pelo termo de advecção térmica horizontal tanto no nível atmosférico de 925 hPa (Figura 5.43a) quanto no nível de 850 hPa (Figura 5.43b). O resultado dos demais termos da equação termodinâmica (Figura 5.43c,d), não mostram tão claramente a tendência de aquecimento ou esfriamento nessa região, quanto o termo de advecção

horizontal.

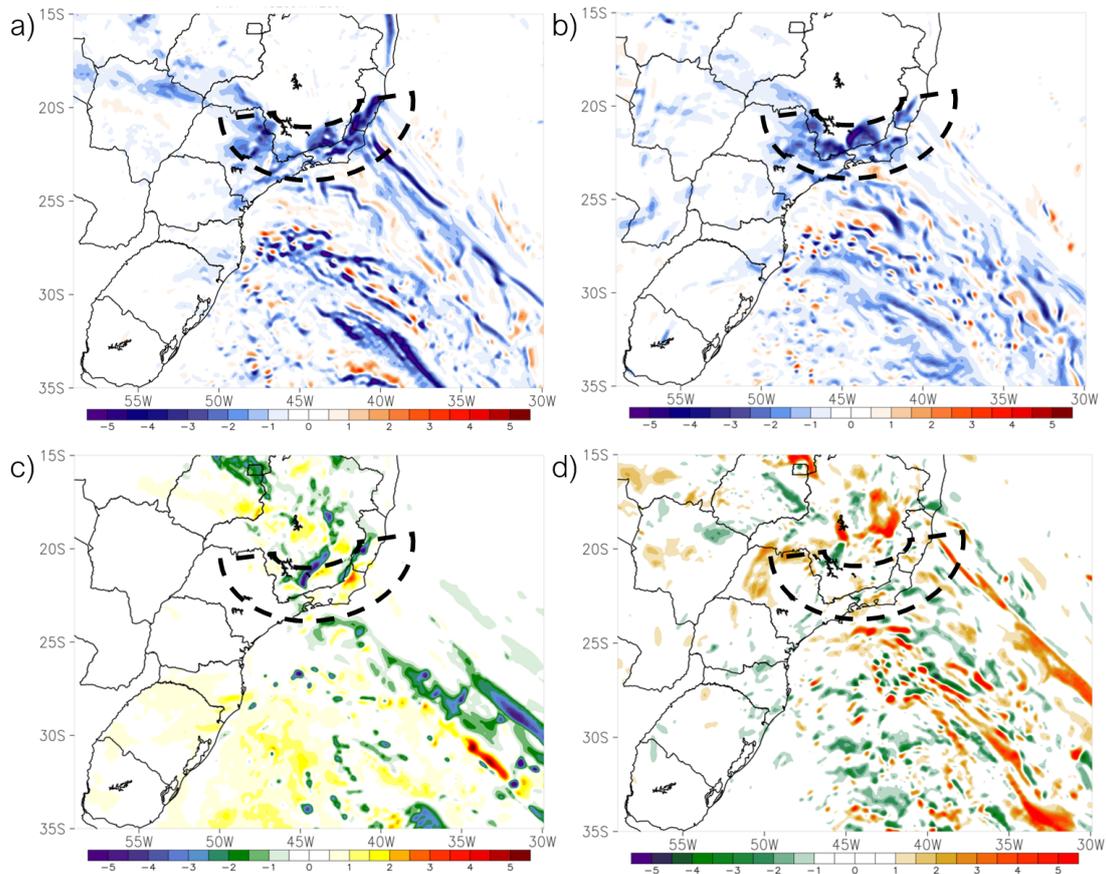
Figura 5.42 - Resultados da equação da termodinâmica, às 00 UTC do dia 08 de maio de 2007, para o evento FF-Friagem.



a) Tendência de temperatura ($^{\circ}\text{C hora}^{-1}$) em 925 hPa, b) advecção horizontal de temperatura em 925 hPa ($^{\circ}\text{C hora}^{-1}$), c) advecção vertical de temperatura entre 500/900 hPa ($^{\circ}\text{C hora}^{-1}$), d) processos diabáticos calculados através da diferença dos demais termos da equação termodinâmica. A forma retangular tracejada destaca a regiões em que foi observado acentuada queda de temperatura em 1 hora.

Fonte: Produção do autor.

Figura 5.43 - Resultados da equação termodinâmica às 18 UTC do dia 09 de maio, para o evento FF-Friagem.



a) advecção horizontal de temperatura em 925 hPa ($^{\circ}\text{C hora}^{-1}$), b) advecção horizontal de temperatura em 850 hPa ($^{\circ}\text{C hora}^{-1}$), c) advecção vertical de temperatura entre 500/900 hPa ($^{\circ}\text{C hora}^{-1}$), d) processos diabáticos calculados através da diferença dos demais termos da equação termodinâmica. A forma de meio círculo tracejada destaca a regiões em que foi observado acentuada queda de temperatura em 1 hora.

Fonte: Produção do autor.

Portanto, o efeito abaulado na distribuição horizontal de temperatura, assim como observado em outras variáveis meteorológicas na seção 4.2, é causado principalmente pela advecção térmica horizontal, sendo esse o processo termodinâmico mais importante para gerar modificação na estrutura horizontal das frentes frias. Esse resultado está de acordo com o encontrado por Garreaud (1999) quando investigava uma incursão fria a leste dos Andes. Garreaud (1999) também investigou os termos da equação termodinâmica e encontrou que o intenso resfriamento na vanguarda da incursão fria foi dominado pela advecção horizontal do ar frio em baixos níveis da atmosfera e que

o resfriamento adiabático e o aquecimento diabático, associado a liberação de calor latente, foram mais importantes na intensa corrente de ar ascendente de mesoescala, à frente da frente fria.

Na Figura 5.44 estão a temperatura do ar e vento em 925 hPa (Figura 5.44a,b) e a tendência em 24 horas de temperatura do ar e do vento em 925 hPa (Figura 5.44c,d), obtidos para as 00 UTC do dia 08 de maio de 2007 e 18 UTC do dia 09 de maio de 2007. Primeiramente, destaca-se a distribuição horizontal das isotermas no sentido noroeste-sudeste (observar a isoterma de 14 °C na Figura 5.44a), com o vento mais intenso de sudeste à leste da orografia e de sudoeste à oeste da orografia, com escoamento claramente diferente de um lado e outro do PB. Além disso, na porção norte do Paraná e oeste de São Paulo há diminuição do vento, em comparação a mesma faixa de latitude à leste e à oeste da orografia, o que implica uma queda de temperatura comparativamente menor nesse setor.

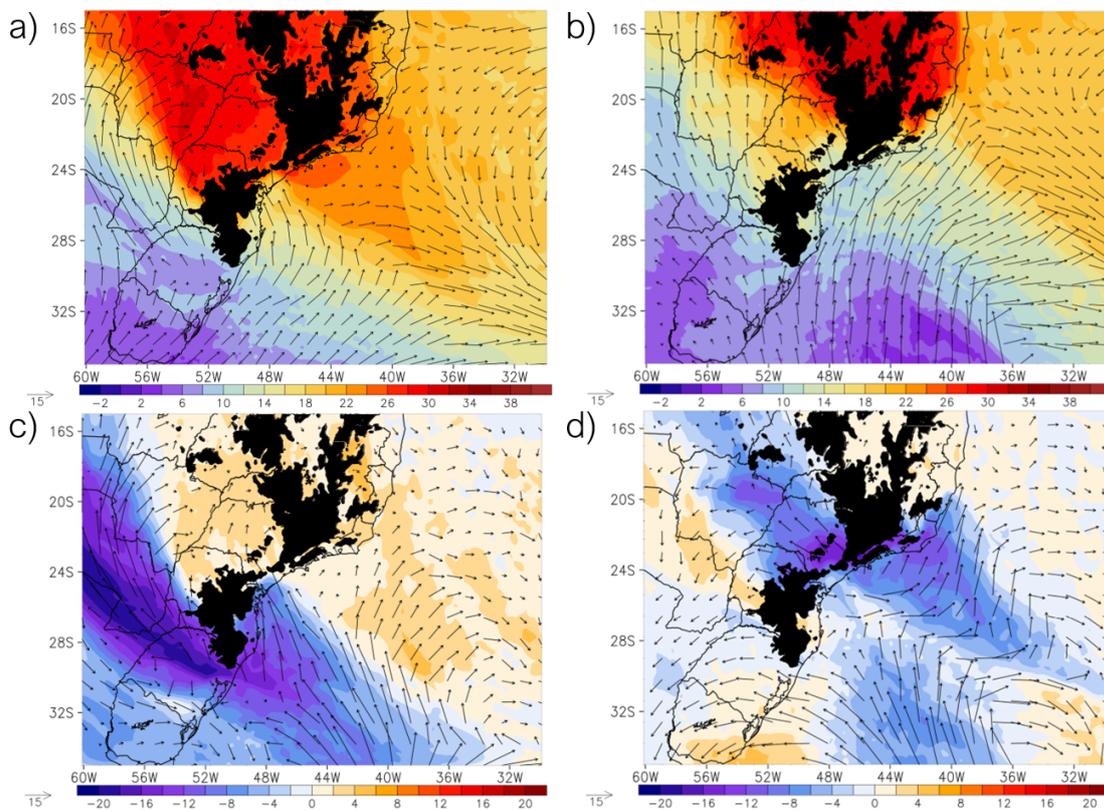
Quase dois dias depois da situação mostrada na figura anterior (isto é, Figura 5.44b), a bifurcação do escoamento se torna notável, também, na região Sudeste do Brasil. Essa bifurcação gera uma queda de temperatura em resposta a advecção horizontal em forma de “V” (Figura 5.44c,d) ao redor da orografia. Observando as Figuras 5.11 e 5.12, que referem-se aos campos do CFSR às 12 UTC do dia 08 de maio de 2007 e às 06 UTC do dia 09 de maio de 2007, respectivamente, pode-se concluir que o comportamento do vento não obedece estritamente ao campo de pressão (ou seja, o vento observado difere do vento geostrófico que seria predominantemente de sudeste), denotando uma clara influência orográfica.

No Sul do Brasil, essa influência da orografia provoca tanto um aumento dos ventos de sudeste (sudoeste), imediatamente a leste (oeste) da orografia, quanto uma diminuição a sotavento (ao noroeste das montanhas), que se traduz na presença de uma advecção térmica horizontal diferencial através da orografia. Essa advecção diferencial curva as isotermas, e modifica o deslocamento e a estrutura vertical do sistema frontal. A frente se torna mais inclinada em ambos os lados do PB (já que em superfície ele se desloca mais rápido) e mais vertical sobre ele (devido ao bloqueio do deslocamento frontal).

Ressalta-se que os resultados obtidos para o nível de 925 hPa também foram identificados no nível de 850 hPa, o que indica que embora a altura da orografia não alcance esse nível de pressão, a influência orográfica exercida nos níveis mais próximos ao solo se propaga dentro da baixa troposfera.

Resultado muito semelhante foi encontrado por Chien e Kuo (2006) quando investigaram o efeito da montanha de Taiwan sobre a estrutura de uma intensa frente fria (ver a Figura 2.7a). Os autores notaram o bloqueio da frente pela Serra Central de Taiwan e a divisão da frente em duas seções, uma para cada lado da montanha. Cada seção da frente fria teve diferentes velocidades de deslocamento. No Brasil, não ocorre a completa divisão da frente fria, mas há um deslocamento diferente de um lado e outro da orografia, o que modifica a estrutura horizontal da frente fria.

Figura 5.44 - Temperatura do ar, vento e tendência da temperatura do ar em 24 horas, no nível de 925 hPa.



a) e b) temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e vento (m s^{-1}) em 925 hPa às 00 UTC do dia 08 de maio e 18 UTC do dia 09 de maio, respectivamente, c) e d) tendência de temperatura ($^{\circ}\text{C dia}^{-1}$) e tendência do vento ($\text{m s}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) em 925 hPa às 00 UTC do dia 08 de maio e 18 UTC do dia 09 de maio, respectivamente.

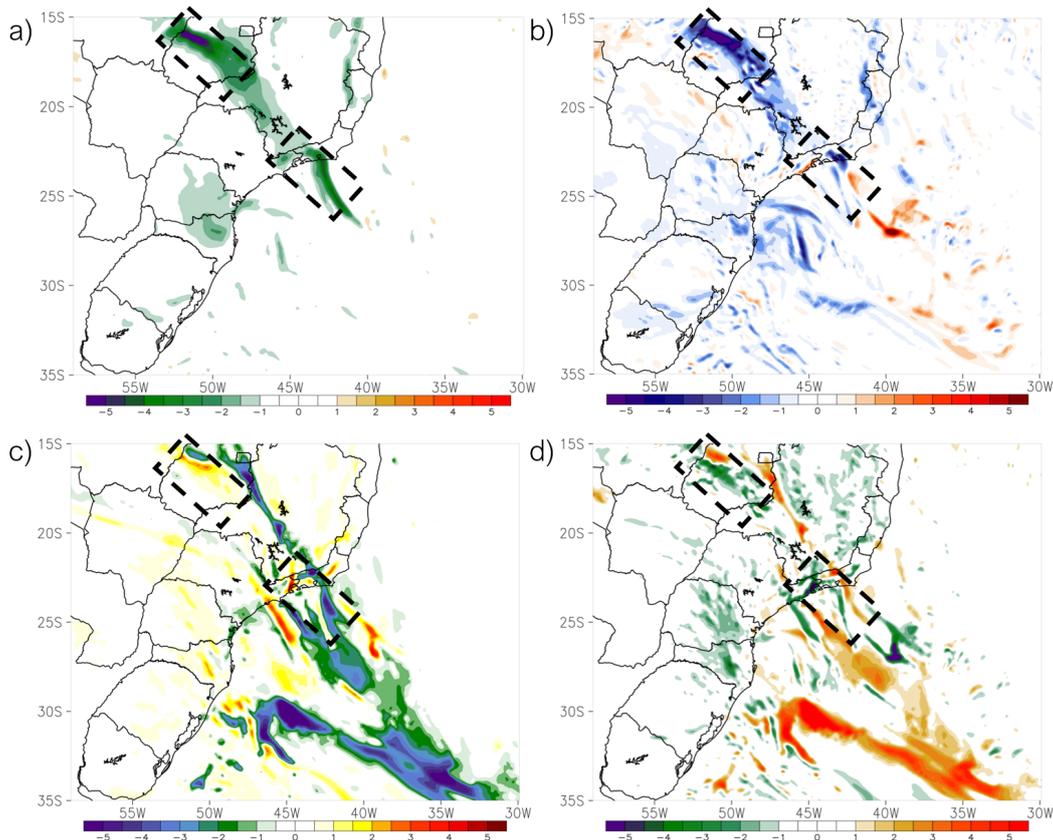
Fonte: Produção do autor.

A FF-Neve se deslocou pela AS de maneira diferente que a FF-Friagem, de forma que a incursão fria ocorreu do interior do continente em direção ao litoral no Sudeste do Brasil. Os resultados dos termos da equação da termodinâmica para este evento

frontal estão na Figura 5.45.

De maneira sucinta e com base nas análises realizadas anteriormente, nota-se que a advecção horizontal de temperatura apresenta uma grande semelhança qualitativa e quantitativa com a tendência de temperatura simulada (comparar as Figuras 5.45a e 5.45b). O termo vertical apresentam uma intensidade menor e é parcialmente anulado pelo efeito dos processos diabáticos. Em consequência, no caso FF-Neve também é possível concluir que o processo físico responsável pela deformação da frente fria é a advecção térmica horizontal. Esse efeito, mais uma vez, é mais intenso nos níveis próximos ao solo, mas se propaga até o nível de 850 hPa (Figuras não mostradas).

Figura 5.45 - Resultados da equação da termodinâmica às 00 UTC do dia 24 de maio, para o evento FF-Neve.



a) Tendência de temperatura ($^{\circ}\text{C hora}^{-1}$) em 925 hPa, b) advecção horizontal de temperatura em 925 hPa ($^{\circ}\text{C hora}^{-1}$), c) advecção vertical de temperatura entre 500/900 hPa ($^{\circ}\text{C hora}^{-1}$), d) processos diabáticos calculados através da diferença dos demais termos da equação termodinâmica. A forma retangular tracejada destaca a regiões em que foi observado acentuada queda de temperatura em 1 hora.

Fonte: Produção do autor.

Dos resultado acima pode-se extrair um modelo conceitual para os casos de frentes frias estudados, e que explica o efeito da orografia na frente fria que se desloca pelo Sudeste do América do Sul. À sotavento da Cordilheira dos Andes, a medida que um frente fria se desloca para nordeste, ela encontra o conjunto de Serras formado pela Serra Geral, Serra do Mar e Serra da Mantiqueira, que fazem parte do Planalto Brasileiro.

Em um primeiro momento (momento 1 na Figura 5.46), onde não existem obstáculos orográficos relevantes, a frente fria se desloca mantendo a curvatura e estrutura típicas desses sistemas nas latitudes médias, embora já influenciados pela presença dos Andes, que provocam um rápido deslocamento das frentes frias em direção ao norte entre os Andes e o Planalto Brasileiro (GAN; RAO, 1994; GARREAUD, 1999; SELUCHI et al., 2006). Nesse estágio, a atuação do anticiclone na retaguarda da frente fria determina o predomínio de ventos (quase) geostróficos de sudeste, representados pelas setas azuis.

A primeira interação frente-orografia ocorre no Sul do Brasil, ao se aproximar da Serra Geral (momento 2 da Figura 5.46). Os ventos inicialmente de sudeste interagem com a orografia, provocando uma deflexão do fluxo e, conseqüentemente um aumento dos ventos de sudeste a oeste da Serra Geral, e ventos de sudoeste a leste da Serra Geral. Simultaneamente, ocorre uma diminuição dos ventos de sudeste ao noroeste da Serra, no norte do Paraná e oeste de São Paulo. A mudança na direção e intensidade do vento provoca um campo de advecção em forma de “V” que modifica a tendência de temperatura e, portanto o deslocamento do sistema frontal em baixos níveis. Isso provoca um avanço mais lento sobre a Serra Geral e mais rápido ao seu redor.

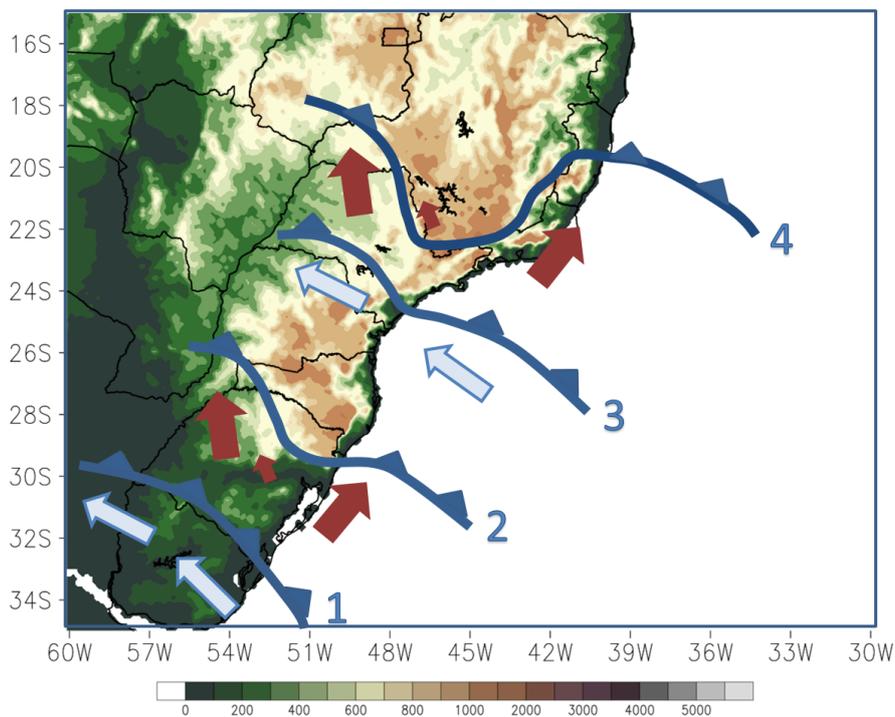
Ao norte da Serra Geral e ao sul das Serras da Mantiqueira, do Mar e do Planalto Central (momento 3 na Figura 5.46) existe uma estreita região sem grandes obstáculos orográficos. Nessa região, os ventos de leste podem novamente circular sem grande interferência e gerar a advecção fria, que permite o avanço relativamente uniforme da frente fria, já deformada no momento anterior. Observe na Figura 5.19 como a temperatura diminui no oeste de São Paulo com um dia de atraso em comparação ao Vale do Paraíba do Sul. Isso ocorre devido ao deslocamento diferencial da frente fria um lado e outro da orografia (CHIEN; KUO, 2006).

No momento 4 da Figura 5.46, a frente fria sofre uma nova deformação horizontal sobre o PB, seguindo um processo semelhante ao descrito no momento 2. Novamente, note na Figura 5.19 como a componente de sul dos ventos é muito mais intensa a leste e oeste do PB, em comparação ao que ocorre em seu interior, inclusive nas

regiões com altitude inferior a 1000m.

A deformação do campo de advecção de temperatura e da própria temperatura por causa orografia, traz como consequência, através da equação isométrica, uma deformação do campo de pressão. Assim, o anticiclone migratório na retaguarda da frente fria tende a se expandir sobre a região Centro-Oeste e sobre a porção litorânea e oceânica da região Sudeste, enquanto que um “cavamento” ocorre sobre o PB.

Figura 5.46 - Modelo conceitual da interação frente-orografia no Sudeste da América do Sul.



Modelo conceitual de influência da orografia brasileira sobre as frentes frias. A orografia está representada em sombreado; o posicionamento sucessivo do sistema frontal está representado através das linhas azuis; o vento (quase) geostrófico está representados pelas setas azuis, e o vento resultante da interação com a orografia está representado com setas bordô. O tamanho das setas é proporcional à velocidade do vento. O deslocamento da frente fria da posição 2 para a posição 4 acontece no decorrer de 1 dia.

Fonte: Produção do autor.

Embora os processos descritos ocorram nos níveis atmosféricos mais próximos ao solo, eles são suficientes para alterar toda a estrutura horizontal e vertical dos sistemas frontais, pelo menos até o nível de 850 hPa. Isso pode ser explicado pelo fato que as frentes frias nas latitudes subtropicais e tropicais possuem uma grande inclinação,

estando caracterizadas por uma massa fria pós-frontal que se torna gradativamente mais rasa com o avanço da frente para as latitudes mais baixas (PALMÉN; NEWTON, 1948). Dessa forma, mesmo um obstáculo orográfico relativamente baixo como o PB é suficiente para causar alteração no deslocamento e estrutura dos sistemas frontais.

A influência orográfica do PB é diferente do encontrado em outros locais do mundo, como nos Alpes, por exemplo. Steinacker (1981) mostrou que após o deslocamento da frente fria pela região dos Alpes, a frente fria em superfície é reestruturada, de maneira que, às vezes, a frente torna-se ainda mais intensa à sotavento (WEST; STEENBURGH, 2011). No Brasil, após o deslocamento da frente fria pela Serra da Mantiqueira, a frente tende a se deslocar em direção a latitudes mais baixas pelo litoral do Brasil, até seu completo decaimento, perdendo a sua estrutura horizontal no interior no país.

6 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS

Os testes de sensibilidade no modelo Eta foram divididos em: testes da rugosidade devido orografia de sub-grade do modelo, teste com a parametrização de ondas de gravidade, testes com a resolução vertical e altura do topo do modelo e, por fim, testes com modificação na altura da orografia.

Os resultados dos experimentos numéricos são descritos apenas para o caso da FF-Friagem, de lento deslocamento e com uma abrangência maior sobre a AS, quando comparado a FF-Neve. Tal característica permite acompanhar a modificação da estrutura transversal à frente fria desde latitudes mais altas.

As seções transversais à frente fria são sempre produzidas ao longo da longitude 44,7°W. Esse corte foi escolhido por passar sobre a região onde a orografia do Brasil atinge uma de suas maiores altitudes, no Pico das Agulhas Negras, onde a modificação da frente fria é mais acentuada.

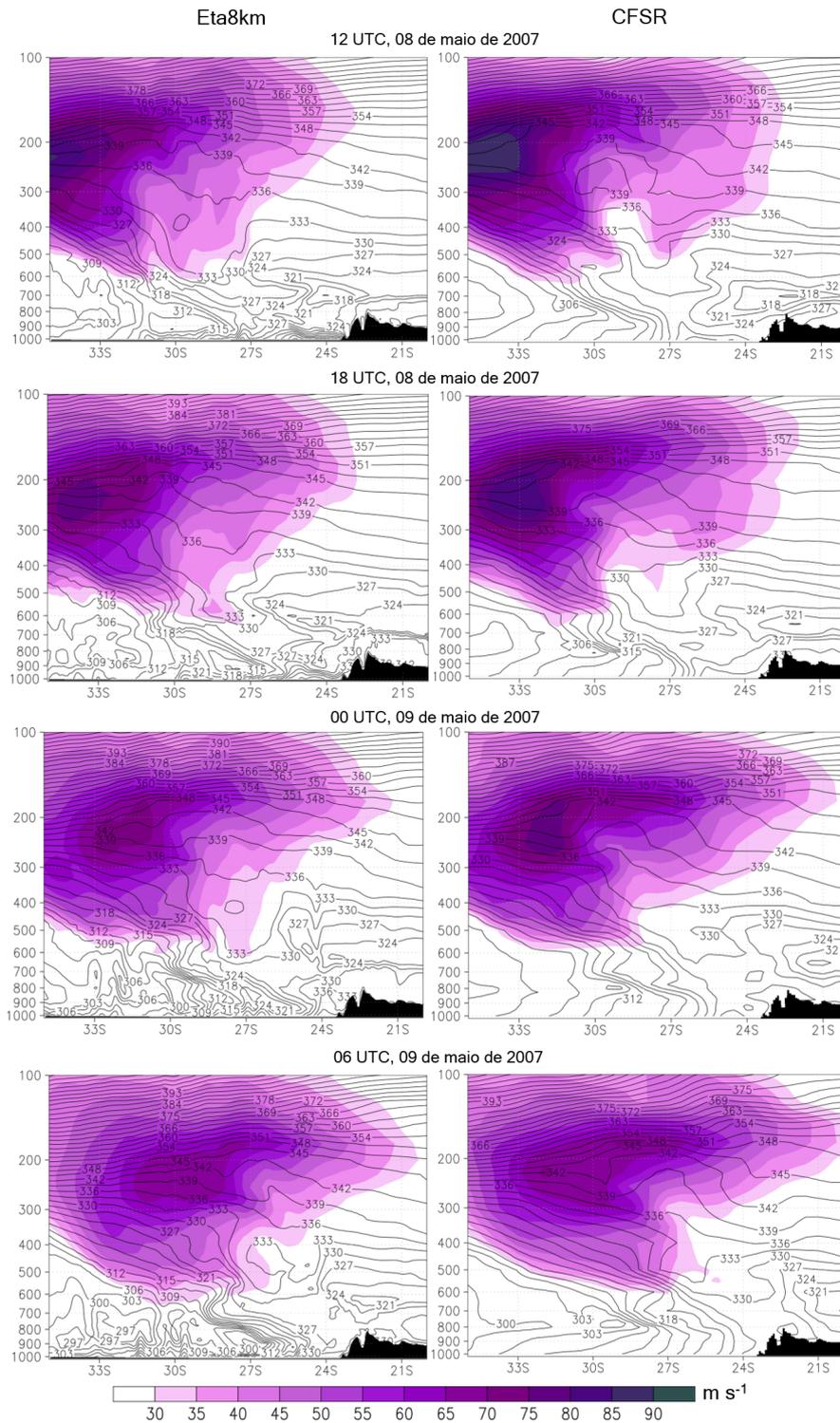
Para avaliar a simulação da frente fria, as seções transversais a frente fria gerada pelo modelo Eta são comparadas a seção vertical obtida com os dados de reanálise do CFSR (Seção 6.1). Para investigar a influência das diferentes configurações do modelo na representação do deslocamento e estrutura da frente fria, os resultados dos testes numéricos são comparados a simulação do Eta (Seções 6.2, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5). Segue os resultados para a avaliação do modelo Eta.

6.1 Simulação Eta8km *versus* reanálise do CFSR

Primeiramente, a simulação Eta8km é comparada com a reanálise do CFSR. O objetivo dessa comparação é verificar como o modelo Eta representa a frente fria, principalmente o posicionamento da frente e do jato em altos níveis, a medida que a frente se desloca sobre a região do PB.

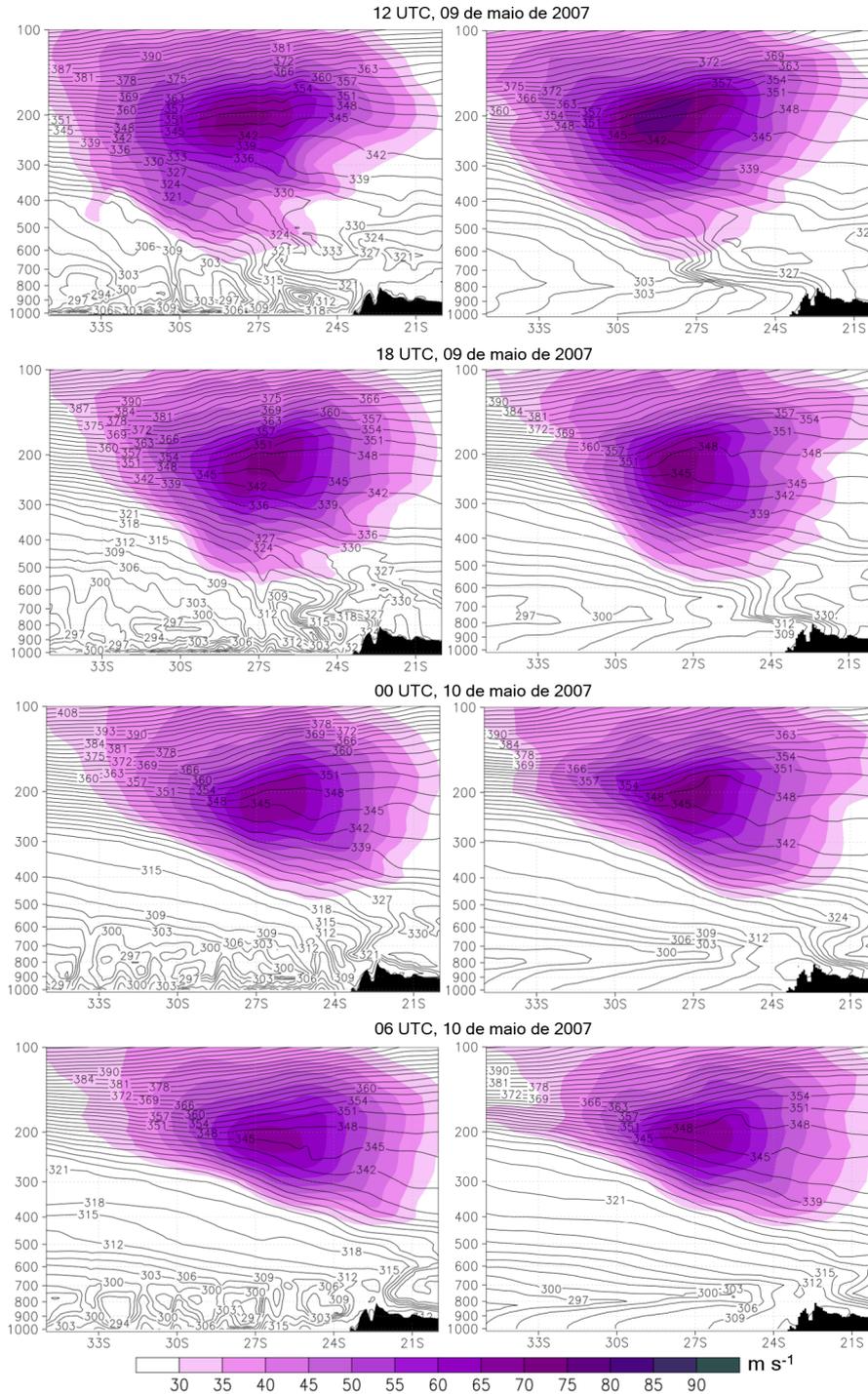
As Figuras 6.1 e 6.2 mostram a comparação de θ_e e da componente zonal do vento entre a simulação do modelo Eta e os dados de reanálise do CFSR. Para tal comparação, os dados originais do CFSR foram interpolados para 8 km.

Figura 6.1 - Seção transversal à frente fria, da simulação Eta8km e da reanálise do CFSR.



Continua na próxima página.

Figura 6.2 - Continuação.



Comparação da simulação Eta8km e da reanálise do CFSR, através da seção transversal à frentes fria na longitude 44,7°W, sobre o Pico das Agulhas Negras, das variáveis θ_e (K, linhas) e componente zonal do vento (m s⁻¹, sombreado). Na coluna da direita está o resultado da simulação Eta8km, e na coluna da esquerda os dados do CFSR interpolado para 8km. As datas estão indicadas na parte superior. A orografia está sombreada em preto.

Fonte: Produção do autor.

Às 00 UTC do dia 09 de maio de 2007, a frente fria em superfície está mais adiantada na simulação Eta8km que na reanálise do CFSR. Entretanto, no decorrer da manhã do dia 09 de maio de 2007 e no restante do dia, há uma desaceleração da frente fria em superfície na simulação Eta8km. Essa diferença é observada, principalmente, em baixos níveis da atmosfera.

Quanto ao jato em altos níveis, nota-se que o núcleo da corrente de jato simulado pelo modelo Eta é menos intenso que o encontrado nos dados de reanálise. Além disso, a partir da tarde do dia 09 de maio de 2007, o jato em altos níveis simulado pelo Eta8km está ligeiramente posicionado mais ao norte que nos dados do CFSR. A avaliação do modelo realizada na seção 5.2 do Capítulo 5, já mostrava um jato em altos níveis menos intenso e o posicionamento mais para o norte quando o sistema frontal se aproximava da região Sudeste do Brasil, na simulação Eta8km.

Então, para que o modelo Eta se aproxime da estrutura e posição frontal obtidas com a reanálise do CFSR, seria interessante que o sistema frontal fosse acelerado em baixos níveis enquanto se desloca pelas encostas do PB. Na literatura, não foram encontrados estudos que comparam a estrutura das frentes frias simuladas pelo modelo Eta com dados observados ou com outros modelos numéricos. Entretanto, foi encontrado um grande número de estudos sobre a destreza do modelo Eta em simular e/ou prever a intensidade de precipitação. Por exemplo, [Guimarães et al. \(2006\)](#) avaliaram a performance do modelo Eta em prever um caso de chuvas intensas em Angra dos Reis (RJ), na Serra do Mar, provocado pela passagem de um sistema frontal na Região Sudeste do Brasil. Os autores encontraram que o modelo conseguiu simular a localização da faixa de precipitação associada ao sistema frontal atuante, contudo ele não simulou corretamente a intensidade da chuva nos núcleos de máxima precipitação.

Os experimentos numéricos de sensibilidade discutidos nas próximas seções são direcionados à análise o comportamento da frente enquanto ela se desloca sobre as regiões serranas do PB. São investigadas as características físicas do modelo que podem tornar a simulação da frente próximo ao observado nas reanálises do CFSR.

6.2 Rugosidade devido a orografia sub-grade

A rugosidade da orografia sub-grade afeta principalmente as variáveis meteorológicas próximo a superfície, dentro da camada limite planetária, atuando como uma força de atrito no escoamento atmosférico (KIM et al., 2003). O atrito é importante no deslocamento das frentes frias pois, como mostra Physick (1988), na costa dos continentes as frentes frias se deslocam mais rápido quando comparado ao interior do continente, e isso se deve a diferente rugosidade entre as superfícies.

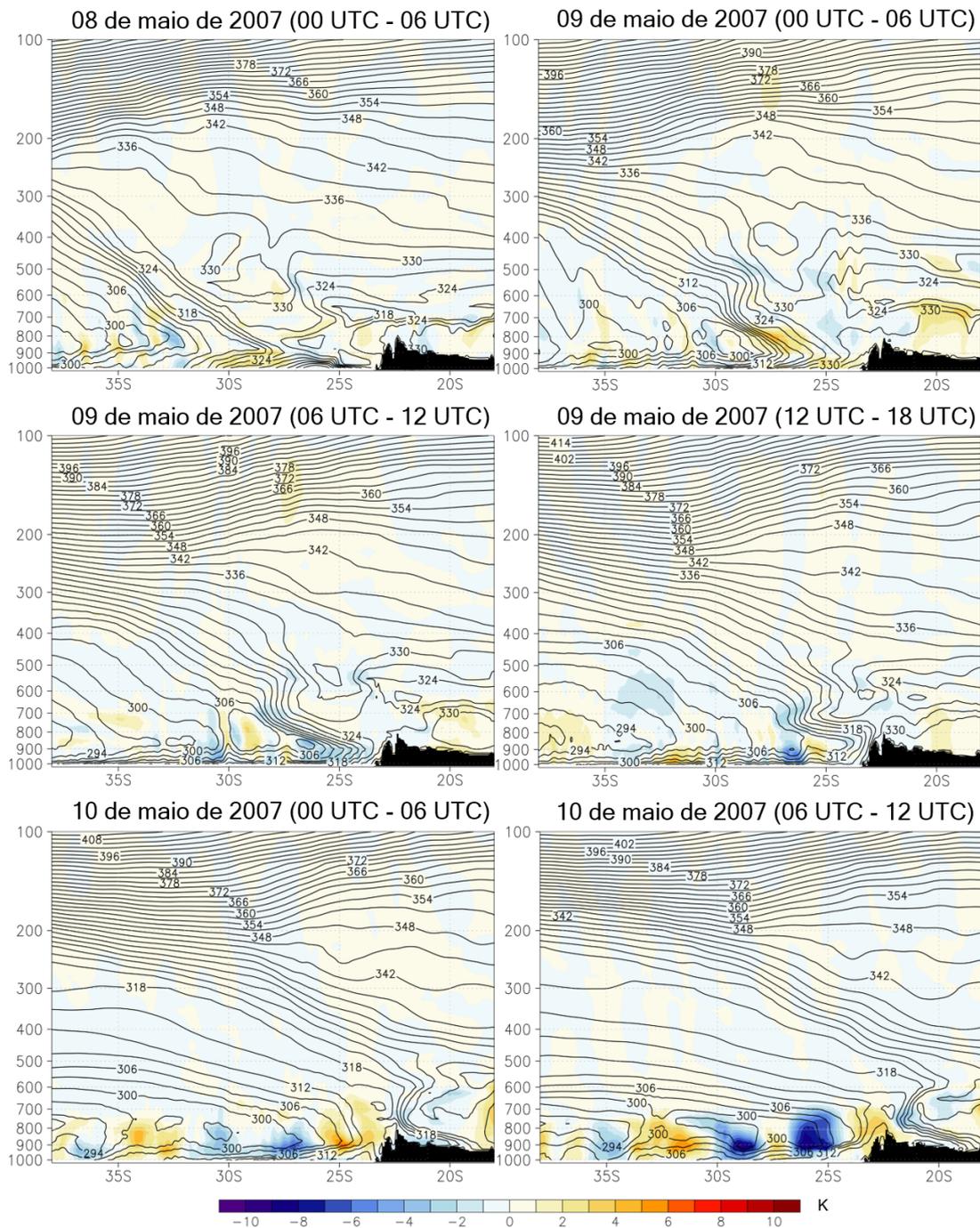
Assim, testes com esse parâmetro são importantes para identificar o papel da rugosidade sub-grade no deslocamento das frente fria pela AS, e para testar a sensibilidade deste parâmetro no modelo Eta. Os testes realizados foram: aumento de 50% no valor da rugosidade da orografia sub-grade (experimento Drag1.5) e diminuição de 50% no valor da rugosidade da orografia sub-grade (experimento Drag0.5).

Nas Figuras 6.3 e 6.4 são mostradas as seções transversais da θ_e média em 6 horas e da diferença de θ_e média em 6 horas, entre os experimentos com modificação da rugosidade e a simulação sem modificação, denominado como CNTRL, para os experimentos Drag0.5 e Drag1.5, respectivamente. O horário em que foi calculado a média está indicado na parte superior da figura e as cores sombreadas representam a diferença de θ_e , de forma que valores positivos de diferença entre o θ_e do teste de sensibilidade e a simulação CNTRL, significam o atraso da frente fria com relação a frente fria simulada pelo CNTRL. Da mesma forma, valores negativos da diferença entre o θ_e do teste de sensibilidade e a simulação CNTRL, significam que a frente fria se deslocou mais rápida no experimento com modificação da rugosidade sub-grade.

Nota-se que nos dias que antecedem o deslocamento da frente fria pela região Sudeste do Brasil (θ_e média de 00 UTC às 06 UTC, dos dias 08 e 09 de maio de 2007), a zona frontal desacelera nos dois testes realizados. Isso quer dizer que a frente fria se desloca mais devagar quando comparada a simulação sem a modificação da rugosidade sub-grade.

A medida que a frente fria se aproxima das áreas com orografia mais alta no Sudeste do Brasil, percebe-se algumas diferenças entre os dois experimentos. Na manhã do dia 09 de maio de 2007, no experimento com redução da rugosidade da orografia sub-grade (Figura 6.3), a zona frontal se desloca um pouco mais rápida que no experimento CNTRL, concordando com os estudos de Garratt (1986) e Gallus Jr e Segal (1999) que mostraram que a diminuição do atrito em superfície favorece o deslocamento mais rápido da frente fria.

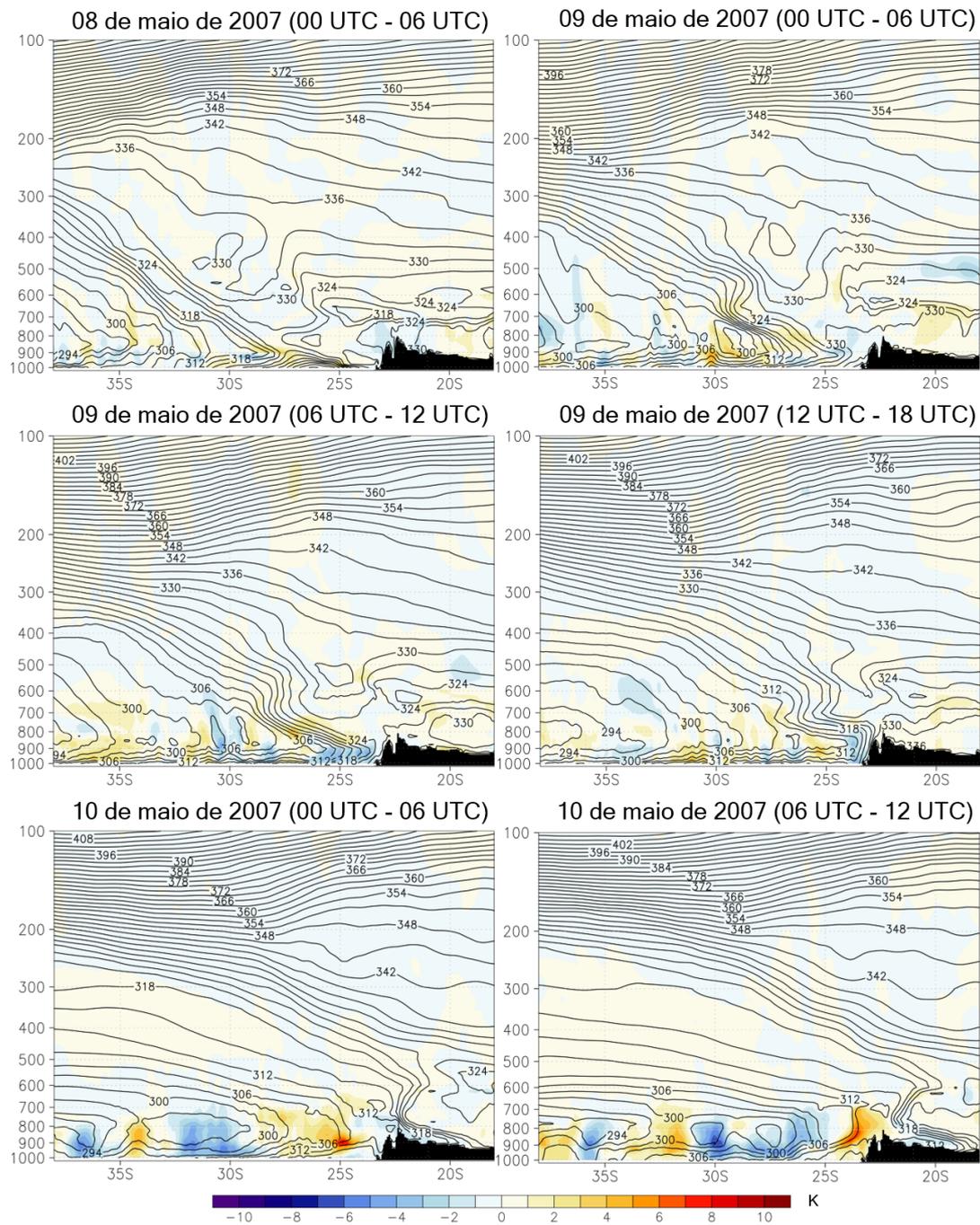
Figura 6.3 - Seção transversal de θ_e e da diferença da θ_e , do experimento Drag0.5.



Seção transversal à frente fria, ao longo da longitude $44,7^\circ\text{W}$, de θ_e médio em 6 horas (K, linhas) do experimento Drag0.5 e da diferença da θ_e médio em 6 horas (K, sombreado), entre o experimento Drag0.5 e a simulação sem modificação da rugosidade sub-grade (simulação CNTRL). A orografia está sombreada em preto.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.4 - Seção transversal de θ_e e da diferença da θ_e , do experimento Drag1.5.



Seção transversal à frente fria, ao longo da longitude $44,7^\circ\text{W}$, de θ_e médio em 6 horas (K, linhas) do experimento Drag1.5 e da diferença da θ_e médio em 6 horas (K, sombreado), entre o experimento Drag1.5 e a simulação sem modificação da rugosidade sub-grade (simulação CNTRL). A orografia está sombreada em preto.

Fonte: Produção do autor.

Ao mesmo tempo, o aumento da rugosidade da orografia sub-grade (Figura 6.4) gera uma aceleração próximo da superfície, sobre o oceano, e uma desaceleração da zona frontal na camada imediatamente acima, na altura do topo do PB. Essa desaceleração ocorre como resultado do aumento da rugosidade da orografia, que desacelera o escoamento sobre a montanha e, por isso, ela é mais evidente na altura do pico da Serra da Mantiqueira. Essa configuração faz com que a zona frontal se torne mais inclinada em direção ao ar frio, o que pode impactar na intensidade da frente e seu deslocamento final.

Quando a frente se desloca pelas encostas íngremes da orografia, o efeito na zona frontal não é tão expressivo, mas há a tendência de um deslocamento mais rápido nos dois experimentos. Após avançar sobre as encostas da orografia, a frente em superfície acelera em direção ao interior do Estado de Minas Gerais.

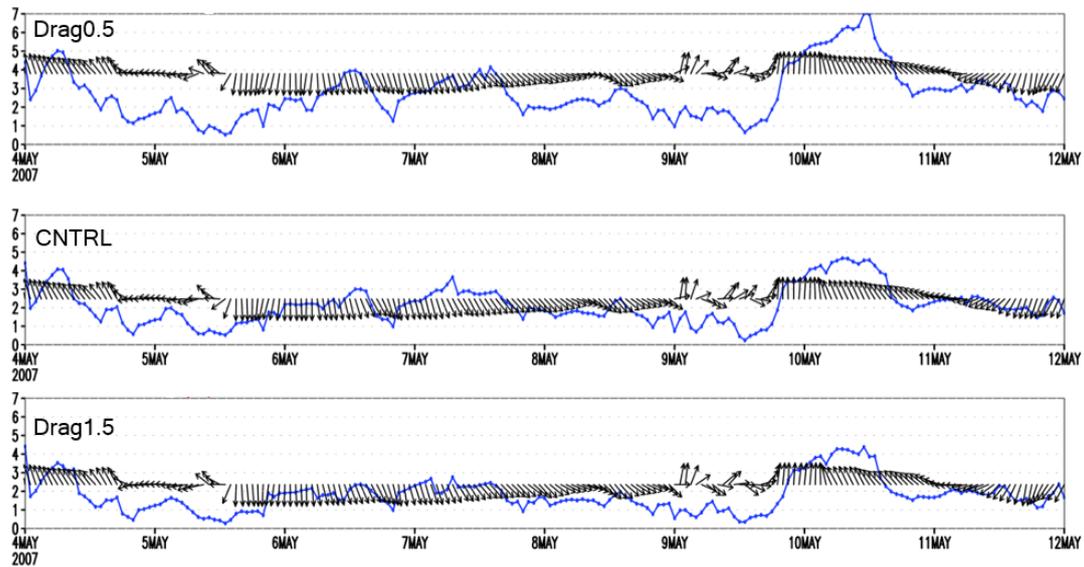
A variação temporal do vento em 10 metros e precipitação, no período entre os dias 04 de maio de 2007 e 12 de maio de 2007, são mostradas na Figura 6.5. As informações foram extraídas para o ponto de grade 44.7°W e 22.4°S , situado sobre o Pico das Agulhas Negras, na Serra da Mantiqueira.

O principal efeito notado no vento em 10 metros é na intensidade do vento. Ao reduzir a rugosidade da orografia sub-grade (experimento Drag0.5), o vento aumenta sua intensidade máxima para aproximadamente 7 m s^{-1} , enquanto que no experimento CNTRL a maior intensidade foi de aproximadamente $4,5\text{ m s}^{-1}$. A redução na rugosidade sub-grade gera arrasto menor em superfície e, em consequência, ventos mais intensos. Ao aumentar a rugosidade sub-grade (experimento Drag1.5) a intensidade do vento diminuiu para um valor próximo a 4 m s^{-1} , devido ao aumento do atrito com superfície.

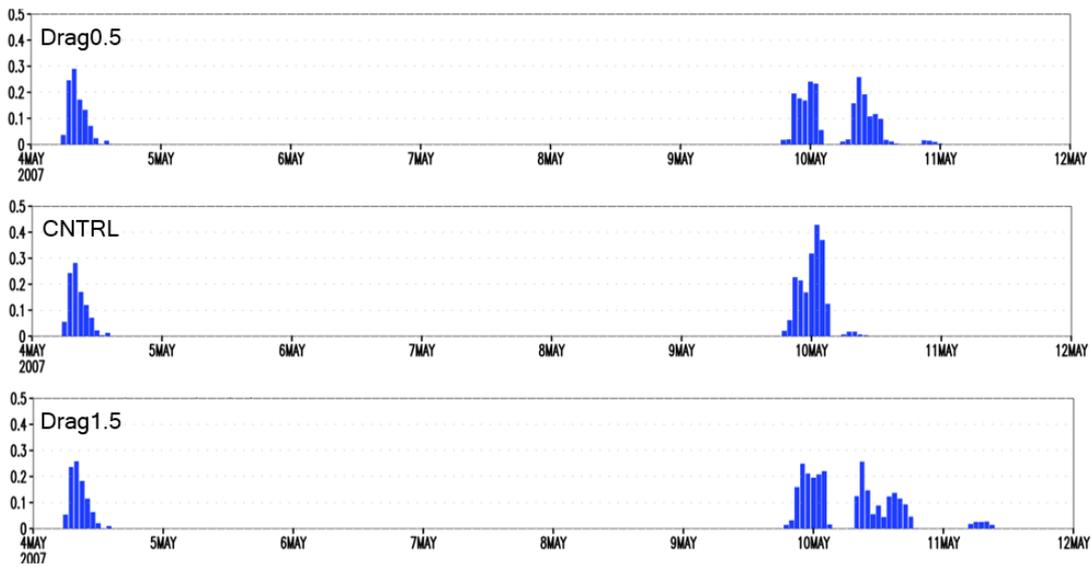
Este resultado está de acordo com o resultado de Silva (2004) que em um estudo de caso de Zonda sobre os Andes, realizou um experimento no qual o comprimento de rugosidade efetiva foi aumentado 50% do seu valor original. Como resultado desse experimento, Silva (2004) encontrou uma desintensificação da componente zonal do vento na camada mais baixa da atmosfera (entre 1000 e 700 hPa). Outros campos meteorológicos, tais como o campo de pressão ao nível médio do mar e pressão à superfície não apresentaram diferenças significativas com o aumento da rugosidade. Silva concluiu que a modificação no comprimento de rugosidade efetiva não foi suficiente para gerar uma melhoria na previsão do fenômeno estudado.

Figura 6.5 - Evolução temporal do vento a 10 metros e precipitação.

a) Vento em 10 metros (m s^{-1})



b) Precipitação (mm h^{-1})



Evolução temporal do vento a 10 metros (m s^{-1}) e da precipitação mm h^{-1} , resultante dos experimentos com alteração da rugosidade da orografia sub-grade (experimentos Drag0.5 e Drag1.5) e a simulação numérica sem modificação da rugosidade (CNTRL). No campo de vento, as flechas simbolizam a direção do vento e a linha a intensidade do vento. No campo de precipitação, as barras representam a quantidade de precipitação em 1 hora.

Fonte: Produção do autor.

Na precipitação, nota-se que a alteração da rugosidade da orografia sub-grade modifica a distribuição de chuva quando a frente se desloca sobre a Serra da Mantiqueira

entre os dias 09 e 10 de maio de 2007. A mudança na distribuição de precipitação difere entre os experimentos mas, de maneira geral, a precipitação não ocorre concentrada em poucas horas, como na simulação CNTRL. Essa mudança na distribuição da chuva é uma resposta a convergência de umidade em superfície, que é alterada quando o padrão de vento muda, por exemplo. Alguns estudos mostram que o atrito gerado na superfície de terra modifica a circulação, a velocidade e a forma da frente na camada limite (WILLIAMS, 1973; LOOSE; BORNSTEIN, 1977; TWIGG; BANNON, 1998), o que pode ter alterado o padrão da precipitação o longo da frente fria.

É importante destacar, também, que foram registrados dois episódios de chuva durante o período analisado. Mas, apenas a precipitação associada à frente fria foi alterada com a modificação da rugosidade da orografia sub-grade. Isso significa que o primeiro evento de chuva esteve associado a circulação atmosférica em médios e altos níveis da atmosfera, onde o efeito da orografia não foi percebido, conforme os resultados obtidos na Seção 4.2.

Desse experimento numérico pode-se concluir que a rugosidade da orografia sub-grade é capaz de alterar a velocidade da frente fria, já que altera o vento próximo a superfície, o padrão de convergência de umidade e conseqüentemente a precipitação.

De maneira geral, a redução da rugosidade da orografia sub-grade gera ventos mais intensos próximo a superfície, o que acelera o deslocamento da frente a medida que ela se aproxima das regiões menor rugosidade no PB. Assim, a redução da rugosidade da orografia sub-grade causou aceleração no deslocamento da frente, concordando com a observação do CFSR. Já o aumento da rugosidade da orografia sub-grade desacelera o deslocamento da frente ao se aproximar do PB, condição que gera diferenças ainda mais significativas entre a simulação do modelo Eta e as reanálises do CFSR. No momento em que a frente fria avança sobre as encostas íngremes da orografia, as modificações ao longo da zona frontal são menores quando comparado ao experimento CNTRL, enquanto que após o deslocamento sobre as encostas, o efeito gerado na zona frontal foi a aceleração da frente à sotavento da barreira.

6.3 Parametrização das ondas de gravidade

Uma das fontes de ondas de gravidade atmosféricas são as irregularidades na superfície da terra (KIM et al., 2003). A presença de montanhas força o deslocamento vertical das parcelas de ar na atmosfera e em uma situação estaticamente estável, as parcelas tendem a se deslocar em torno do seu nível de equilíbrio sob a ação de forças restauradoras, oscilando na vertical à sotavento das montanhas. Na literatura essas ondas são conhecidas como ondas de gravidade gerada orograficamente (COLLINS et al., 1997) ou ondas de montanha (SILVA, 2004).

Conforme Collins et al. (1997), sob certas condições estas ondas podem se propagar verticalmente aumentando a sua amplitude. Dessa forma, em alguma altitude sua amplitude pode se tornar tão grande que a superfície de θ se torna vertical e, assim, a convecção associada pode criar regiões de intensa turbulência. Tal turbulência exerce uma força na escoamento e gera um arrasto devido a quebra das ondas de gravidade. Em geral, a presença de ondas de gravidade retarda o escoamento médio.

Conforme Egger (2003), essas ondas não são resolvidas numericamente e seus efeitos devem ser parametrizados. Nos modelos numéricos a parametrização do arrasto das ondas de gravidade tem a função de reduzir os ventos na atmosfera devido à quebra de ondas de gravidade induzidas pela orografia (EGGER, 2003).

Portanto, a atividade de ondas de montanha pode afetar a velocidade de deslocamento da frente e a atividade convectiva. O objetivo deste teste de sensibilidade é, justamente, identificar a necessidade de inserir uma parametrização para as ondas de montanha no modelo Eta e avaliar o impacto das ondas de gravidade na estrutura da frente fria, a fim de melhorar a representatividade dos sistemas frontais no modelo.

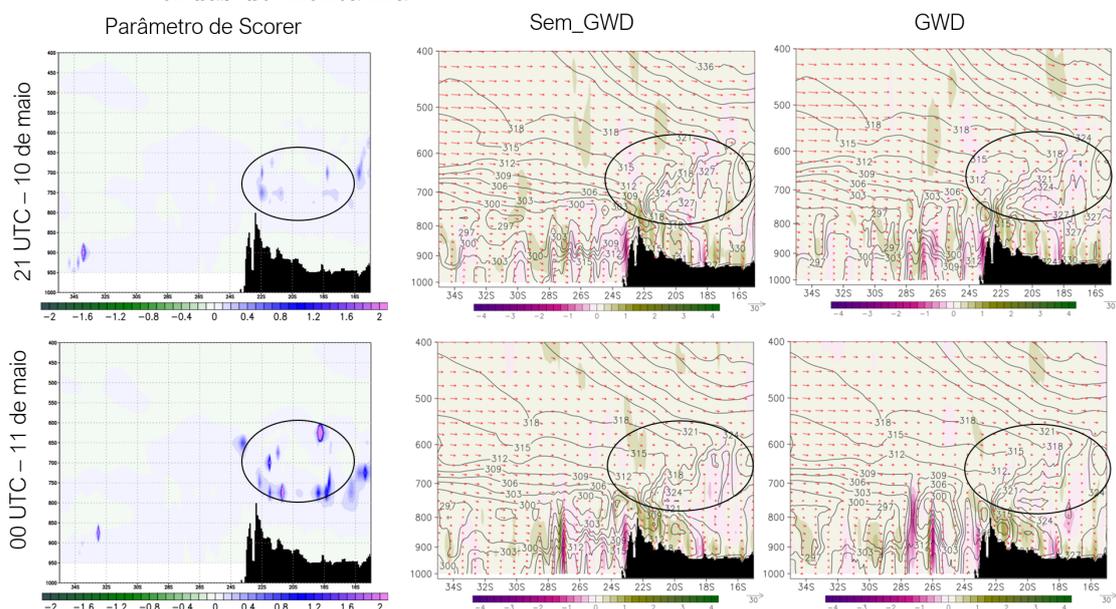
Para identificar a presença de ondas de montanha foi calculado o Parâmetro de Scorer (l^2), dado pela Equação 2.2 descrita na Seção 2.2. O parâmetro de Scorer possui uma contribuição do termo de instabilidade que está relacionado a instabilidade estática da atmosfera e uma contribuição do termo de cisalhamento do vento.

Na Figura 6.6 está a seção transversal do Parâmetro de Scorer (primeira coluna) e das variáveis θ_e , movimento vertical e vento (segunda e terceira coluna). Os resultados são mostrados para dois horários: às 21 UTC do dia 10 de maio de 2007 e às 00 UTC do dia 11 de maio de 2007, quando havia condição para a formação das ondas de gravidade à sotavento da orografia, conforme identificado através do Parâmetro

de Scorer.

Comparando a seção transversal de θ_e , movimento vertical e vento, com e sem a inserção de uma parametrização para as ondas de gravidade, nota-se que após a inserção da parametrização as ondas presentes no campo de θ_e foram suavizadas, significando que a parametrização atuou em diminuir a amplitude e atividade das ondas de gravidade.

Figura 6.6 - Seção vertical transversal à frente fria para o Parâmetro de Scorer, θ_e , movimento vertical e vento, das simulações com e sem parametrização para as ondas de montanha.

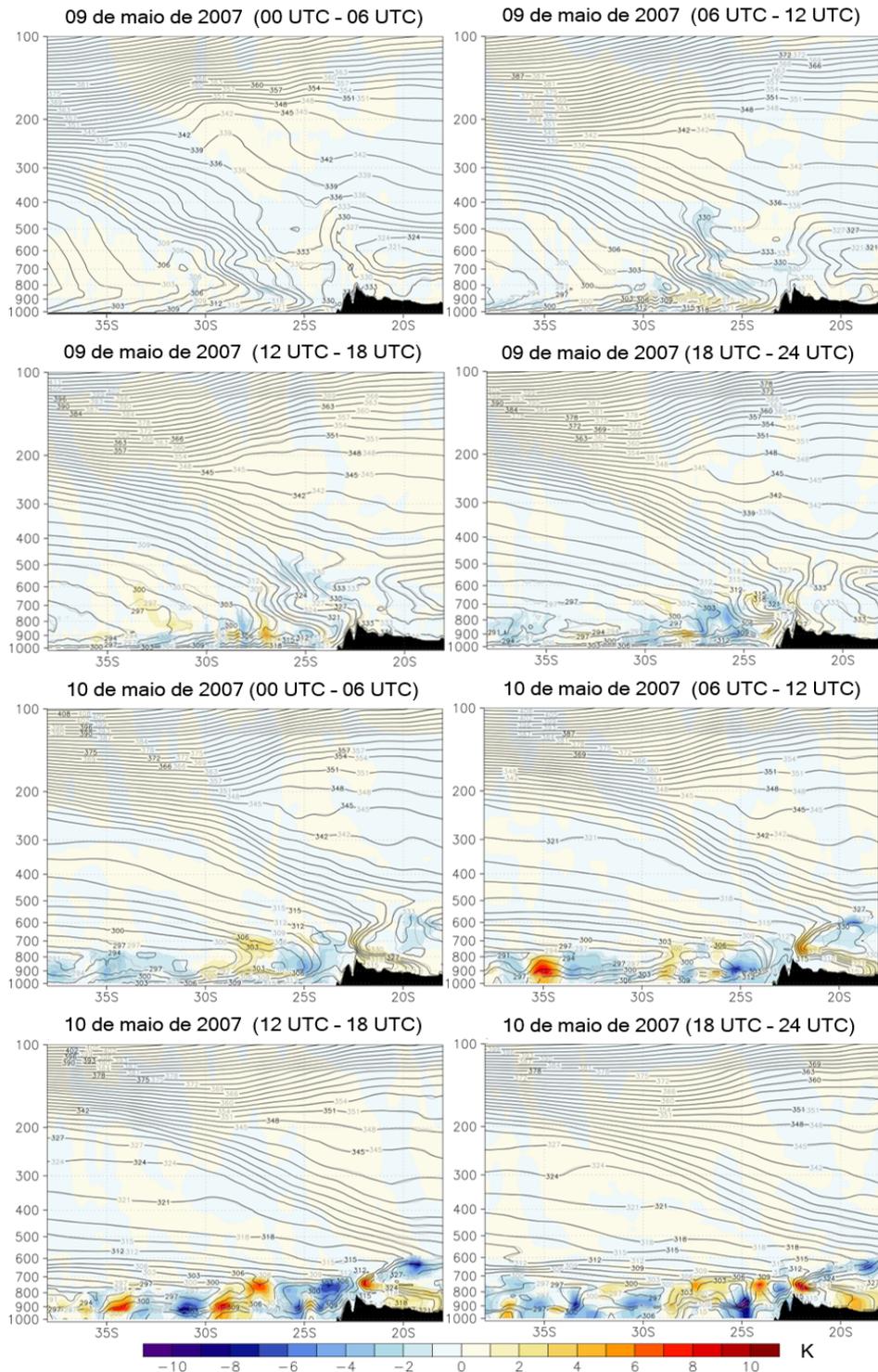


Seções transversais ao longo da longitude 44, 7°W, da superfície até 400 hPa, do parâmetro de Scorer ($\times 10^{-5} \text{ m}^{-2}$), das variáveis θ_e (K, linhas), movimento vertical (Pa s^{-1} , sombreado) e vento (m s^{-1}), para os experimentos sem a parametrização de ondas de montanha (sem_GWD) e com inclusão da parametrização (GWD). A orografia está sombreada em preto.

Fonte: Produção do autor.

Para investigar o efeito da implementação de uma parametrização para ondas de ondas de gravidade sobre a estrutura e deslocamento da frente fria, são comparadas as seções transversais de θ_e e da diferença de θ_e (ambas são valor médio em 6 horas) entre os experimento com e sem a parametrização do GWD (Figura 6.7).

Figura 6.7 - Seção transversal à frente fria, ao longo da longitude 44,7°W, para os experimento com e sem parametrização de GWD



Resultado da parametrização de ondas de gravidade. Os contornos pretos são o valor médio em 6 horas das isentrópicas de θ_e (K, linhas) do experimento GWD e em cinza das isentrópicas de θ_e (K, linhas) do experimento sem_GWD. Sombreado está o valor médio em 6 horas da diferença entre o experimento GWD e o experimento sem_GWD. A orografia está sombreada em preto.

Fonte: Produção do autor.

Nos primeiros horários do dia 09 de maio de 2007, há pouca diferença entre o experimento com e sem a parametrização de ondas de gravidade. Mas a medida que a frente fria se aproxima das encostas da Serra do Mar e da Mantiqueira, no período da manhã e tarde do dia 09 de maio, algumas diferenças tornam-se mais evidentes. Nesses períodos, o deslocamento da zona frontal sofre desaceleração, isto é, quando comparado ao seu deslocamento na simulação sem a parametrização GWD a frente se desloca mais devagar sobre as encostas, pico e à sotavento da Serra da Mantiqueira (principalmente à sotavento). Um dos objetivos de inserir uma parametrização de ondas de gravidade é, justamente, remover o momento da atmosfera através da quebra de ondas de gravidade (EGGER, 2003), o que foi efetivamente observado após a inserção da parametrização.

Se o interesse é tornar a simulação da frente fria com o modelo Eta mais próxima ao encontrado na reanálise do CFSR, apenas a inserção da parametrização não seria uma boa alternativa. No entanto, representar adequadamente a quebra das ondas de gravidade teve efeitos importantes no modelo numérico e é essencial que um modelo represente adequadamente o mecanismo de quebra de ondas de gravidade observado na atmosfera. Portanto, para melhor avaliar o efeito da inclusão da parametrização para as ondas de gravidade no modelo Eta, é adequado que este teste seja realizado com outros eventos frontais e/ou outros sistemas meteorológicos, ficando esta atividade designada à trabalhos futuros.

6.4 Altura do topo e resolução vertical do modelo

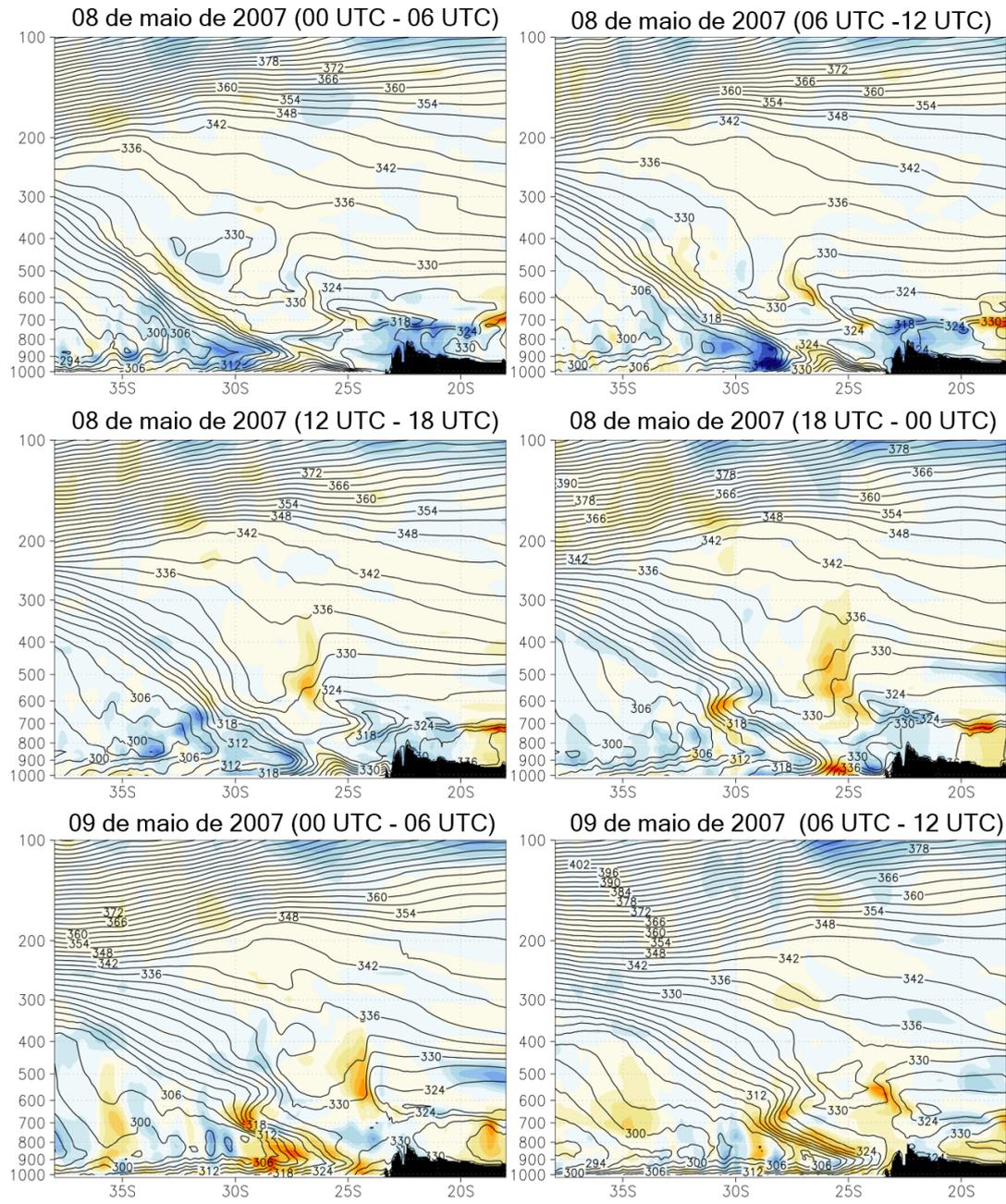
A modificação na resolução vertical e no nível do topo do modelo foram testadas juntamente. Os experimentos realizados nesta seção estão resumidos na Tabela 6.1. Para realçar o efeito das modificações no topo e resolução do modelo, foi calculado a média de θ_e em 6 horas de simulação.

Tabela 6.1 - Experimentos numéricos com testes de resolução e topo do modelo.

Nome do Experimento	Descrição
Eta60_50hPa (exp. controle)	topo do modelo em 50 hPa e 60 camadas verticais
Eta80_50hPa	topo do modelo em 50 hPa e 80 camadas verticais
Eta60_10hPa	topo do modelo em 10 hPa e 60 camadas verticais
Eta80_10hPa	topo do modelo em 10 hPa e 80 camadas verticais

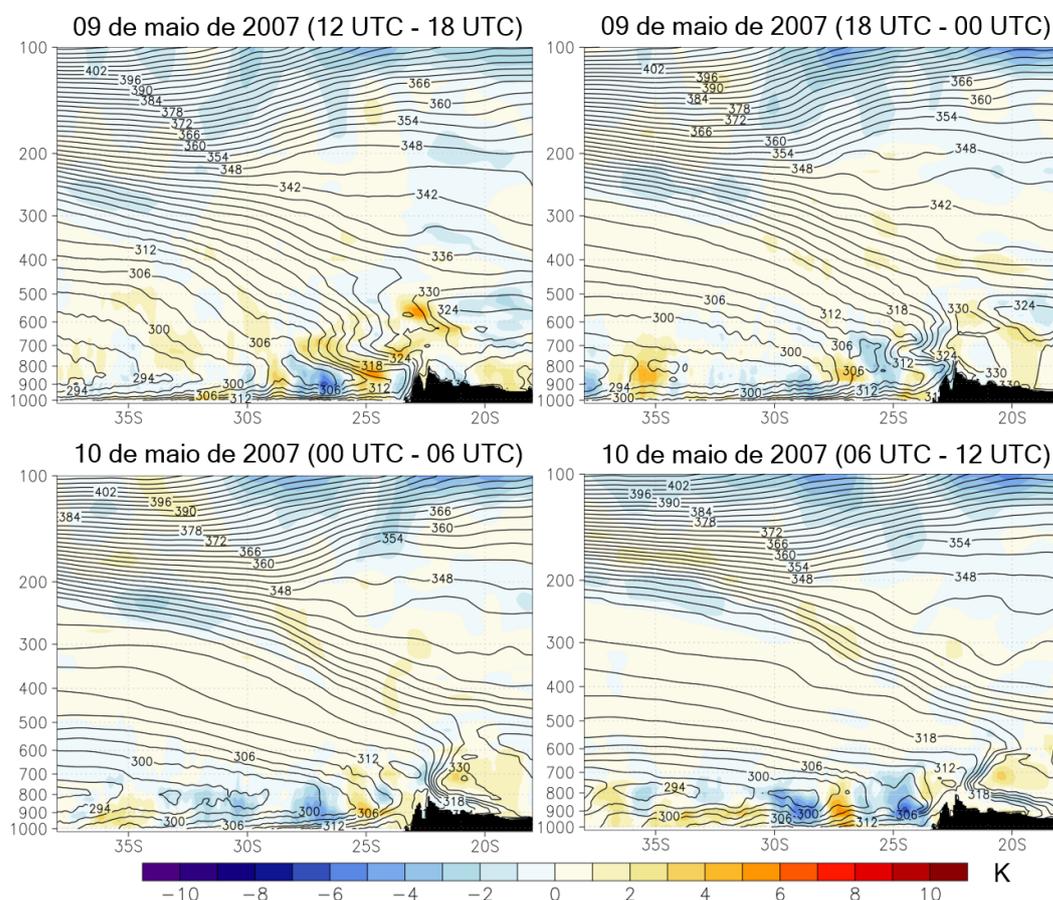
Para avaliar o impacto do aumento da resolução vertical do modelo, o experimento Eta80_50hPa é comparado com o experimento Eta60_50hPa e, para verificar o resultado, o experimento Eta80_10 é comparado com o experimento Eta60_10hPa. As Figuras 6.8 e 6.9, mostram a seção transversal à frente fria para a média de θ_e em 6 horas e para a diferença θ_e média em 6 horas, entre os experimentos Eta80_50hPa e Eta60_50hPa. Nota-se que no dia 08 de maio de 2007, o ar frio próximo a superfície do experimento Eta80_50hPa se desloca mais rápido que no experimento Eta60_50hPa (ver diferença negativa de θ_e). Ao mesmo tempo, há desaceleração da frente ao longo da zona frontal (diferença positiva de θ_e). Tal comportamento representa o aumento do gradiente horizontal de temperatura ao longo da frente fria.

Figura 6.8 - Comparação entre os experimentos Eta80_50hPa e o Eta60_50hPa, através da seção transversal à frente fria.



Continua na próxima página.

Figura 6.9 - Continuação.



Resultado do aumento da resolução vertical do modelo. Os contornos pretos são o valor médio em 6 horas das isentrópicas de θ_e (K, linhas) do experimento Eta80_50hPa, e em sombreado está o valor médio em 6 horas da diferença entre o experimento Eta80_50hPa e o experimento Eta60_50hPa. A orografia está sombreada em preto.

Fonte: Produção do autor.

A medida que a frente fria se aproxima da região Sudeste do Brasil no dia 09 de maio, a zona frontal desacelera na camada entre a superfície e 600 hPa. O que representa um efeito de bloqueio mais intenso gerado sobre o experimento com maior resolução vertical. Entretanto, esse efeito só ocorre até o momento que zona frontal se eleva pelas encostas da orografia. A partir desse momento, ocorre a aceleração da zona frontal a medida que a frente se eleva pelas encostas da barreira e após o Pico das Agulhas Negras, a frente continua mais rápida que no experimento Eta60_50hPa.

Resultado semelhante é obtido na comparação entre os experimentos Eta80_10hPa e Eta60_10hPa (Figuras 6.10 e 6.11). No dia 08 de maio, longe da orografia do PB,

ocorre o aumento do gradiente de temperatura ao longo da zona frontal, conforme também foi observado na comparação anterior. Entretanto, é importante notar que esse aumento no gradiente de temperatura é restrito a camadas mais baixas da atmosfera, enquanto que na comparação anterior o aumento do gradiente também ocorreu em níveis acima da superfície.

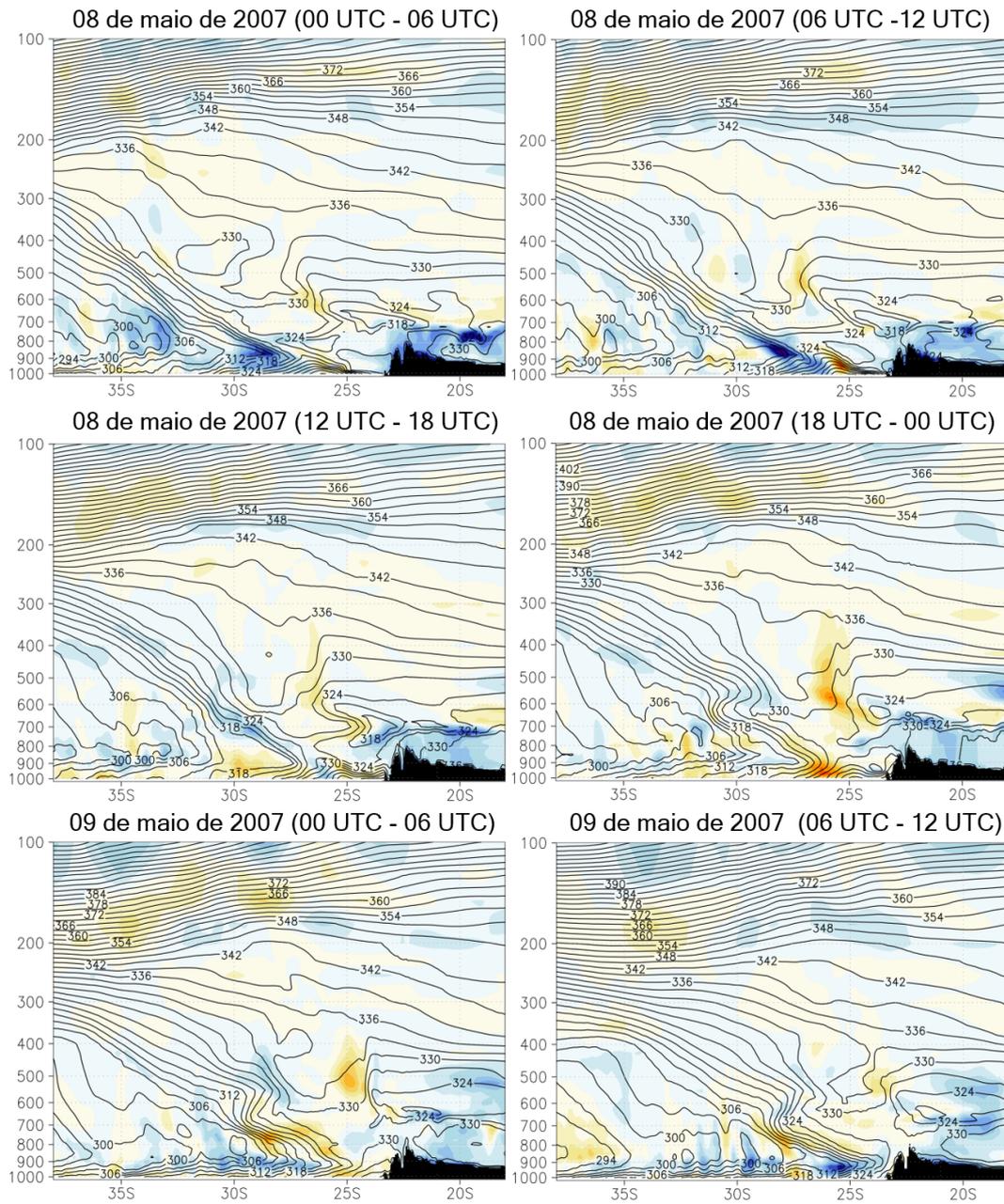
Quando a frente fria se aproxima do PB, no dia 09 de maio de maio de 2007, ocorre a aceleração da zona frontal próximo a superfície e desaceleração em uma camada acima, de forma que a zona frontal se torne mais inclinada em direção ao ar frio se comparada a simulação com o número de camadas reduzido. Além disso, quando a frente progride pelas encostas íngremes e se desloca ao norte da Serra da Mantiqueira, a zona frontal está mais rápida no experimento Eta80_10hPa que possui maior resolução vertical.

Rozante (2001) fez um teste aumentando a resolução vertical do modelo Eta de 38 níveis para 50. Ele conclui que o aumento do número de camadas não acrescentou grandes melhorias ao modelo, mas gerou um alto custo computacional, devido as interpolações na vertical, necessárias para adequar os dados da condição inicial e de contornos que geralmente possuem um número inferior de camadas. Nesta tese, esse experimento não foi tão custoso operacionalmente devido ao uso do Supercomputador Tupã para realizar as simulações, no entanto, é fato que esse experimento se distanciou ainda mais do desejado para aproximar as informações da simulação com o modelo Eta às reanálises do CFSR.

Ambos experimentos com aumento da resolução vertical do modelo geraram o aumento do gradiente horizontal de temperatura ao longo da zona frontal, o aumento da desaceleração da frente quando esta se aproximava do PB e no lado sotavento a aceleração da frente fria. Assim, desse experimento numérico pode-se concluir que o aumento da resolução vertical do modelo gerou grandes mudanças na seção vertical θ_e e, em consequência, na estrutura vertical da frente fria. Conforme já mencionado, essas modificações foram diferentes das mudanças desejáveis para que a simulação do modelo Eta se aproximasse da estrutura vertical da frente observada nos dados de reanálise do CFSR. Apesar disso, o efeito observado na estrutura e deslocamento frontal devido ao aumento da resolução do modelo (aumento do gradiente horizontal de temperatura, desaceleração da frente quando esta se aproximava da orografia da Serra da Mantiqueira e a aceleração da frente à sotavento da Serra) intensificou as características relatadas na literatura sobre a modificação frontal pela orografia (KURZ, 1990; STEENBURGH; BLAZEK, 2001). As modificações com base na teoria

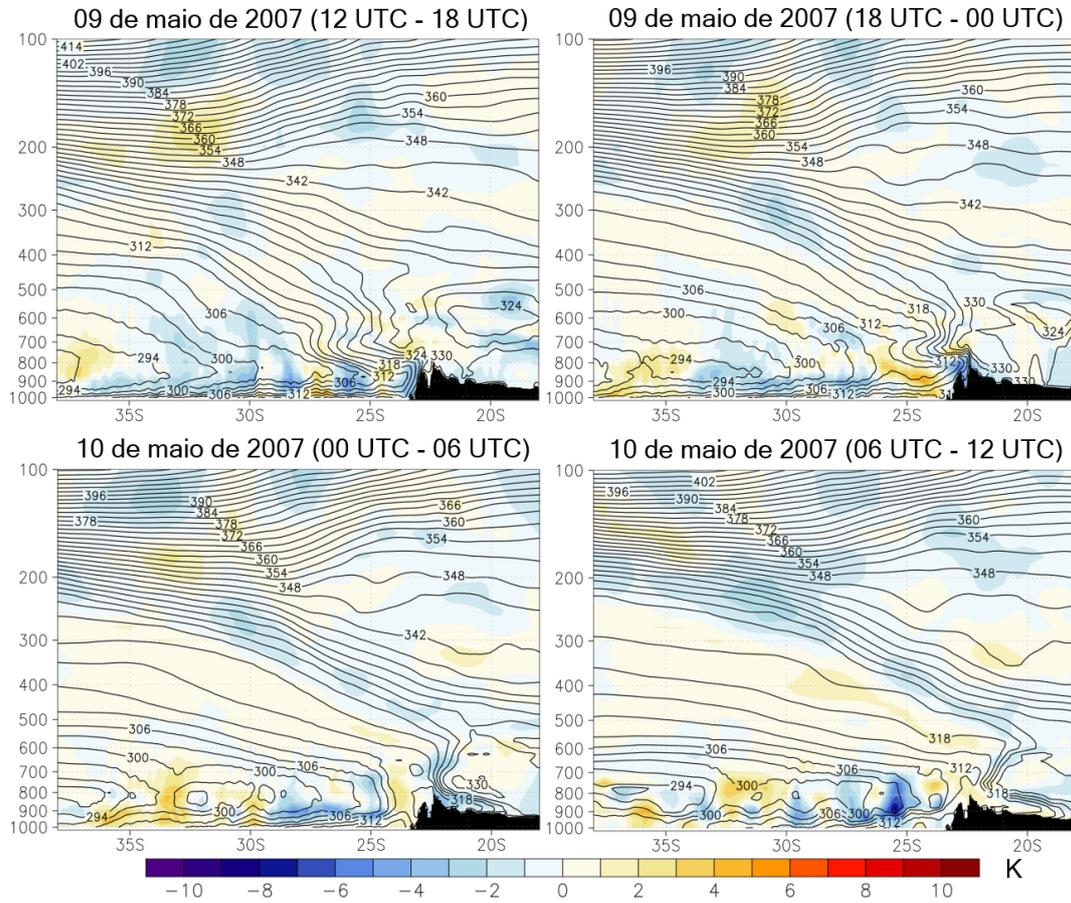
da interação frente-orografia foram mais evidentes no experimento com topo baixo, isto é, com aumento do número de camadas de 60 para 80, mantendo o topo do modelo em 50 hPa.

Figura 6.10 - Comparação entre os experimentos Eta80_10hPa e Eta60_10hPa, através da seção transversal à frente fria.



Continua na próxima página.

Figura 6.11 - Continuação.



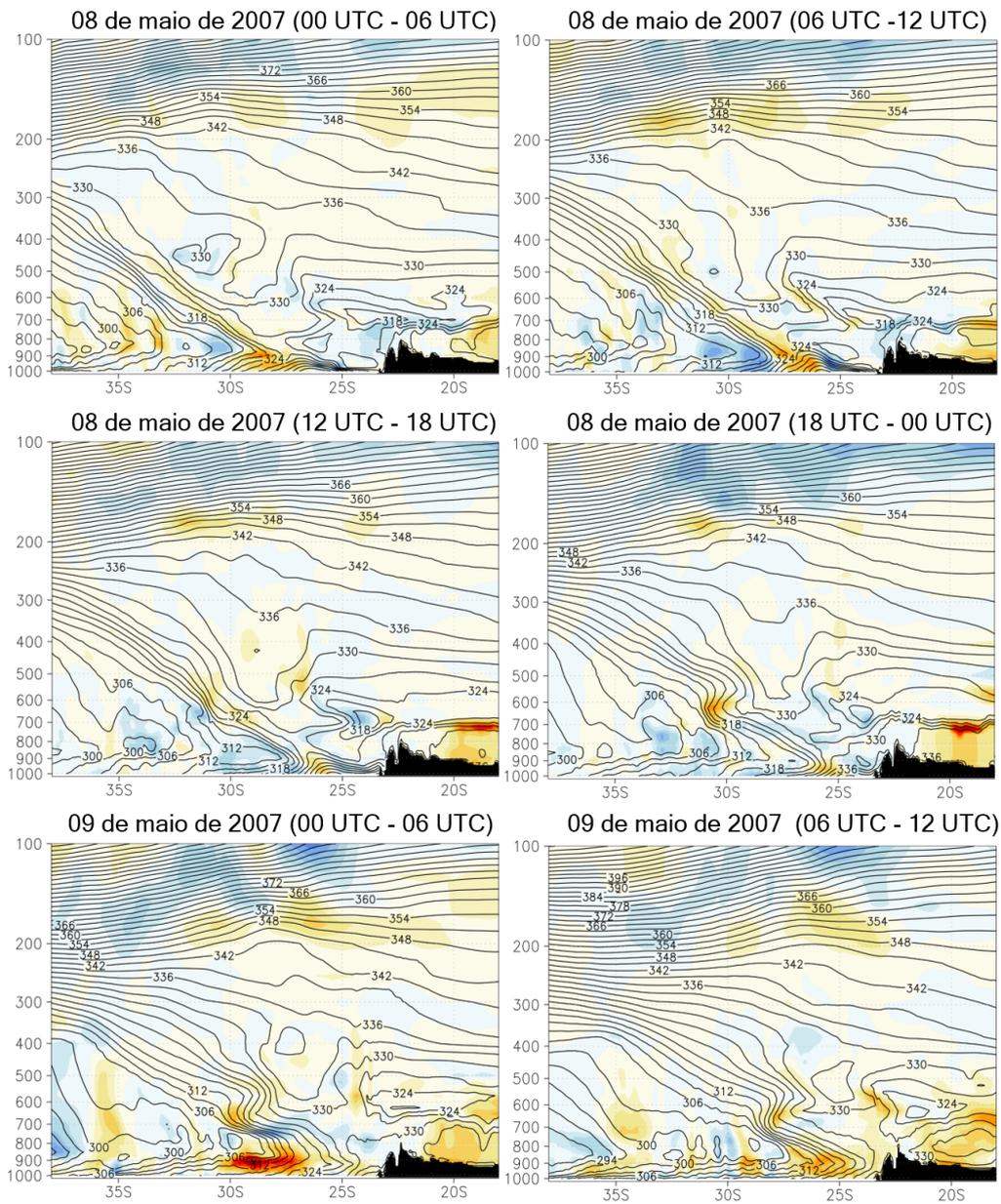
Resultado do aumento da resolução vertical do modelo. Os contornos pretos são o valor médio em 6 horas das isentrópicas de θ_e (K, linhas) do experimento Eta80_10hPa, e em sombreado está o valor médio em 6 horas da diferença entre o experimento Eta80_10hPa e o experimento Eta60_10hPa. A orografia está sombreada em preto.

Fonte: Produção do autor.

Quanto ao aumento do topo do modelo, o experimento Eta60_10 é comparado com o experimento Eta60_50hPa e, para aprofundar a análise, o experimento Eta80_10hPa é comparado ao experimento Eta80_50. Ao comparar os experimentos Eta60_10 e Eta60_50hPa (Figuras 6.12 e 6.13), nota-se que no dia 08 de maio de 2007 a intensificação do gradiente horizontal de temperatura ao longo da zona frontal no experimento Eta60_10. No dia 09 e 10 de maio de 2007, com exceção do período da noite (18 até 00 UTC) do dia 09 de maio quando a frente fria se eleva sobre as encostas mais íngremes da orografia, as anomalias positivas de temperatura indicam que a frente fria se desloca mais devagar quando o topo do modelo é levantado.

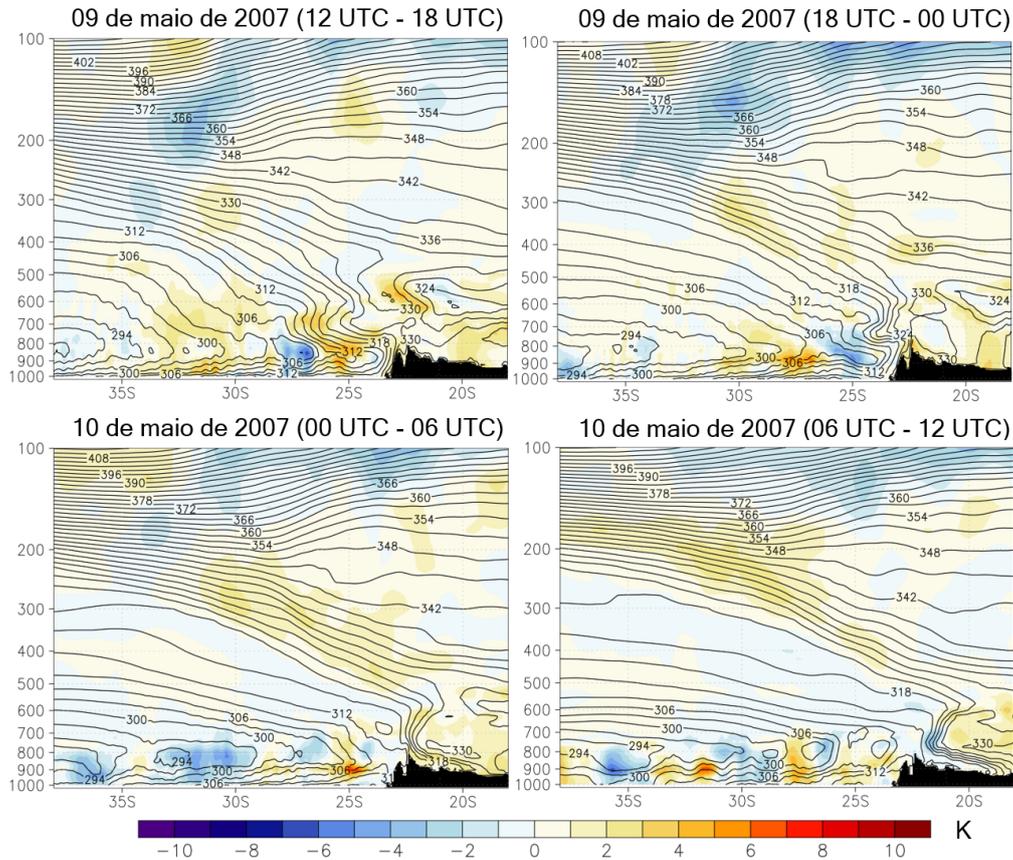
É importante considerar que o experimento Eta60_10 possui o mesmo número de camadas que o experimento Eta60_50hPa, mas elas são distribuídas verticalmente até uma altura mais alta. Portanto, a elevação do topo do modelo diminui a resolução do modelo com 60 camadas na vertical e isso pode ter gerado o deslocamento mais lento do sistema frontal.

Figura 6.12 - Comparação entre os experimentos Eta60_10hPa e Eta60_50, através da seção transversal à frente fria, ao longo da longitude 44,7°W.



Continua na próxima página.

Figura 6.13 - Continuação.

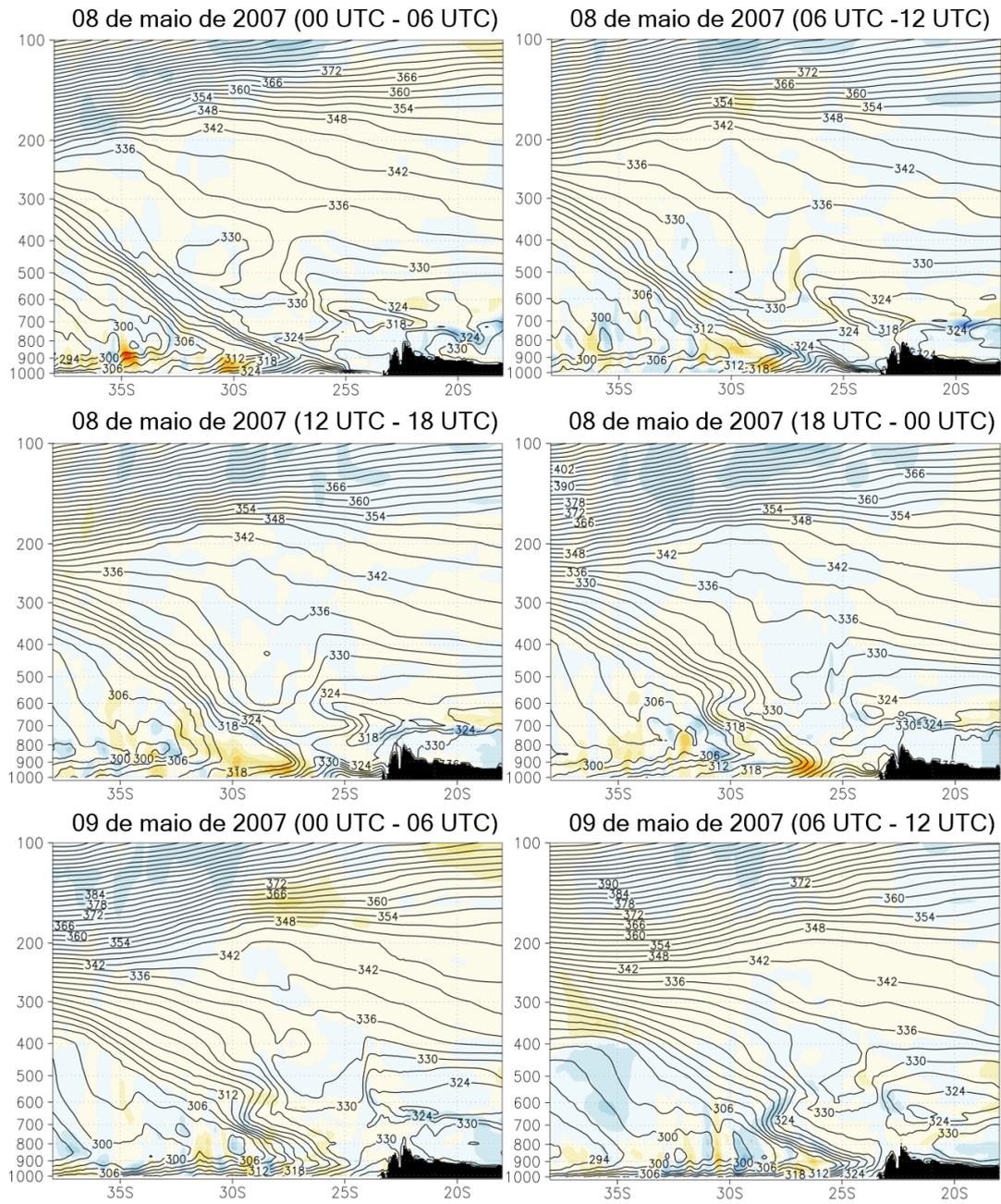


Resultado do aumento do topo do modelo. Os contornos pretos são o valor médio em 6 horas das isentrópicas de θ_e (K, linhas) do experimento Eta60_10hPa, e em sombreado está o valor médio em 6 horas da diferença entre o experimento Eta60_10hPa e o experimento Eta60_50hPa. A orografia está sombreada em preto.

Fonte: Produção do autor.

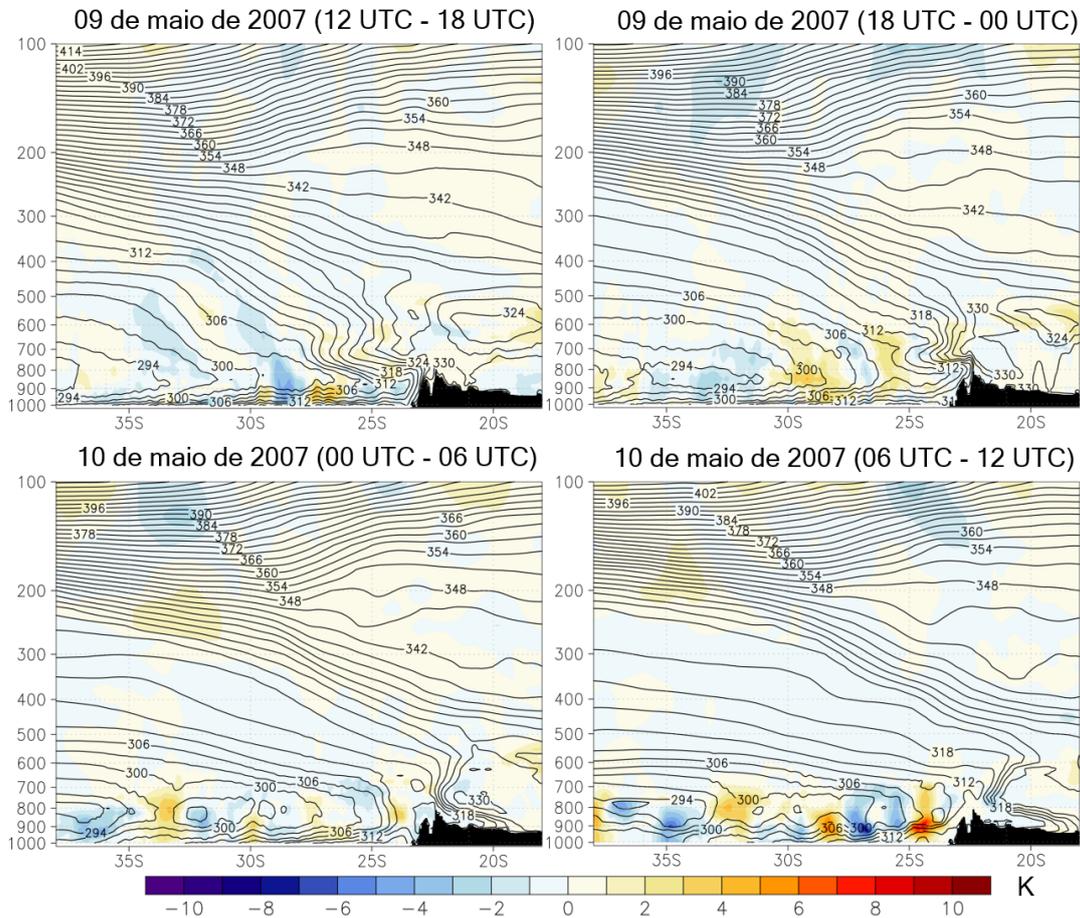
As Figuras 6.14 e 6.15 mostram a comparação dos experimentos Eta80_50hPa e Eta80_10hPa, com modificação do nível do topo do modelo. A elevação do topo do modelo resulta em um avanço mais lento da massa de ar frio pós-frontal no dia 08 de maio de 2007 à tarde (sombreado amarelo atrás da zona frontal). Nos demais horários as diferenças entre os experimentos são menos expressivas ao longo da zona frontal. Esses experimentos já possuem um número de camadas relativamente grande, quando comparado aos demais experimentos. Assim, o aumento da altura do topo de modelo não tem um efeito tão importante nas simulações que possuam um grande número de camadas na vertical ou em simulações de curto prazo de tempo.

Figura 6.14 - Comparação entre os experimentos Eta80_10hPa e Eta80_50, através da seção transversal à frente fria, ao longo da longitude 44,7°W.



Continua na próxima página.

Figura 6.15 - Continuação.



Resultado do aumento do topo do modelo. Os contornos pretos são o valor médio em 6 horas das isentrópicas de θ_e (K, linhas) do experimento Eta80_10hPa, e em sombreado está o valor médio em 6 horas da diferença entre o experimento Eta80_10hPa e o experimento Eta80_50hPa. A orografia está sombreada em preto.

Entre os experimentos testados nessa seção, o experimento onde o topo era elevado de 50 hPa para 10 hPa, mantendo 80 camadas, obteve menor mudança em relação ao experimento CNTRL. Isso significa que aumentar o topo do modelo com uma grande número de camadas não resulta em grande ganho na simulação, pelo contrário, a resolução inicial do modelo é diminuída o que pode representar perdas na representatividade dos fenômenos de tempo.

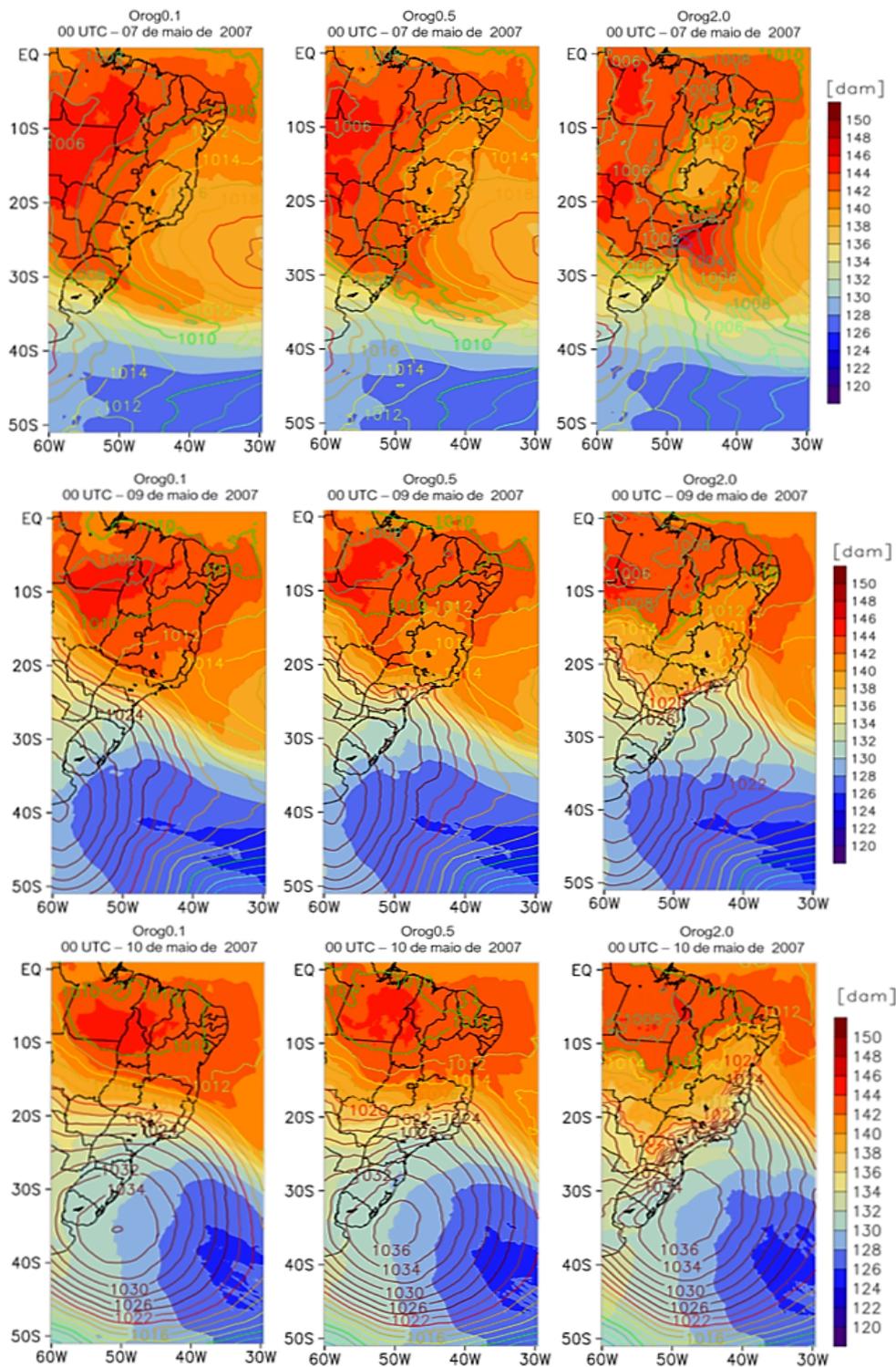
6.5 Altura da orografia

No último teste de sensibilidade, três diferentes alturas do terreno são testadas: aumento de 100% da orografia original, experimento denominado Orog2.0; redução de 50% da orografia original, experimento denominado Orog0.5; redução de 90% da orografia original, experimento denominado Orog0.1.

A Figura 6.16 mostra a comparação do campo de espessura 850/1000 e do campo de PNMM, às 00 UTC dos dias 07, 09 e 10 de maio de 2007. Nota-se a massa de ar mais quente (maiores valores de espessura), atuando sobre grande parte do Brasil no dia 07 de maio de 2007. No estado do Rio Grande do Sul, está o limite entre a massa de ar mais quente no interior do Brasil e a massa de ar mais fria na retaguarda do sistema frontal. Na dianteira da região com forte gradiente de espessura, encontra-se uma área de baixa pressão atmosférica que nos experimentos com redução de orografia é notada como uma área alongada de baixa pressão que se estende até áreas do Oceano Atlântico. Enquanto que no experimento com o aumento da orografia a área de baixa pressão, que se forma no litoral das regiões Sul e Sudeste do Brasil, possui um padrão de isóbaras fechadas com valores de pressão mais baixos, quando comparados aos outros experimentos. Isso significa que a orografia pode ser um fator importante no fortalecimento do sistema frontal.

O anticiclone pós-frontal desloca-se mais rapidamente para leste no experimento Orog2.0. No dia 09 de maio de 2007, nota-se que à medida que a orografia aumenta, maior é o efeito de curvatura na borda norte do anticiclone. De forma que no dia 10 de maio de 2007, o anticiclone gerado no experimento Orog0.1 não possui ondulações em suas isóbaras, contrariamente, no experimento Orog2.0 há um grande abaulamento na borda norte do anticiclone e um forte gradiente das isóbaras no litoral do Brasil. Além disso, uma crista se propaga através do litoral até latitudes mais baixas gerando incursão de ar frio até latitudes tropicais, à leste da AS.

Figura 6.16 - Comparação da espessura atmosférica 850/1000 e PNMM, para os experimentos com alteração da altura da orografia.



Espessura 850/1000 (x 10 m, sombreado) e PNMM (hPa, linhas) nos dias 07, 09 e 10 de maio de 2007, resultantes dos experimentos numéricos com a variação da altura da orografia. Cada linha da figura representa um dos dias citados acima e cada coluna representa um experimento na seguinte ordem, a partir da esquerda: Orog0.1, Orog0.5, Orog2.0.

Fonte: Produção do autor.

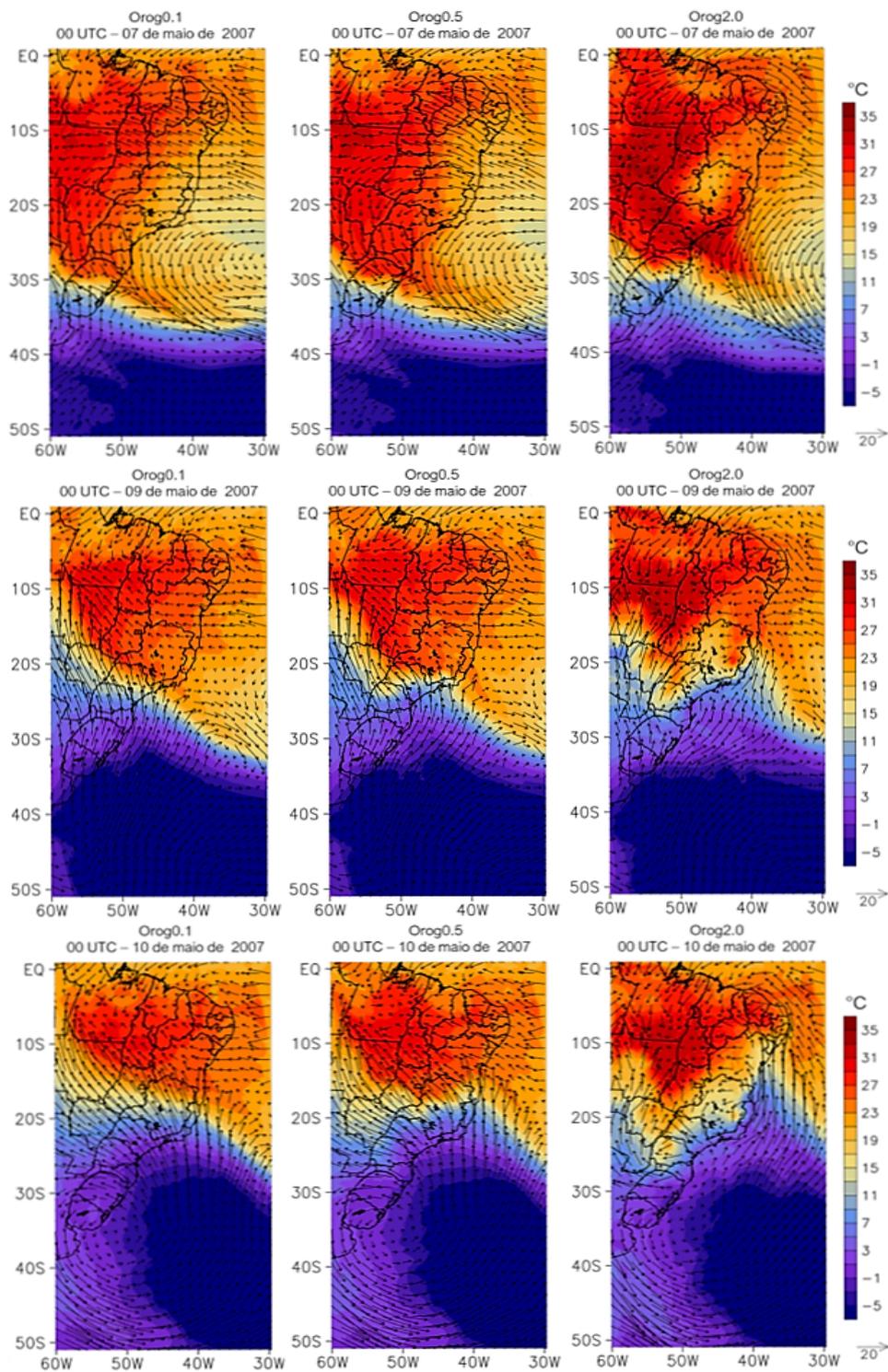
Na Figura 6.17 está a comparação do campo de temperatura do ar e vento, ambos em 925 hPa. O forte gradiente de temperatura, que separa a massa de ar frio no sul da AS da massa de ar quente para norte, torna-se mais curvado quanto maior for a orografia pelo qual se desloca.

Ao acompanhar o deslocamento do forte gradiente de temperatura, nota-se no dia 07 de maio de 2007 a forma aproximadamente retilínea e com orientação de noroeste para sudeste, no sul do Rio Grande do Sul. Nos dias 09 e 10 de maio de 2007, a região com forte gradiente de temperatura torna-se curvada e esse efeito é mais intenso quanto maior for a altura da orografia.

O campo de umidade específica e o vento em 850 hPa estão na Figura 6.18. Com a diminuição da orografia, pouca umidade é transportada da região Amazônica para o Sul do Brasil. O vento de noroeste, geralmente intenso em situação pré-frontal, ocorre mais a oeste da região em que tipicamente é observado, mesmo sem alterar a orografia da Cordilheira dos Andes. Isso pode ser explicado pelo vento no extremo norte do país que é fraco nos experimentos com orografia mais baixa e aumenta sutilmente a medida que a orografia aumenta. Assim, com a redução da orografia, menos umidade é observada ao longo da zona frontal. Com uma orografia mais alta, a advecção de umidade para a zona frontal é maior, assim como, maior é a concentração de umidade no lado oeste do PB devido a presença da orografia mais alta.

A Figura 6.19 mostra o corte vertical de θ_e e a componente zonal do vento, ao longo de $44,7^\circ\text{W}$. Da comparação entre os experimentos percebe-se que com a orografia mais alta, o bloqueio no deslocamento da frente fria é mais intenso. O acúmulo do ar mais frio à barlavento da orografia força o deslocamento da zona frontal pelas encostas da orografia, o que afeta a estrutura vertical da frente. Nota-se também que a medida que a frente se desloca em direção a latitudes mais baixas, a zona frontal torna-se mais rasa, principalmente nos experimentos em que a orografia foi reduzida. Com o aumento da orografia a frente fria foi completamente bloqueada e tende a se deslocar ao redor da barreira.

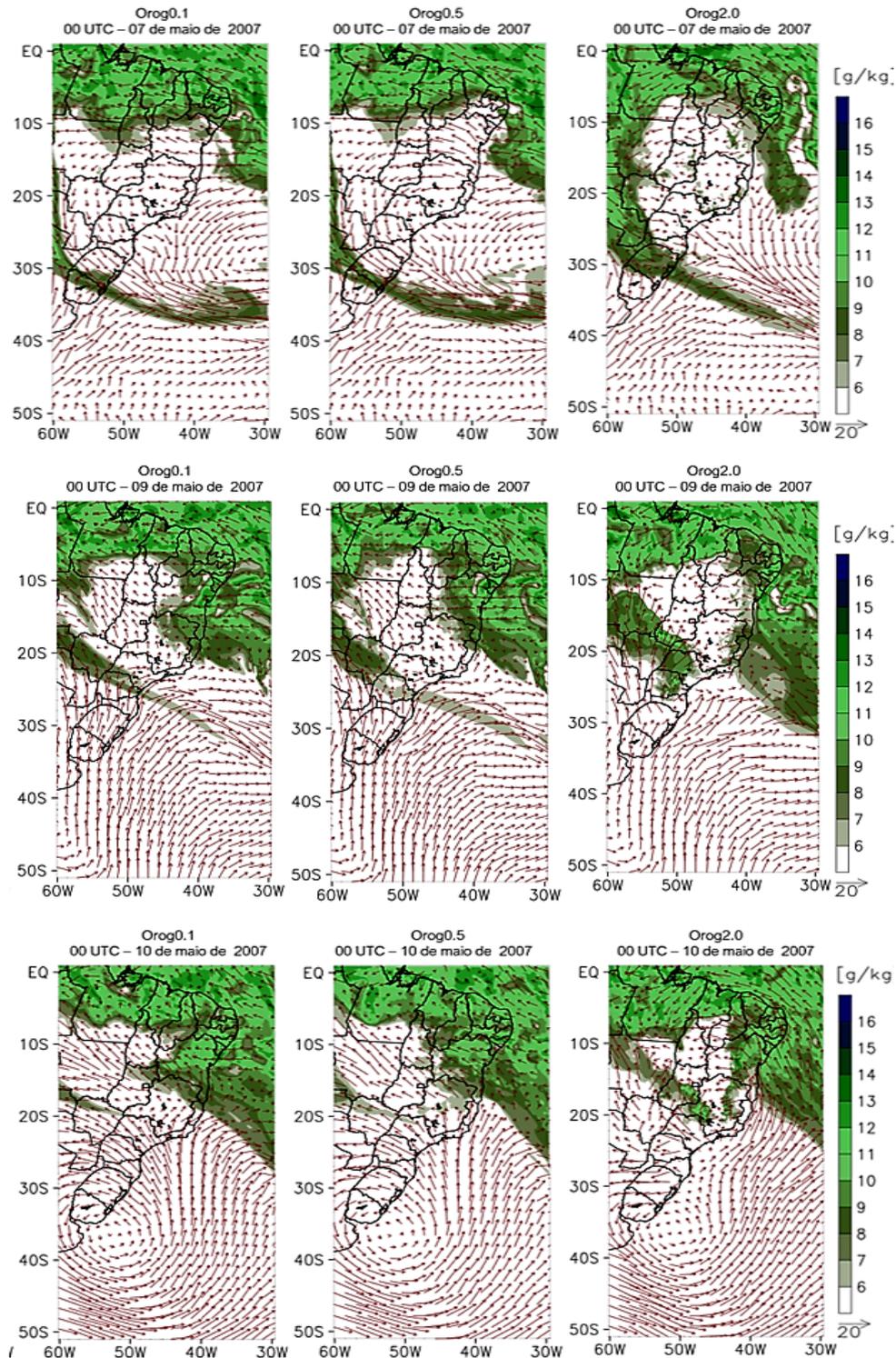
Figura 6.17 - Comparação da temperatura do ar e vento em 925 hPa, para os experimentos com alteração da altura da orografia.



Temperatura do ar em 925 hPa ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e vento em 925 hPa (m s^{-1}) nos dias 07, 09 e 10 de maio de 2007, resultantes dos experimentos numéricos com a modificação da altura da orografia. Cada linha da figura representa um dos dias citados acima e cada coluna representa um experimento na seguinte ordem, a partir da esquerda: Orog0.1, Orog0.5, Orog2.0.

Fonte: Produção do autor.

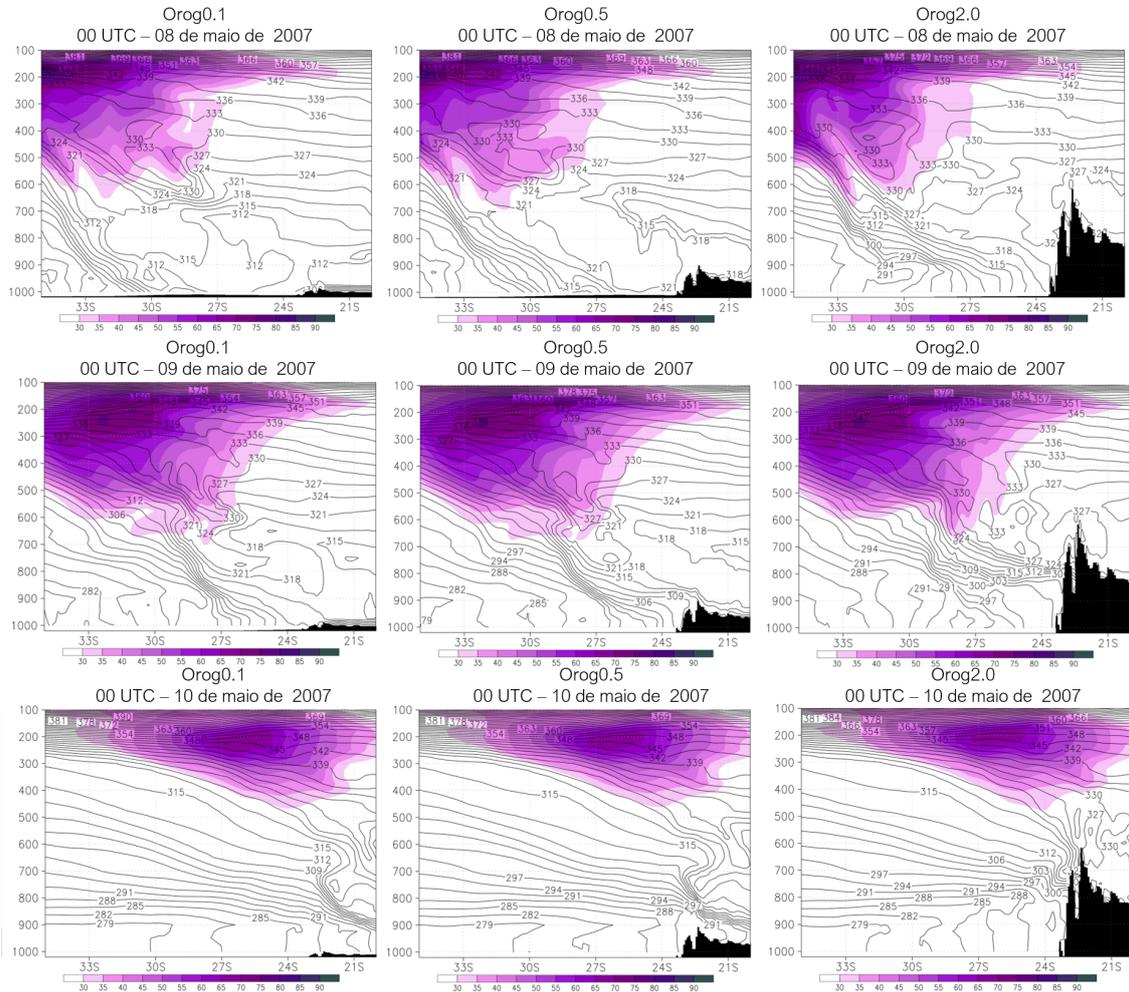
Figura 6.18 - Comparação da umidade específica e vento em 850 hPa, para os experimentos com alteração da altura da orografia.



Umidade específica (g kg^{-1} , sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}) nos dias 07, 09 e 10 de maio 2007, resultantes dos experimentos numéricos com a modificação da orografia. Cada linha da figura representa um dos dias citados acima e cada coluna representa um experimento na seguinte ordem a partir da direita: Orog0.1, Orog0.5, Orog2.0.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.19 - Seção transversal na temperatura potencial equivalente e na componente zonal do vento, ao longo da longitude 44,7°W, para os experimentos com alteração da altura da orografia.



Seção transversal à frente fria, na longitude 44,7°W, de temperatura potencial equivalente (K, linhas) e componente zonal do vento (m s^{-1} , sombreado), nos dias 08, 09 e 10 de maio de 2007, resultantes dos experimentos numéricos com a modificação da altura da orografia. Cada linha representa um dos dias listados acima e cada coluna representa um experimento, na seguinte ordem, a partir da esquerda: Orog0.1, Orog0.5, Orog2.0.

Fonte: Produção do autor.

Com este experimento numérico pode-se concluir que quanto maior a orografia, maior o efeito no deslocamento da frente. Com o dobro da orografia original a frente se torna mais oceânica, deslocando-se mais rapidamente devido à baixa rugosidade da superfície da água. Nessa condição, a zona com maior gradiente de temperatura e espessura 850/1000, e o anticiclone pós-frontal, moveriam-se para norte pelo litoral do Brasil até latitudes tropicais. Embora não seja raro frentes frias movendo-se até

latitudes mais baixas (FEDOROVA et al., 2015; RICARTE et al., 2015; KOUSKY, 1979), a incursão fria ao longo do leste do PB não é comum, principalmente alcançando latitudes tão baixas quanto nesse experimento. Comumente quando uma frente fria alcança as latitudes da região Nordeste do Brasil, a principal mudança nas condições de tempo são notadas na nebulosidade e precipitação (MOLION; BERNARDO, 2000), devido ao fraco gradiente de temperatura em latitudes mais baixas.

Um importante resultado desse experimento é quanto a estrutura horizontal do anticiclone migratório. Resultados da climatologia (Seção 4.2) e da literatura (AMORIM NETO et al., 2015) já mostravam o efeito de curvatura ao longo da borda norte do anticiclone migratório. Este efeito é, claramente, gerado pelo bloqueio orográfico e se intensifica com aumento na altura da orografia. Com a redução de 90% na altura da orografia, o anticiclone mantém sua estrutura sem qualquer perturbação ao longo da sua borda norte, a medida que a frente se desloca pela AS. Além disso, com a redução da orografia as frentes frias se deslocam com maior facilidade em direção a região Central do Brasil, sem qualquer modificação devido seu deslocamento por áreas continentais. Este resultado está de acordo com o encontrado por Seluchi et al. (2011), quando perceberam que o anticiclone em superfície e o vento de sul e sudeste, se deslocou mais para dentro do continente quando a orografia da região Sudeste do Brasil foi reduzida para 500 metros. Semelhantemente, Chien e Kuo (2006) notaram que com a redução da orografia não ocorreu qualquer modificação na estrutura de uma frente fria que se deslocava sobre Taiwan. Barrett et al. (2009) investigaram os padrões de precipitação na região central do Chile durante a passagem da frente fria e perceberam que com a orografia reduzida a frente fria avançou mais rápido para o norte e nordeste, reduzindo a precipitação no vale central. Portanto, fica claro a importância da orografia em modular o deslocamento e estrutura das frentes frias que se deslocam por regiões onde o terreno é mais alto.

7 SUMÁRIO E CONCLUSÕES

O objetivo principal desta tese foi documentar e investigar o efeito da orografia do sudeste da América do Sul, nas características das frentes frias que se movimentam por este continente. Para identificar as frentes frias foi utilizado um critério que considera em um período de 24 horas, o aumento na pressão ao nível médio do mar de, pelo menos, 2 hPa; a queda na temperatura do ar em 925 hPa de, pelo menos, 2 °C; e, vento de sul de, pelo menos, 2 m s⁻¹ em 925 hPa. Essas condições do critério deveriam ocorrer simultaneamente para que fosse registrada uma frente fria. O critério foi aplicado nos dados de reanálise do CFSR, em cada ponto de grade sobre o domínio analisado, e assim se obteve o número anual e sazonal de frentes frias na América do Sul.

A distribuição horizontal anual do número de frentes frias mostrou que há duas regiões ao norte de 23 °S, onde as frentes ocorrem com maior frequência: entre a Cordilheira dos Andes e o Planalto Brasileiro, e no litoral sul e sudeste do Brasil. Esses máximos de atividade frontal ao redor do Planalto Brasileiro também foram observados em níveis acima de 925 hPa (tais como 900, 850 e 700 hPa), mas com redução no número de frente frias em direção aos níveis mais altos.

Na proximidade das regiões com orografia mais alta foi observado um abaullamento na frequência de frentes frias, especialmente no nível de 925 hPa, e ao longo das cordilheiras do Planalto Brasileiro, foi observado rápida diminuição do número de frente fria em direção aos locais mais altos. Sobre os pontos mais altos do Planalto Brasileiro observou-se um mínimo de atividade frontal, principalmente ao norte das regiões serranas no Sudeste do Brasil, onde estão localizados os maiores picos, com cerca de 2700 metros de altitude na Serra da Mantiqueira. Quanto a sazonalidade, foi observado maior ocorrência de frentes frias nos meses de inverno, quando a atividade baroclínica se intensifica e se posiciona mais ao norte.

Através da climatologia de frentes frias buscou-se encontrar algum indicativo para a menor ocorrência frontal sobre as regiões mais altas do Planalto Brasileiro. Para isso, as frentes foram separadas em três grupos. A divisão dos grupos considerou as frentes frias identificadas em 925 hPa que passaram sobre dois pontos situados nos locais onde a ocorrência frontal é maior, os pontos são 23 °S, 62.5 °W, ponto pAN, 25 °S, 48 °W, ponto pSP. Os grupos de frentes frias foram separados conforme a região preferencial de deslocamento das frentes. Isto é, as frentes frias que tiveram um deslocamento continental e foram identificadas apenas pelo ponto pAN, foram denominadas como AN. Frentes que se deslocaram pelos dois pontos foram denomi-

nadas ANSP, enquanto que frentes frias identificadas apenas no ponto pSP, com um deslocamento preferencialmente oceânico, foram denominadas como SP. Para cada um dos grupos foram calculados os compostos médios e anomalias anual e sazonal, no período entre 1979 e 2010.

Através da climatologia notou-se que em altos (250 hPa) e médios (500 hPa) níveis atmosféricos não existem sinais nos campos meteorológicos da presença da orografia no Sudeste da América do Sul. Também, não foi encontrado uma explicação para a distribuição irregular do número de frentes frias em latitudes subtropicais. Esse resultado já era esperado, considerando que o Planalto Brasileiro não possui altitudes tão elevadas.

Em baixos níveis atmosféricos, 850 hPa e 925 hPa, o ar mais frio e seco, consequentemente mais pesado, não consegue avançar sobre a região mais alta no Sudeste da América do Sul e, portanto, contorna a orografia pelos seus lados leste e oeste. Com isso, gera-se um padrão de curvatura nas anomalias de umidade específica e temperatura do ar, em consequência do bloqueio orográfico do ar mais frio e seco.

Comparando o resultado entre os grupos de frentes frias, conclui-se que as anomalias das variáveis meteorológicas foram mais intensas no grupo de frentes frias ANSP (maior anomalia de altura geopotencial em 500 hPa e corrente de jato em 250 hPa mais intensa) e estas frentes movem-se rapidamente para leste quando comparadas aos demais grupos de frentes.

Assim, com a climatologia de frentes frias realizada nesta tese documentou-se a presença de um efeito orográfico gerado Planalto Brasileiro que modifica o deslocamento frontal em superfície e, consequentemente, a frequência de frentes frias na América do Sul. Embora esse conjunto de serras não possua grandes altitudes, as Cordilheiras do Planalto Brasileiro são um obstáculo orográfico importante que influencia o deslocamento das frentes frias na América do Sul. Além disso, da climatologia identificou-se que as interações em baixos níveis atmosféricos, são as responsáveis pela distribuição horizontal irregular do número médio anual de frentes frias sobre as Cordilheiras do Planalto Brasileiro.

Para investigar os detalhes da interação frente-orografia, dois eventos frontais foram selecionados para a análise. As condições sinóticas associadas aos eventos foram investigadas através da reanálise CFSR, enquanto que o ambiente em menor escala foi investigado a partir de simulações numéricas com o modelo Eta. As simulações foram realizadas com 8 e 1 km de resolução espacial.

O primeiro evento frontal analisado foi intenso com relação ao gradiente horizontal de temperatura e esteve associado à ocorrência de friagem na região Norte do País. Esse sistema se deslocou pela região Sudeste do Brasil no dia 09 de maio de 2007 e foi denominado FF-Friagem. O segundo evento frontal esteve associado à ocorrência de neve na região Sul do Brasil e a incursão da massa de ar frio ocorreu pelo interior do continente. Essa frente se deslocou rapidamente pela região Sudeste do Brasil no dia 24 de maio de 2007 e foi denominado como FF-Neve. O evento FF-Friagem teve um deslocamento meridional ao longo da América do Sul e com isso, foi possível acompanhar com maior detalhamento a evolução da frente e os efeitos da orografia do Sul e Sudeste do Brasil.

Quando as frentes frias se aproximaram da região do Sudeste do Brasil, mesmo a uma certa distância das regiões mais altas, teve início o represamento da massa de ar pré-frontal próximo à superfície (observada, principalmente, no evento FF-Friagem, Figura 5.24). A medida que a frente fria se deslocava para norte/nordeste, ao se aproximar da região Sudeste do Brasil a zona frontal próximo a superfície se deslocava cada vez mais lentamente. Entretanto, em altos níveis o sistema continuava se movendo sem alteração na velocidade de deslocamento, o que resultou em rápida modificação na estrutura vertical da frente.

A orografia do Planalto Brasileiro atuou como um obstáculo ao deslocamento das frentes frias próximo a superfície e alterou o padrão do escoamento em baixos níveis atmosféricos. As variáveis meteorológicas associadas ao deslocamento das frentes, tais como o vento, ao serem bloqueados pela orografia contornaram as regiões mais altas e, conseqüentemente, alteraram a estrutura horizontal e vertical da superfície frontal.

Na horizontal, entre os campos meteorológicos mais afetados destaca-se a pressão ao nível médio do mar, que resultou em um padrão de cavado invertido na borda norte do anticiclone devido a aproximação com a orografia. Essa característica já havia sido encontrada por [Amorim Neto et al. \(2015\)](#) e tanto nos resultados da climatologia quanto nas análises dos eventos frontais foi notado esse padrão no sistema de alta pressão. Entretanto, experimentos numéricos com alteração da orografia mostraram que retirando 90% da orografia original do modelo Eta, o anticiclone pós-frontal não é afetado na sua borda norte; e quando a altura da orografia é aumentada em 100% o padrão é fortemente alterado, e nessa configuração o anticiclone e a frente fria não se deslocaram pelo interior do Brasil. Nesse caso, o sistema frontal se moveu essencialmente pelo litoral e o anticiclone atingiu rapidamente latitudes tropicais,

com importante incursão fria sobre essas latitudes.

Quanto aos experimentos numéricos, o modelo Eta apresentou sensibilidade aos experimentos realizados e, em resumo, conclui-se que os diferentes processos físicos analisados através do modelo Eta são capazes de alterar o deslocamento da frente fria pela região orograficamente complexa.

Características da rugosidade em superfície alteraram a velocidade do vento, o deslocamento frontal e o padrão de precipitação, principalmente. O experimento com redução da orografia sub-grade aproximou-se mais da seção transversal de θ_e obtida através dos dados de reanálise do CFSR. Sendo essa uma boa alternativa para representar a evolução frontal em concordância com os dados de reanálise.

A inserção de uma parametrização para as ondas de gravidade, tornou a frente ainda mais lenta do que no experimento sem a parametrização, como resultado da distribuição de momento gerado com a quebra das ondas de gravidade. Comparando com estrutura frontal obtida através das reanálises do CFSR, a desaceleração da frente em superfície após a inserção da parametrização do modelo, não é o mais adequado. Entretanto, é crucial que os fenômenos que ocorrem na atmosfera sejam representados adequadamente nos modelos numéricos. Portanto, para concluir a análise sobre a inserção da parametrização de ondas de gravidade, devem ser testados e avaliados outros sistemas de tempo, frontais ou não, para obter mais detalhes do efeito dessa parametrização no modelo Eta.

Quanto aos testes com topo e resolução vertical do modelo, conclui-se que o aumento da resolução (Eta80_50hPa) desacelerou a frente fria a medida que se aproximava da orografia do Planalto Brasileiro. Esse comportamento não é o adequado quando o objetivo é aproximar a simulação do modelo Eta a estrutura frontal encontrada na reanálise do CFSR (Figura 6.1). Entretanto, o aumento da resolução do modelo aumentou o gradiente horizontal de temperatura, desacelerou a frente quando esta se aproximava da Serra da Mantiqueira e tornou a acelerar a frente à sotavento da Serra, tal qual se comporta uma corrente de densidade. Logo, esse experimento intensificou as características relatadas na literatura sobre a modificação frontal pela orografia (KURZ, 1990; STEENBURGH; BLAZEK, 2001). Isto é, o aumento da resolução vertical representou adequadamente a teoria sobre o efeito da orografia nas frentes frias. Embora os outros experimentos também geraram efeito semelhante na estrutura vertical de θ_e , o experimento Eta80_50hPa intensificou ainda mais o efeito, destacando-se entre os demais experimentos.

Com a modificação da altura da orografia conclui-se que sem a presença do Planalto Brasileiro, as frentes frias e a massa de ar frio em sua retaguarda atingiriam com maior facilidade o interior do Brasil, conforme também foi observado por [Seluchi et al. \(2011\)](#). Se a orografia tivesse o dobro da altura que possui, frentes e massas de ar frio atingiram o Nordeste do Brasil mais facilmente pelo litoral, pois estariam desacoplada da banda frontal sobre o continente, e quedas expressivas de temperatura ocorreriam em latitudes tropicais, sobre a costa leste do Planalto Brasileiro.

Quanto a modificação na estrutura vertical da frente fria, segue a descrição de um mecanismo que explica o efeito do Planalto Brasileiro. O ar na dianteira da frente é bloqueado pelo terreno, desacelerando a frente fria em baixos níveis atmosféricos. No entanto, como a orografia do Planalto Brasileiro não é muito alta, o sistema em níveis mais altos não é bloqueado e continua se movendo, modificando a estrutura vertical da frente que adquire uma inclinação aproximadamente vertical com a altura. Na proximidade da base das regiões serranas do Planalto Brasileiro, ocorre o acúmulo de ar frio próximo ao terreno, que força o deslocamento da superfície frontal ao longo dos encostas íngremes e o deslocamento do ar frio pelas lacunas da orografia ([BARRY, 1992](#)). Dessa maneira, a superfície frontal é forçada a deslocar-se sobre os picos das regiões serranas e à sotavento da barreira, devido a diferença de pressão a sotavento e a barlavento, o ar frio mais denso é rapidamente espalhado em superfície comportando-se como uma corrente de densidade ([SIMPSON, 1969](#)), acelerando a superfície frontal.

Finalmente, após a análise dos termos da equação da termodinâmica (na Seção 5.4) pode-se extrair um modelo conceitual para os casos estudados, que explica de maneira geral o efeito horizontal da orografia na frente fria, que se desloca pelo Sudeste do América do Sul. A primeira interação frente-orografia ocorre no Sul do Brasil, quando a frente se aproxima da Serra Geral. Os ventos inicialmente de sudeste interagem com a orografia e sofrem uma deflexão do fluxo, com consequente aumento dos ventos de sudeste (sudoeste) a oeste (leste) da Serra Geral (Figura 5.44). A mudança na direção e intensidade do vento provoca um campo de advecção em forma de “V” contornando a montanha, que modifica a tendência de temperatura e o deslocamento do sistema frontal em baixos níveis, gerando uma avanço mais lento sobre a Serra Geral e mais rápido no seu redor. Ao norte da Serra Geral e ao sul das Serras de Mantiqueira, do Mar e Planalto Central, na estreita região sem grandes obstáculos orográficos, a advecção fria permite o avanço relativamente uniforme da frente fria, antes deformada. Quando a frente se aproxima das Serras do Mar e da Mantiqueira, uma nova deformação é observada e a componente de sul dos ventos

se torna ainda mais intensa a leste e oeste do Planalto Brasileiro.

A deformação do campo de advecção de temperatura pela orografia traz como consequência a deformação do campo de pressão. Assim, o anticiclone pós-frontal tende a se expandir sobre a região Centro-Oeste e sobre a porção litorânea e oceânica da região Sudeste, enquanto que um “cavamento” ocorre sobre o Planalto Brasileiro. Embora a evolução descrita ocorra nos níveis atmosféricos mais próximos ao solo, toda a estrutura horizontal e vertical dos sistemas frontais são modificadas, pelo menos até o nível de 850 hPa.

Portanto, esta tese comprovou que a orografia do Planalto Brasileiro afeta o deslocamento e a estrutura horizontal e vertical das frentes frias que se deslocam pelo Brasil. Em consequência da inclinação das frentes frias nas latitudes subtropicais e tropicais e do fato da massa de ar frio pós-frontal se tornar gradativamente mais rasa com o avanço das frentes frias para as latitudes mais baixas, mesmo um obstáculo orográfico relativamente baixo como o Planalto Brasileiro é suficiente para causar alteração no comportamento dos sistemas frontais.

Sugestão de atividades futuras

Confrontar as simulações dos dois casos explorados nesta tese com dados observacionais (como temperatura, chuva e vento) da região ao redor da região Serrana no Sudeste do Brasil.

Explorar eventos de frentes frias mais fracos e que ocorrem em outras estações do ano. As frentes frias estudadas nesta tese eram intensas com uma intensa massa de ar frio em sua retaguarda. O ar frio tem dificuldade em se elevar pelas encostas da orografia, de forma que a elevação da zona frontal ocorreu devido ao acúmulo do ar frio próximo a base do terreno. Por isso, sugere-se investigar outros eventos, que também se deslocaram pelo Sudeste da América do Sul mas que não estiveram associados a ocorrência de friagem e neve, a fim de investigar a modificação na estrutura na vertical de eventos de frentes frias com outras intensidades.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALPERT, J.; HONG, S.; KIM, Y. Sensitivity of cyclogenesis to lower tropospheric enhancement of gravity wave drag using the environmental modeling center medium range model. In: CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 11., 1996, Norfolk, VA. **Proceedings...** Norfolk: Amer. Meteor. Soc., 1996. p. 19–23. 45

ALPERT, J. C.; KANAMITSU, M.; CAPLAN, P. M.; SELA, J. G.; WHITE, G. H. Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium-range forecast model. In: CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 8., 1988, Baltimore, MD. **Proceedings...** Baltimore: Amer. Meteor. Soc., 1988. p. 726–733. 45

AMORIM NETO, A. d. C.; SATYAMURTY, P.; CORREIA, F. W. Some observed characteristics of frontal systems in the Amazon Basin. **Meteorological Applications**, Wiley Online Library, v. 22, n. 3, p. 617–635, 2015. 2, 4, 13, 50, 61, 82, 159, 163

ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 2005. 185 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005. Disponível em:
<<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.15.17.12>>. Acesso em: 21 set. 2015. 2, 12, 36, 51

ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. **Methods in computational physics**, v. 17, p. 173–265, 1977. 33

BAINES, P. The dynamics of the Southerly Buster. **Australian Meteorological Magazine**, v. 28, n. 4, p. 175–200, 1980. 23, 55

BANNON, P. A semi-geostrophic model of frontogenesis over topography. **Beiträge zur Physik der Atmosphäre**, Vieweg, v. 57, n. 3, p. 393–408, 1984. 21

BANNON, P. R. Quasi-geostrophic frontogenesis over topography. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 9, p. 2266–2277, 1983. [21](#)

BARRETT, B. S.; GARREAUD, R.; FALVEY, M. Effect of the Andes Cordillera on precipitation from a midlatitude cold front. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 9, p. 3092–3109, 2009. [26](#), [159](#)

BARRY, R. G. **Mountain weather and climate**. 2nd. ed. Cambridge: Routledge London ; New York, 1992. 402 p. [1](#), [165](#)

BERRY, G.; JAKOB, C.; REEDER, M. Recent global trends in atmospheric fronts. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 38, n. 21, 2011b. [8](#), [9](#), [10](#)

BERRY, G.; REEDER, M. J.; JAKOB, C. A global climatology of atmospheric fronts. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 38, n. 4, 2011a. [8](#), [9](#)

BETTS, A.; MILLER, M. A new convective adjustment scheme. part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 112, n. 473, p. 693–709, 1986. [35](#)

BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 47, n. 2, p. 95–99, 1919. [7](#)

BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 3, n. 1, p. 1–18, 1922. [7](#), [20](#)

BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, n. 2, p. 265–278, 1994. [31](#)

BLANCO, C. M. R. **Processos de intensificação orográfica da precipitação na Serra do Mar em São Paulo**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) —

Universidade de São Paulo, 1999. 26

BLANCO, C. M. R.; DIAS, M. A. F. S. Padrões de precipitação durante o EM-III e relação com topografia e circulações locais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, (CBMET), 8., 1994, Belo Horizonte – MG. **Anais...** Rio de Janeiro: Soc. Brasileira de Meteorologia, 1994. 26

BLUMEN, W. Propagation of fronts and frontogenesis versus frontolysis over orography. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Springer, v. 48, n. 1-4, p. 37–50, 1992. 22

BRÜMMER, B.; HENNEMUTH, B.; RHODIN, A.; THIEMANN, S. Interaction of a cold front with a sea-breeze front observations. **Tellus A**, Wiley Online Library, v. 47, n. 4, p. 383–402, 1995. 16

CATTO, J.; JAKOB, C.; BERRY, G.; NICHOLLS, N. Relating global precipitation to atmospheric fronts. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 39, n. 10, 2012. 9, 36

CATTO, J.; JAKOB, C.; NICHOLLS, N. A global evaluation of fronts and precipitation in the access model. **Australian Meteorological and Oceanographic Journal**, v. 63, p. 191–203, 2013. 36

CATTO, J.; PFAHL, S. The importance of fronts for extreme precipitation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 118, n. 19, 2013. 15

CAVALCANTI, I.; KOUSKY, V. Frentes frias sobre o Brasil. **Tempo e clima no Brasil. São Paulo, Oficina de Textos**, p. 135–148, 2009. 2, 3, 14, 36, 38, 49

CHIAO, S.; LIN, Y.-L.; KAPLAN, M. L. Numerical study of the orographic forcing of heavy precipitation during MAP IOP-2B. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 9, p. 2184–2203, 2004. 22

CHIEN, F.-C.; KUO, Y.-H. Topographic effects on a wintertime cold front in

Taiwan. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 11, p. 3297–3316, 2006. 1, 22, 23, 123, 125, 159

CHOU, S.-C. Modelo regional ETA. **Climanálise–Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 1, 1996. 30, 46

CHOU, S. C.; BUSTAMANTE, J. F.; GOMES, J. L. Predictability of heavy rainfall events over the Serra do Mar. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 8. (ICSHMO)., 24-28 Apr. 2006, Foz do Iguaçu. **Proceedings...** 45 Beacon Hill Road, Boston, MA, USA: American Meteorological Society (AMS), 2006. p. 1729–1731. Disponível em: <http://urlib.net/cptec.inpe.br/adm_conf/2005/10.27.20.43>. Acesso em: 16 set. 2016. 26

COLLE, B. A.; SMULL, B. F.; YANG, M.-J. Numerical simulations of a landfalling cold front observed during COAST: rapid evolution and responsible mechanisms. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 8, p. 1945–1966, 2002. 22

COLLINS, M.; LEWIS, S.; READ, P. Planetary atmospheres and ionospheres and reference atmospheres gravity wave drag in a global circulation model of the Martian atmosphere: Parameterisation and validation. **Advances in Space Research**, v. 19, n. 8, p. 1245 – 1254, 1997. ISSN 0273-1177. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117797002779>>. 139

DAVIES, H. C. On the orographic retardation of a cold front. **Beiträge zur Physik der Atmosphäre**, Vieweg, v. 57, n. 3, p. 409–418, 1984. 21, 22

DICKINSON, M. J.; KNIGHT, D. J. Frontal interaction with mesoscale topography. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 20, p. 3544–3559, 1999. 17, 21

DOYLE, J. D.; REYNOLDS, C. A. Implications of regime transitions for mountain-wave-breaking predictability. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 12, p. 5211–5223, 2008. 1

- DURRAN, D. R. Mountain waves and downslope winds. **Meteorological Monographs**, v. 23, p. 59–81, 1990. 18
- EGGER, J. Gravity wave drag and global angular momentum: geostrophic adjustment processes. **Tellus A**, Wiley Online Library, v. 55, n. 5, p. 419–425, 2003. 139, 142
- EK, M.; MITCHELL, K.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUMMANN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLEY, J. Implementation of Noah land-surface model advances in the NCEP operational mesoscale Eta model. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, 2003. 35
- FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; CRUZ, C. D. da. On frontal zone analysis in the tropical region of the Northeast Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, Springer, p. 1–19, 2015. 49, 60, 159
- FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n. 7, p. 1475–1488, 1975. 35
- FERNANDES, D. S.; CAMPOS, C. R. J. d. Comparações em diferentes períodos de estudo de passagem de sistemas frontais no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14. (CBMET)., 2006, Florianópolis. **Anais...** Rio de Janeiro: Soc. Brasileira de Meteorologia: SBMET, 2006. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/14-34bb7b4515ab4f0911a2e97a6352dde2.pdf>>. Acesso em: 24 dez. 2015. 12
- FERRIER, B.; JIN, Y.; LIN, Y.; BLACK, T.; ROGERS, E.; DIMEGO, G. Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta Model. In: CONF. ON WEATHER ANALYSIS AND FORECASTING AND CONF. ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 19 and 15., San Antonio, TX. **Proceedings...** San Antonio: Amer. Meteor. Soc., 2002. p. 280–283. 35
- FORTUNE, M. A.; KOUSKY, V. E. Two severe freezes in Brazil: Precursors and synoptic evolution. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 1, p. 181–196, 1983. 53

FUNATSU, B. M.; GAN, M. A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America. **Atmosfera**, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, v. 17, n. 2, p. 91–113, 2004. 24

GALLUS JR, W. A.; SEGAL, M. Cold front acceleration over Lake Michigan. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 5, p. 771–781, 1999. 16, 133

GAN, M. A. **Ciclogêneses e ciclones sobre a América do Sul**. 1992. 224 p. (INPE-5400-TDI/479). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1992. Disponível em: <<http://mtc-m17.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.19.11.11>>. Acesso em: 17 set. 2015. 24

GAN, M. A.; RAO, V. B. The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 6, p. 1141–1157, 1994. 24, 50, 125

GARRATT, J. Boundary-layer effects on cold fronts at a coastline. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 36, n. 1-2, p. 101–105, 1986. 16, 133

GARRATT, J.; HOWELLS, P.; KOWALCZYK, E. The behavior of dry cold fronts traveling along a coastline. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1208–1220, 1989. 1

GARREAUD, R. Cold air incursions over subtropical and tropical South America: A numerical case study. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 12, p. 2823–2853, 1999. 52, 80, 100, 121, 125

_____. Cold air incursions over subtropical South America: Mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7, p. 2544–2559, 2000. 24, 100

_____. The Andes climate and weather. **Advances in Geosciences**, Copernicus GmbH, v. 22, n. 22, p. 3–11, 2009. 24, 25, 52

GARREAUD, R.; WALLACE, J. M. Summertime incursions of midlatitude air

into subtropical and tropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 10, p. 2713–2733, 1998. 24

GLICKMAN, T. S.; ZENK, W. **Glossary of meteorology**. Boston: American Meteorological Society, 2000. 7

GUIMARÃES, J. M.; DEREZYNSKI, C. P.; CHOU, S. C. Avaliação do modelo eta durante um episódio de chuvas intensas na região da Serra do Mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, (CBMET), XIV., 2006, Florianópolis, SC. **Anais...** Rio de Janeiro: Soc. Brasileira de Meteorologia: CD-ROM, 2006. 132

HEWSON, T. D. Objective fronts. **Meteorological applications**, Cambridge Univ Press, v. 5, n. 01, p. 37–65, 1998. 8, 9

HILL, C. D. Forecast problems in the western region of the National Weather Service: An overview. **Weather and Forecasting**, v. 8, n. 2, p. 158–165, 1993. 17

HOLTON, J. R.; HAYNES, P. H.; MCINTYRE, M. E.; DOUGLASS, A. R.; ROOD, R. B.; PFISTER, L. Stratosphere-troposphere exchange. **Reviews of Geophysics**, Wiley Online Library, v. 33, n. 4, p. 403–439, 1995. 19

JANJIC, Z. Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. **Contributions to Atmospheric Physics**, v. 52, p. 69–84, 1979. 35

JANJIC, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927–945, 1994. 35

JENKNER, J.; SPRENGER, M.; SCHWENK, I.; SCHWIERZ, C.; DIERER, S.; LEUENBERGER, D. Detection and climatology of fronts in a high-resolution model reanalysis over the Alps. **Meteorological Applications**, Wiley Online Library, v. 17, n. 1, p. 1–18, 2010. 1, 36

- KIM, Y.-J.; ARAKAWA, A. Improvement of orographic gravity wave parameterization using a mesoscale gravity wave model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 11, p. 1875–1902, 1995. 45
- KIM, Y.-J.; ECKERMANN, S. D.; CHUN, H.-Y. An overview of the past, present and future of gravity-wave drag parametrization for numerical climate and weather prediction models. **Atmosphere-Ocean**, Taylor & Francis, v. 41, n. 1, p. 65–98, 2003. 1, 17, 18, 45, 133, 139
- KOCH, S. E. The role of an apparent mesoscale frontogenetic circulation in squall line initiation. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 10, p. 2090–2111, 1984. 16
- KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140–1153, 1979. 2, 4, 13, 60, 159
- KURZ, D.-M. M. The influence of the Alps on structure and behaviour of cold fronts over southern Germany. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Springer, v. 43, n. 1-4, p. 61–68, 1990. 1, 20, 146, 164
- LEMOS, C. F.; CALBETE, N. O. d. Sistemas frontais que atuaram no Brasil de 1987 a 1995. **Revista Climanálise Especial de**, v. 10, 1996. 12
- LI, S.-W. **A three-dimensional study of the influence of mountains on a front**. Tese (Doutorado) — Naval Postgraduate School, Monterey, California, 1992. 22, 116
- LIMA, K. C.; FERNANDEZ, J. P. R. A influência das anomalias de temperatura da superfície do mar e da topografia em dois eventos de precipitação intensa ocorridos no Sudeste do Brasil. **Engenharia Ambiental: Pesquisa e Tecnologia**, v. 8, n. 1, 2011. 2, 16, 26
- LOOSE, T.; BORNSTEIN, R. D. Observations of mesoscale effects on frontal movement through an urban area. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 5, p. 563–571, 1977. 16, 138

LOTT, F.; MILLER, M. J. A new subgrid-scale orographic drag parametrization: Its formulation and testing. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 123, n. 537, p. 101–127, 1997. 45

MATTOS, L. F. d. **Frontogênese na América do Sul e precursores de friagem no estado de São Paulo**. 2003. 213 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/01.05.09.13>>. Acesso em: 22 set. 2015. 2, 50

MCFARLANE, N. The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 14, p. 1775–1800, 1987. 18, 19

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, Wiley Online Library, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. 35

MENDES, L. L. **Simulação numérica de evento extremo de chuvas: um estudo de caso sobre Angra dos Reis - RJ**. 2006. 136 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2006/06.12.14.18>>. Acesso em: 22 set. 2015. 26

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Rivista di Meteorologia Aeronautica**, Servizio meteorologico dell'aeronautica, v. 44, n. 1-4, p. 195–202, 1984. 30, 31

MILTON, S.; WILSON, C. The impact of parameterized subgrid-scale orographic forcing on systematic errors in a global NWP model. **Monthly Weather Weview**, v. 124, n. 9, p. 2023–2045, 1996. 18

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. d. O. Dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11.

(CBMET)., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Soc. Brasileira de Meteorologia: SBMET, 2000. Acesso em: 24 dez. 2015. **88**, **159**

MORAIS, M.; CASTRO, W.; TUNDISI, J. G. Climatologia de frentes frias sobre a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), e sua influência na limnologia dos reservatórios de abastecimento de água. **Revista Brasileira de Meteorologia**, SciELO Brasil, v. 25, n. 2, p. 205–217, 2010. **13**

O'HANDLEY, C.; BOSART, L. F. The impact of the Appalachian Mountains on cyclonic weather systems. part I: A climatology. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 7, p. 1353–1373, 1996. **66**, **86**

OLIVEIRA, A. S. d. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção na Amazônia**. 1986. 134 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1986. Disponível em:
<<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.22.13.12>>. Acesso em: 22 set. 2015. **2**, **11**, **82**

PALMÉN, E.; NEWTON, C. A study of the mean wind and temperature distribution in the vicinity of the polar front in winter. **Journal of Meteorology**, v. 5, n. 5, p. 220–226, 1948. **36**, **50**, **127**

PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, n. 6, p. 857–861, 1970. **35**

PHYSICK, W. L. Mesoscale modeling of a cold front and its interaction with a diurnally heated land mass. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 21, p. 3169–3187, 1988. **16**, **79**, **133**

RIBEIRO, B. Z.; SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C. Synoptic climatology of warm fronts in Southeastern South America. **International Journal of Climatology**, Wiley Online Library, 2015. **13**

RICARTE, R. M. D.; HERDIES, D. L.; BARBOSA, T. F. Patterns of atmospheric

circulation associated with cold outbreaks in southern Amazonia. **Meteorological Applications**, Wiley Online Library, v. 22, n. 2, p. 129–140, 2015. 13, 159

RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, SciELO Brasil, v. 22, n. 2, p. 135–151, 2004. 13

ROZANTE, J. R. **O impacto do aninhamento no modelo Eta nas previsões de tempo**. 132. 2001 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2001. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/11.23.15.00>>. Acesso em: 15 mar. 2016. 32, 33, 34, 146

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.-L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D. et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 91, n. 8, p. 1015–1057, 2010. 29

SANDERS, F. An investigation of the structure and dynamics of an intense surface frontal zone. **Journal of Meteorology**, v. 12, n. 6, p. 542–552, 1955. 7, 8, 38, 49

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. de. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355–1364, 1989. 9

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L. S. South America. In: KAROLY, D. J.; VINCENT, D. G. (Ed.). **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Boston, MA: American Meteorological Society, 1998. cap. 3C, p. 119–139. 1, 50

SCHUMACHER, P. N.; KNIGHT, D. J.; BOSART, L. F. Frontal interaction with the Appalachian Mountains. part I: A climatology. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 11, p. 2453–2468, 1996. 66, 86

SCHUMANN, U. Influence of mesoscale orography on idealized cold fronts. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 23, p. 3423–3441, 1987. 21

SELUCHI, M.; SERAFINI, Y.; TREUT, H. L. The impact of the Andes on transient atmospheric systems: A comparison between observations and GCM results. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 4, p. 895–912, 1998. 24, 39

SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C. Synoptic patterns associated with landslide events in the Serra do Mar, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, Springer, v. 98, n. 1-2, p. 67–77, 2009. 2, 26

SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C.; GRAMANI, M. A case study of a winter heavy rainfall event over the Serra do Mar in Brazil. **Geofísica Internacional**, Instituto de Geofísica, UNAM, v. 50, n. 1, p. 41–56, 2011. 3, 26, 27, 42, 159, 165

SELUCHI, M. E.; GARREAUD, R.; NORTE, F. A.; SAULO, A. C. Influence of the subtropical Andes on baroclinic disturbances: A cold front case study. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 11, p. 3317–3335, 2006. 1, 24, 26, 42, 52, 53, 80, 125

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The northwestern Argentinean low: A study of two typical events. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 10, p. 2361–2378, 2003. 24, 42

SHAFER, J. C.; STEENBURGH, W. J.; COX, J. A.; MONTEVERDI, J. P. Terrain influences on synoptic storm structure and mesoscale precipitation distribution during IPEX IOP3. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 2, p. 478–497, 2006. 21

SHAPIRO, M. Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulations in the vicinity of jet stream-frontal zone systems. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 5, p. 954–973, 1981. 45

SILVA, A. R. **Ondas Orográficas sobre a Cordilheira dos Andes em Latitudes Subtropicais: Estudo de Caso**. 2004. 115 p. (INPE-10528-TDI/935). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2004. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/05.27.09.45>>. Acesso em: 17 set. 2015. 1, 17, 19, 136, 139

SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. A frequência de fenômenos meteorológicos na América do Sul: uma climatologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12. (CBMET)., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** SBMET, 2002. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/>>. Acesso em: 24 dez. 2015. 12

SIMMONDS, I.; KEAY, K.; BYE, J. A. T. Identification and climatology of Southern Hemisphere mobile fronts in a modern reanalysis. **Journal of Climate**, v. 25, n. 6, p. 1945–1962, 2012. 10, 11, 36

SIMPSON, J. A comparison between laboratory and atmospheric density currents. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 95, n. 406, p. 758–765, 1969. 165

SMITH, R. B. A measurement of mountain drag. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 9, p. 1644–1654, 1978. 17

_____. Mesoscale mountain meteorology. In: CONFERENCE ON THE SCIENTIFIC RESULTS OF THE ALPINE EXPERIMENT (ALPEX). **Proceedings...** World Meteorological Organization, 1986. v. 2. 20

SOLMAN, S. A.; ORLANSKI, I. Poleward shift and change of frontal activity in the Southern Hemisphere over the last 40 years. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 2, p. 539–552, 2014. 36

STEENBURGH, W. J.; BLAZEK, T. R. Topographic distortion of a cold front over the Snake River Plain and central Idaho Mountains. **Weather and Forecasting**, v. 16, n. 3, p. 301–314, 2001. 1, 20, 146, 164

STEINACKER, R. Analysis of the temperature and wind field in the alpine region. **Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics**, Taylor & Francis, v. 17, n. 1, p. 51–62, 1981. 20, 21, 127

TAVARES, P. d. S. Um estudo observacional da incursão de sistemas frontais no nordeste brasileiro e sua influência na atmosfera do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA). 2008. 152 p. Dissertação (Mestrado em

Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em:
<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/05.19.20.01>>. Acesso em: 23 set. 2015. 13

TEIXEIRA, M. d. S. **Caracterização física e dinâmica de episódios de chuvas intensas nas regiões Sul e Sudeste do Brasil**. 2010. 216 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em:
<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/02.05.00.27>>. Acesso em: 22 set. 2015. 26

TORY, K.; REASON, C.; JACKSON, P. A numerical study of a Southeast Australian Coastal Ridging Event. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 3, p. 437–452, 2001. 23, 55

TWIGG, R. D.; BANNON, P. R. Frontal equilibration by frictional processes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, n. 6, p. 1084–1087, 1998. 16, 138

VIALE, M. **Características de las precipitaciones orográficas de invierno sobre los Andes subtropicales centrales**. Tese (Doutorado) — Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 2010. 24, 42

VIALE, M.; NORTE, F. A. Strong cross-barrier flow under stable conditions producing intense winter orographic precipitation: A case study over the subtropical central Andes. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 4, p. 1009–1031, 2009. 42

VIANA, L. P. **Estudo observacional dos eventos de friagens e tendências climáticas na Bacia Amazônica Brasileira**. 128 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015. Disponível em:
<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18/2015/04.27.19.17>>. Acesso em: 09 fev. 2016. 13

WEST, G. L.; STEENBURGH, W. J. Influences of the Sierra Nevada on

intermountain cold-front evolution. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 10, p. 3184–3207, 2011. [1](#), [22](#), [127](#)

WILLIAMS, R.; PENG, M. S.; ZANKOFSKI, D. Effects of topography on fronts. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 4, p. 287–305, 1992. [21](#)

WILLIAMS, R. T. **Numerical simulation of steady-state fronts**. Monterey, California: Naval Postgraduate School, 1973. [16](#), [138](#)

WOOD, N.; MASON, P. The pressure force induced by neutral, turbulent flow over hills. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 119, n. 514, p. 1233–1267, 1993. [18](#), [44](#)

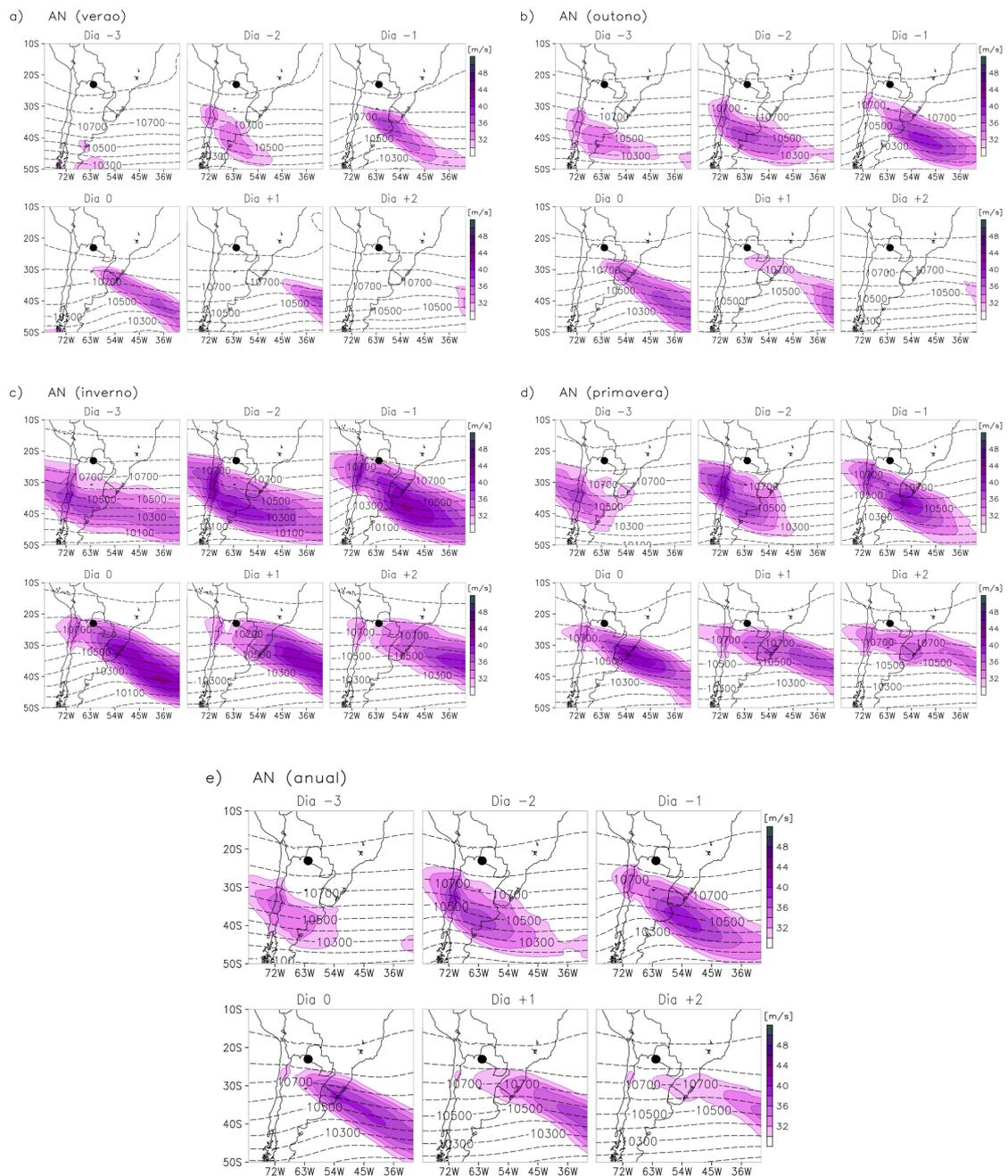
ZEHNDER, J. A.; BANNON, P. R. Frontogenesis over a mountain ridge. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 4, p. 628–644, 1988. [21](#)

ZHANG, F. Generation of mesoscale gravity waves in upper-tropospheric jet-front systems. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 4, p. 440–457, 2004. [45](#)

Apêndice A: Composições médias e anomalias sazonais e anuais

A.1 Grupo AN

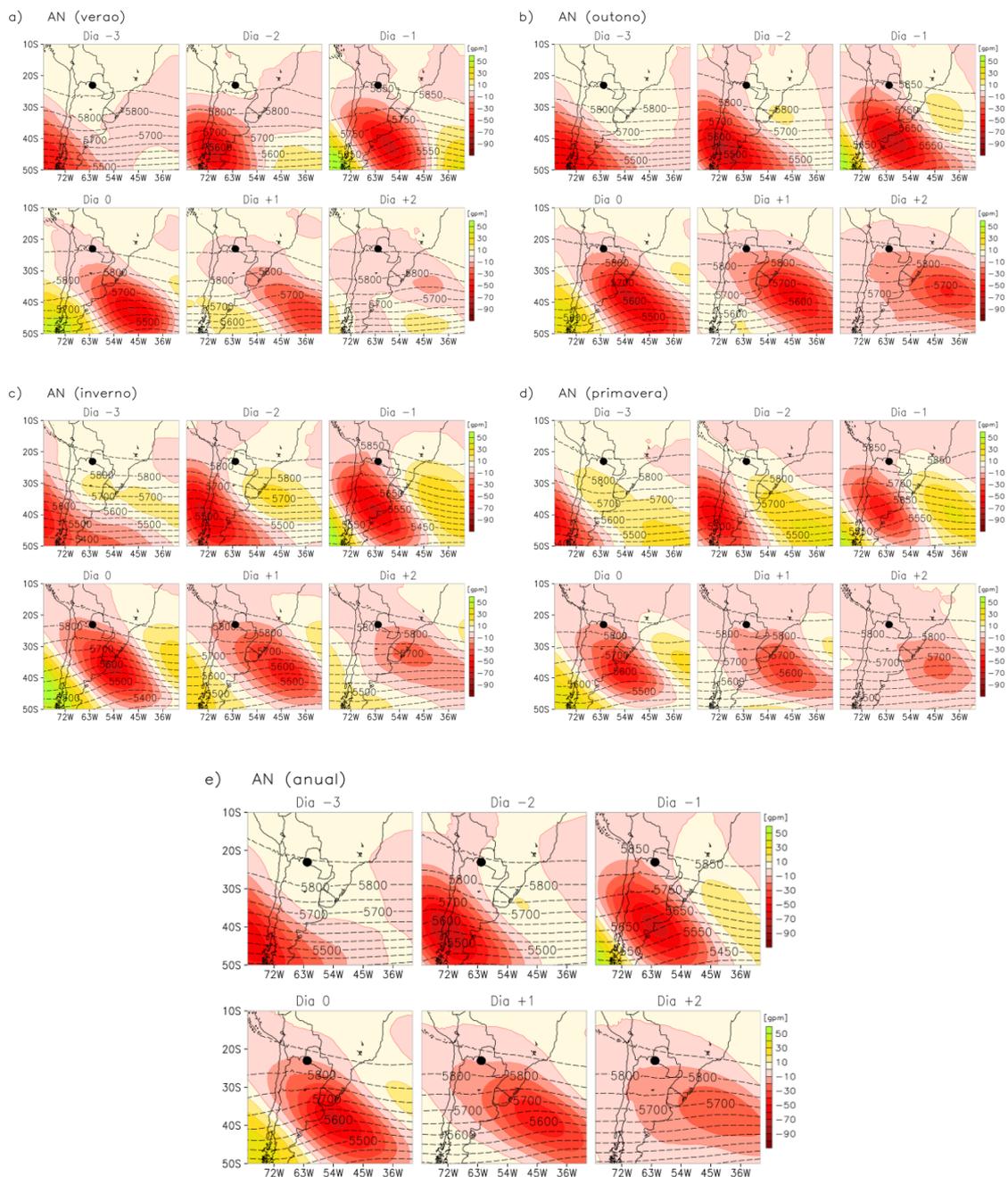
Figura A.1 - Altura geopotencial em 250 hPa.



Valor médio da altura geopotencial (m_{gp}, linhas tracejadas) e da corrente de jato ($m s^{-1}$, sombreado), no nível atmosférico de 250 hPa para a) verão, b) outono, c) inverno, d) primavera, e) anual.

Fonte: Produção do autor.

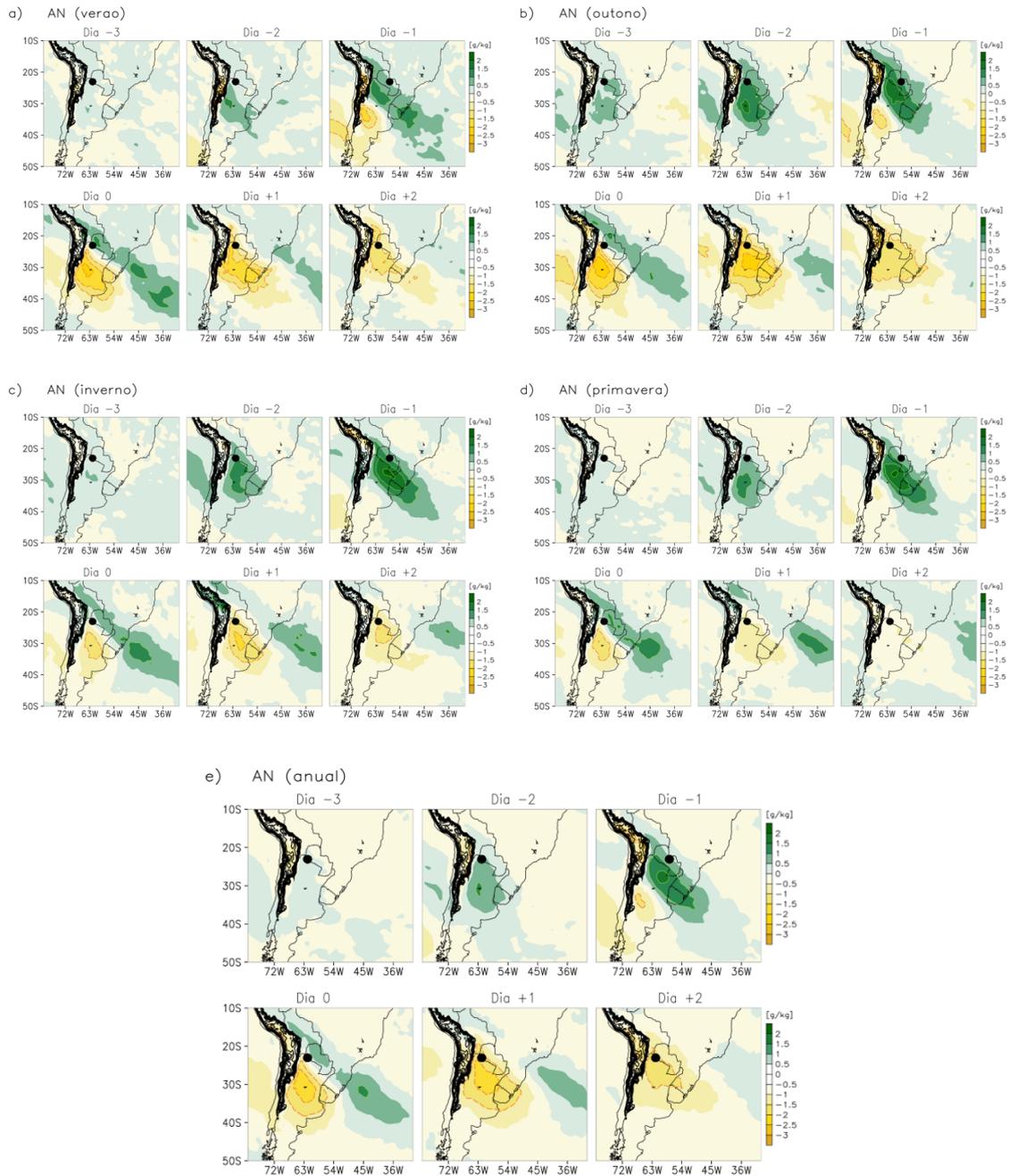
Figura A.2 - Altura geopotencial em 500 hPa.



Valor médio da altura geopotencial (m_{gp}, linhas tracejadas) e anomalia (m_{gp}, sombreado) com relação a climatologia de 1979-2010, no nível atmosférico de 500 hPa para a) verão, b) outono, c) inverno, d) primavera, e) anual.

Fonte: Produção do autor.

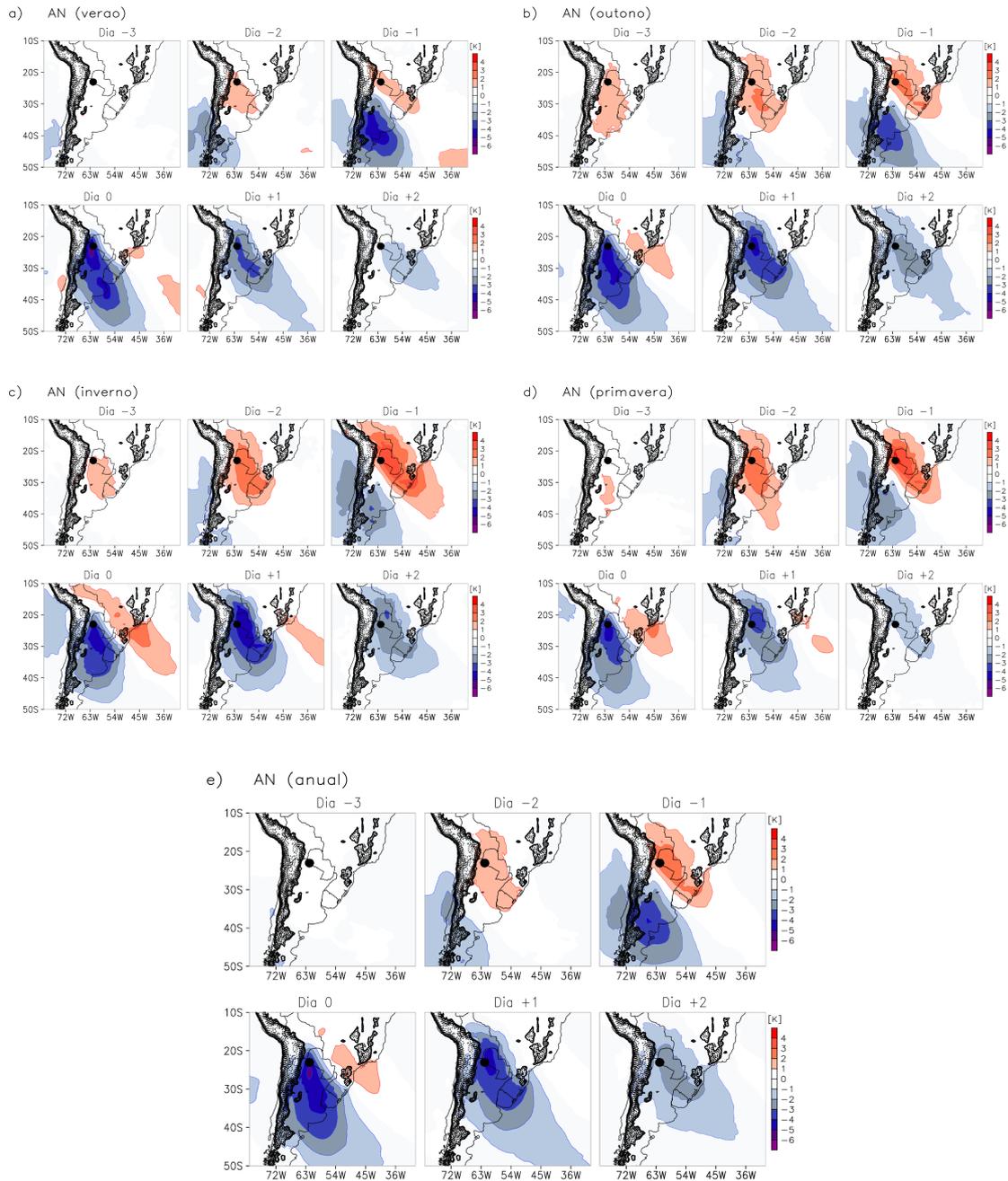
Figura A.3 - Umidade Específica em 850 hPa.



Anomalia de Umidade Específica ($g\ kg^{-1}$, sombreado) com relação a climatologia de 1979-2010, no nível atmosférico de 850 hPa para a) verão, b) outono, c) inverno, d) primavera, e) anual.

Fonte: Produção do autor.

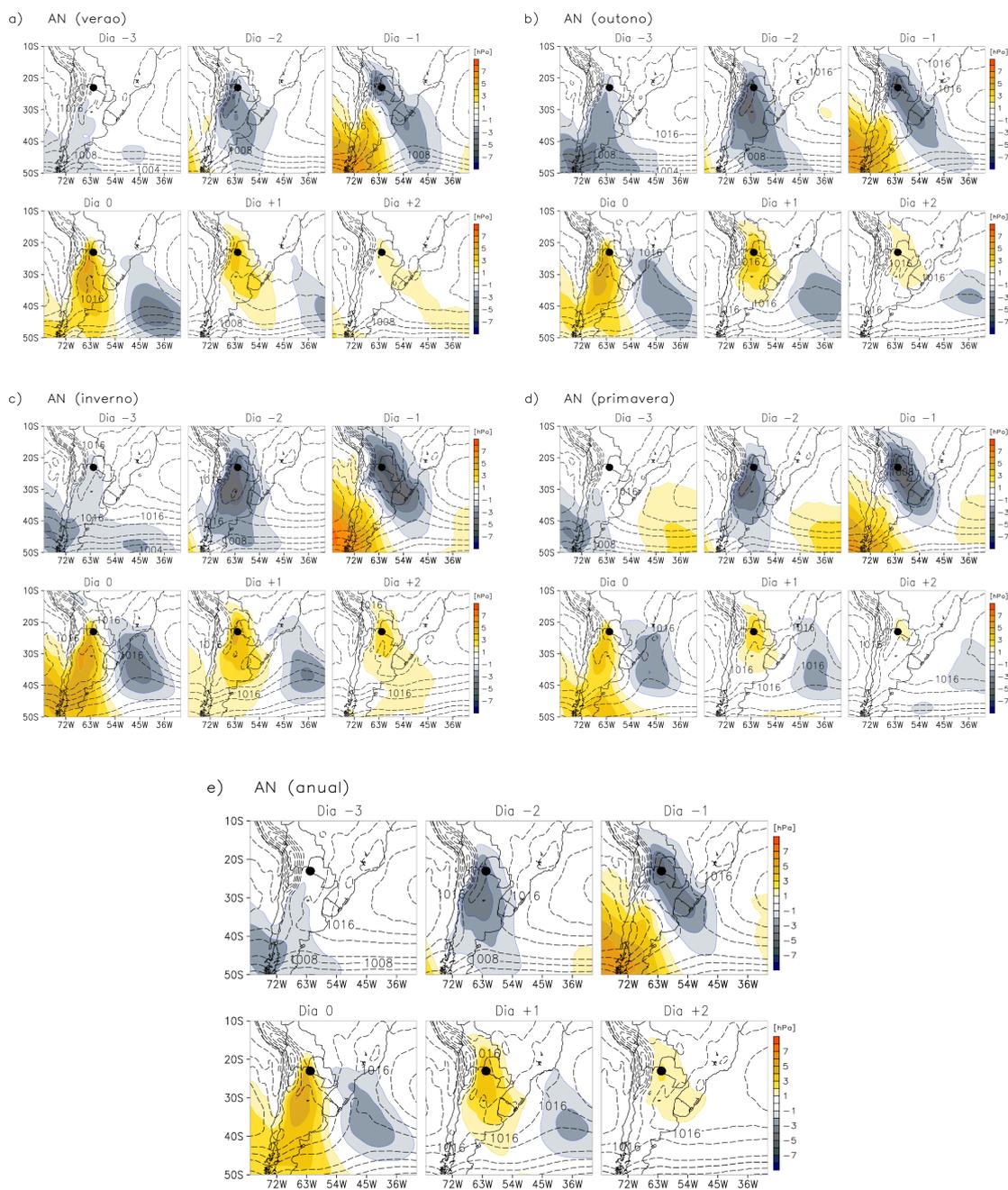
Figura A.4 - Temperatura do ar em 925 hPa.



Anomalia de temperatura do ar (K, sombreado) com relação a climatologia de 1979-2010, no nível atmosférico de 925 hPa para a) verão, b) outono, c) inverno, d) primavera, e) anual.

Fonte: Produção do autor.

Figura A.5 - Pressão ao nível médio do mar.

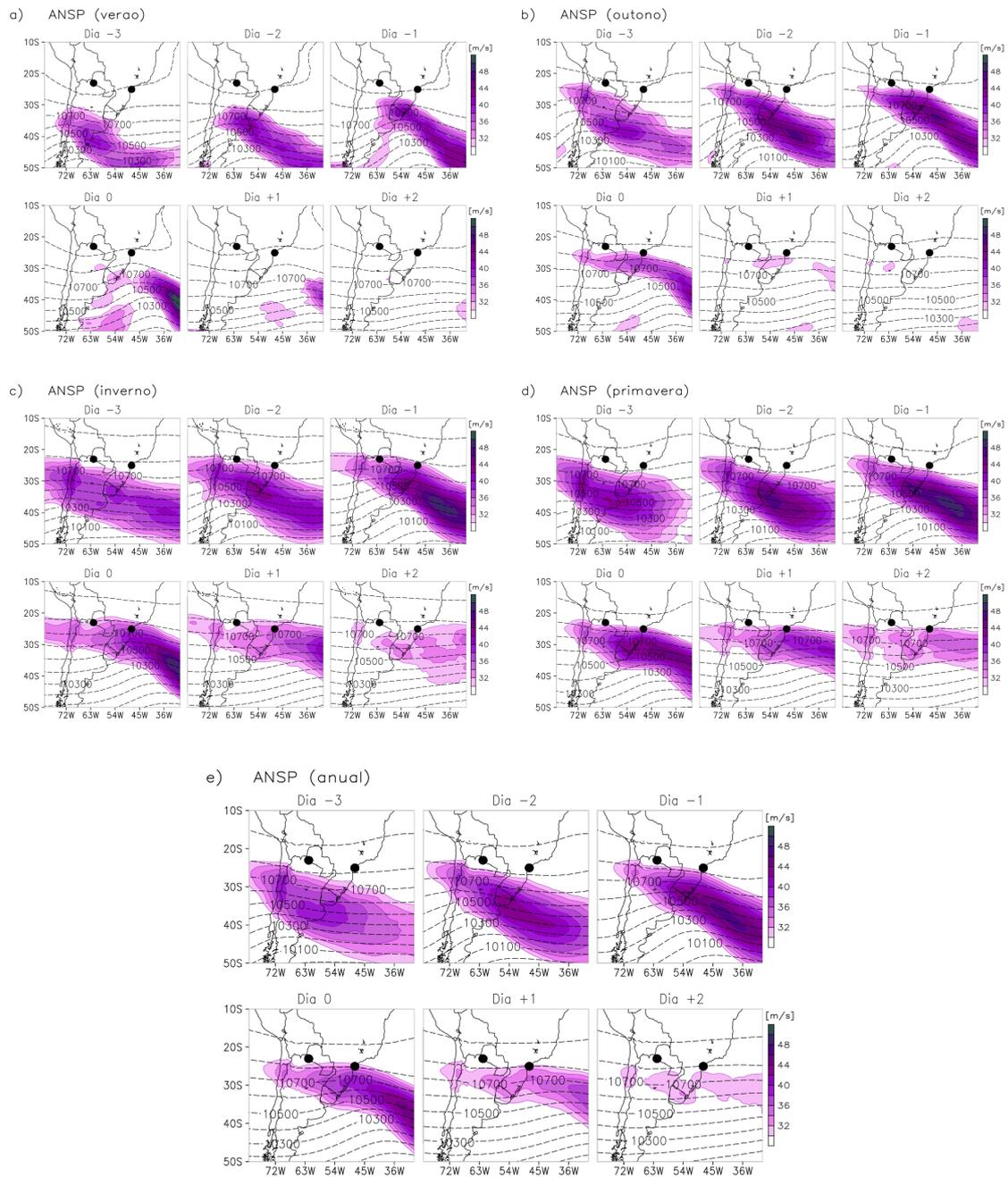


Valor médio da pressão ao nível médio do mar (hPa, linhas tracejadas) e anomalia (hPa, sombreado) com relação a climatologia de 1979-2010, para a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera; e) anual.

Fonte: Produção do autor.

A.2 Grupo ANSP

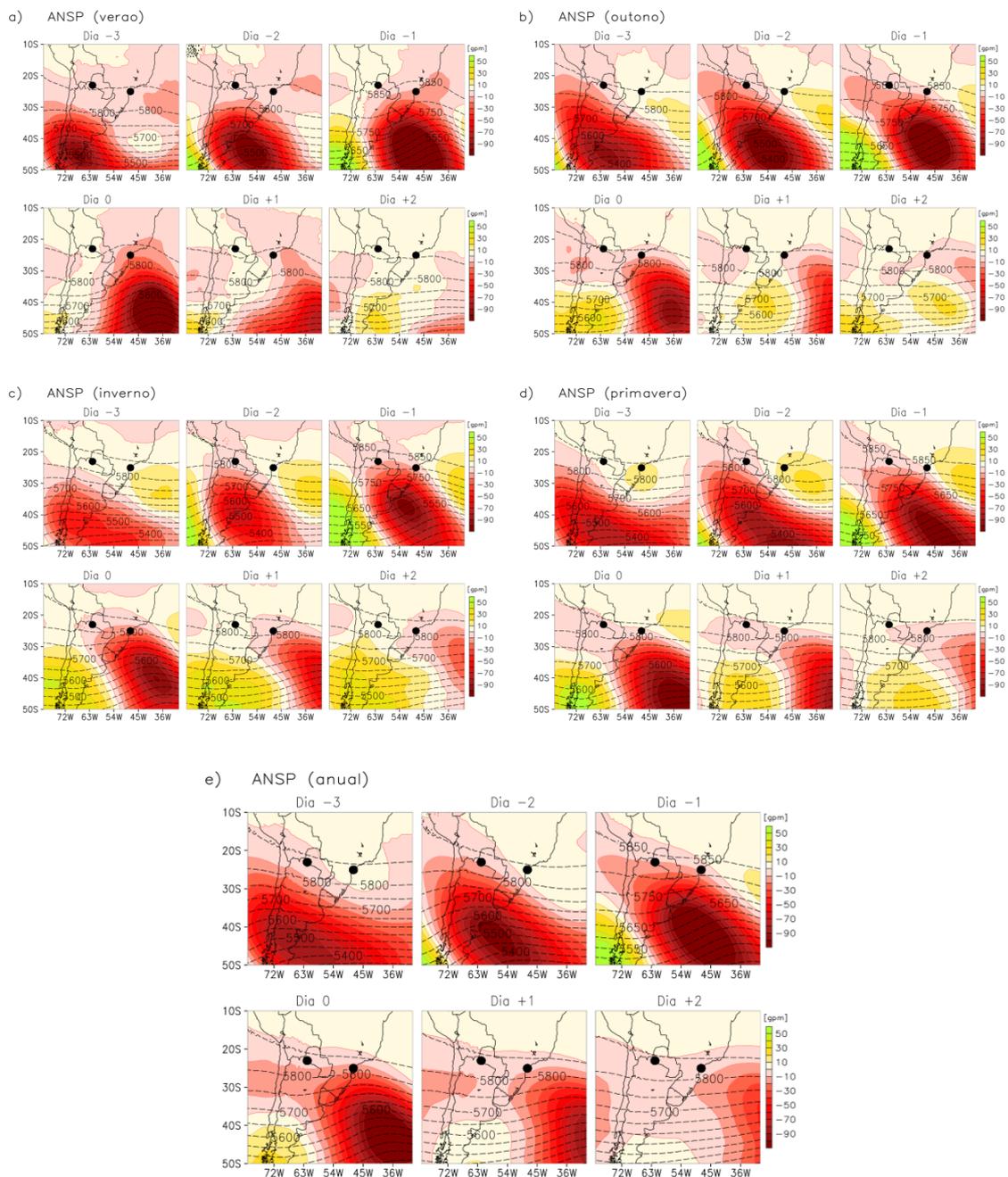
Figura A.6 - Altura geopotencial em 250 hPa.



Valor médio da altura geopotencial (m_{gp}, linhas tracejadas) e da corrente de jato ($m s^{-1}$, sombreado), no nível atmosférico de 250 hPa, para a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera; e) anual.

Fonte: Produção do autor.

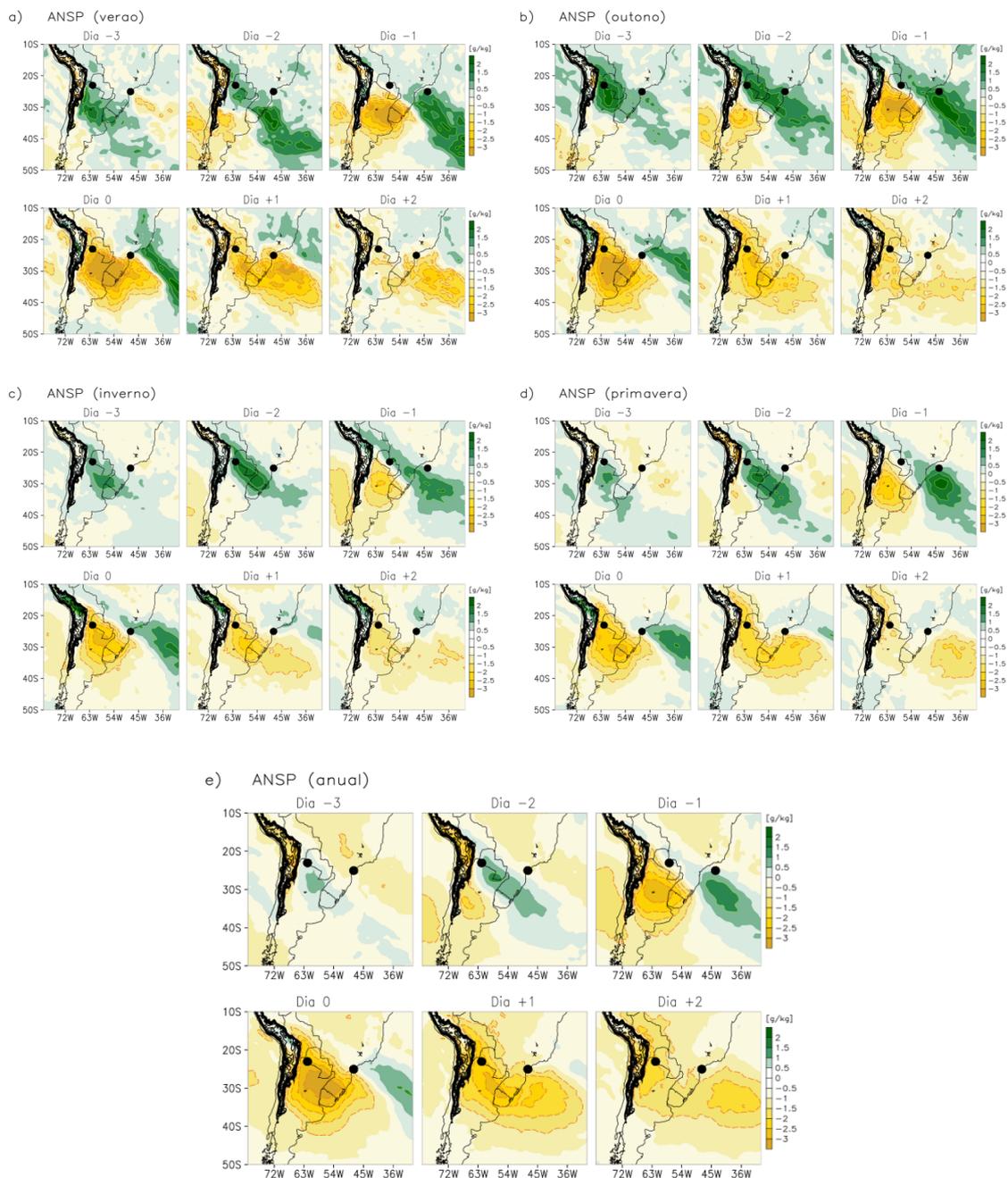
Figura A.7 - Altura geopotencial em 500 hPa.



Valor médio da altura geopotencial (m_{gp}, linhas tracejadas) e anomalia (m_{gp}, sombreado) com relação a climatologia de 1979-2010, no nível atmosférico de 500 hPa, para a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera; e) anual.

Fonte: Produção do autor.

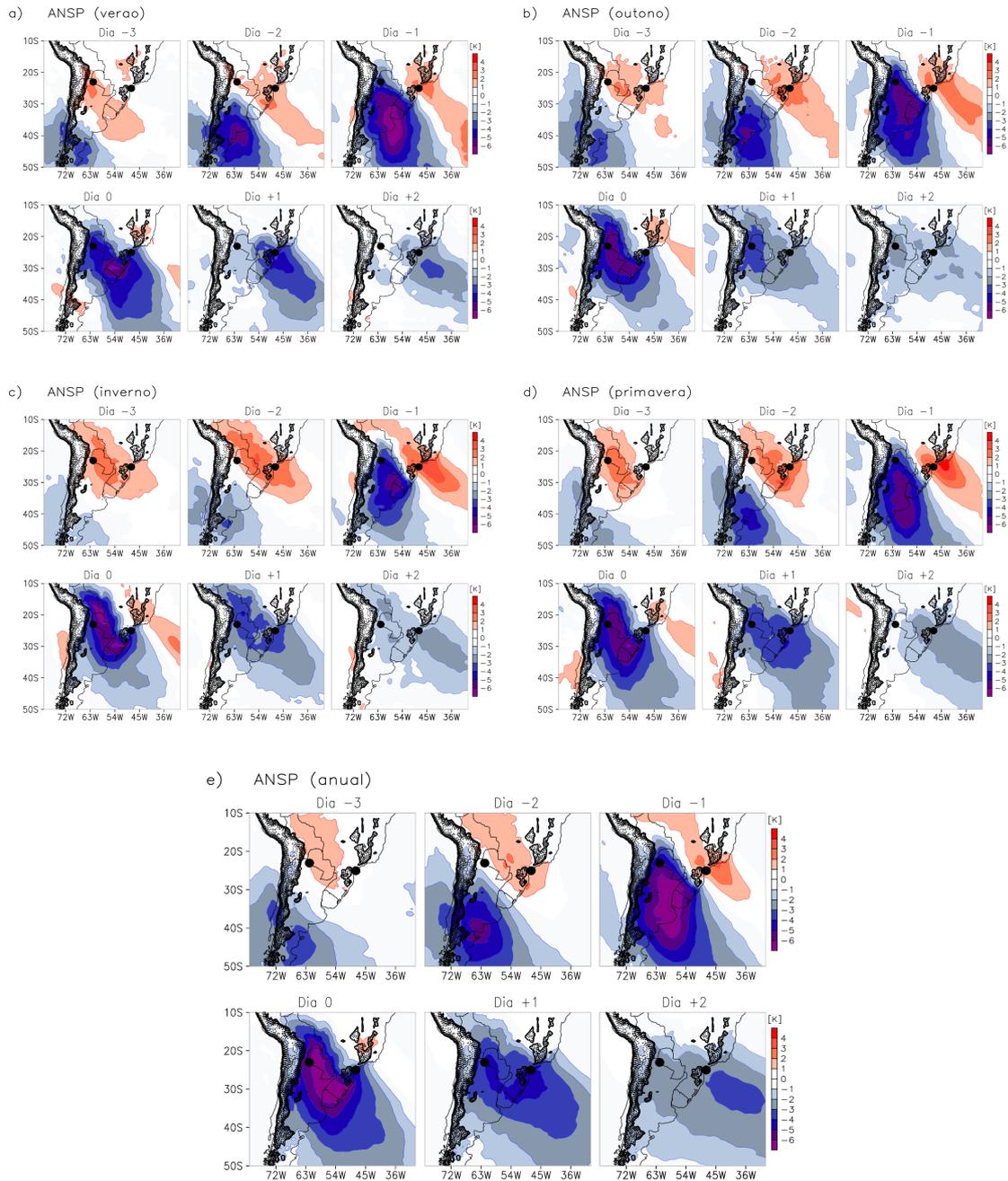
Figura A.8 - Umidade Específica em 850 hPa.



Anomalia de umidade específica ($g\ kg^{-1}$, sombreado) no nível atmosférico de 850 hPa, para a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera; e) anual.

Fonte: Produção do autor.

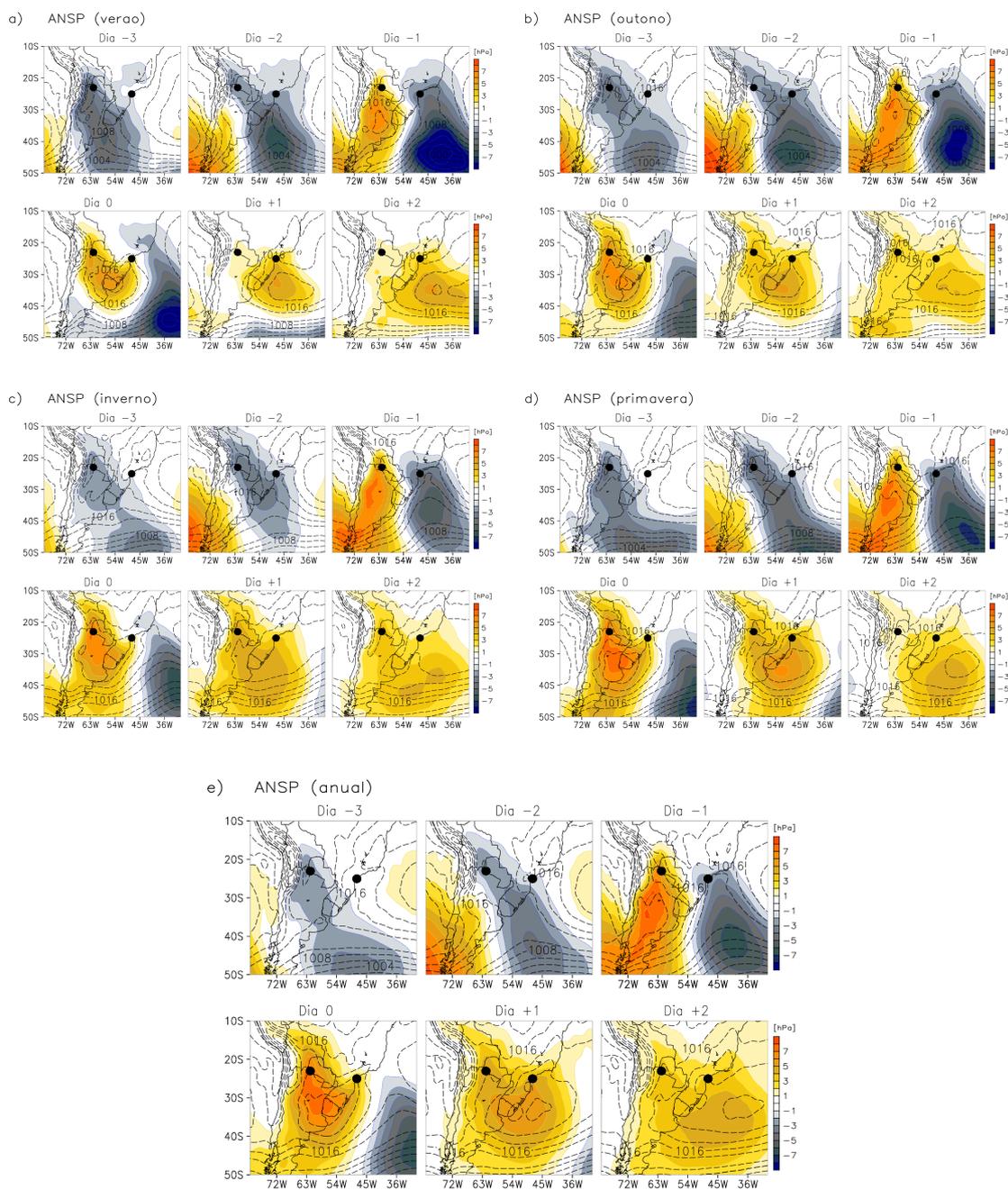
Figura A.9 - Temperatura do ar em 925 hPa.



Anomalia de temperatura do ar (K, sombreado), no nível de 925 hPa, para a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera; e) anual.

Fonte: Produção do autor.

Figura A.10 - Pressão ao nível médio do mar.

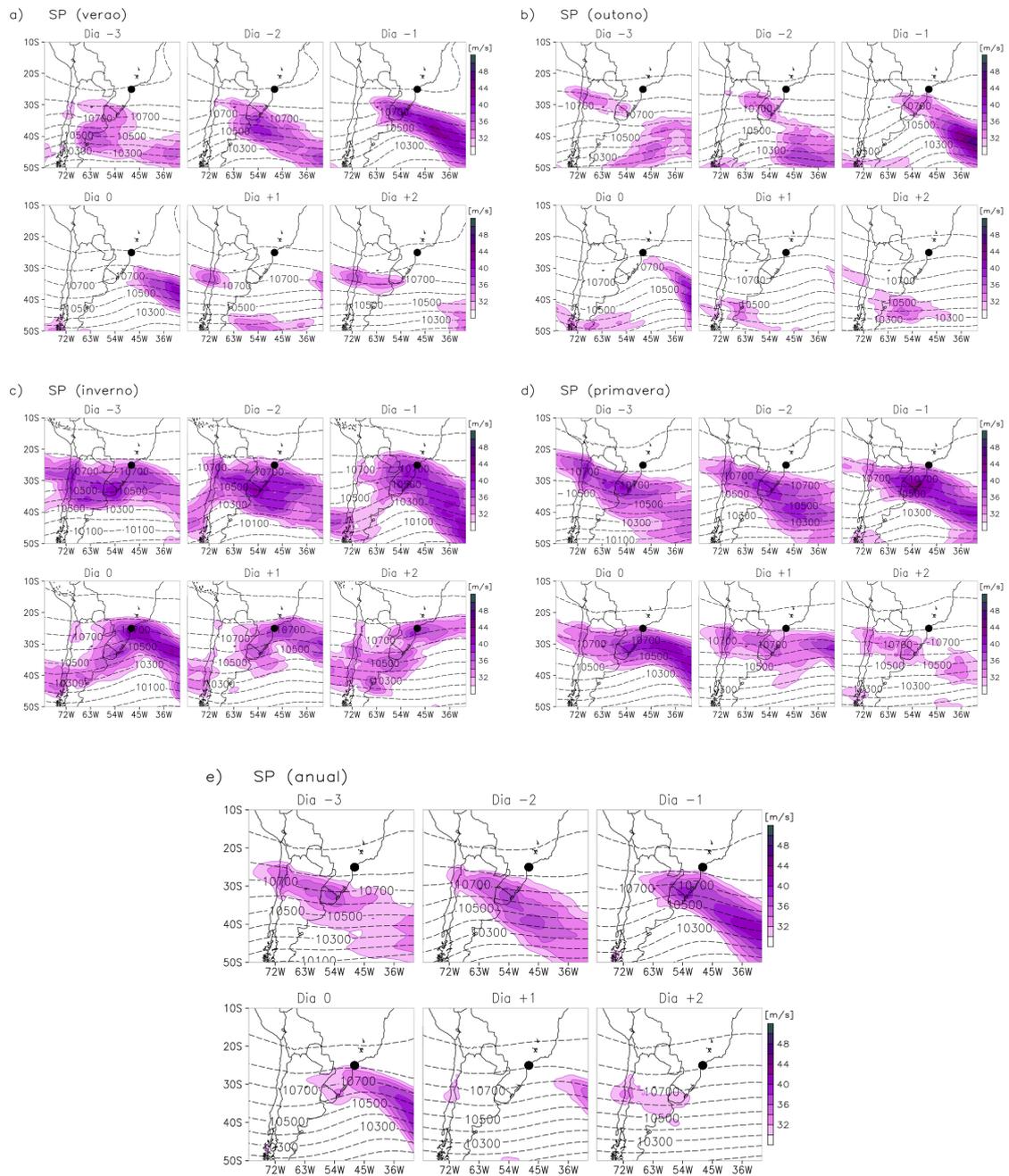


Valor médio da pressão ao nível médio do mar (hPa, linhas tracejadas) e anomalia (hPa, sombreado) com relação a climatologia de 1979-2010, para a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera; e) anual.

Fonte: Produção do autor.

A.3 Grupo SP

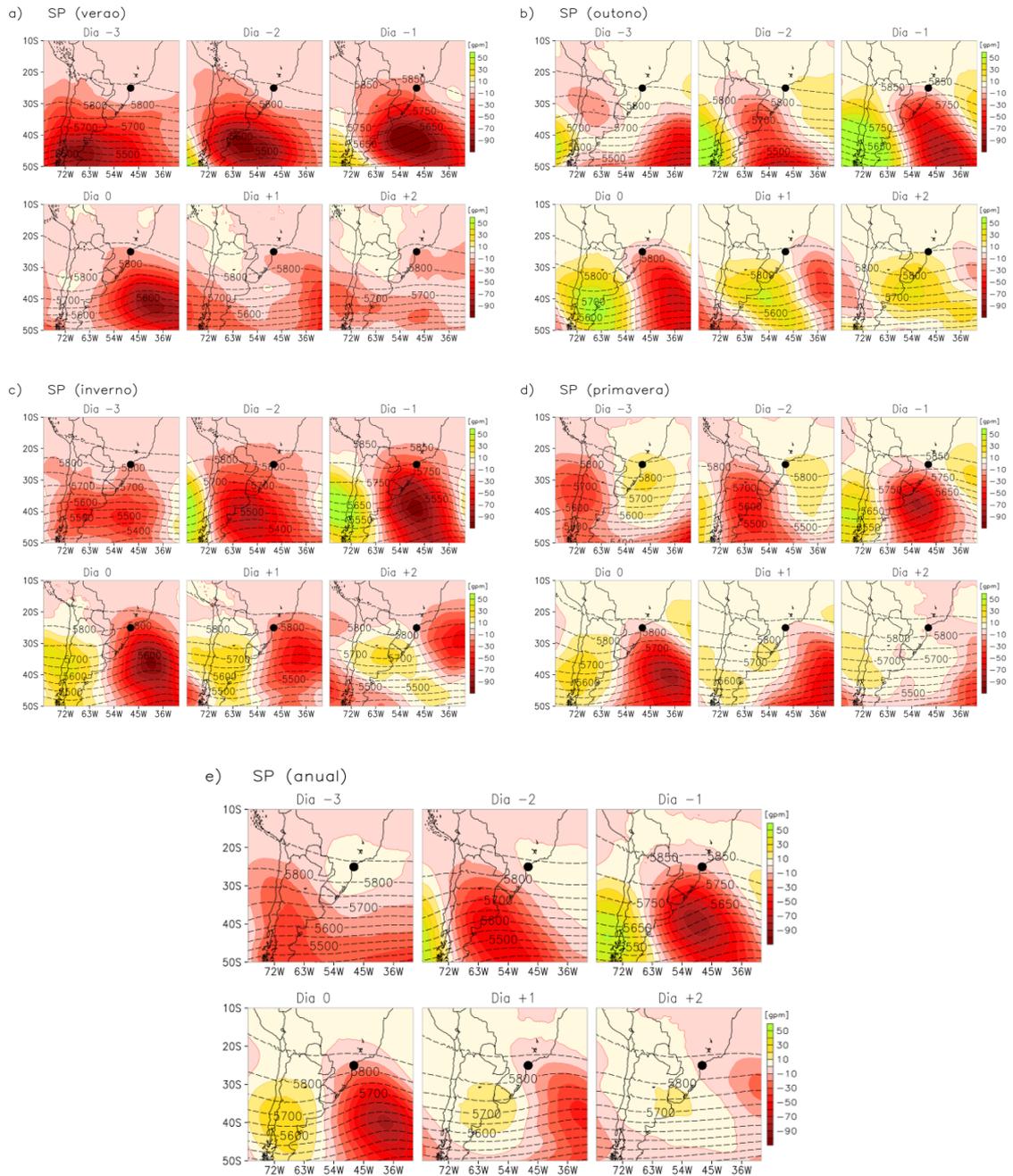
Figura A.11 - Altura geopotencial em 250 hPa.



Valor médio da altura geopotencial (m_{gp}, linhas tracejadas) e da corrente de jato ($m s^{-1}$, sombreado) no nível atmosférico de 250 hPa, para a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera; e) anual.

Fonte: Produção do autor.

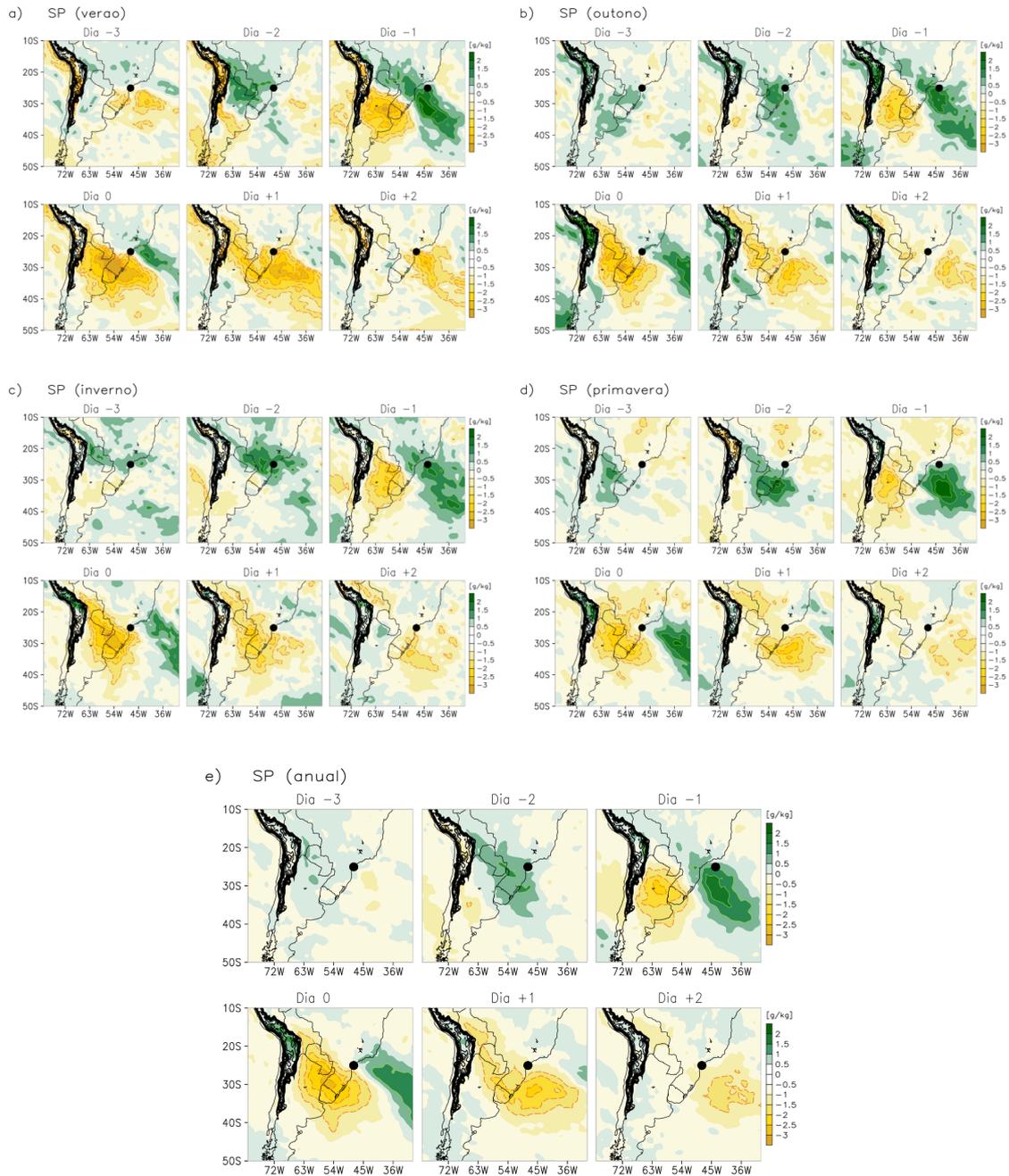
Figura A.12 - Altura geopotencial em 500 hPa.



Valor médio da altura geopotencial (m_{gp}, linhas tracejadas) e anomalia (m_{gp}, sombreado) com relação a climatologia de 1979-2010, no nível de 500 hPa, para a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera; e) anual.

Fonte: Produção do autor.

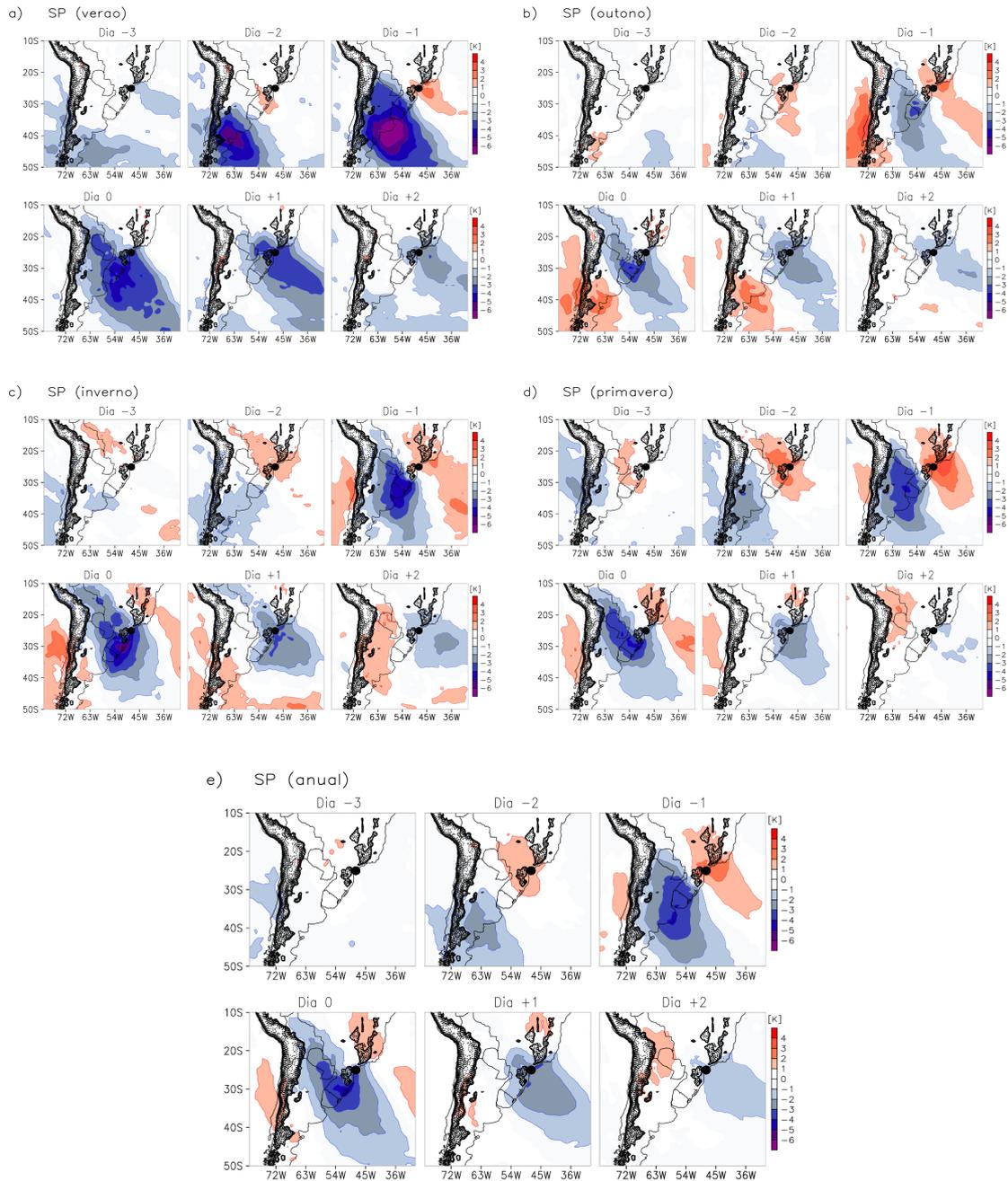
Figura A.13 - Umidade específica em 850 hPa.



Anomalia de umidade específica ($g\ kg^{-1}$, sombreado) no nível atmosférico de 850 hPa, para a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera; e) anual.

Fonte: Produção do autor.

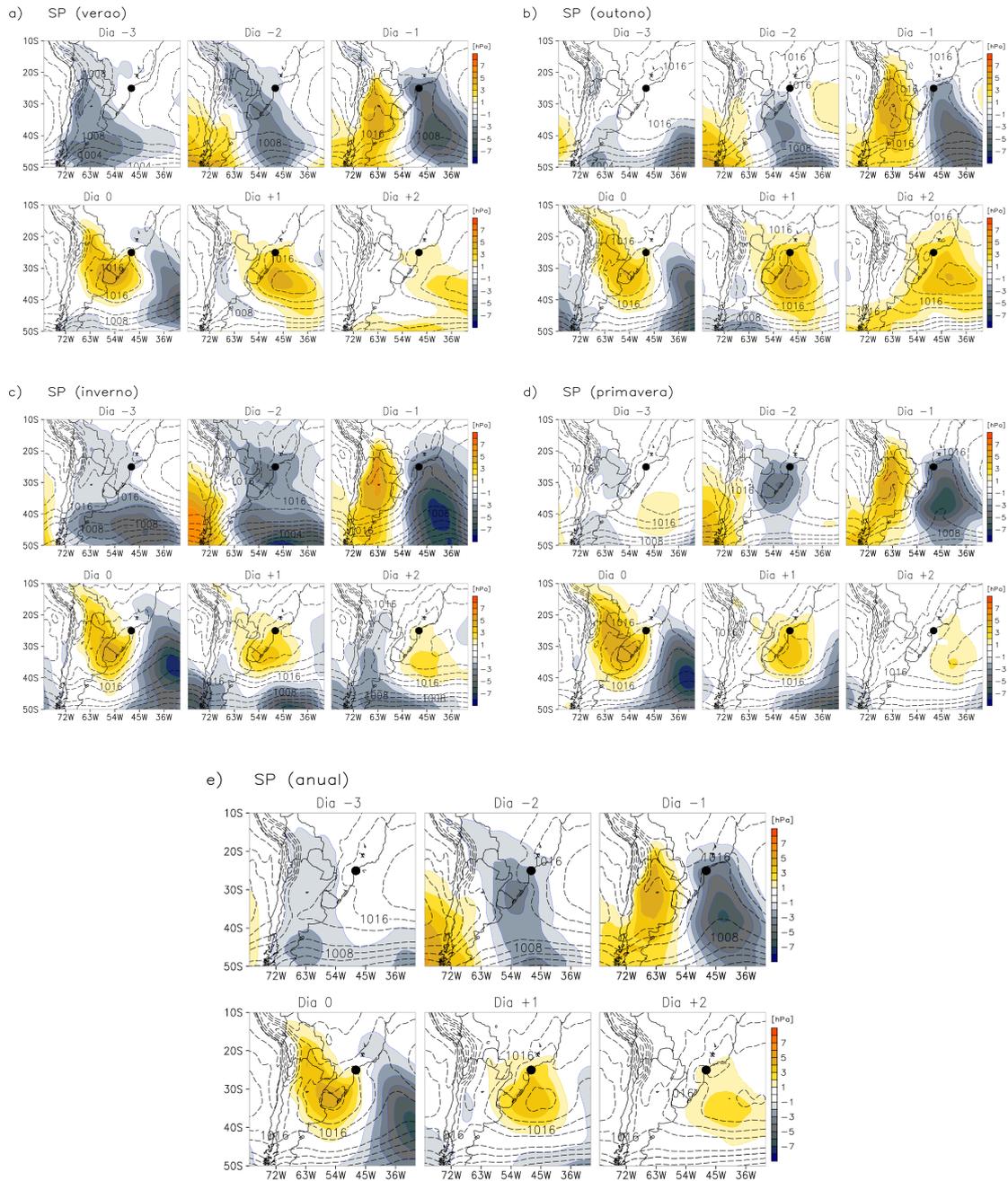
Figura A.14 - Temperatura do ar em 925 hPa.



Anomalia de temperatura do ar (K, sombreado) no nível de 925 hPa, para a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera; e) anual.

Fonte: Produção do autor.

Figura A.15 - Pressão ao nível médio do mar.



Valor médio da pressão ao nível médio do mar (hPa, linhas tracejadas) e anomalia (hPa, sombreado) com relação a climatologia de 1979-2010, para a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera; e) anual.

Fonte: Produção do autor.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Contam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.