

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS  
DEPARTAMENTO DE FÍSICA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**Alcimoni Nelci Comin**

**USO DE MODELOS NUMÉRICOS REGIONAIS PARA SIMULAR A  
BRISA MARÍTIMA NA ANTÁRTICA**

**Santa Maria, RS  
2016**

**Alcimoni Nelci Comin**

**USO DE MODELOS NUMÉRICOS REGIONAIS PARA SIMULAR A BRISA  
MARÍTIMA NA ANTÁRTICA**

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação de Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do Título de **Doutor em Meteorologia**.

Orientador: Prof. Dr. Otávio Costa Acevedo

Santa Maria, RS  
2016

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Comin, Alcimoni Nelci

USO DE MODELOS NUMÉRICOS REGIONAIS PARA SIMULAR A  
ERISA MARÍTIMA NA ANTÁRTICA / Alcimoni Nelci Comin.-  
2016.

115 p.; 30 cm

Orientador: Otávio Costa Acevedo

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa  
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de  
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2016

1. Brisas do Mar 2. Circulação de Mesoescala 3.  
Modelos Meteorológicos I. Costa Acevedo, Otávio II. Título.

Alcimoni Nelci Comin

**USO DE MODELOS NUMÉRICOS REGIONAIS PARA SIMULAR A BRISA  
MARÍTIMA NA ANTÁRTICA**

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação de Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do Título de **Doutor em Meteorologia**

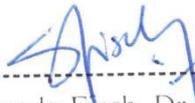
**Aprovado em** 22 de dezembro de 2016:



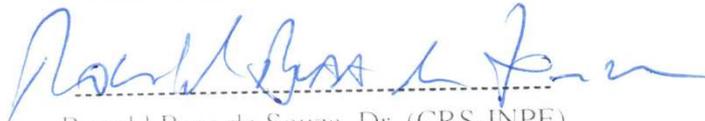
-----  
Otávio Costa Acevedo, Dr. (UFSM)  
(Presidente/Orientador)



-----  
Umberto Rizza, Dr. (CNR-ISAC)



-----  
Gilberto Fernando Fisch, Dr. (IAE-DCTA)



-----  
Ronald Buss de Souza, Dr. (CRS-INPE)



-----  
Vagner Anabor, Dr. (UFSM)

Santa Maria, RS  
2016

## AGRADECIMENTOS

Quero agradecer a Deus.

A minha família pelo apoio, incentivo, dedicação, e por me ensinar sempre seguir em frente em busca de minhas metas e objetivos.

Ao meu orientador Dr. Otávio Costa Acevedo, pelos conselhos, ensinamentos e pelo gratificante aprendizado nestes 3 anos e 9 meses de convívio.

O Dr. Mario Marcello Miglietta por ter me mostrado um outro foco para a minha tese e pela co-orientação durante o período de doutorado sanduiche na Itália.

O Dr. Umberto Rizza pela orientação durante o período de doutorado sanduiche na Itália.

O Dr. Gervasio Annes Degrazia pela oportunidade da bolsa concedida de doutorado sanduiche no exterior.

O Dr. Ronald Buss de Souza pelo fornecimento dos dados micrometeorológicos e de sondagens na ilha Deception, como parte do projeto INTERCEPTION (556783/2009-3). E também o apoio do Laboratório de Meteorologia e Oceanografia por Satélites (LAMOS) do Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais do INPE pela coleta dos dados micrometeorológicos.

Aos professores do programa de pós-graduação de Meteorologia da UFSM.

O Dr. Vagner Anabor pela ajuda com a instalação do WRF no cluster.

Todos os meus amigos e colegas pelo companheirismo e amizade.

A Capes e ao programa Ciência sem Fronteira pelo apoio financeiro.

O INCT Criosfera (CNPq-704222/2009) coordenado pelo Dr. Jefferson Candia Simões da UFRGS, por financiar a publicação do artigo na revista Advances in Meteorology (capítulo 5 da tese).

O meu agradecimento ao grupo Dinâmica da Atmosférica do ISAC/CNR de Bologna, por fornecer os mapas de precipitação e vento simulado com o Modelo MOLOCH.

Ao ISAC/CNR de Lecce pela disponibilidade do cluster.

“Cieco chi guarda il cielo senza comprenderlo; è un viaggiatore che attraversa il mondo senza vederlo; è un sordo in mezzo a un concerto.”

(Camille Flammarion)

## RESUMO

### USO DE MODELOS NUMÉRICOS REGIONAIS PARA SIMULAR A BRISA MARÍTIMA NA ANTÁRTICA

AUTOR: ALCIMONI NELCI COMIN

ORIENTADOR: Dr. OTÁVIO COSTA ACEVEDO

No presente estudo, são investigados três problemas relacionados com a simulação numérica regional de processos meteorológicos de pequena escala. O primeiro problema estudado diz respeito à frequência, localização e características de chuvas convectivas, induzidas pela convergência de diferentes sistemas de brisa do mar na península Mediterrânea (sudeste da Itália). Tais eventos são estudados, considerando as imagens de satélite/radar e campos de saída a partir de dois modelos (MOLOCH e WRF) no período de verão de 2011-2013. No total são selecionados 20 dias, em que a precipitação devido à convergência de brisa do mar, é claramente mostrada nas imagens de satélite e de radar. Os dois sistemas de modelagem analisados são capazes de reproduzir a convergência para o interior: nos 20 casos selecionados, apenas dois casos para cada modelo não mostram qualquer padrão de convergência. Os resultados mostram que os modelos de área limitada, com espaçamento de grade de poucos quilômetros, são ferramentas adequadas para simulação de tais fenômenos, em escala relativamente pequena. O segundo problema estudado, diferentes esquemas de camada limite planetária e microfísica do modelo Weather Research and Forecast (WRF) são comparados com dados coletados por uma torre micrometeorológica, na ilha Deception, para situações atmosféricas distintas. Para a temperatura do ar, os diferentes experimentos resultam num ciclo diário de menor amplitude que os observados. A variabilidade entre os esquemas é menor que 1 °C, devido à influência da TSM e à sua diferente capacidade em reproduzir nebulosidade. Para o dia de céu claro, a previsão de radiação de onda curta depende fortemente do esquema microfísico utilizado e pouco dos esquemas de CLP. Para a radiação de onda longa os esquemas produzem resultados semelhantes, porém na presença de um ciclone extratropical o esquema THOMPSON tem melhor desempenho que o WSM3. Para o vento zonal, a variabilidade entre os esquemas de CLP é geralmente maior (1 a 3 m/s) que entre os de microfísica (menor que 1 m/s). O esquema WSM3 é, em geral, mais indicado para as previsões nos dias de ocorrência de ciclone extratropical. Para a componente meridional do vento observa-se pouca diferença entre os esquemas microfísicos e CLP. O terceiro problema se refere aos padrões meteorológicos de convergência induzida pelos diferentes sistemas de brisa do mar na península Antártica, que são analisadas durante o período de verão de 2013-2015. Os eventos são selecionados por imagens de satélite (59 dias), que são simulados com o WRF; 21 dias apresentam convergência causada pela brisa do mar. As condições sinóticas são identificadas, considerando as médias e anomalias. A convergência média é positiva entre 14-23 UTC, período de atuação da brisa, sendo máxima às 18 UTC ( $1,5 \times 10^{-4}$  s). Há um forte gradiente de temperatura potencial durante fase de brisa do mar madura e grandes contraste entre o fluxo de calor sensível no topo das montanhas e nas áreas de baixa topografia.

**Palavras-chave:** Brisas do Mar. Circulação de Mesoescala. Modelos Meteorológicos.

## ABSTRACT

### USE OF REGIONAL NUMERICAL MODELS TO SIMULATE THE SEA BREEZE IN ANTARCTICA

AUTHOR: ALCIMONI NELCI COMIN

ADVISOR: Dr. OTÁVIO COSTA ACEVEDO

In the present study, three different problems associated with the numerical simulation of small-scale meteorological processes are investigated. In the first problem regards the frequency, location and characteristics of rainfall induced by the convergence of different sea breezes systems in Salento peninsula (south of Italy). Such events were studied, considering the satellite images/radar and output fields from two models (MOLOCH and WRF) in the summer of 2011-2013. In total were selected 20 days, when rainfall due to the sea breeze convergence was clearly shown in satellite images and radar. The two modeling systems analyzed here, are able to reproduce the convergence inland: in the 20 cases that have been detected, only two cases for each model do not show any convergence pattern due to sea breeze convergence. The results show that the limited area models with a few km spacing grid, are suitable tools for simulating these phenomena, in relatively small scale. In the second problem under different PBL and microphysics schemes in WRF model are compared with data collected by a micrometeorological tower on Deception Island, for distinct meteorological conditions. For air temperature, the different experiments produced a daily cycle with smaller amplitude than in observations. The variability among schemes was less than 1°C, mostly because of SST influence and their different capabilities of solving cloudiness. For the clear sky day, the short wave radiation forecast is largely dependent on the microphysics scheme used and not as much on the PBL ones, but for long wave radiation the schemes produced similar results. But when there is a extra-tropical cyclone acting, THOMPSON microphysics scheme performs better than WSM3. For the zonal wind, the variability among PBL schemes is generally larger (1-3 m/s) than among the microphysics ones (less than 1 m/s). WSM3 scheme is generally better suited for forecasts in extra-tropical cyclone days. For the meridional wind component, there is little difference among microphysics and PBL schemes. In the third problem under meteorological patterns of the convergence zone induced by different sea breeze systems on Antarctic peninsula are analyzed for the summer period of 2013-2015. Such events are selected by satellite images (59 days), which are simulated WRF; a total of 21 days have been detected convergence due to the sea-breeze. The model variables are analyzed before the occurrence of sea-breeze, in order to provide a snapshot of the environment development. The synoptic conditions are identified, considering the average values and anomaly. The average convergence is positive between 14 and 23 UTC, period that sea-breeze occur, with maximum convergence at 18 UTC ( $1.5 \times 10^{-4}$  s). There is a strong potential temperature gradient during mature sea breeze and high differences sensible heat flux between at the top of the mountains and low areas.

**Keywords:** Sea Breeze. Mesoscale Circulation. Meteorological Models.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.1 – Referência geográfica do domínio investigado, as sub-regiões X1, X2 e X3 são as de maior ocorrência de chuvas devido a convergência de brisas do mar ..... 31
- Figura 3.2 – Campos médios para os 20 dias; (a) pressão média para nível do mar (hPa), (b) altura geopotencial em 500 hPa (m), (c) temperatura em 850 hPa (K), (d) temperatura em 500 hPa (k), (e) umidade relativa em 850 hPa (%) e (f) vetor do vento em 1000 hPa (m/s). (Fonte: NCEP/NCAR, referência web: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>). ..... 32
- Figura 3.3 – Anomalias dos 20 dias com respeito a climatologia; (a) pressão ao nível do mar (hPa), (b) altura geopotencial em 500 hPa (m), (c) temperatura do ar em 850 hPa (k) e (d) temperatura do ar em 500 hPa (k). (Fonte: NCEP/NCAR: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>). ..... 33
- Figura 3.4 – Os painéis mostram convergência de brisa do mar (m/s), com relação a dependência do vento sinótico; (a) a caixa vermelha representa a média do vento sinótico de norte (m/s) sendo a área onde o vento sinótico é calculado; a linha vermelha corresponde à convergência da brisa do mar que é movido para a costa do mar Jônico; (b) a caixa vermelha representa a média do vento sinótico de sul (m/s), a linha vermelha corresponde à convergência da brisa do mar que é movido para a costa do mar Adriático. As imagens referem-se aos casos em 02/07/2013 às 15 UTC e 09/06/2013 às 12 UTC, simulados com o modelo MOLOCH ..... 37
- Figura 3.5 – Imagem refletiva composta de radar da Itália dia 24 de agosto de 2013 às 12 UTC, caixa vermelha mostra os pontos de chuva convectiva.....39
- Figura 3.6 – Painéis mostrado chuva e convergência dos ventos na península Mediterrânea dia 24 de agosto de 2013 às 12 UTC; (a) localização da precipitação acumulada em 3 horas simulada com o modelo MOLOCH, (b) convergência dos ventos simulado com o modelo MOLOCH, (c) localização da precipitação acumulada em 3 horas simulado com o modelo WRF e (d) convergência dos ventos e divergência horizontal sobre a península simulados com o modelo WRF às 10 UTC..... 40
- Figura 3.7 – Meteosat de segunda geração, imagem infravermelha (canal 10,8  $\mu$ ) dia 11 de setembro de 2012 às 12 UTC, zoom sobre a Itália.....41
- Figura 3.8 – Painéis mostram chuva e convergência de ventos na península Mediterrânea dia 11 de Setembro de 2012 às 12 UTC; (a) localização da precipitação acumulada em três horas, simulação com o modelo MOLOCH, (b) convergência dos ventos sobre a península simulado com o modelo MOLOCH, (c) localização da precipitação acumulada em 3 horas simulado com o modelo WRF e (d) convergência dos ventos e divergência horizontal sobre a península simulados com o modelo WRF às 11 UTC..... 42
- Figura 3.9 – Meteosat de segunda geração, imagem infravermelha (canal 10,8  $\mu$ ) dia 31 de agosto de 2011 às 15 UTC, zoom sobre a Itália..... 43
- Figura 3.10 – Painéis mostrando chuva e convergência dos ventos na península Mediterrânea dia 31 de agosto de 2011; (a) localização da precipitação acumulada em 3 horas, simulada com o modelo MOLOCH às 15UTC, (b) convergência dos ventos simulado com o modelo MOLOCH às 12UTC, (c) localização da

	precipitação acumulada em três horas simulada com o modelo WRF às 15UTC e (d) convergência dos ventos e divergência horizontal sobre a península simulados com o modelo WRF às 12 UTC.....	44
Figura 3.11 –	Painéis mostram campos de precipitação acumulada em 1 hora em relação à velocidade do vento a 10 m da superfície, direção e CAPE para os anos 2011-2013 simuladas com o WRF; (a) o deslocamento em relação ao eixo central da península Mediterrânea da posição da brisa em função da velocidade do vento U10m, em um ponto localizado no mar Adriático U-synoptic (de oeste para leste), calculado como média em uma caixa localizada ao longo do Adriático (Figura 5.4), em intervalos de vento de $1 \text{ m s}^{-1}$ . Cada ponto representa uma simulação. O vento é calculada no início da hora de precipitação máxima. D é a distância do local onde a convergência horizontal do vento é máxima até o centro geográfica da península, (b) precipitação máxima versus velocidade do vento U10m em um ponto localizado mar Adriático (U-synoptic), (c) precipitação máxima versus direção em um ponto localizado no mar Adriático (Direction-synoptic) e (d) precipitação em relação energia potencial convectiva disponível (CAPE) no ponto da península onde a precipitação máxima ocorre .....	47
Figura 3.12 –	O painel superior mostra o fluxo de calor latente sobre a sub-regiões da península (LH-Salento), no local do centro das células convectiva e o fluxo de calor latente sobre o mar (LH-sea); o painel inferior mostra o fluxo de calor sensível (HFX-Salento) sob as sub-regiões da península no local dos centros das células convectivas, e o fluxo de calor sensível sobre o mar (HFX-sea). As medições são para o período de 20 dias com frequência de 1 hora simuladas com o WRF .....	50
Figura 3.13 –	O mesmo da figura 3.12, mas para o ciclo médio diário .....	51
Figura 3.14 –	O painel superior mostra velocidade vertical w (m/s) e o painel inferior ciclo médio diário (m/s) no local do centro das células convectiva. As medições são para o período de 20 dias com frequência de 1 hora simuladas com o WRF....	52
Figura 4.1 –	Localização da ilha Deception no arquipélago das Shetland do Sul, Antártica com as grades aninhadas do modelo WRF centradas na ilha. A direita detalhe da ilha Deception mostrando a sua configuração em forma de ferradura e a Baía de Port Foster .....	66
Figura 4.2 –	Evolução dos campos de pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) em torno da península Antártica para os dias 20, 21 e 22 de março de 2013 (de cima para baixo), às 00 UTC (esquerda) e 12 UTC (direita). A figura é gerada a partir dos dados GFS-FNL com $10 \times 10$ de resolução.....	67
Figura 4.3 –	Evolução dos campos de direção e intensidade do vento em superfície na região do arquipélago das Shetland do Sul e península Antártica para os dias 20, 21 e 22 de março de 2013 (de cima para baixo), às 00 UTC (esquerda) e 12 UTC (direita). A figura é gerada a partir dos dados GFS-FNL com $10 \times 10$ de resolução. ....	68
Figura 4.4 –	Imagem no canal infravermelho do satélite GOES-12 processada para a temperatura de topo de nuvens mostrando uma nebulosidade alta sobre a ilha Deception no dia 21 de março de 2013 às 17:45 UTC .....	69
Figura 4.5 –	Dados observacionais e a temperatura do ar modelada para 2 m de altura com os seis diferentes esquemas de parametrização de CLP e os esquemas de microfísica WSM3 (painel superior) e THOMPSON (painel inferior). As cruzes indicam as análises GFS-FNL para temperatura do ar .....	70
Figura 4.6 –	O mesmo da Figura 4.5, mas para a radiação de onda curta incidente .....	75

Figura 4.7 – O mesmo da Figura 4.5, mas para a radiação de onda longa incidente .....	77
Figura 4.8 – O mesmo da Figura 4.5, mas para a pressão atmosférica ao nível médio do mar .....	78
Figura 4.9 – O mesmo da Figura 4.5, mas para a componente zonal do vento.....	81
Figura 4.10 – O mesmo da Figura 4.5, mas para componente meridional do vento.....	82
Figura 4.11 – Perfil vertical de temperatura (°C) e Td (°C) às 2 horas UTC para o dia 2/11/12 em Deception .....	83
Figura 4.12 – Perfil vertical de vento zonal e meridional às 2 horas UTC para o dia 2/11/12 em Deception .....	84
Figura 4.13 – Perfil vertical de temperatura (°C) e Td (°C) às 16 horas UTC para o dia 2/11/12 em Deception .....	85
Figura 4.14 – Perfil vertical de vento zonal e meridional às 16 horas UTC para o dia 2/11/12 em Deception .....	85
Figura 5.1 – Mapa mostrando os domínios das simulações com respeito à Península Antártica.....	94
Figura 5.2 – Divergência média diária em superfície sobre a PA, causada pelo vento em 850 hPa.....	95
Figura 5.3 – Os painéis mostram os campos médios para o período 2013-2015; (a) média composta de pressão ao nível do mar (hPa), (b) média composta de altura geopotencial em 500 hPa (m), (c) média composta de temperatura do ar em 850 hPa (K), (d) média composta de temperatura do ar 500 hPa (k), (e) média composta de umidade relativa em 850 hPa (%) e (f) média composta de vetor do vento em 1000 hPa (m/s). (Fonte: NCEP/NCAR, referência web: <a href="http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/">http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/</a> ) .....	97
Figura 5.4 – Os painéis mostram os campos médios para o período 2013-2015; (a) anomalia composta de altura geopotencial em 500 hPa (m), (b) anomalia composta de pressão ao nível do mar (hPa), (c) anomalia composta de temperatura do ar em 850 hPa (k) e (d) anomalia composta de temperatura do ar em 500 hPa (k). (Fonte: NCEP/NCAR: <a href="http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/">http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/</a> ) .	98
Figura 5.5 – Vetores do vento (m/s) a 10m da superfície para: (a) 29 de dezembro de 2014 às 16 UTC; (b) 24 de dezembro de 2013 às 12 UTC; (c) 29 de dezembro de 2014 às 18 UTC, simulado com WRF. A curva cinza representa a zona de convergência causada pela frente da brisa do mar.....	99
Figura 5.6 – (a) Divergência negativa (convergência) dos ventos mais ao norte da península para o dia 15/12/2013 às 22 UTC; (b) imagem satélite GOES 13, canal 10,7 µm às 20:45 UTC .....	100
Figura 5.7 – (a) Divergência negativa (convergência) dos ventos na parte central da península dia 24/12/2013 às 19 UTC; (b) imagem satélite GOES 13, canal 10,7 µm às 17:45 UTC .....	100
Figura 5.8 – Ciclo médio diário de convergência em superfície para os 21 dias .....	101
Figura 5.9 – Variação vertical do vetor vento e temperatura potencial para diferentes longitudes. Latitude e altura são mostrados nos eixos x e y. Os painéis superiores representam uma secção transversal para 59,1 <sup>0</sup> W de longitude, enquanto os painéis inferiores estão a 58,45 <sup>0</sup> W. Em (a) 15 de Dezembro de 2013 às 19 UTC; (b) 15 de Dezembro de 2013 às 22 UTC; (c) 24 de Dezembro de 2013 às 20 UTC; e (d) 24 de dezembro de 2013 às 23 UTC. A área branca no fundo corresponde à topografia na respectiva longitude, enquanto a largura da península (PA) é marcada com uma linha espessa vermelha.....	102

Figura 5.10 – Fluxo de calor sensível ( $\text{W/m}^2$ ) simulado com WRF: (a) 29 de dezembro de 2014 às 19 UTC e (b) 30 de dezembro de 2014 às 18 UTC.....103

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 –	Números de dias de ocorrência de chuva devido a convergência da brisa do mar para os anos 2011, 2012 e 2013 .....	33
Tabela 3.2 –	Total de casos representados e analisados com modelos WRF e MOLOCH com correta localização da convecção e convergência em relação ao número total de eventos selecionados .....	45
Tabela 3.3 –	Precipitação simulada com o modelo WRF nos centros das células convectivas e precipitação medida pelo satélite tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM; <a href="http://disc2.nascom.nasa.gov/tovas/">http://disc2.nascom.nasa.gov/tovas/</a> ).....	49
Tabela 4.1 –	Esquemas de camada limite planetária (CLP) do modelo WRF.....	63
Tabela 4.2 –	Médias dos dados observados e simulados pelos diversos esquemas de CLP e de microfísica. Os números fora dos parênteses são para o esquema microfísico WSM3 e entre parênteses para o esquema microfísico THOMPSON, para as variáveis: temperatura do ar (Tar), radiação de onda curta incidente (ROC), radiação de onda longa incidente (ROL), pressão atmosférica (P) e as componentes zonal (U) e meridional (V) da velocidade do vento.....	71
Tabela 4.3 –	O mesmo da tabela 4.2, mas para a raiz do erro médio quadrático (REMQ) ...	72
Tabela 4.4 –	O mesmo que a tabela 4.2, mas para a correlação .....	72
Tabela 5.1 –	Dias com ocorrência de nebulosidade devido a convergência de brisa do mar na PA para os anos de 2013, 2014 e 2015 .....	95

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACM	<i>Asymmetric Convective Model</i>
AFWA	<i>Department of Defense's Air Force Weather Agency</i>
AMPS	<i>Antarctic Mesoscale Prediction System</i>
BOLAM	<i>Bologna Limited Area Model</i>
BOULAC	Bougeault-Lacarrère
CAPE	Energia Potencial Convectiva Disponível
CAPS	<i>Center for Analysis and Prediction of Storms</i>
CBM	Circulação da Brisa do Mar
CIN	Inibição Convectiva
CLP	Camada Limite Planetária
ECT	Energia Cinética Turbulenta
ESRL	<i>Earth System Research Laboratory</i>
FAA	<i>Federal Aviation Administration</i>
FBM	Frente de Brisa do Mar
FNL	Final Global Analise
MAR	<i>Modèle Atmosphérique Régional</i>
MMM	<i>Mesoscale and Microscale Meteorology</i>
MM4	<i>Mesoscale Model versão 4</i>
MM5	<i>Mesoscale Model versão 5</i>
MOLOCH	<i>MOdello LOcale em H coordenadas</i>
MSG	Segunda Geração do Meteosat
MYJ	Mellor-Yamada-Janjic
MYNN2.5	Mellor-Yamada Nakanishi e Niino Nível 2.5
MYNN3	Mellor-Yamada Nakanishi e Niino Nível 3
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research's,</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction,</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration's</i>
NORLAM	<i>Norwegian Limited Area Model</i>
NRL	<i>Naval Research Laboratory</i>
P	Pressão Atmosférica
PA	Península Antártica
PROANTAR	Programa Antártico Brasileiro
QNSE	<i>Quasi-Normal Scale Elimination</i>
REQM	Raiz do Erro Quadrático Médio
ROC	Radiação de Onda Curta Incidente
ROL	Radiação de Onda Longa Incidente
Tar	Temperatura do Ar
Td	Temperatura do Ponto de Orvalho
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measurement Mission</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
U	Componente Zonal do Vento
V	Componente Meridional do Vento
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
WSM3	<i>WRF Single Moment 3-class Scheme</i>

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	16
<b>2 BREVE DESCRIÇÕES DAS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DO WRF, MOLOCH E DOS PRIMEIROS MODELOS NA ANTÁRTICA</b> .....	20
2.1 PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DO WRF .....	20
2.2 PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DO MOLOCH .....	22
2.3 PRIMEIROS MODELOS NA ANTÁRTICA.....	23
<b>3 ARTIGO 1 - INVESTIGAÇÃO DE CONVERGÊNCIA DE BRISA DO MAR NA PENÍNSULA MEDITERRÂNEA</b> .....	26
3.1 INTRODUÇÃO .....	26
3.2 ANÁLISE SINÓTICA .....	29
3.3 MODELOS NUMÉRICOS: MOLOCH E WRF .....	34
<b>3.3.1 Configuração numérica</b> .....	34
3.4 SIMULAÇÕES .....	35
3.5 COMPARAÇÃO DOS MODELOS MOLOCH E WRF PARA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA E CONVERGÊNCIA DOS VENTOS .....	38
3.6 ANÁLISE COM O MODELO WRF: DISCUSSÃO .....	45
3.7 PARTE ADICIONAL .....	49
3.8 CONCLUSÕES .....	52
3.9 REFERÊNCIAS .....	53
<b>4 ARTIGO 2 - ANÁLISE DO DESEMPENHO DO MODELO WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF) COM DIFERENTES ESQUEMAS DE MICROFÍSICA E CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NA ILHA DECEPTION, ANTÁRTICA</b> .....	58
4.1 INTRODUÇÃO .....	58
4.2 ÁREA DE ESTUDO .....	62
4.3 O MODELO WRF: BREVE DESCRIÇÃO E ESQUEMAS DE PARAMETRIZAÇÃO	62
4.4 MATERIAIS E MÉTODOS .....	65
4.5 ANÁLISE SINÓTICA .....	66
4.6 RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	69
4.7 RESULTADOS EM PERFIL VERTICAL (PARTE ADICIONAL) .....	82
4.8 CONCLUSÕES .....	86
4.9 REFERÊNCIAS .....	87

<b>5 ARTIGO 3 - SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE CONVERGÊNCIA DE BRISA DO MAR SOBRE A PENÍNSULA ANTÁRTICA.....</b>	<b>91</b>
5.1 INTRODUÇÃO .....	91
5.2 O MODELO NUMÉRICO: WRF .....	93
5.3 PERÍODO DA ANÁLISE .....	94
5.3.1 Seleção dos dias .....	94
5.3.2 Análise sinótica .....	96
5.4 CARACTERÍSTICAS DA BRISA DO MAR .....	98
5.5 CONCLUSÕES .....	104
5.8 REFERÊNCIAS .....	105
<b>6 DISCUSSÃO .....</b>	<b>108</b>
<b>7 CONCLUSÃO .....</b>	<b>111</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>113</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A simulação numérica de escoamentos geofísicos se estabeleceu ao longo da segunda metade do século XX e início do século XXI como uma ferramenta poderosa para a investigação de problemas científicos em Meteorologia. A utilização dessa ferramenta abrange todas as escalas do escoamento, desde a microescala até a simulação climática, e incluindo a mesoescala, que será investigada neste estudo. Entre os processos de mesoescala cuja compreensão foi melhorada por simulações numéricas está a brisa do mar, que é uma circulação devido às diferenças de temperatura entre a terra e as massas de água.

O desenvolvimento da brisa do mar é favorecido por algumas condições meteorológicas, tais como um fraco gradiente de pressão de grande escala; ausência de anomalias de pressão ao nível médio do mar; anomalias negativas de temperatura e de altura geopotencial; desenvolvimento de um cavado na região em que a brisa do mar está presente; aumento da umidade relativa em baixos níveis; e forçante sinótico fraco em baixos níveis. Estudos apontam que a camada vertical de brisa do mar possui espessura que varia aproximadamente entre 100 e 500 m. A profundidade da circulação total incluindo a circulação de retorno (brisa terrestre) pode alcançar de 500 a 2000 m. Outros estudos mostram que o escoamento de retorno frequentemente é mais rápido do que a propagação da frente de brisa do mar (FBM) com velocidade de 5 a 7 m/s. Já durante a ausência de escoamento sinótico, a velocidade da FBM para o interior é menor entre 1 a 5 m/s.

A direção dos ventos da brisa do mar em baixos níveis é influenciado pela força de Coriolis e pela baroclinidade entre a terra e mar. Se o escoamento sinótico está na mesma direção que a brisa do mar, esta consegue penetrar mais no interior até 100 km em alguns locais; em outros, como por exemplo, na Austrália pode ocasionalmente penetrar 400 km. Já no litoral do nordeste brasileiro, pode penetrar mais de 400 km, quando está associada com a zona de convergência intertropical que intensifica a circulação de brisas do mar. Porém se o escoamento sinótico está oposto ao da brisa do mar, esta pode se restringir à costa, ou pode ser totalmente eliminada. Diversos estudos têm mostrado a importância dessa circulação local, como por exemplo, no aumento de precipitação nas áreas litorâneas e na dispersão de poluentes das grandes áreas urbanas.

O contraste de temperatura entre a terra e o mar é evidente à tarde, período em que a brisa do mar está na fase desenvolvida e os ventos mais fortes ocorrem normalmente no

litoral, diminuindo à medida que a brisa do mar penetra para o interior. Nas regiões onde a temperatura da superfície da terra é maior, o efeito de resfriamento da brisa é muito evidente. Ao longo da costa, a passagem da frente de brisa marítima é marcada pela diminuição da temperatura, podendo diminuir em alguns locais, segundo estudos, até 5 graus Celsius, isso aumenta rapidamente a umidade relativa. Se o ar estiver suficientemente úmido, uma faixa de nuvens baixas se formará ao longo da frente da brisa marítima, que poderá ser identificada diretamente em observações de nuvens, e também por imagens de satélite e radar. A forma da topografia e a cobertura vegetal também influenciam a circulação de brisa marítima por alinhar a frente de brisa do mar em direção ao litoral e as zonas de convergência próximas das montanhas. Após o pôr do sol, com o resfriamento radiativo da superfície da terra, os gradientes de temperatura e pressão cessam, as superfícies isobáricas tornam-se planas, durante as fases ativas das brisas tanto terrestre quanto marítima as superfícies são inclinadas. A medida que o resfriamento da superfície da terra aumenta o ar torna-se mais denso, resultando no desenvolvimento de brisa terrestre.

Pelos motivos expostos acima, é esperado que a brisa ocorra preferencialmente em ambientes com vento de grande escala fraco. Por esse motivo, este fenômeno já foi amplamente simulado por modelos numéricos em latitudes médias, mas nunca na região de latitudes altas da Antártica. Lá, a ocorrência de velocidades elevadas do vento, associadas a sistemas sinóticos intensos tende a inibir a ocorrência de circulação de brisa.

A Península Antártica é uma porção de importância estratégica no Continente Antártico. Separada da América do Sul apenas pelo Estreito de Drake, é ali que se encontram importantes estações científicas internacionais. A compreensão dos fenômenos de tempo na Península Antártica é, portanto, fundamental para uma série de atividades humanas. Sendo uma península, é de se esperar que ocorra na região a convergência de circulações de brisa convergentes, com possível produção de convecção local. Por outro lado, essa possibilidade é reduzida pela localização da Península, em altas latitudes, em região de ventos tipicamente fortes. A principal pergunta científica a ser respondida no presente trabalho é, portanto. Existe convergência de brisa do mar na Península Antártica e ela pode ser simulada por um modelo numérico de mesoescala?

Para responder a essa pergunta, 3 problemas específicos são abordados, cada um deles em um capítulo e associado a um artigo científico. Os três trabalhos já estão publicados ou aceitos para publicação em periódicos científicos de relevância em Ciências Atmosféricas e, por esse motivo, a tese está estruturada em capítulos que correspondem aos referidos artigos.

O primeiro problema investigado nessa tese tem por objetivo a simulação de um sistema de brisa clássica, em uma península de latitudes médias, para que se possa em um momento posterior realizar uma simulação semelhante no ambiente Antártico, de mais difícil ocorrência do fenômeno. O ambiente escolhido é o da península Mediterrânea de Salento, localizada entre os mares Jônico e Adriático, na bacia central do Mediterrâneo, ao sudeste da Itália. A península é longa e estreita: cerca de 100 km de comprimento em uma direção NW-SE, com uma largura média de 30-40 km. A orografia é inferior a 200 m de altura, assim o seu efeito sobre o escoamento é relativamente fraco. No final da primavera até o outono, a região é fortemente influenciada pelos sistemas de brisa mar-terra, causados pelo aquecimento diurno. Atualmente, o nosso conhecimento sobre o impacto da brisa do mar, na convecção sobre a costa do Mediterrâneo é limitado, apesar do mar Mediterrâneo ser frequentemente afetado por atividade convectiva. A física da circulação de brisas do mar/terra sobre o oceano, é pouco compreendida e documentada, e nesse sentido este estudo representa um avanço importante. Aqui, dois modelos numéricos são utilizados para simular a convergência da brisa sobre a Península, e imagens de satélite são usadas para validar as simulações. Estas proporcionam a descrição física desta importante circulação local. Este trabalho foi desenvolvido durante um período de doutorado sanduíche realizado junto ao Conselho Nacional de Pesquisa da Itália, na cidade de Lecce e originou um artigo, publicado em 2015 no periódico *Atmospheric Research* (COMIN, A. N.; MIGLIETTA, M. M.; RIZZA, U.; ACEVEDO, O. C.; DEGRAZIA, G. A. Investigation of a sea-breeze convergence in Salento peninsula (southeastern Italy). **Atmospheric Research**, v. 160, p. 68–79, 2015).

O segundo problema diz respeito o desempenho do modelo numérico Weather Research and Forecasting (WRF) na simulação do escoamento atmosférico sobre a ilha Deception, na região Antártica, e tem por objetivo identificar que parametrizações do modelo melhor se ajustam à região Antártica. Não há estudos brasileiros que mostram se modelos como o WRF são capazes de representar a variabilidade detalhada das variáveis atmosféricas em uma escala tão pequena, quanto a da ilha Deception. Assim, vários esquemas de camada limite planetária (CLP) e microfísica são avaliados nas simulações. Os esquemas de CLP podem afetar a velocidade do vento quando esta é de fraca intensidade, reduzindo-a devido à rugosidade da superfície. Isso interfere na taxa de transporte de umidade para a atmosfera, além de interferir nas variáveis temperatura, pressão, radiação de ondas curta e longa, que são investigados neste estudo, utilizando as simulações WRF. Este trabalho foi publicado como um artigo na Revista Brasileira de Meteorologia (COMIN, A. N.; SOUZA, R. B.;

ACEVEDO, O. C.; ANABOR, V. Análise do Desempenho do Modelo Weather Research and Forecasting (WRF) com Diferentes Esquemas de Microfísica e Camada Limite Planetária na Ilha Deception, Antártica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 4, p.1-13, 2016). Este sitio mostra que o modelo WRF, responde bem as simulações em comparação com os dados reais coletados pelos sensores da torre micrometeorológica, ou seja, o modelo é adequado para as simulações nesta região.

A partir do estudo de brisas da península Mediterrânea surgiu a fundamentação científica para investigar a ocorrência de brisa marítima também sobre a região da península Antártica (PA). Além disso, as simulações meteorológicas na ilha Deception, mostram que o WRF pode ser uma ferramenta útil em simular as variáveis meteorológicas, portanto também poderá ser utilizado na PA. Em trabalhos científicos encontram-se análises das características de escoamentos sobre montanhas na Antártica, mas não há estudos detalhados concentrando-se especificamente na PA. Esta região difere destas cadeias de montanhas por ter um lado ligado ao platô da Antártica ocidental e o outro às montanhas Transantárticas, que efetivamente bloqueiam o escoamento de baixo nível no extremo sul da península. Este estudo pretende preencher esta lacuna, através da compreensão fornecida por meio de modelagem numérica de mesoescala, para os casos de convergência dos ventos causado pela brisa do mar na península. Este trabalho está aceito para publicação no periódico *Advances in Meteorology* (COMIN, A. N.; ACEVEDO, O. C. Numerical simulation of sea breeze convergence over Antarctic peninsula, **Advances in Meteorology**, 2016, in press).

## 2 BREVE DESCRIÇÕES DAS PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DO WRF, MOLOCH E DOS PRIMEIROS MODELOS NA ANTÁRTICA

### 2.1 PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DO WRF

O modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) está disponível gratuitamente no sítio <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users>. Skamarock *et al.* (2008) reporta que o WRF é um modelo de previsão numérica de tempo e sistema de simulação atmosférica. O modelo é designado tanto para as pesquisas quanto para as aplicações operacionais.

O desenvolvimento do modelo, reportado nas notas técnicas do ARW-v3, abrange a colaboração com vários institutos de pesquisas entre eles: NCAR (*National Center for Atmospheric Research's*), MMM (*Mesoscale and Microscale Meteorology*), NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration's*), NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), ESRL (*Earth System Research Laboratory*), AFWA (*Department of Defense's Air Force Weather Agency*), NRL (*Naval Research Laboratory*), CAPS (*Center for Analysis and Prediction of Storms*) da Universidade de Oklahoma, FAA (*Federal Aviation Administration*), com a participação de outros cientistas.

São várias as opções físicas disponíveis no modelo WRF para cada uma das categoria descritas a seguir. As categorias físicas são: microfísica, parametrização de cumulus, camada limite planetária, modelo de superfície e radiação. Todas estas categorias estão em detalhes nas notas técnicas do ARW-v3, reportadas por Skamarock *et al.* (2008).

A microfísica inclui o vapor d'água, nuvens e os processos de precipitação.

Para esta classe está disponível até nove opções de esquemas que podem ou não incluir os processos de fase de gelo e os processos de fase de mistura. Para esta classe estão disponível os seguintes esquemas: *Kessler*, *Purdue Lin*, *WSM3*, *WSM5*, *WSM6*, *Eta GCP*, *Thompson*, *Goddard*, *Morrison 2-Moment*. No esquema *Kessler*, por exemplo, é um simples esquema de nuvens quentes que inclui vapor d'água, água nas nuvens e chuva. Já para o esquema de *Morrison 2-Moment*, desenvolvido por Morrison *et al.* (2008) possui seis espécies para a água que são: vapor, gotas nas nuvens, gelo nas nuvens, chuva, neve e graupel/granizo.

Nas opções de parametrização de cumulus (SKAMAROCK *et al.* 2008) estão disponíveis os seguintes esquemas *Kain-Fritsch*, *Betts-Miller-Janjic*, *Grell-Devenyi* e *Grell-3*.

Estes esquemas são responsáveis pelos processos de sub-grade, efeitos de convecção e/ou nuvens com pequena espessura. Essas parametrizações são válidas somente para as grades mais grosseiras, isto é, aquelas que apresentam espaçamento maior que 10 km. O esquema de *Kain-Fritsch* (KAIN, 2004), utiliza um modelo de nuvem simples que inclui os efeitos de não entranhamento, entranhamento e microfísica relativamente simples. Os esquemas de camada de superfície calculam a velocidade de fricção e as mudanças nos coeficientes que tornam possível calcular os fluxos de calor na superfície e de umidade pelos modelos de superfície e o *stress* na superfície pelos esquemas de camada limite planetária (CLP).

As parametrizações de CLP são responsáveis pela escala vertical de subgrade devido ao transporte dos turbilhões na vertical. São diversos esquemas de CLP, disponíveis no modelo WRF relatados por Skamarock *et al.* (2008). Os esquemas determinam os perfis dos fluxos na camada limite de mistura e na camada estável e então providenciam as tendências de temperatura e umidade que incluem as nuvens e o momento horizontal. Estes esquemas também podem incluir os efeitos da saturação na estabilidade vertical que determinam a mistura na camada. Estes esquemas são utilizados para um estudo abordado no capítulo 4 da tese, por este motivo não os descreverei aqui.

O modelo de superfície da terra (SKAMAROCK *et al.* 2008) utiliza as informações dos esquemas de camada de superfície; forçante radiativo provenientes dos esquemas de radiação; forçantes de precipitação provenientes dos esquemas de microfísica e convectivos. Juntos com outras informações internas, tais como; os dados de superfície da terra que providenciam os fluxos de calor e umidade sobre as diversas áreas da terra, mar e gelo. Esses fluxos providenciam as condições na camada inferior para o transporte vertical nos esquemas de CLP. As informações de temperatura do solo são fixadas em 5 camadas para as profundidades de 1, 2, 4, 8, e 16 cm abaixo dessa camada é fixada uma média para a temperatura. A umidade do solo é fixada sendo dependente do uso da terra e das estações do ano e os efeitos de vegetação não estão explícitos. O modelo de superfície da terra chamado *Noah* descritos em detalhes por Chen e Dudhia (2001), providencia informações para 4 camadas de superfície do solo, com profundidades bem maiores que a anterior para a temperatura e umidade, fixadas em 10, 30, 60, 100 cm. O modelo RUC descritos por Skamarock *et al.* (2008) tem várias camadas para o nível do solo, o padrão é 6, mas pode ter até mais de 9 camadas, chegando a 300 cm. O modelo de superfície da terra chamado *Pleim-Xiu* (PLEIM; XIU, 1995) incluem 2 camadas de força restore para a temperatura e umidade

do solo. Entre outras opções disponíveis, tais como; *Urban Canopy* e *Ocean Mixed-Layer* para mais detalhes ver notas técnicas do ARW-v3 descritos por Skamarock *et al.* (2008).

Para as parametrizações das radiações de ondas curta e longa (SKAMAROCK *et al.* 2008), o modelo utiliza diversas esquemas para as várias bandas espectrais disponíveis para o ozônio, nuvens e gás carbônico. Os esquemas para a radiação de onda longa inclui a radiação infravermelha ou termal que é absorvida e emitida pelos gases e pela superfície. E também os esquemas para a radiação de onda curta. No modelo estão disponíveis 3 opções de esquemas para a radiação de onda longa e 4 para radiação de onda curta (SKAMAROCK *et al.* 2008). Para a onda longa estão disponíveis os seguintes esquemas no modelo; RRTM (*Rapid Radiative Transfer Model*), GFDL (*Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*), CAM3 (*Community Atmosphere Model*). Para as ondas curtas; GFDL (*Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*), MM5 (*Dudhia*), Goddard, CAM (*NCAR Community Atmosphere Model*).

## 2.2 PARAMETRIZAÇÕES FÍSICAS DO MOLOCH

O esquema microfísico do modelo MOLOCH (“*MOdello LOcale*” em “*H*” coordenadas; ZAMPIERI *et al.*, 2004; BUZZI *et al.*, 2014) é baseado na parametrização proposta por Drofa e Malguzzi (2004). Os esquemas do modelo incluem a descrição dos seguintes processos, que estão reportados nas notas técnicas do MOLOCH ([http://www.isac.cnr.it/dinamica/projects/forecasts/moloch\\_short\\_description\\_2012.htm](http://www.isac.cnr.it/dinamica/projects/forecasts/moloch_short_description_2012.htm)). Os principais processos microfísicos são: Nucleação da água e gelo (ci) nas nuvens (cw); condensação e evaporação de cw; congelamento de cw; sublimação e fusão de ci; sublimação de neve e graupel em ambas; coleção/acreção e riming que incluem 13 diferentes processos de interação de hidrometeoros envolvendo chuva (liquida ou congelada), neve e graupel, ci e cw; fusão e evaporação de hidrometeoradores; cálculo das velocidades terminal e do processo de queda, utilizando o esquema de integração conservador-difusivo para trás e para cima; e feedback termodinâmico baseado na conservação da entalpia.

Essas características são semelhantes também nos esquemas do modelo BOLAM (“*BOlogna Limited Area Model*”; BUZZI *et al.*, 1994). Entretanto, diferenças específicas são introduzidas nos esquemas do modelo MOLOCH para tratar os processos complexos que caracterizam os sistemas convectivos. O esquema MOLOCH descreve a microfísica de dois

momentos, integrando no tempo a distribuição espacial da densidade de números de  $c_w$  e  $c_i$ , e descreve a evolução dos espectros de nuvens (BUZZI *et al.*, 1994).

Os modelos MOLOCH e BOLAM ([http://www.isac.cnr.it/dinamica/projects/forecasts/moloch\\_short\\_description\\_2012.htm](http://www.isac.cnr.it/dinamica/projects/forecasts/moloch_short_description_2012.htm)) utilizam um modelo de solo semelhante, que usam 4-6 camadas, cujas profundidades são de alguns centímetros a mais de 1 metro. O modelo de solo calcula a energia da superfície; o momento; os balanços de água e neve; a transferência vertical de calor e água; os efeitos da vegetação na superfície, tais como: evapotranspiração, interceptação da precipitação, efeitos de murcha, etc; e no solo calcula a extração de água pelas raízes. O modelo leva em consideração a distribuição geográfica observada de diferentes tipos de solo e os parâmetros físicos do solo, e inclui os processos de congelamento e fusão da água no solo.

### 2.3 PRIMEIROS MODELOS NA ANTÁRTICA

Os primeiros trabalhos que utilizam modelagem numérica de mesoescala, nos escoamento na Antártica são reportados durante a década de 1990. Antes disso, só existia os modelos com duas ou três dimensões muito simples, que tinham como objetivo principal identificar os mecanismos que controlam os escoamentos catabáticos, também chamados de brisas de montanha (PARISH, 1984; PARISH; WAIGHT, 1987).

Durante a década de 90, os pesquisadores Hines *et al.* (1995) utilizam o modelo MM4 (*Mesoscale Model* versão 4) de baixa resolução, com espaçamento de grade horizontal de 100 km, para simular o escoamento no continente Antártico. Galleé (1996) utiliza o modelo de mesoescala chamado MAR (*Modèle Atmosphérique Régional*), com espaçamento de grade horizontal de 10 km, para relacionar a presença de gelo com o escoamento atmosférico local na região do mar de Ross (latitude -77,4 e longitude -176,1). A principal conclusão é que os ciclones de mesoescala não são totalmente associados com os forçantes de mesoescala, como os relacionados com a heterogeneidade do local. Klein e Heinemann (2001) utilizam o modelo NORLAM (*Norwegian Limited Area Model*), com espaçamento de grade horizontal de 25 km, para estudar os processos de formação de mesociclones no mar de Weddell (latitude -75 e longitude - 47,2).

Bromwich e Cassano (2000) reportam que os modelos globais na Antártica possuem resoluções horizontais inadequadas; para resolver os padrões de mesoescala de curto prazo,

para representar as propriedades físicas da troposfera e da camada limite, e para representar a topografia e os padrões atmosféricos. Um avanço na modelagem numérica de mesoescala, se deu com a implementação do modelo Polar MM5 (*Mesoscale Model* versão 5, BROMWICH *et al.*, 2001; CASSANO *et al.*, 2011). Quando o modelo Polar MM5 é utilizado na Antártica é comumente utilizado para aplicações climáticas associadas as variabilidades das circulações em uma escala mais longa (GUO *et al.*, 2003; MONAGHAN *et al.*, 2006).

O MM5-Polar passou a ser utilizado com objetivo específico para a previsão numérica de tempo na região Antártica, no contexto do AMPS (*Antarctic Mesoscale Prediction System*). Powers *et al.* (2003) reportam que os principais objetivos do AMPS consiste entre outros: i) Providenciar em tempo real produtos de modelagem de mesoescala e sinótica para a Antártica, ii) verificar a performance qualitativamente e quantitativamente, iii) estimular a colaboração entre modeladores, previsores e pesquisadores. Outro estudo realizado com o AMPS por Monaghan *et al.* (2005), mostram que o modelo pode ser uma ferramenta para clarear aspectos não conhecidos do clima, em função das observações meteorológicas serem escassas. Powers *et al.* (2007) simulam ventos extremos em McMurdo (latitude -77,84 e longitude 166,68 ) com WRF (resolução horizontal de 90, 30 e 10 km), com diversas assimilações de dados AMPS, MOD1, MOD1\_60 e CTRL. As principais conclusões desse estudo são: que o modelo subestima as rajadas de vento e que há um atraso para prever os picos máximos da velocidade do vento. Simões *et al.* (2001) propõem a GIS como ferramenta para o plano de gestão da área Antártica especialmente a gerida na Baía do Almirantado. Neto *et al.* (2006) fazem um estudo sobre o monitoramento de parâmetros de neve na Península Antártica utilizando dados de satélite. Simões *et al.* (2004) fornecem seis mapas da Antártica para as áreas geográficas onde o Programa Antártico Brasileiro realiza seu trabalho de campo.

O avanço das simulações numéricas do tempo, em altas latitudes, iniciou-se partir da implementação da versão polar do modelo WRF. Que inicialmente era utilizado para simulações no Hemisfério Norte (HINES; BROMWICH, 2008). O modelo Polar WRF substituiu o Polar MM5 em 2008, marcando o início da aplicação para a região Antártica de maneira operacional reportado por Powers *et al.* (2012). Houve um aumento significativo na resolução dos modelos principalmente nos últimos anos, em função do aprimoramento computacional e dos modelos serem cada vez mais sofisticados. Os primeiros estudos com o modelo Polar WRF na Antártica, se tornaram disponíveis a pouco tempo. Tastula e Vihma (2011) apresentam comparações de desempenho entre o Polar WRF e o WRF para 11

estações meteorológicas localizadas em diferentes regiões na Antártica. E concluem que o WRF, para a maioria dos casos, apresenta quase que o mesmo desempenho do Polar WRF. Uma avaliação do Polar WRF, para a Antártica, é apresentada por Bromwich *et al.* (2013), que reportam que a atmosfera do modelo é mais seca que a atmosfera observada, com nebulosidade deficiente, pois as menores temperaturas limitam a sublimação.

As aplicações do Polar WRF, são desafiadoras para região Antártica, porque os dados observacionais são muito escassos, tornando a validação do modelo mais difícil do que no Ártico. A performance do Polar WRF varia com as estações do ano, sendo melhor nos meses de inverno do que nos meses de verão, devido à homogeneidade da superfície causada pelo gelo (BROMWICH 2009). O alto albedo na região da Antártica, e as baixas quantidades de aerossóis resultam em distintas interações da radiação na atmosfera (LAINE, 2008).

### 3 INVESTIGAÇÃO DE CONVERGÊNCIA DE BRISA DO MAR NA PENÍNSULA MEDITERRÂNEA

#### Artigo publicado na revista *Atmospheric Research*

COMIN, A. N.; MIGLIETTA, M. M.; RIZZA, U.; ACEVEDO, O. C.; DEGRAZIA, G. A. Investigation of a sea-breeze convergence in Salento peninsula (southeastern Italy). *Atmospheric Research*, v. 160, p. 68–79, 2015. Artigo submetido dia 6 de novembro de 2014 e aceito dia 17 de março de 2015.

#### 3.1 INTRODUÇÃO

Em dias quentes de verão, o aquecimento diferencial entre o mar e a terra, próximo da costa, leva ao desenvolvimento de ventos locais denominados de brisa do mar. O contraste de temperatura está associado com um gradiente de pressão para a superfície da terra durante o dia, e para o mar durante a noite (MISRA et al., 2011). À medida que o ar acima da superfície da terra é aquecido pela radiação solar, expande-se gerando convecção. A convergência de baixos níveis, produzida pelo desenvolvimento de brisa do mar, pode induzir movimento ascendente responsável por nuvens convectivas, que podem causar precipitação convectiva.

O estudo teórico clássico de Estoque (1962), analisa as circulações de brisa do mar, a partir de diferentes combinações de perfis iniciais da atmosfera de lapse rate e vento geostrófico. Variando as condições iniciais, é possível estudar o efeito das condições em grande escala sobre a evolução da circulação da brisa do mar (CBM). Ele encontra que a componente do vento geostrófico, perpendicular a costa, pode aumentar/diminuir os gradientes de temperatura horizontal levando a brisa a frontogenese/frontólise (ver também ARRIT, 1992). A convergência é forte quando os ventos sinóticos de baixos níveis se opõem ao da brisa do mar; por outro lado, a convergência é fraca, quando os ventos de baixos níveis fluem na mesma direção que a brisa do mar (BOYBEYI; RAMAN, 1992; ATKINS; WAKIMOTO, 1997). Se o forçante sinótico é fraco, o desenvolvimento de circulações locais domina, formando brisas marítima/terrestre (POLJAK *et al.*, 2014). A interação entre duas frentes de brisa do mar pode provocar o desenvolvimento de convecção profunda (CROOK, 2001; POZO *et al.*, 2006).

A complexidade dos padrões de pequenas escalas, características típicas de brisas do mar (SIMPSON, 1994), devido, por exemplo, a complexidade das áreas costeiras, das características do terreno em pequena escala com os escoamentos sinóticos de grande escala, torna a previsão de brisa do mar particularmente difícil (GONZÁLEZ MÁRQUEZ; HEREDIA, 2001). Em geral, a CBM não depende apenas das características topográficas do terreno, ou seja, localização, dimensão da superfície da água, altura e inclinação da superfície perto da costa, mas também dos fluxos de calor na superfície, do vento geostrófico e da estabilidade atmosférica (CROSMAN; HOREL, 2010; FEDERICO *et al.*, 2010). Bastin *et al.* (2004) observam que o estreitamento do vale Durance, no sul da França, que acelera e aprofunda o escoamento de brisa do mar aumentando a profundidade da camada limite atmosférica. Miao *et al.* (2003) relatam que a topografia desempenha um papel importante na circulação de brisa marítima no leste da Espanha, por alinhar a frente de brisa do mar para o litoral e canalizando as zonas de convergência próximo das montanhas.

Baker *et al.* (2001) mostram os três fatores que influenciam o início da precipitação causada pela de brisa do mar na Flórida: a disponibilidade de umidade do solo, a curvatura do litoral e as circulações das brisas do mar durante o período da manhã. De acordo com Crook (2001), a convecção é intensa quando os fluxos de calor e umidade são grandes, portanto, a presença de umidade nos níveis baixos é um fator importante no desenvolvimento de precipitação convectiva. Federico *et al.* (2010) mostram que as circulações das brisas do mar na Calabria, Itália, têm um forçante termal forte entre o verão e o outono, consistente com a mudança na circulação das brisas. A brisa diurna atua em fase com o escoamento de grande escala e desenvolve de forma mais intensa durante o verão.

Gould e Fuelberg (1996) e Connell *et al.* (2001), investigam a climatologia da brisa do mar no desenvolvimento das nuvens sobre a Florida Panhandle. Seus resultados são usados em previsões de curto prazo na meteorologia, no mar e na aviação. Federico *et al.* (2010) mostram que as brisas dominam a circulação local e desempenham um papel importante no clima local na região de Calábria.

A localização, a quantidade e a duração da precipitação, induzidas pela convergência da brisa do mar, são controladas pela extensão, magnitude e profundidade da convergência em níveis baixos (SHEPHERD *et al.*, 2001). Normalmente uma zona estreita de grande energia potencial convectiva disponível (CAPE) é induzida por fluxos turbulentos de calor. A convecção tem início a poucos quilômetros da frente de brisa do mar (FBM), causando advecção de umidade para cima (NICHOLLS *et al.*, 1991). As FBM são demarcadas pela

presença de uma linha de nebulosidade paralela à costa, que é uma frente fria em miniatura (STRICKLER, 2003), separando o ar, terra e mar. A extensão da região de nebulosidade, produzida pelo movimento de subsidência no lado da circulação do mar, depende da propagação do avanço em direção ao interior da costa da FBM.

A península Mediterrânea está localizada no sudeste da Itália, dividindo o mar Adriático sul, do mar Jônico norte, no Estreito de Otranto. A península é longa e estreita: cerca de 100 km de comprimento em uma direção NW-SE, com uma largura média de 30-40 km. A orografia é inferior a 200 m de altura, assim o seu efeito sobre o escoamento é relativamente fraco. No final da primavera até o outono, a região é fortemente influenciada pelos sistemas de brisa mar-terra, causados pelo aquecimento diurno. Mangia *et al.* (2004) usam o modelo RAMS para simular a dinâmica do escoamento sobre a península Mediterrânea, durante o período de verão, sob condições sinóticas fracas. Mangia *et al.* (2010) usam um sistema de modelagem, incluindo modelos de química/transporte, e reportam que a concentração de ozônio é fortemente ligada ao grau de penetração dos sistemas de brisa do mar na península. Atualmente, o nosso conhecimento sobre o impacto da brisa do mar, na convecção sobre a costa do Mediterrâneo é limitado (MAZON; PINO, 2013; POLJAK *et al.*, 2014), embora o mar Mediterrâneo é frequentemente afetado por atividade convectiva (CHRISTIAN *et al.*, 2003). A física da circulação de brisas do mar/terra sobre o oceano, é pouco compreendida e documentada (RANI *et al.*, 2010).

Em algumas regiões, como a ilha de Mallorca (Espanha), o desenvolvimento das tempestades, durante o período de verão, está associada principalmente com a frente de brisa do mar (FBM). Ramis e Alonso (1988) usam imagens visíveis do satélite geostacionário para mostrar o desenvolvimento de zona de convergência de brisa do mar no centro da ilha. Molina *et al.* (2009) concluem que um dos efeitos primários da brisa marítima é o aumento da cobertura de nuvens stratus e cumulus. A classificação da FBM por Olcina-Cantos e Azorín-Molina (2004) é baseada em duas condições: (i) as estáveis associadas as massas de ar tropical; (ii) instáveis associadas as massas de ar polar em relação ao desenvolvimento de nuvens stratus e cumulus.

O objetivo específico de investigação neste sitio, é analisar a frequência, a localização e as características das chuvas convectivas induzida pela convergência de diferentes sistemas de brisa do mar ao longo da península Mediterrânea. Embora a precipitação associada a estes eventos, geralmente é fraca e localizada, durante o verão quente e seco do Mediterrâneo, essa precipitação pode ter algum benefício para a agricultura. Os padrões dinâmicos e

termodinâmicos associados a estes eventos são determinados por meio de cartas sinóticas e simulações numéricas, usando dois modelos de estado da arte de área limitada, MOLOCH (ZAMPIERI *et al.*, 2005) e WRF (SKAMAROCK *et al.*, 2008). Os eventos selecionados, são limitados a casos onde a convergência de brisa do mar está associada com a precipitação na área alvo (Figura 3.1). O desempenho dos dois sistemas de modelagem em reproduzir tais eventos é avaliado.

### 3.2 ANÁLISE SINÓTICA

Para identificar os dias com intensa convergência de brisa do mar associada à precipitação convectiva, são analisados todo o período de verão (junho a setembro) nos anos 2011-2013. Nos verões de 2011 e 2012, a presença de nuvens convectivas causadas pela brisa do mar, são analisadas por meio de imagens de satélite, nos canais visível e infravermelho (<http://www.sat24.com/history.aspx>), enquanto que o verão de 2013, a precipitação é analisada por imagens de satélite e por meio de mosaico de imagens compostas de radar (o radar entrou em operação neste ano) do Departamento Nacional de Proteção Civil Italiano ([http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/mappa\\_radar.wp](http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/mappa_radar.wp)) as imagens são cedidas especificamente para este trabalho. Em todo o período de três anos, são selecionados 20 dias, com base nos seguintes critérios: (i) considerando os dias com o desenvolvimento convectivo ou chuva sobre a península; (ii) excluindo os casos em que uma frente sinótica e/ou precipitação extensiva. Os resultados desta análise estão resumidos na Tabela 3.1.

Estes critérios são aplicados para selecionar os 20 dias. Em primeiro lugar, a localização e o desenvolvimento de nuvens convectivas, ocorre quase que exclusivamente sobre a península, com reduzida extensão horizontal, algumas menor que 4 km, e seu desenvolvimento atinge um pico na sua maioria entre 10 e 16 horas (horário local). Em segundo lugar, as simulações são realizadas para todos os dias de verão com o desenvolvimento convectivo sobre a península, independentemente de sua localização exata e hora da ocorrência. Os casos com convergência de vento horizontal sobre a península são escolhidos. Essa imposição é importante para descartar dias com precipitação frontal sinótica, porque nestes casos não há convergência de brisas.

As condições sinóticas associadas a estes eventos são identificadas considerando a média composta (*composite mean*), que é calculada ao longo de todo o período (20 dias), de

vários parâmetros meteorológicos extraídos a partir do website: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>. Os mapas são produzidos pelo NCEP (*National Centre for Environmental Prediction*) e NCAR (*National Centre for Atmospheric Research*), no âmbito do Projeto *Reanalysis* 40 anos (KALNAY *et al.*, 1996). Entre os vários campos analisados, os parâmetros que indicam as características de anomalias mais relevantes são apresentados na Figura 3.2. Em particular, a Figura 3.2 (a-f) reporta as condições médias de: pressão média ao nível do mar (Figura 3.2a); altura geopotencial em 500 hPa (Figura 3.2b); temperatura em 850 hPa (Figura 3.2c); temperatura em 500 hPa (Figura 3.2d); umidade relativa do ar em 850 hPa (Figura 3.2e); e vetor do vento em 1000 hPa (Figura 3.2f).

As condições sinóticas são caracterizadas por: alta pressão na superfície a oeste do Mediterrâneo e nas ilhas britânicas, e baixa pressão a leste do Mediterrâneo (Figura 3.2a). De qualquer forma, o gradiente de pressão é relativamente fraco ao longo do Mediterrâneo central, sendo responsável pelo vento sinótico fraco de norte sobre o sudeste da Itália, com intensidade média de aproximadamente 2 m/s (Figura 3.2f). Tal característica favorece a advecção em baixos níveis de ar úmido ao longo do mar Adriático. Outra característica importante é a presença de uma cavado em 500 hPa, na área central do Mediterrâneo, que é aparente ao longo das regiões do mar Adriático (Figura 3.2b). O cavado de ar frio está presente em 850 hPa (Figura 3.2c) e 500 hPa (Figura 3.2d) e afeta a bacia central do Mediterrâneo; na mesma área a umidade relativa é cerca de 60% (Figura 3.2e).

A Figura 3.3 mostra as anomalias compostas das seguintes variáveis atmosféricas: pressão média no nível do mar (Figura 3.3a); altura geopotencial em 500 hPa (Figura 3.3b); temperatura em 850 hPa (Figura 3.3c) e 500 hPa (Figura 3.3d). As anomalias das imagens compostas são calculadas da diferença dos dias selecionados com relação à climatologia. A pressão de superfície tem uma anomalia muito intensa positiva de 6 hPa sobre as ilhas britânicas, enquanto nenhuma anomalia significativa está presente ao longo da bacia do Mediterrâneo (Figura 3.3a). Ao contrário, a altura geopotencial tem uma forte anomalia negativa sobre a bacia central do Mediterrâneo, com um mínimo sobre a Sicília menor do que -40 gpm (Figura 3.3b). A anomalia de temperatura é de aproximadamente -2 K e está centrada sobre a Sicília em 850 hPa (Figura 3.3c) e sobre o sul da Itália em 500 hPa (Figura 3.3d).

Em conclusão, a análise das Figuras 3.2 e 3.3, mostram que a presença de uma cavado frio no Mediterrâneo central, é favorável para a ocorrência de convergência de brisa do mar associada à precipitação ao longo da península Mediterrânea. Tal anomalia fria está associada à instabilidade, o que pode ser suficiente para que ocorra convergência no interior. Durante os

dias selecionados, a pressão média ao nível do mar não apresenta qualquer anomalia. Isso significa que o escoamento sinótico médio ocorre na região durante o verão, ou seja, um vento norte fraco ou moderado, é favorável ao desenvolvimento de uma complexa circulação de brisas, associadas com a convergência de brisa do norte sobre o mar Adriático e de brisas de sul/oeste sobre a costa do mar Jônico.



Figura 3.1 - Referência geográfica do domínio investigado, as sub-regiões X1, X2 e X3 são as de maior ocorrência de chuvas devido à convergência de brisas do mar. Também é mostrado o eixo central sobre a península Mediterrânea (península Salento) que corresponde a zona de convergência causada pela frente da brisa do mar.

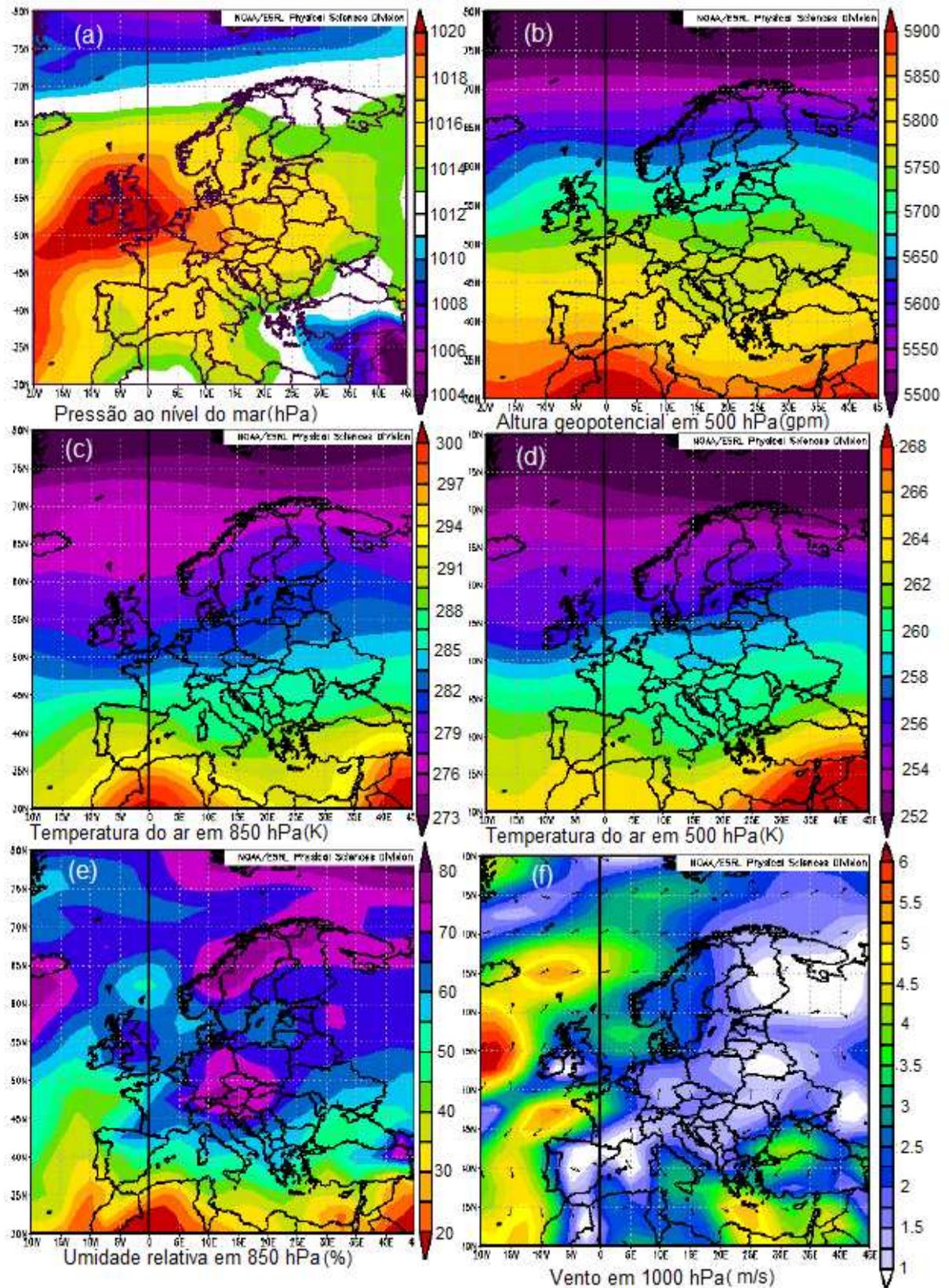


Figura 3.2 - Campos médios para os 20 dias; (a) pressão média para nível do mar (hPa), (b) altura geopotencial em 500 hPa (m), (c) temperatura em 850 hPa (K), (d) temperatura em 500 hPa (k), (e) umidade relativa em 850 hPa (%) e (f) vetor do vento em 1000 hPa (m/s). (Fonte: NCEP/NCAR, referência web: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>).

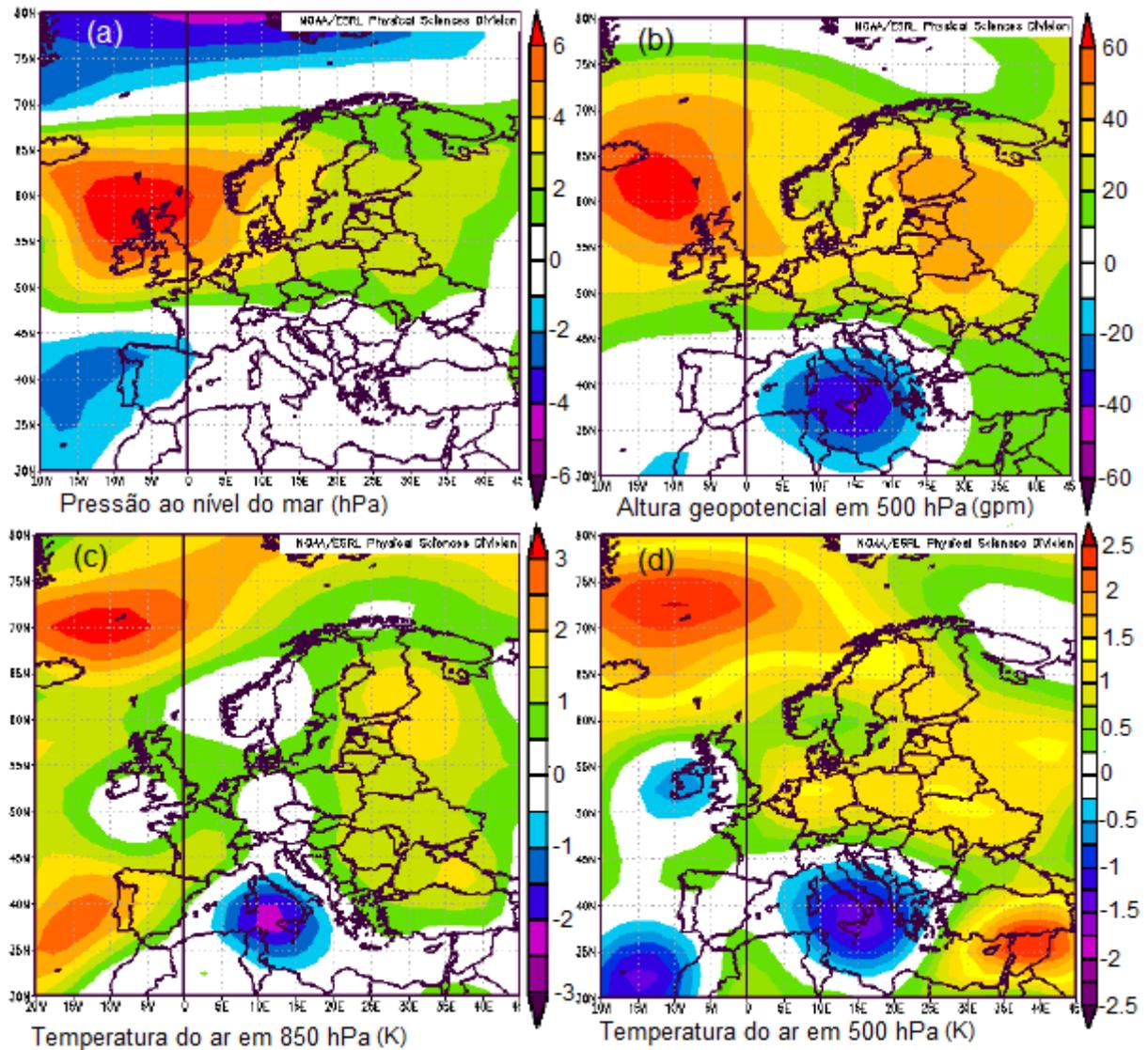


Figura 3.3 – Anomalias dos 20 dias com respeito a climatologia; (a) pressão ao nível do mar (hPa), (b) altura geopotencial em 500 hPa (m), (c) temperatura do ar em 850 hPa (k) e (d) temperatura do ar em 500 hPa (k). (Fonte: NCEP/NCAR: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>).

Ano	Dias selecionados
2011	5 (14, 15 e 16 Junho; 30, 31 Agosto)
2012	6 ( 25 Julho; 15, 16 Agosto; 4, 5, 11 Setembro)
2013	9 (4, 5 Junho; 8, 9, 10, 11 Julho; 22, 24, 28 Agosto)

Tabela 3.1 - Números de dias de ocorrência de chuva devido a convergência da brisa do mar para os anos 2011, 2012 e 2013.

### 3.3 MODELOS NUMÉRICOS: MOLOCH E WRF

#### 3.3.1 Configuração numérica

O MOLOCH (“*MOdello LOCal*” em “*H*” coordenadas; ZAMPIERI *et al.*, 2004; BUZZI *et al.*, 2014) é um modelo não-hidrostático, totalmente compressível desenvolvido no ISAC/CNR (<http://www.isac.cnr.it/>). Integra um conjunto de equações atmosféricas, tendo como variáveis prognósticas: pressão, temperatura, umidade específica, componentes de velocidade do vento ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ), energia cinética turbulenta e cinco espécies de água, representadas na latitude-longitude, opcionalmente rodadas em grade Arakawa C (ARAKAWA; LAMB, 1977). O modelo é híbrido em coordenadas zeta, zona de relaxamento suave para as superfícies horizontais seguindo a altura do terreno. O regime microfísico, baseia-se na proposta de parametrização por Drofa e Malguzzi (2004). O MOLOCH utiliza 4-6 camadas no nível do solo, cujas profundidades são de poucos centímetros a mais de 1 m. A radiação atmosférica é calculada com a combinação da aplicação do esquema Ritter e Geleyn (1992), com o esquema ECMWF (MORCRETTE *et al.*, 2008). O regime de turbulência é baseado em E-1, com ordem de 1,5 de fechamento, em que a equação de energia cinética turbulenta incluindo advecção é calculada (ZAMPIERI *et al.*, 2005).

O modelo MOLOCH é normalmente aninhado com o modelo hidrostático BOLAM (“*Bologna Limited Area Model*”; BUZZI *et al.*, 1994), cujas rodadas são realizadas com resolução mais baixa. O modelo MOLOCH utiliza as saídas do modelo BOLAM como condições iniciais e de contorno, iniciando três horas mais tarde do que o modelo BOLAM. O modelo é otimizado para operar com previsão de curto prazo de (12-48 h), com resolução horizontal (espaçamento da grade) na faixa de 1-4 km, com 40-80 níveis atmosféricos na vertical. Para fins de pesquisa, tem sido testado com resolução horizontal de até 500 metros e mais de 100 níveis. O espaçamento de grade nas presentes simulações (<http://www.isac.cnr.it/dinamica/projects/forecasts/moloch/>) é de 2,2 km, forçado em uma configuração operacional, como o Sistema de Previsão Global (GFS) sendo as análises e previsões disponíveis a cada 3 horas, com 0,5 graus resolução.

Para o modelo WRF (SKAMAROK *et al.*, 2008) são selecionados os seguintes regimes: o esquema microfísico Thompson *et al.* (2004), que inclui seis classes de espécies de hidrometeoros, mais o número de concentração para as variáveis prognóstica do gelo; a

parametrização cumulus de Kain (2004), para a grade grosseira (na grade interna não é usada parametrização); o modelo de rápida transferência radiativa (RRTM) para a radiação de ondas longas, com base em Mlawer *et al.* (1997); o esquema de Dudhia (1989), para a radiação de ondas curtas; o esquema de energia cinética turbulenta Monin-Obhukov-Janjic (JANJIC, 2002), para a camada limite planetária; e o modelo de superfície terrestre Noah (NIU *et al.*, 2011).

Os casos estudados são simulados com WRF utilizando duas grades de 9 km (120x120) e 3 km (178x178) e 40 níveis verticais. O domínio interno (d01) está centrado sobre a península Mediterrânea e abrange a região sul da Itália, a grade mais grossa (d01), abrange a bacia central do Mediterrâneo. As condições iniciais e de contorno são fornecidas com 1° x 1° pelo NCEP Final Global Analise (FNL) (<http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/>), disponível a cada 6 h.

### 3.4 SIMULAÇÕES

A partir de imagens de satélite e de radar composta, são selecionados 20 casos com os seguintes critérios (i) e (ii) descritos acima e relatado na Tabela 3.1. Para estes dias, as observações são comparadas com a precipitação simulada. Na ausência de uma rede de estações de superfície, a presença de precipitação é útil como um marcador para identificar a presença e localização de convergência de brisas do mar.

A precipitação simulada geralmente é de baixa intensidade (alguns mm acumulados durante cada evento), a duração é curta e a extensão é limitada a uma pequena parte da península. Dados de sensoriamento remoto são analisados em combinação com os resultados do modelo operacional MOLOCH. As variáveis do modelo são analisadas antes da ocorrência de brisa do mar, a fim de fornecer um instantâneo do ambiente propício ao seu desenvolvimento. Durante os dias selecionados (Tabela 3.1), as simulações com o modelo WRF também são realizadas, como uma fonte adicional de comparação com as observações e com as saídas do MOLOCH. Desta forma, a capacidade de modelos de área limitada, em reproduzir esse padrão de vento, em escala relativamente pequena é avaliada, considerando dois modelos numéricos de estado da arte diferentes.

A Figura 3.1 também mostra a localização e posição de três sub-regiões pequenas, denotadas por X1, X2 e X3, em que a ocorrência de precipitação durante os dias selecionados

é maior. No local indicado como X1, a chuva ocorre 15 vezes durante o período analisado, 7 vezes no local X2 e, finalmente, 15 vezes em X3. A precipitação, por vezes, pode ocorrer simultaneamente nas diferentes áreas. Em comparação com a climatologia da precipitação, verifica-se que os três pontos correspondem a três níveis de máximo relativo na região (sendo a precipitação anual em X1 = 600 mm, X2 = 700 mm e X3 = 700 mm; ZITO *et al.*, 1991), assim sugerindo que a convergência de brisa do mar pode afetar também o acúmulo de precipitação anual. Isto significa que a circulação de escala local pode alterar a distribuição da precipitação não só no verão, mas também afetam a precipitação sinótica observada na estação chuvosa (concentrada principalmente durante o outono e inverno).

Para investigar os efeitos de diferentes condições sinóticas na convergência de brisa do mar (CBM), ao longo da península Mediterrânea, duas situações típicas, caracterizadas com ventos sinóticos opostos, são identificadas entre os eventos selecionados. Para individualizar a direção do vento sinótico, uma área marítima que é indicada com um quadrado vermelho na Figura 3.4 é analisada. Por exemplo, no primeiro caso (Figura 3.4a), ventos de noroeste estão prevalecendo no sul do Adriático, a região de convergência de brisa é então movida para o oeste, em direção à costa do mar Jônico; no segundo caso (Figura 3.4b), na presença de vento sinótico de sudeste, a linha de convergência de brisa do mar se move para o leste, isto é, para a costa do Adriático.

Todo o conjunto de experimentos é realizado a fim de verificar se as diferenças de temperatura, entre os mares; Jônico e Adriático, podem ter alguma influência sobre a posição da brisa. No espaçamento da grade de análise GFS, usada para forçar o modelo (com 1° de resolução), a distribuição da temperatura da superfície do mar (TSM), nos dois mares é bastante uniforme. Além disso, a diferença de TSM entre os mares perto da costa, é geralmente inferior a 1 °C. O fato de que as simulações inicializadas com estes campos de grande escala, é capaz de representar adequadamente o padrão de brisa do mar. Isso sugere que as estruturas em escala mais fina, que pode ser identificada por meio de um conjunto de dados de resolução mais alta, podem ter apenas um efeito marginal sobre a simulação de brisa do mar. Assim, a diferença de temperatura entre a superfície dos mares; Jônico e Adriático, não é um fator chave no desenvolvimento de sistemas de brisa do mar.

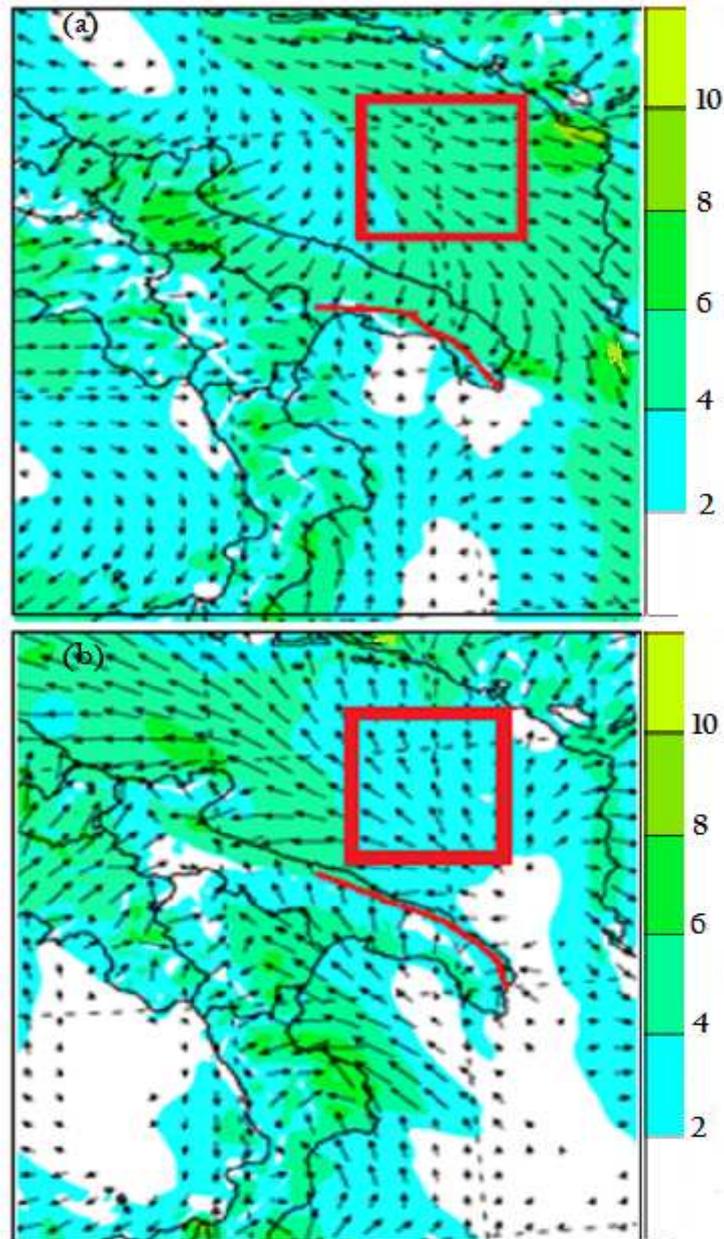


Figura 3.4 - Os painéis mostram convergência de brisa do mar (m/s), com relação a dependência do vento sinótico; (a) a caixa vermelha representa a média do vento sinótico (m/s) sendo a área onde o vento sinótico é calculado; a linha vermelha corresponde à convergência da brisa do mar que é movida para a costa do mar Jônico; (b) a caixa vermelha representa a média do vento sinótico (m/s), a linha vermelha corresponde à convergência da brisa do mar que é movida para a costa do mar Adriático. As imagens referem-se aos casos: 02/07/2013 às 15 UTC e 09/06/2013 às 12 UTC, simulados com o modelo MOLOCH.

### 3.5 COMPARAÇÃO DOS MODELOS MOLOCH E WRF PARA A PRECIPITAÇÃO ACUMULADA E CONVERGÊNCIA DOS VENTOS

Para os casos de convergência de brisa do mar, identificados na Tabela 3.1, três eventos são analisados com alguns detalhes a seguir, representativos de diferentes condições atmosféricas propícias a chuvas com trovoadas.

O primeiro caso é o dia 24 de agosto de 2013; a imagem composta do radar da Itália às 12 UTC, mostra a precipitação convectiva na sub-região X2, ao sul de Brindisi, na costa do mar Adriático (Figura 3.5). Aparentemente, nenhum sistema sinótico afeta o sul da Itália. A precipitação é de baixa intensidade e muito localizada, embora pareça localmente intensa em uma área muito pequena. As localizações da precipitação e da convergência dos ventos, sobre a península, são bem simuladas pelo MOLOCH (Figuras 3.6a e 3.6b). Neste caso, a brisa de sul aparece dominante na península, e a área de convergência é deslocada em direção ao norte, perto da costa do Adriático. Nas simulações do modelo WRF (Figuras 3.6c e 3.6d), a região de convergência, induzida pela convergência de brisa do mar é simulada algumas dezenas de km para oeste, e corresponde a uma região de fraca refletividade do radar (Figura 3.5). Como consequência, a precipitação simulada com o modelo WRF é mostrada entre o Adriático e costa do mar Jônico.

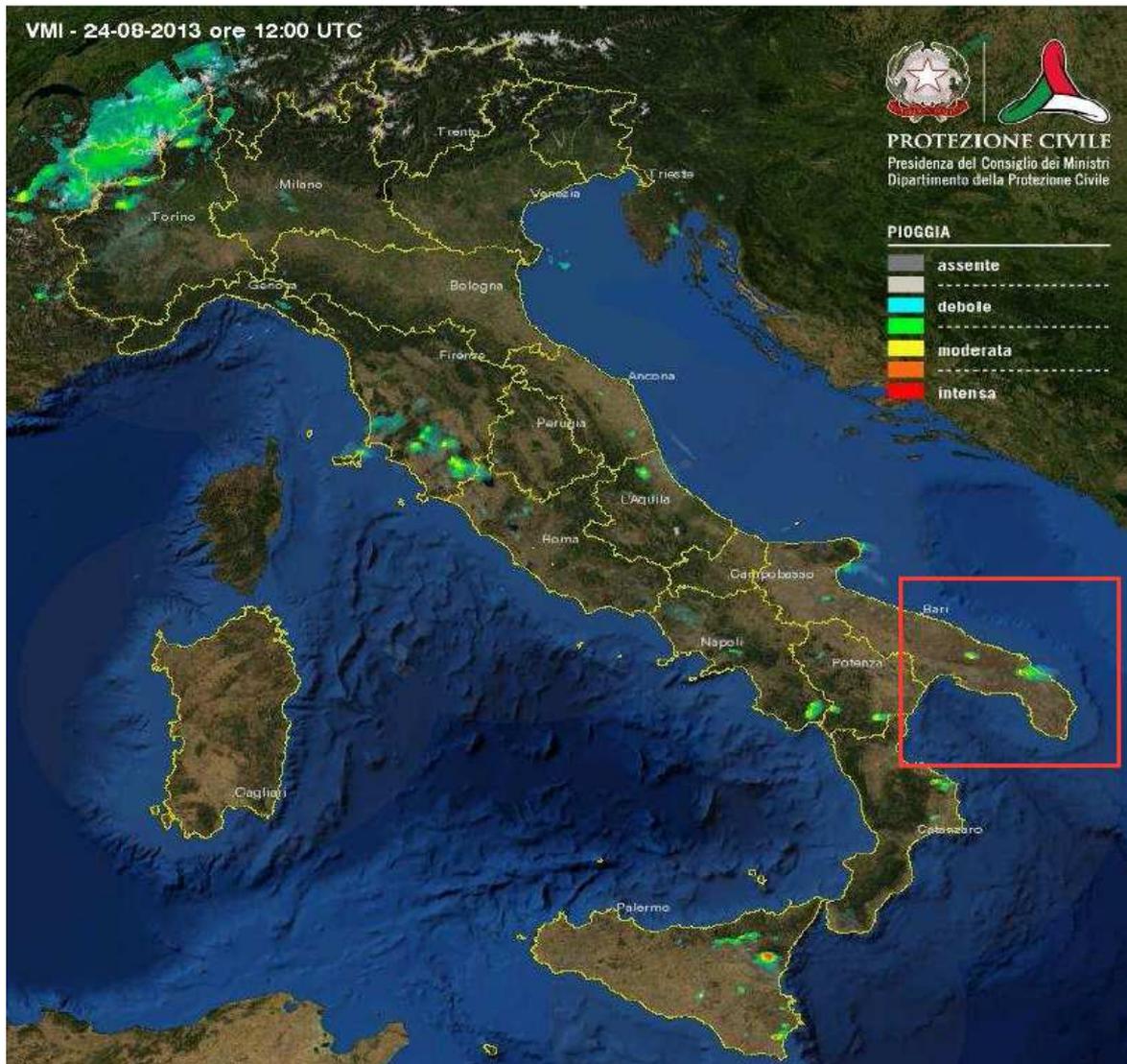


Figura 3.5 - Imagem reflectiva composta de radar da Itália dia 24 de agosto de 2013 às 12 UTC, a caixa vermelha mostra os pontos de chuva convectiva.

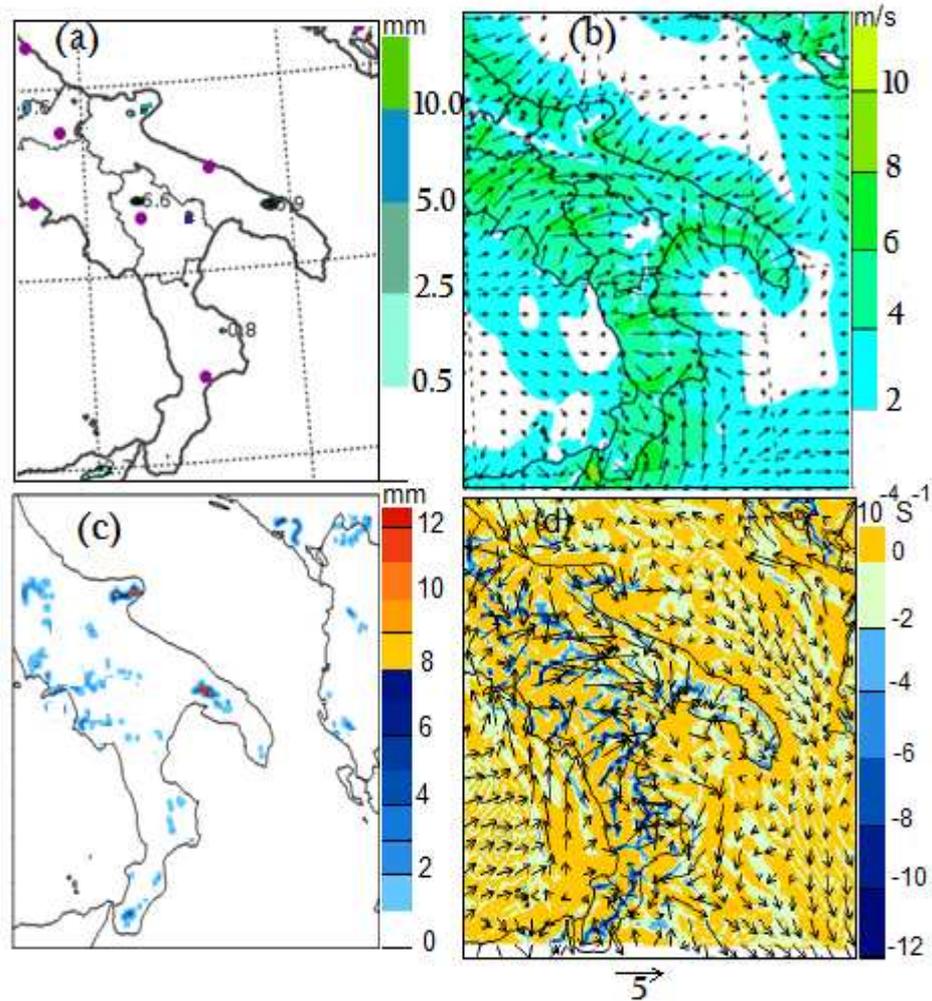


Figura 3.6 - Painéis mostrados chuva e convergência dos ventos na península Mediterrânea dia 24 de agosto de 2013 às 12 UTC; (a) localização da precipitação acumulada em 3 horas simulada com o modelo MOLOCH, (b) convergência dos ventos simulada com o modelo MOLOCH, (c) localização da precipitação acumulada em 3 horas simulada com o modelo WRF e (d) convergência dos ventos e divergência horizontal sobre a península simuladas com o modelo WRF às 10 UTC.

Para a análise do segundo caso, a imagem infravermelha de segunda geração do Meteosat (MSG) dia 09 de novembro de 2012 às 12 UTC é mostrada. A Figura 3.7 mostra a presença de atividade convectiva sobre a Itália, afetando principalmente a península Mediterrânea e a costa do mar Jônico da região Calábria (ver também a Figura 3.1 para referências geográficas). Mais uma vez, a presença de nuvens convectivas, devido à convergência de brisa do mar, está devidamente representada em ambas as simulações do modelo (Figura 3.8). A precipitação é simulada ao longo do eixo central da península, principalmente nos setores X1 e X2 no MOLOCH (Figura 3.8a), e também em X3 no WRF (Figura 3.8c). A convergência dos ventos é evidente em ambas as simulações (Figuras 3.8b e

3.8d); a presença das duas circulações diferentes de brisas do mar, que se fundem próximo ao eixo central da península, é particularmente evidente nas simulações MOLOCH (Figura 3.8b). De qualquer forma, a convecção mostrada na imagem do MSG aparece mais próxima da costa do Adriático, em melhor acordo com o modelo WRF.

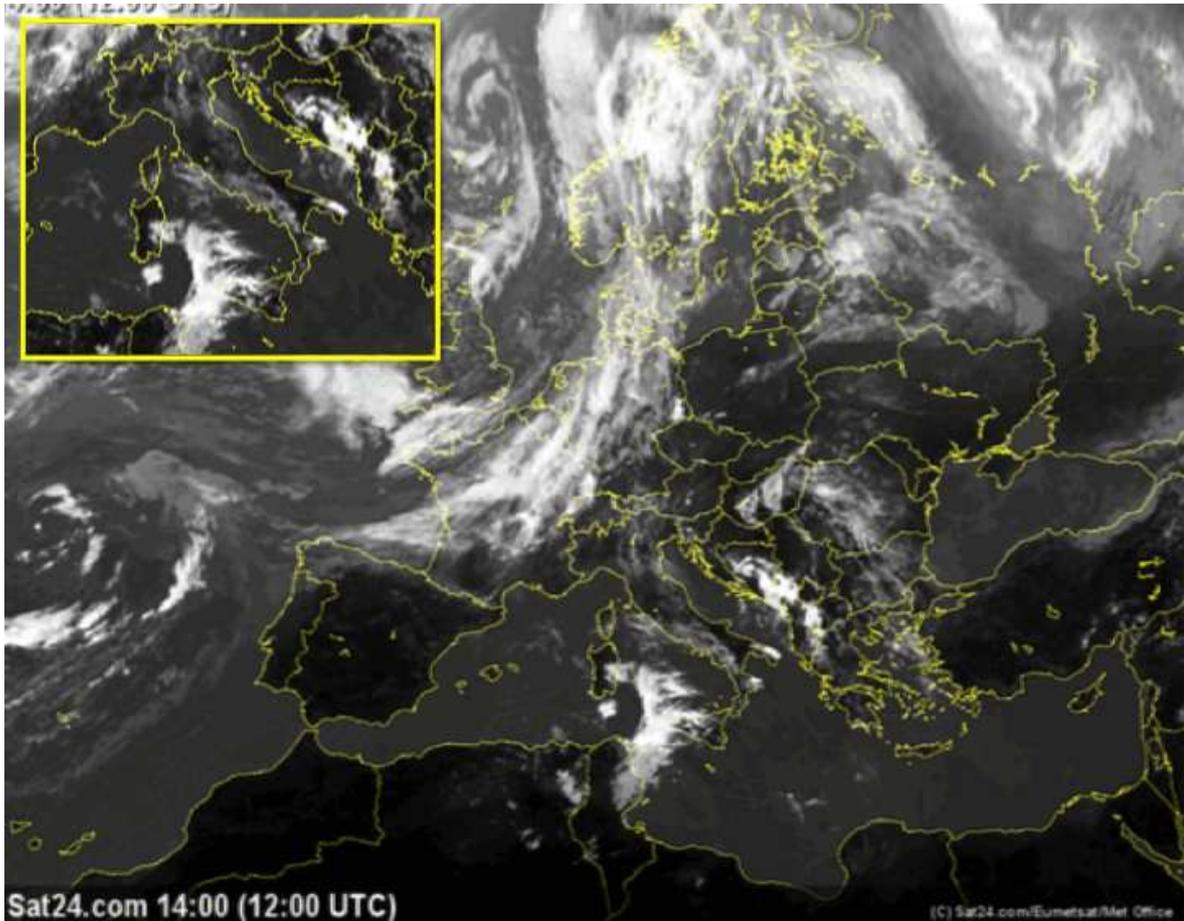


Figura 3.7 - Meteosat de segunda geração, imagem infravermelha (canal  $10,8 \mu$ ) dia 11 de setembro de 2012 às 12 UTC, zoom sobre a Itália.

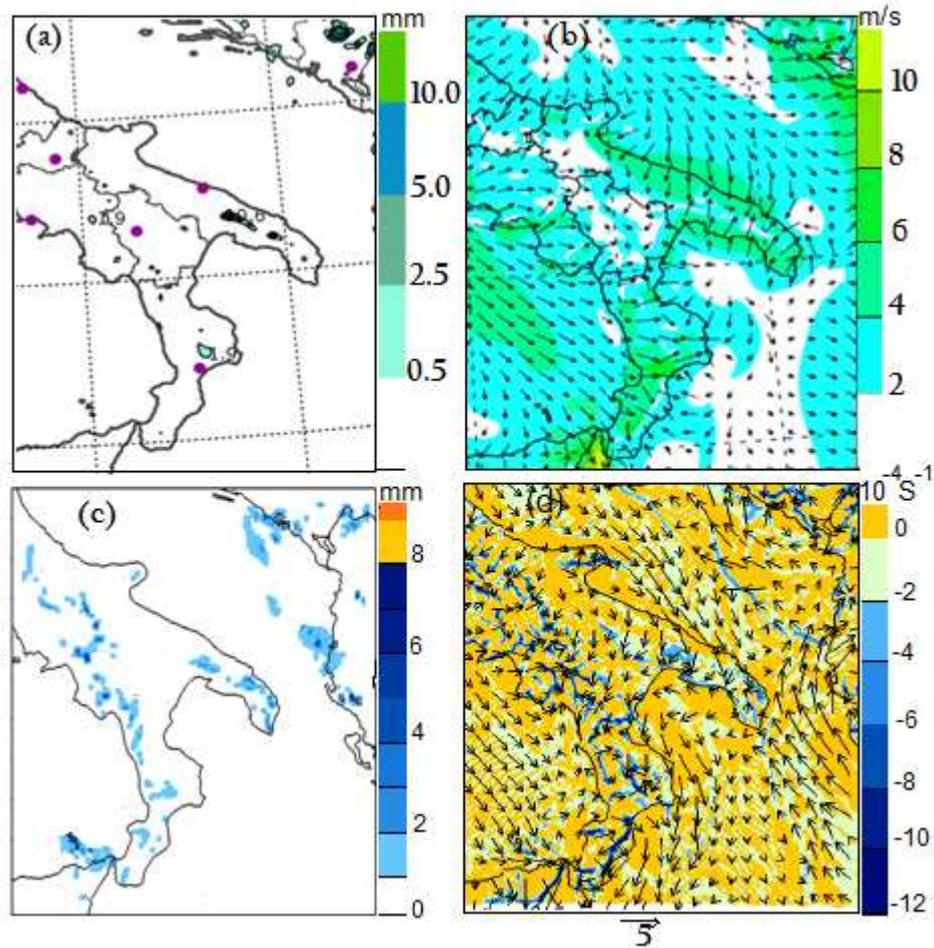


Figura 3.8 - Painéis mostram chuva e convergência de ventos na península Mediterrânea dia 11 de Setembro de 2012 às 12 UTC; (a) localização da precipitação acumulada em três horas, simulação com o modelo MOLOCH, (b) convergência dos ventos sobre a península simulada com o modelo MOLOCH, (c) localização da precipitação acumulada em 3 horas simulada com o modelo WRF e (d) convergência dos ventos e divergência horizontal sobre a península simuladas com o modelo WRF às 11 UTC.

A Figura 3.9 mostra a imagem de satélite do dia 31 de agosto de 2011 às 15 UTC. Neste terceiro caso, a convecção é concentrada ao longo do mar Jônico, perto da costa Salento e Calábria (Figura 3.9), enquanto há uma cobertura de nuvens limitada no restante sul e centro da Itália. Conforme mostrado na Figura 3.10, a precipitação simulada tanto pelo MOLOCH (Figura 3.10a), como pelo WRF (Figura 3.10c), afetam principalmente a costa do mar Jônico e está concentrada principalmente em duas sub-regiões X1 e X3. Neste caso, o vento sinótico de noroeste prevalece perto da costa (Figuras 3.10b e 3.10d), assim a área de convergência mudou-se para sudoeste.

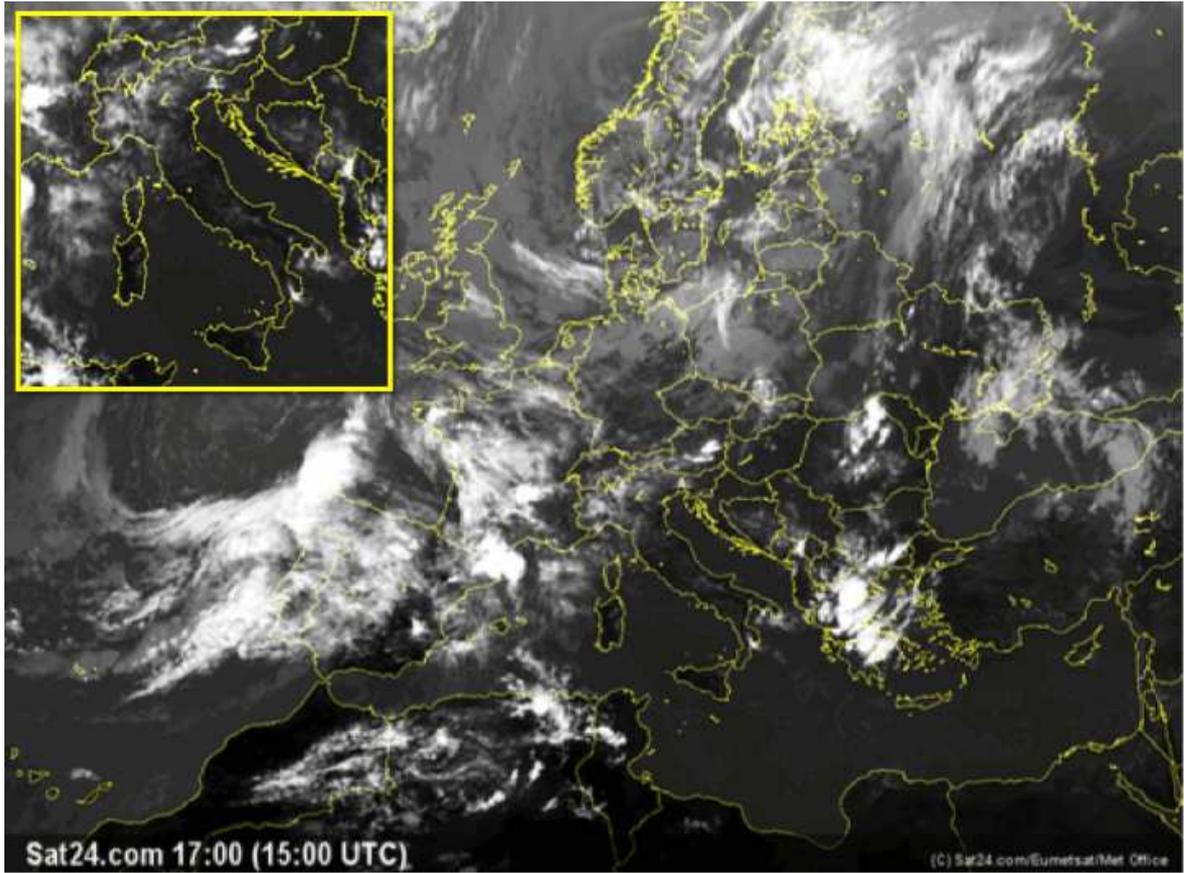


Figura 3.9 - Meteosat de segunda geração, imagem infravermelha (canal  $10,8 \mu$ ) dia 31 de agosto de 2011 às 15 UTC, zoom sobre a Itália.

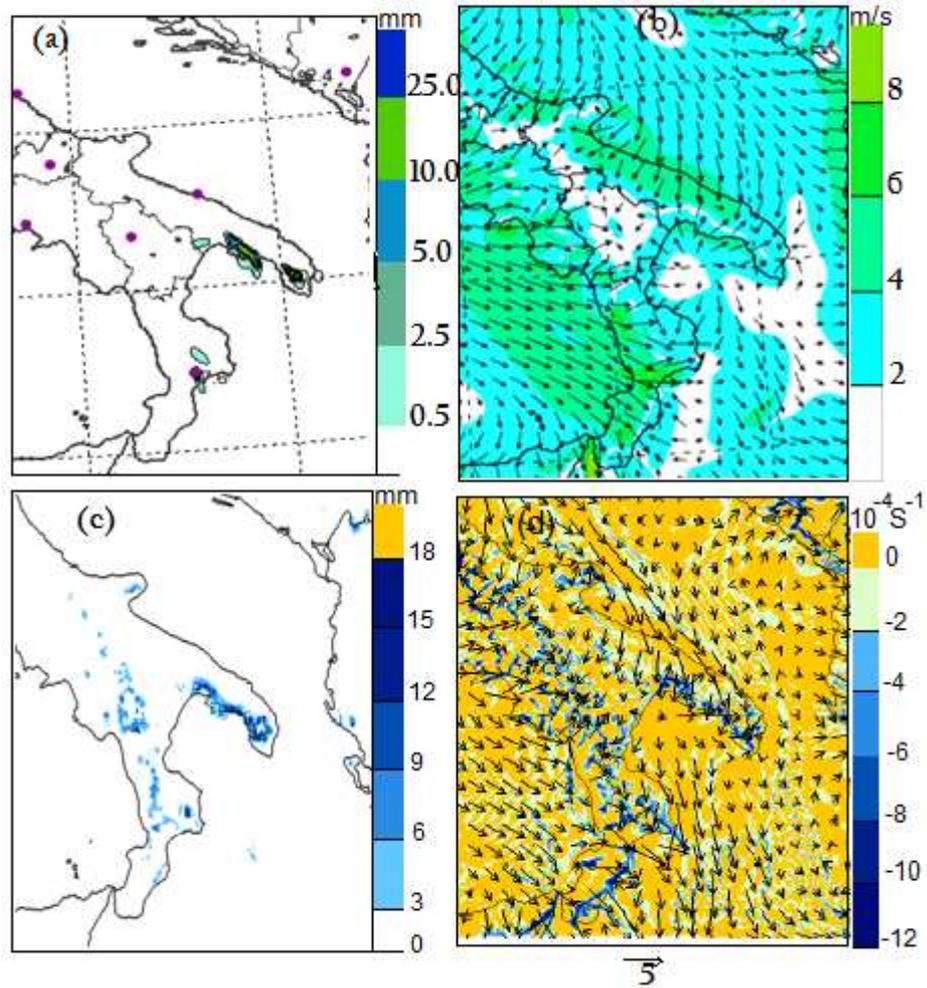


Figura 3. 10 - Painéis mostrando chuva e convergência dos ventos na península Mediterrânea dia 31 de agosto de 2011; (a) localização da precipitação acumulada em 3 horas, simulada com o modelo MOLOCH às 15 UTC, (b) convergência dos ventos simulada com o modelo MOLOCH às 12UTC, (c) localização da precipitação acumulada em três horas simulada com o modelo WRF às 15 UTC e (d) convergência dos ventos e divergência horizontal sobre a península simuladas com o modelo WRF às 12 UTC.

A Tabela 3.2 mostra se os modelos podem ou não reproduzir a convecção e os padrões de convergência nos 20 dias selecionados. Em geral, ambos os modelos são capazes de reproduzir a convergência do vento para o interior, e em apenas dois casos para cada modelo não há convergência. Além disso, WRF não é capaz de simular qualquer desenvolvimento em dois casos de convecção adicionais, e o MOLOCH em um caso, embora estas simulações mostrem convergência de brisa.

	WRF	MOLOCH
Convecção	16/20	17/20
Convergência dos ventos	18/20	18/20

Tabela 3.2 - Total de casos representados e analisados com modelos WRF e MOLOCH com correta localização da convecção e convergência em relação ao número total de eventos selecionados.

Em conclusão, os modelos de área limitada, com espaçamento de grade de poucos km, podem ser uma ferramenta adequada para simulações de tais fenômenos de escala relativamente pequena. Considerando-se que a largura da península, cerca de 40 km, e que a circulação de brisa do mar se estende por alguns km da costa, o que implica que cada brisa do mar cobre uma região de cerca de 20-30 km. Uma vez que o espectro de energia cinética, em um modelo de área limitada passa a ser simulado corretamente para as características menores do que 7 vezes o espaçamento da grade (SKAMAROCK *et al.*, 2004), isto implica que uma grade mais fina de espaçamento de 4 km é necessária para uma representação apropriada dessas circulações.

### 3.6 ANÁLISE COM O MODELO WRF: DISCUSSÃO

Nesta secção, as simulações do modelo WRF são consideradas para analisar a forma como a precipitação acumulada de 1 hora, depende da intensidade e direção do vento sinótico a 10 m da superfície e da energia potencial convectiva disponível (CAPE).

A Figura 3.11a mostra a mudança na posição de convergência da brisa do mar, com respeito a um eixo longitudinal virtual colocado ao longo do centro da península. O deslocamento ( $D$ ), é dada em termos do vento sinótico a 10 m da superfície ( $U$ -synoptic), calculado na caixa mostrado na Figura 3.4, que não é afetado pela presença dos sistemas de brisa, uma vez que está localizado no interior do mar Adriático. A velocidade do vento é calculada uma hora antes do início da chuva, por exemplo, se a chuva é das 13 UTC o vento é calculado para às 12 UTC.

Os valores negativos de  $D$ , significa que a linha de convergência se desloca para o oeste, isto é, para as sub-regiões X1 e X3; ao contrário, os valores positivos corresponde a uma linha de convergência que é deslocada para leste, isto é, sub-região X2. Para ventos

fracos, a precipitação permanece confinada perto do eixo da península Mediterrânea (D zero). Quando a brisa do mar é mais intensa, a região de convergência dos ventos e precipitação desloca-se respectivamente, (Figura 3.11a) para a costa do Adriático para um componente sul predominante (D e U-synoptic positivo) e em direção à costa do mar Jônico (D e U-synoptic negativo) para um componente norte vigente. Os valores de velocidade do vento, ao longo do intervalo são (de -10 a 8 m/s), o deslocamento máximo do centro da península, ocorre quando a velocidade do vento sinótico é mais intensa. No intervalo de U-synoptic [-4: 4] m/s o deslocamento D é quase zero, o que significa que a linha de convergência está no meio do domínio alvo.

A Figura 3.11b mostra a precipitação na área de convergência versus velocidade U-synoptic, o vento é medido a 10 m da superfície. Os valores mais elevados de precipitação ocorrem quando a velocidade do vento sinótico *offshore* é em torno de 4-6 m/s. A fim de considerar também a dependência em relação à direção do vento, a Figura 3.11c mostra a precipitação na região de convergência em relação à direção do vento sinótico no mar. A maioria dos eventos ocorre em uma estreita faixa de direção do vento, variando de oeste-sudoeste a oeste-noroeste. Alguns casos são associados com uma componente de vento de noroeste-norte, sendo muito poucos os casos que ocorrem com ventos sinóticos de sul e nordeste. A precipitação máxima acumulada em 1 hora é de 6,0 mm, e ocorre com os escoamentos de nordeste-leste, sudoeste e oeste ( $65^{\circ}$ ,  $225^{\circ}$ ,  $270-280^{\circ}$ ). As menores taxas de precipitação ocorrem para ventos de sul-sudoeste. Assim, o vento sinótico pode ser considerado como uma ferramenta de diagnóstico útil para identificar a região ao longo da península, que pode ser afetada pela precipitação causada pela convergência de brisa do mar. A sensibilidade acentuada de brisa do mar em direção ao escoamento sinótico, tem sido atribuído no passado, a falta de aquecimento e mistura convectiva através da água (MAHRER; PIELKE, 1978), e o aumento do gradiente de temperatura horizontal devido à convergência entre a brisa do mar e o escoamento oposto a grande escala (ATKINSON, 1981).

A Figura 3.11d mostra a quantidade de precipitação em relação ao CAPE, que é calculado no ponto onde ocorre a maior precipitação, considerando uma parcela nos níveis mais baixos (abaixo de 950 hPa) uma hora antes da chuva. Os eventos de precipitação ocorrem geralmente para valores de CAPE entre 600-1800 J/kg. As simulações confirmam os resultados em Keenan *et al.* (2000), que encontram uma fraca correlação entre a precipitação e CAPE.

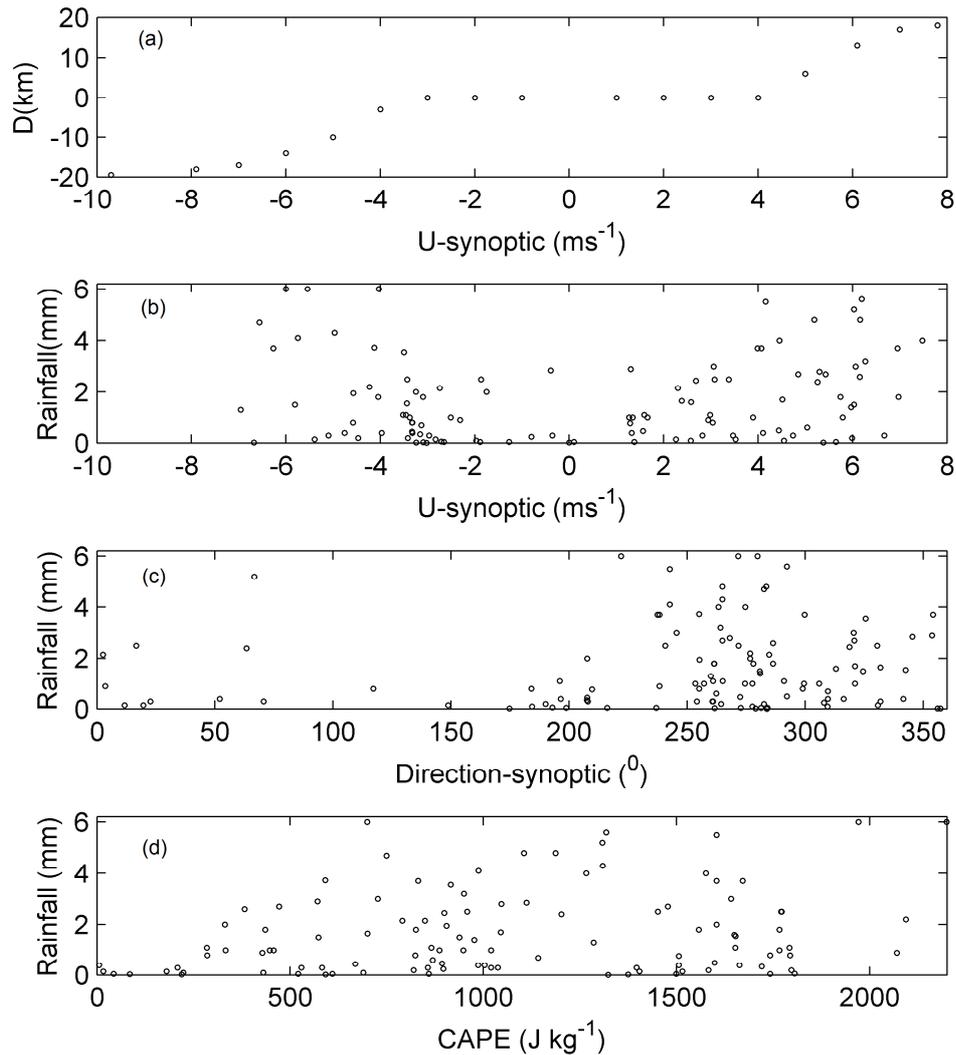


Figura 3.11 - Painéis mostram campos de precipitação acumulada em 1 hora em relação à velocidade do vento a 10 m da superfície, direção e CAPE para os anos 2011-2013 simulados com o WRF; (a) deslocamento em relação ao eixo central da península Mediterrânea da posição da brisa em função da velocidade do vento U10m, em um ponto localizado no mar Adriático U-synoptic (de oeste para leste), calculado como a média em uma caixa localizada ao longo do Adriático (Figura 3.4), em intervalos de vento de 1 m/s. Cada ponto representa uma simulação. O vento é calculado no instante anterior da máxima precipitação. D é a distância do local onde a convergência horizontal do vento é máxima até o centro geográfico da península (Figura 3.1), (b) precipitação máxima versus velocidade do vento U10m em um ponto localizado mar Adriático (U-synoptic), (c) precipitação máxima versus direção em um ponto localizado no mar Adriático (Direction-synoptic) e (d) precipitação em relação a energia potencial convectiva disponível (CAPE) no local do centro das células convectivas. O CAPE é calculado 1 h antes da ocorrência de precipitação.

A Tabela 3.3 mostra a precipitação simulada com o modelo WRF no centro das células convectivas e a precipitação medida pelo satélite *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM; <http://disc2.nascom.nasa.gov/tovas/>). A precipitação induzida pela convergência de brisas dos mares Adriático e Jônico sobre a península, é geralmente de baixa intensidade e muito localizada, às vezes com extensão horizontal menor que 4 km. Portanto, na maioria dos casos desses eventos não estão corretamente medidos pelas estações pluviométricas presente na área. Para superar essa limitação observacional, a precipitação simulada com o WRF é comparada com os dados de satélite TRMM que fornece informações com 0.25° resolução horizontal. A comparação (Tabela 3.3) mostra que a precipitação, estimada pelo satélite, é geralmente menor do que a simulada pelo modelo (em 18 casos com precipitação simulada, TRMM estima um total de 82 mm, enquanto que o modelo de 181 milímetros): esta diferença pode ser parcialmente atribuída à incapacidade do TRMM para capturar adequadamente a precipitação em pequenas escalas. Considerando a climatologia anual das três sub-regiões com maior precipitação sobre a península Mediterrânea (600-700 mm de média anual), os presentes resultados indicam que os casos devido à convergência de brisa do mar contribuem com cerca de 10% da precipitação anual total.

Data (ano-mes-dia)	WRF (mm)	TRMM (mm)
2011-06-14	2	0
2011-06-15	11.5	2
2011-06-16	13	3
2011-08-30	11	1
2011-08-31	12.8	13
2012-07-25	12	10
2012-08-15	11	0.2
2012-09-04	11	1
2012-09-05	13	10
2012-09-11	12	10
2013-06-04	13	5
2013-06-05	6	7
2013-07-08	10	9
2013-07-09	11	2

2013-07-10	4	3
2013-07-11	5	3
2013-08-24	13	0
2013-08-28	10	2

Tabela 3.3 - Precipitação simulada com o modelo WRF nos centros das células convectivas e precipitação medida pelo satélite *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM; <http://disc2.nascom.nasa.gov/tovas/>).

### 3.7 PARTE ADICIONAL

Na Figura 3.12 o painel superior mostra o fluxo de calor latente sobre as sub-regiões da península (LH-Salento), no local do centro das células convectivas e fluxo de calor latente sobre o mar (LH-mar); o painel inferior mostra o fluxo de calor sensível (HFX-Salento) sob as sub-regiões da península no local dos centros das células convectivas, e fluxo de calor sensível sobre o mar (HFX-mar). As medições são para o período de 20 dias com frequência de 1 hora. Durante a noite, alguns valores de LH-Salento são negativos, resultantes da condensação do vapor de água, mas muito próximo de zero. Isto indica que a noite, as trocas de calor latente são mínimas. O fluxo de LH-mar é homogêneo e o HFX-mar é extremamente baixo, indicando que a maior parte da energia é utilizada para evaporar a água sob a forma de calor latente. O HFX-Salento é muito significativo, aproximadamente 50% do LH. O fluxo de LH depende da quantidade de vapor de água presente na atmosfera e da velocidade do vento. O fluxo de calor sensível, por sua vez, depende da velocidade do vento e da diferença entre as temperaturas do ar e do mar (ROGERS, 1995). Os fluxos de calor da superfície para a atmosfera podem ter influência importante sobre os valores e os padrões de precipitação.

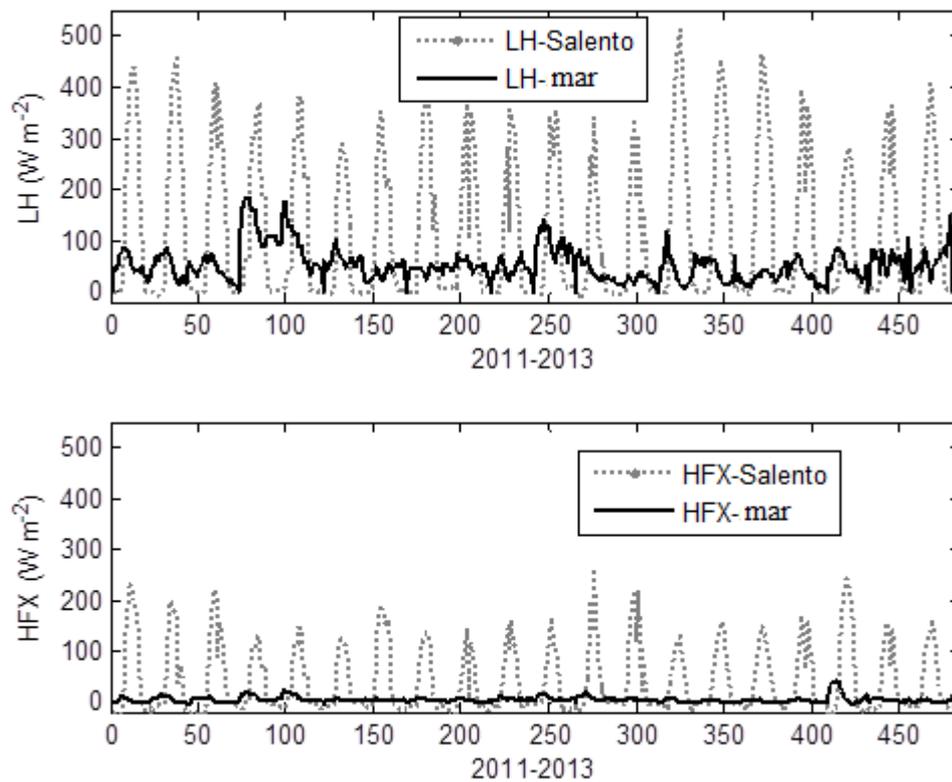


Figura 3.12 - O painel superior mostra o fluxo de calor latente sobre a sub-regiões da península (LH-Salento), no local do centro das células convectiva e o fluxo de calor latente sobre o mar (LH-mar); o painel inferior mostra o fluxo de calor sensível (HFX-Salento) sob as sub-regiões da península no local dos centros das células convectivas, e o fluxo de calor sensível sobre o mar (HFX-mar). As medições são para o período de 20 dias com frequência de 1 hora simuladas com o WRF.

A Figura 3.13, mostra o ciclo médio diário dos fluxos de calor latente e sensível. Observa-se que durante o período diurno, os níveis de LH-Salento são significativos com valores máximos entorno de  $350 \text{ W/m}^2$ . Isso indica que uma quantidade de umidade significativa é transportada pela frente da brisa do mar. O HFX-Salento também apresenta um ciclo bem definido, já sobre o mar HFX-mar é quase constante. Observa-se que a LH-mar é sempre positivo mesmo a noite, já sobre a península é próximo de zero.

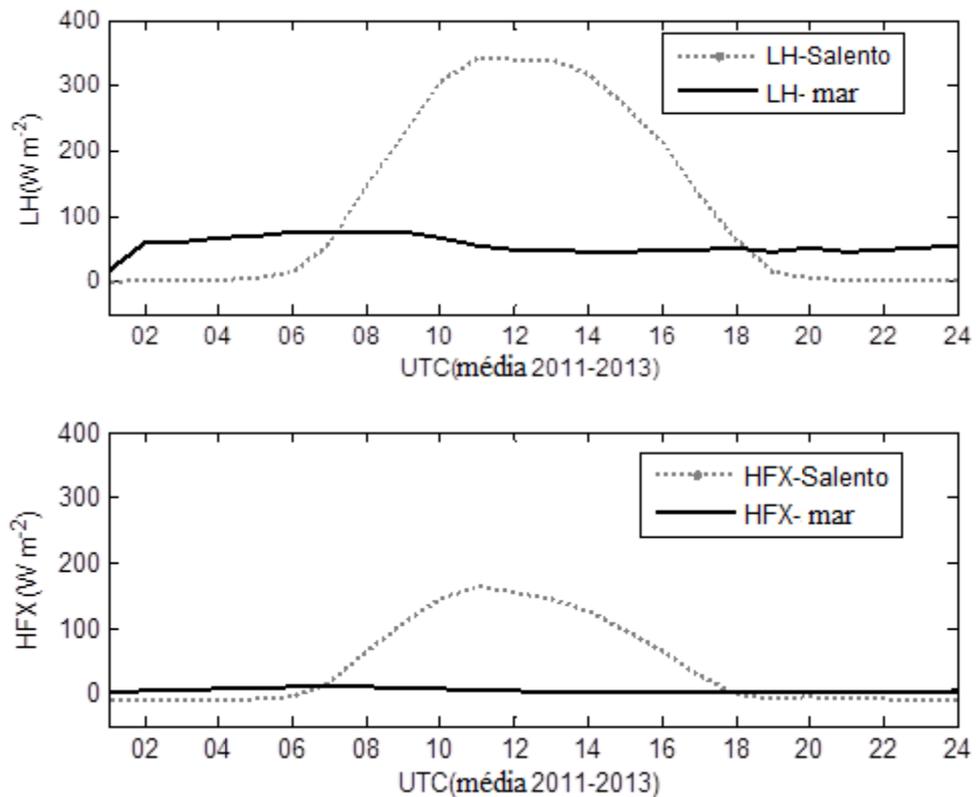


Figura 3.13 - O mesmo da figura 3.12, mas para o ciclo médio diário.

A Figura 3.14 (painel superior) mostra velocidade vertical  $w$  (m/s) e o painel inferior ciclo médio diário de  $w$  (m/s) simulado no local do centro das células convectivas. A noite a velocidade é negativa indicando subsidência de ar frio (brisa terrestre) nas sub-regiões da península. Durante o período diurno, o aquecimento da superfície provoca o movimento ascendente de ar quente e convecção de umidade sobre a península, transportado pela a frente de brisa do mar. No ciclo diário (painel inferior) a velocidade vertical máxima ocorre entre 12-16 UTC, correspondente ao período de maior intensidade da frente de brisa do mar.

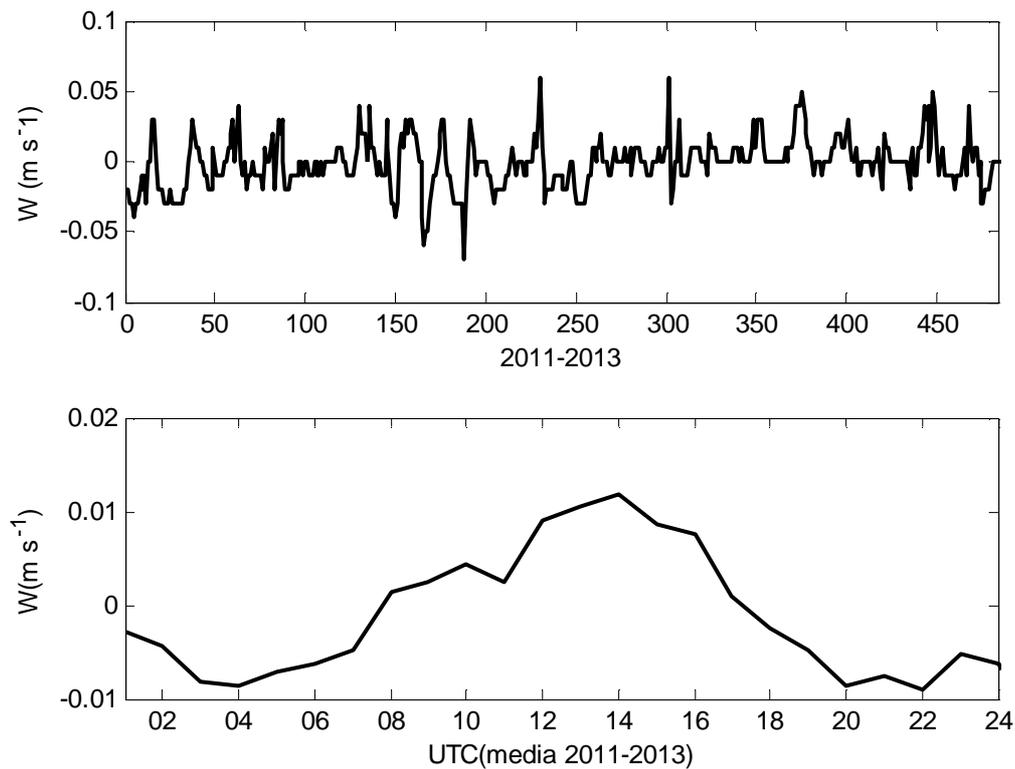


Figura 3.14 - O painel superior mostra velocidade vertical  $w$  (m/s) e o painel inferior ciclo médio diário (m/s) no local do centro das células convectiva. As medições são para o período de 20 dias com frequência de 1 hora simuladas com o WRF.

### 3.8 CONCLUSÕES

A convergência de diferentes sistemas de brisa do mar na península Mediterrânea, na bacia do Mediterrâneo, é analisada por meio de dois modelos de áreas limitadas. Na ausência de uma rede de estações de superfície meso meteorológicas ao longo da península, a convecção é detectada a partir de imagens de satélite e refletividade de radar, que são usados para identificar a ocorrência de convergência de brisa do mar ao longo da península. Tal convergência tem o efeito de aumentar a umidade em baixos níveis também para o interior, e isso pode ser um fator importante no desenvolvimento de convecção, aumentando CAPE e reduzindo a inibição convectiva (CIN). Os eventos selecionados, durante o verão de 2011-2013, são geralmente fracos e de natureza local, e limitados a casos onde a convergência de brisa do mar está associada com a precipitação na área alvo.

As condições sinóticas médias desses eventos são caracterizadas por: alta pressão na superfície no Mediterrâneo ocidental e nas ilhas Britânicas, e baixa pressão no Mediterrâneo oriental. A pressão na superfície tem forte anomalia positiva de 6 hPa sobre as ilhas Britânicas, e nenhuma anomalia significativa sobre a bacia do Mediterrâneo. De qualquer forma, o gradiente de pressão é relativamente fraco sobre o mar Jônico, determinando em média, fracos ventos sinóticos na superfície sobre Salento. Outra característica relevante é a presença de um cavado em 500 hPa sobre as regiões do Adriático, que tem uma forte anomalia negativa sobre a bacia central do Mediterrâneo. Essa característica, combinada com uma cavado de ar frio sobre o Mediterrâneo central, tanto em 850 quanto em 500 hPa, aparece como uma condição favorável para a ocorrência de convergência de brisa do mar e precipitação sobre Salento. Os dois sistemas de modelagem aqui analisados, MOLOCH e WRF, são capazes de reproduzir a convergência para o interior: nos 20 casos selecionados, apenas dois casos para cada modelo não mostram qualquer padrão de convergência. Em conclusão, os modelos de área limitada, com espaçamento de grade de poucos km, são ferramentas adequadas para a simulação de tais fenômenos.

O vento sinótico pode ser considerado como uma ferramenta de diagnóstico útil, a fim de identificar a região que vai ser afetada pela chuva, quando as condições ambientais favoráveis em grande escala estão presentes. Dependendo da intensidade e direção do vento sinótico, a região de convergência move-se para uma costa ou para a outra (mar Adriático ou mar Jônico). Pelo contrário, a diferença de temperatura da superfície entre os mares, geralmente é menor que 1 °C e os campos são relativamente uniformes. Uma vez que os modelos são capazes de simular a circulação de brisa adequadamente, as diferenças de TSM, possivelmente emergente usando campos de TSM de alta resolução, podem ter apenas um efeito marginal sobre os padrões de brisa do mar. Da mesma forma, o valor de CAPE antes da ocorrência de chuvas tem baixo valor prognóstico. As áreas de convergência de brisa marítima na península Mediterrânea, são consistentes com a climatologia de chuvas na região, sugerindo que as circulações de brisa do mar podem ter um papel importante na distribuição da precipitação ao longo do ano.

### 3.9 REFERÊNCIAS

ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, J. Chang, Ed., **Academic Press**, p.174–267, 1997.

ARRIT, R. W. Effects of the large-scale flow on characteristic feature of the sea breeze. **Journal of Applied Meteorology**, v.32, p. 116-125, 1993.

ATKINSON, B. W. Meso-scale Atmospheric Circulations. **Academic Press**, p.495, 1981.

ATKINS, N.T.; WAKIMOTO, R. M. Influence of the synopticscale flow on sea-breezes observed during CAPE. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 2112–2130, 1997.

AZORIN-MOLINA, C. A.; CONNELL, B. H.; BAENA-CALATRAVA, R. Sea-breeze convergence zones from AVHRR over the Iberian Mediterranean area and the Isle of Mallorca, Spain. **American Meteorological Society**, v. 48, p. 2069-2085, 2009.

BAKER, R. D. The Influence of Soil Moisture, Coastline Curvature, and Land-Breeze Circulations on Sea-Breeze-Initiated Precipitation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 2, p. 193-211, 2001.

BASTIN, S.; DROBINSKI, P.; DELVILLE, P.; REITEBUCH, O.; WERNER, C. Impact of the Rhône and Durance valleys on sea-breeze circulation in the Marseille area. **Atmospheric Research**, v. 74, p. 303–328, 2004.

BOYBEYI, Z.; RAMAN, S. A three-dimensional numerical sensitivity study of convection over the Florida peninsula. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 60, p. 325–359, 1992.

BUZZI, A.; FANTINI, M.; MALGUZZI, P.; NEROZZI, F. Validation of a limited area model in cases of Mediterranean cyclogenesis: Surface fields and precipitation scores. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 53, p. 137–153, 1994.

BUZZI, A.; DAVOLIO, S.; MALGUZZI, P.; DROFA, O.; MASTRANGELO, D. Heavy rainfall episodes over Liguria in autumn 2011: numerical forecasting experiments. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 14, p. 1325-1340, 2014.

CHRISTIAN, H. J.; BLAKESLEE, R. J.; BOCCIPPIO, D. J.; BOECK, W. L.; BUECHLER, D. E.; DRISCOLL, K. T.; GOODMAN, S. J.; HALL, J. M.; KOSHAK, W. J.; MACH, D. M.; STEWART, M. F. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, 2003.

CONNELL, B. H.; GOULD, K. J.; PURDOM, J. F. W. High resolution GOES-8 visible and infrared cloud frequency composites over northern Florida during the summers 1996–1999. **Weather and Forecasting**, v. 16, p. 713–724, 2001.

CROOK, N. A. Understanding Hector of islands thunder-storms. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 1550-1563, 2011.

CROSMAN, E. T.; HOREL, J. D. Sea and Lake Breezes: A Review of Numerical Studies. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 137, p. 1–29, 2010.

DROFA, O. V.; MALGUZZI, P. Parameterization of microphysical processes in a non hydrostatic prediction model. **Proc. 14th Intern. Conf. on Clouds and Precipitation (ICCP)**. Bologna, 19-23 July 2004: p.1297-3000, 2004.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, p. 3077–3107, 1989.

ESTOQUE, M. A. The sea-breeze as a function of prevailing synoptic situation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 19, p. 244-250, 1962.

FEDERICO, S.; PASQUALONI, L.; LEONARDO, L. D.; BELLECCI, C. A study of the breeze circulation during summer and fall 2008 in Calabria, Italy. **Atmospheric Research**, v. 97, p. 1-13, 2010.

GONZÁLEZ-MÁRQUEZ, J.; HEREDIA, M. A. Sea-breeze convection in Mallorca (in Spanish). **Proc. Fifth National Symp. Of Forecasting, Madrid, Spain, Spanish Meteorological Agency**, p. 1–6, 2001.

GOULD, K. J.; FUELBERG, H. E.; The use of GOES-8 imagery and RAMSDIS to develop a sea-breeze climatology over the Florida Panhandle. **Preprints, Eighth Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography, Atlanta, GA, American Meteor Society**, p. 100–104, 1996.

JANJIC, Z. Nonsingular implementation of the Mellor Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model, **NCEP Office Note** v. 437, p. 60, 2002.

JIMÉNEZ, M. A.; SIMÓ, G.; WRENGER, B.; TELISMAN-PRTENJAK, M.; GUIJARRO, J.A.; CUXART, J. Morning transition case between the land and the sea breeze regimes. **Atmospheric Research**, v. 172-173, p. 95-108, 2016.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, **Bull. American Meteor Society**, v. 77(3), p. 437-471, 1996.

KEENAN, T. D. et al. The Maritime Continent Thunderstorm Experiment (MCTEX): Overview and some results. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 81, p. 2433-2455, 2000.

MAHRER, Y.; PIELKE, R. A. A test of an upstream spline interpolation technique for the advective terms in a numerical mesoscale model. **Monthly Weather Review**, v. 106, p. 818-830, 1978.

MANGIA, C.; MORTANO, P.; MIGLIETTA, M. M.; MORABITO, A.; TANZARELLA, A. Modelling local winds over the Salento peninsula. **Meteorology Application**, v.11. p. 231–244, 2004.

MANGIA, C.; SCHIPA, I.; TANZARELLA, A.; CONTE, D.; MARRA, G. P.; MIGLIETTA, M. M.; RIZZA, U. A numerical study of the effect of sea breeze circulation on photochemical pollution over a highly industrialized peninsula. **Meteorology Application**, v. 17, p. 19–31, 2010.

MAZON, J.; PINO, D. The role of sea–land air thermal difference, shape of the coastline, and sea surface temperature in the nocturnal offshore convection. **Tellus A**, v. 65, 20027, <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.20027>, 2013.

- MIAO, J.-F.; KROON, L. J. M.; VILÀ-GUERAU, A. J.; HOLTSLAG, A. A. M. Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 84, p. 157–170, 2003.
- MISRA, V.; MOELLER, L.; STEFANOVA, L.; CHAN, S.; O'BRIEN, J. J.; SMITH, T. J.; PLANT, N. The influence of the Atlantic Warm Pool on the Florida panhandle sea-breeze. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, p. 1-14, 2011.
- MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 16663–16682, 1997.
- MORCRETTE, J. -J.; BARKER, H. W.; COLE, J. N. S.; IACONO, M. J.; PINCUS, R. Impact of a new radiation package, McRad, in the ECMWF Integrated Forecasting System. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 4773–4798, 2008.
- NICHOLLS, M. E.; PIELKE, R.; COTTON, W. A two-dimensional numerical investigation of the interaction between sea breezes and deep convection over the Florida peninsula. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 298–323, 1991.
- NIU, G. -Y.; YANG, Z. -L.; MITCHELL, K. E.; CHEN, F.; EK, M. B.; BARLAGE, M.; LONGUEVERGNE, L.; KUMAR, A.; MANNING, K.; NIYOGLI, D.; ROSERO, E.; TEWARI, M.; XIA, Y. The community Noah land surface model with multi parameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, p. 1-19, 2011.
- OLCINA-CANTOS, J.; AZORIN-MOLINA, C. Sea-breeze fronts in the Spanish Levant region (in Spanish). **Estud. Geogr.**, v. 254, p. 61–100, 2004.
- POLJAK, G.; PRTENJAK, M.T.; KVAKIĆ, M.; STRELEC MAHOVIĆ, N.; BABIĆ, K. Wind patterns associated with the development of daytime thunderstorms over Istria. **Annales Geophysicae**, v. 32, p. 401–420, 2014.
- POZO, D.; BORRAJERO, I.; MARÍN, J. C.; RAGA, G. B. A numerical study of cell merger over Cuba- Part I: Implementation of the ARPS/MM5 models. **Annales Geophysicae**, v. 24, p. 2781-2792, 2006.
- RAMIS, C.; ALONSO, S. Sea-breeze convergence line in Majorca. A satellite observation. **Weather**, v. 43, 288–293, 1998.
- RANI, S.I.; RAMACHANDRAN, R.; BALA SUBRAHAMANYAM, D. B.; DENNY, P.; ALAPPATTU, D. P.; KUNHIKRISHNAN, P. K. Characterization of sea/land breeze circulation along the west coast of Indian sub-continent during pre-monsoon season. **Atmospheric Research**, v. 95, p.367-378, 2010.
- RITTER, B.; GELEYN, J.-F. A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 303-325, 1992.
- SHEPHERD, J. M.; FERRIER, B. S.; RAY, P. S. Rainfall Morphology in Florida Convergence Zones: A Numerical Study. **Monthly Weather Review**, v. 129, 177-197, 2001.

SIMPSON, J. E. Sea Breeze and Local Wind. **Cambridge University Press**, 234 pp., 1994.

SKAMAROCK, W. C. Evaluating Mesoscale NWP Models Using Kinetic Energy Spectra. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 3019-3032, 2004.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J. et al. Description of the Advanced Research WRF Version 3. **National Center for Atmospheric Research Boulder**, Colorado, USA, 2008.

STRICKLER, M. W. Sea-breeze fronts and their role in convective initiation. **North Carolina State University**, Raleigh, North Carolina, 22 pp., 2003.

THOMPSON, G.; RASMUSSEN, R. M.; MANNING, K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 519–542, 2004.

ZAMPIERI, M. Comparison among first, second and third order CBL model. **The 6th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, Portland, ME**, 2004.

ZAMPIERI, M.; MALGUZZI, P.; BUZZI, A. Sensitivity of quantitative precipitation forecasts to boundary layer parameterization: a flash flood case study in the Western Mediterranean. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 5, p. 603-612, 2005.

ZITO, G. M.; MANGIA, C.; RUGGIERO, L.; ZUANNI, F. Precipitazioni in Puglia /**Atti del 3° Workshop del Progetto Strategico del CNR- Clima, Ambiente e Territorio nel Mezzogiorno -Potenza 26-29 Novembre 1990**, Editore A. Guerrini, p. 367- 411, 1991.

## 4 ANÁLISE DO DESEMPENHO DO MODELO WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF) COM DIFERENTES ESQUEMAS DE MICROFÍSICA E CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NA ILHA DECEPTION, ANTÁRTICA

### Artigo publicado na Revista Brasileira de Meteorologia

COMIN, A. N.; SOUZA, R. B.; ACEVEDO, O. C.; ANABOR, V. Análise do Desempenho do Modelo Weather Research and Forecasting (WRF) com Diferentes Esquemas de Microfísica e Camada Limite Planetária na Ilha Deception, Antártica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 4, p.1-13, 2016. Artigo submetido dia 20 de março de 2015 e aceito dia 22 de janeiro de 2016.

### 4.1 INTRODUÇÃO

No continente antártico, a circulação atmosférica é fortemente influenciada pela presença dos gelos marinho e permanente presente nas altitudes acima de 3 quilômetros na maioria das áreas continentais (MONAGHAN et al., 2005). Na escala sazonal, a formação de gelo marinho e sua extensão sobre o Oceano Austral durante o inverno do hemisfério sul aumenta o albedo terrestre, sendo fator preponderante para a configuração do clima sazonal global e da frequência com que as frentes frias de origem polar e os ciclones extratropical se formem e se propagem na direção do Oceano Atlântico Sul e da América do Sul, afetando o clima do Brasil. A superfície do continente antártico possui alto albedo e baixas quantidades de aerossóis, o que resulta em diferentes interações da radiação na atmosfera (LAINE, 2008).

A disponibilização de dados meteorológicos de modelos de grande escala, como o *Final Global Analise* (GFS-FNL) fornecido pelos Centros Nacionais de Previsão Ambiental dos Estados Unidos (*National Centers for Environmental Prediction* - NCEP) são de grande valia para inicializar e oferecer condições de contorno para modelos de menor escala como o *Weather Research and Forecasting* (WRF). Os dados do GFS-FNL são derivados de observações de sensoriamento remoto e de perfis observacionais de variáveis como a temperatura, umidade, velocidade e direção do vento. Os dados meteorológicos coletados pelos sensores instalados em uma torre são mais escassos em regiões de altas latitudes e, como uma alternativa, a maior parte das saídas do GFS-FNL são baseadas puramente em

dados de sensoriamento remoto. Isso tornou indispensável que se validem, tanto para esses modelos globais como aqueles regionais forçados pelos primeiros, os esquemas numéricos de microfísica e de Camada Limite Planetária (CLP). Somente após esse procedimento é possível reproduzir padrões meteorológicos em diversas escalas espaciais de maneira simultânea.

Powers et al. (2007) simulam condições de ventos extremos com o modelo WRF em 15-16 de maio de 2004, na estação de McMurdo Antártica, com diferentes assimilações de dados no modelo WRF, como por exemplo, o Sistema Padrão de Previsão de Mesoescala da Antártica (AMPS), o MOD1, o MOD1\_60 e o CTRL que não envolve assimilação de dados. Eles concluem que além do modelo subestimar as rajadas de vento, também apresenta um atraso para prever os picos máximos de vento. Este atraso varia de 2 a 6 horas, dependendo da assimilação de dados. Além disso a previsão da trajetória do ciclone extratropical é deslocada da posição real. Dentro do contexto do AMPS, o modelo WRF é geralmente rodado com baixa resolução (90, 30 e 10 km). Somente nas regiões de McMurdo e Ilha de Ross é rodado com mais alta resolução (3,3 ou 2,2 km). Cassano et al. (2011) utilizam sete configurações diferentes do modelo WRF em simulações no Ártico para as variáveis pressão atmosférica, altura geopotencial e precipitação, e concluem que para todas as configurações se verificam grandes erros na simulação da circulação no Pacífico Norte. Bromwich e Cassano (2000) identificam que os modelos globais para a região da Antártica possuem resoluções horizontais inadequadas: i) para resolver os padrões de mesoescala de curto prazo (6-24 horas); ii) para representação das propriedades físicas únicas da troposfera e da camada limite da Antártica e iii) pobre representação da topografia e dos padrões atmosféricos.

A CLP é a camada da atmosfera mais próxima do solo que é fortemente afetada pelo aquecimento diário, umidade e transferência de momento para a superfície. À noite, com a diminuição da temperatura, a parte superior da CLP é mais baixa do que durante o dia e atinge a extensão máxima à tarde. Sobre o oceano, o ciclo diário CLP é mais fraco, inexistente ou revertida (BRETHERTON et al., 2004). A modelagem do ciclo diário da CLP requer simulações precisas de fluxos sub-diário de calor, umidade e momentum (YVER et al., 2013). O WRF utiliza parametrizações físicas para representar radiações de ondas longa e curta, fluxos turbulentos na superfície, CLP, microfísica das nuvens e nuvens convectivas (CASSANO et al., 2011).

Estes esquemas de CLP e microfísica podem afetar diretamente a previsão das variáveis meteorológicas testadas aqui, frente a diversas situações de nebulosidade e velocidade dos ventos. Alguns esquemas podem simular melhor para uma determinada

condição meteorológica. Por exemplo, há centenas de voos anualmente que levam pesquisadores para a Antártica (POWERS et al., 2003), e necessitam de informações meteorológicas com certo grau de precisão para pouso e decolagem. Dados de velocidade dos ventos e condições de nevoeiros na pista são indispensáveis. Portanto é preciso que haja uma boa previsão dos modelos, para trazer segurança as equipes de pesquisadores que vão nesta região. Alguns esquemas de CLP têm maior sensibilidade para prever nebulosidade estratiforme (por exemplo, nevoeiro) e outros para prever melhor a velocidade ou rajada dos ventos em tempo próximo do real.

Recentemente, muitos estudos têm focado em simular variáveis atmosféricas sobre as regiões polares a partir de uma perspectiva regional (BROMWICH et al., 2009; WILSON, 2011; HINES et al., 2011; BROMWICH et al., 2013). Tais simulações são realizadas sobre os domínios regionais, incluindo grandes áreas dos círculos polares. Este estudo, apesar de ter objetivos gerais semelhantes, foca em uma perspectiva local durante a passagens de sistemas ciclônicos extratropicais. Não há estudos que mostram como modelos, tais como WRF são capazes de representar a variabilidade detalhada dos parâmetros atmosféricas em uma escala tão pequena quanto a da Ilha Deception. Esta é, portanto, a principal motivação do estudo. Hines e Bromwich (2008) consideram o WRF como um modelo no estado da arte para modelagem regional, desenvolvendo e testando o mesmo para uma previsão polar de última geração. Os autores consideram que novas otimizações do modelo são especialmente necessárias para uma melhor parametrização da camada limite, da física de nuvens e de neve, assim como para melhor simular o pacote de gelo marinho.

Da mesma forma proposta por Hines e Bromwich (2008) para uma região da Groenlândia, o trabalho apresentado aqui tem como objetivo principal avaliar diferentes versões da física do modelo WRF num domínio regional centrado na Ilha Deception, arquipélago das Shetland do Sul, Antártica, e comparar os diferentes desempenhos de previsão de tempo desse modelo com dados observacionais coletados na Ilha entre os dias 20 e 22 de março de 2013, durante a passagem de um sistema ciclônico extratropical na região. Vários esquemas de CLP e microfísica são avaliados nas simulações, usando as condições de contorno GFS-FNL. Os esquemas de CLP podem afetar a velocidade do vento quando este é de fraca intensidade, reduzindo-o devido à rugosidade da superfície. Em uma atmosfera mais instável, existe uma elevada taxa de mistura vertical, neste caso, a velocidade do vento aumenta em níveis baixos (CHENG et al., 2013). Isso interfere na taxa de transporte de umidade para a atmosfera, além de interferir nas variáveis de temperatura, pressão do ar,

radiação de ondas curta e longa, que são também investigados neste estudo através das simulações WRF.

Gibbs et al. (2011), Shin e Hong (2011) e Yver et al. (2013), por exemplo, apresentam estudos objetivando melhorar o desempenho dos esquemas de CLP. Os diversos autores, em geral, concluem que não há desempenho melhor de um determinado esquema sobre os outros em todas as variáveis sinóticas. Ao contrário do estudo apresentado aqui, não há ao nosso conhecimento outros estudos comparando, ao mesmo tempo, todos esses esquemas de CLP com dois esquemas de microfísica distintos.

De acordo com Hines e Bromwich (2008), o fato de que as regiões polares estão sujeitas ao efeito climático da "amplificação polar" devido ao feedback albedo-gelo marinho, a quantificação dos processos físicos ativos nessas regiões realizada através de experimentos numéricos com modelos de alta resolução espacial e boa topografia é uma maneira eficiente de tratar o problema. Os autores acrescentam que as regiões polares não são priorizadas no desenvolvimento das parametrizações em modelos numéricos e na Antártica, em especial, a sensibilidade das simulações é persistentemente corrompida pela excessiva cobertura de nuvens.

Apesar do PROANTAR (Programa Antártico Brasileiro) ser um programa de Estado brasileiro existente há mais de 30 anos, não existe ainda um programa de otimização de modelos numéricos de previsão de tempo para o ambiente antártico a serem rodados operacionalmente no Brasil. Powers et al. (2012) reportam o sucesso da implementação da versão otimizada para ambiente polar do WRF (Polar WRF) para suportar o Programa Antártico americano há mais de dez anos. Os resultados apresentados nesse estudo são inéditos sob esse ponto de vista e espera-se contribuir, no futuro, para a implementação do WRF com otimização polar em benefício do PROANTAR.

Devido à escassez de observações meteorológicas em alta frequência na região antártica de interesse do PROANTAR e também à falta de modelos de previsão de tempo operando em tempo real para essa área, as atividades humanas, especialmente brasileira, são limitadas por questões de logística e segurança. O Brasil está presente na Antártica há mais de 30 anos, atuando permanentemente na região norte da Península Antártica e do arquipélago das Shetland do Sul. A coleta operacional de dados meteorológicos em alta frequência, associada à implementação de um modelo de previsão do tempo como o WRF na região de interesse do Brasil na Antártica poderia elevar o padrão das ações brasileiras na Antártica a

um nível internacional e contribuir para futuras iniciativas científicas, logísticas e ambientais brasileiras no meio ambiente antártico.

#### 4.2 ÁREA DE ESTUDO

Ruhl et al. (2003) e Smith Jr. et al. (2003) descrevem a Ilha Deception, localizada em  $62^{\circ} 58' 66''$  S e  $60^{\circ} 39' 56''$  W como um vulcão ativo sazonalmente coberto por gelo. A Ilha faz parte do arquipélago das Shetland do Sul, sendo uma cratera inundada que mantém um corpo de água interior com uma abertura estreita para o Estreito de Bransfield. A conexão entre as águas interiores e exteriores da Ilha se dá através dos Foles de Netuno, que tem cerca de 550 m de largura no seu ponto mais estreito e cerca de 11 m de profundidade no seu ponto mais raso. A baía interior da cratera é conhecida como Baía de Port Foster, a qual possui dimensões de 9,8 x 5,7 km.

Segundo Smith Jr. et al. (2003), as condições meteorológicas em Port Foster tendem a ser tipicamente semelhantes àquelas encontradas em outras regiões do Estreito de Bransfield. Durante o período de seu estudo entre março de 1999 e novembro de 2000, as temperaturas do ar em Port Foster variaram aproximadamente entre  $-13^{\circ}\text{C}$  e  $3^{\circ}\text{C}$  dependendo da estação do ano. Os ventos na superfície (2 m) variaram entre cerca de zero e 47 m/s, predominando na direção sudoeste. Smith Jr. et al. (2003), no entanto, descrevem que as intensidades de vento medidas em Port Foster foram consideravelmente diferentes daquelas medidas na mesma época na estação Bellingshausen, na Ilha do Rei George, ao norte da Ilha Deception. Durante o período de estudo, a cobertura de nuvens na Ilha Deception foi persistente por 50 % do tempo. A precipitação atingiu uma grande área e por muitos dias a visibilidade foi tão baixa a ponto de inviabilizar a avaliação das condições de gelo e neve através de uma câmera digital. A tabela 4.1 mostra os valores médios dos dados observados e simulados pelo modelo WRF que são discutidos neste trabalho.

#### 4.3 O MODELO WRF: BREVE DESCRIÇÃO E ESQUEMAS DE PARAMETRIZAÇÃO

O WRF é desenvolvido para a pesquisa, previsão do tempo, modelagem da qualidade do ar, modelagens climáticas em escala regional, pesquisa de furacões entre outras

(SKAMAROCK et al., 2008). O modelo contém diferentes opções para os esquemas de parametrização. Nesse trabalho, diferentes simulações são realizadas utilizando-se seis esquemas de CLP mostrados na Tabela 4.1, e descritos a seguir:

Esquemas de CLP					
BOULAC	MYJ	QNSE	MYNN3	MYNN2.5	ACM

Tabela 4.1 - Esquemas de camada limite planetária (CLP) do modelo WRF.

- Bougeault-Lacarrère (BOULAC): Esquema de CLP proposto por Bougeault e Lacarrère (1989) com opção para energia cinética turbulenta (ECT). Este esquema parametriza as turbulências induzida pela topografia para representar os casos de não homogeneidade horizontal. O esquema é baseado na equação prognóstica de ECT com uma ordem e meia de fechamento. Segundo o autor a ECT em um modelo de escala meso beta permite boas previsões da localização e intensidade da turbulência de céu claro em regiões onde o escoamento passa sobre uma orografia íngreme. Esse sucesso se deve a dois aspectos: i) a boa dinâmica do modelo com resolução vertical suficiente para resolver a propagação das ondas internas e resolução horizontal para resolver as características topográficas; ii) a maior parte dos escoamentos na atmosfera a escala de comprimento dos turbilhões é determinada principalmente pela resistência do deslocamento vertical devido à estabilidade estática.
- Mellor-Yamada-Janjic (MYJ): Esquema de CLP que resolve a ECT de produção/dissipação com uma parametrização dos efeitos da CLP, proposto por Janjic (2002). A equação diferencial de produção/dissipação é resolvida de forma iterativa durante um intervalo de tempo. Em cada iteração, a equação diferencial é obtida por linearização em torno da solução a partir da iteração anterior. Duas iterações parecem ser suficientes para a exatidão e o custo computacional é menor. O esquema inclui parametrizações na sub-camada viscosa. Sobre a água a sub-camada viscosa é parametrizada explicitamente. Sobre o solo, os efeitos da sub-camada viscosa são considerados de acordo com a altura do comprimento de rugosidade influenciando na temperatura e umidade como proposto por Zilitinkevich (1995).
- *Quasi-Normal Scale Elimination* (QNSE): Este esquema proposto por Sukoriansky *et al.* (2005) é o mais adequado sob condições de estabilidade, como em inversões de temperatura onde a maioria dos esquemas de CLP tem problemas. O esquema baseia-se em um mapeamento quase Gaussiano nos campos de velocidade e temperatura usando equações de Langevin. Com o aumento da estratificação, a viscosidade vertical e difusividade são

suprimidas enquanto os seus homólogos horizontais são reforçados. O esquema é utilizado para determinar várias características espectrais dos fluxos turbulentos na camada estavelmente estratificada que é responsável pela acumulação de energia nas componentes horizontais, à custa da redução da energia na vertical.

- Mellor-Yamada Nakanishi e Niino Nível 3 (MYNN3): Este esquema proposto por Nakanishi e Niino (2004) contém uma extensão da ECT de MYJ com uma formulação mais complexa para calcular os fluxos turbulentos. Os fluxos turbulentos na superfície são determinados a partir da teoria Monin-Obukhov. A temperatura na superfície é determinado pelo método força restore e o fluxo de calor no solo é obtido a partir da equação do balanço de energia na superfície. O modelo reproduz a ocorrência de instabilidade Kelvin-Helmholtz e oscilações periódicas devido ao seu ciclo de energia.
- Mellor-Yamada Nakanishi e Niino Nível 2.5 (MYNN2.5): Versão simplificada do sistema MYNN3 para reduzir o custo computacional, proposto por Nakanishi e Niino (2006).
- *Asymmetric Convective Model* (ACM): Esquema de CLP que considera uma mistura de fechamento não local dos fluxos acima da camada limite convectiva (CLC) e uma mistura local abaixo, proposto por Pleim e Chang (1992). O modelo baseia-se no conceito de que o transporte vertical dentro da CLC é totalmente assimétrico. O transporte para cima por plumas flutuantes, originários da camada superficial, é simulada através da mistura de camada inferior do modelo diretamente para todas as outras camadas do transporte descendente da CLC. O modelo é capaz de simular realisticamente o transporte vertical a partir das fontes em qualquer altura dentro ou acima da CLC.

Os dois esquemas de microfísica utilizados aqui são: (i) O esquema WSM3 (WRF *Single Moment 3-class Scheme*), proposto por Hong et al. (2004), que é um esquema simples eficiente com gelo e neve e (ii) O esquema THOMPSON, proposto por Thompson *et al.* (2004), que possui processos de gelo, neve e graupel (neve precipitável na forma esférica, não em flocos) que são adequados para simulações de alta resolução. O esquema THOMPSON prevê mudanças no vapor de água e na condensação de água da nuvem, da chuva, do gelo na nuvem, e do gelo quando precipita na forma de (neve/graupel/sleet). Os diferentes campos para os hidrometeoros são combinados em um campo para a condensação total. A densidade do gelo que precipita é estimado a partir de uma matriz local que armazena informações sobre o crescimento total de gelo por deposição de vapor e acreção de água líquida.

#### 4.4 MATERIAIS E MÉTODOS

Como parte do projeto INTERCEPTION (Interações entre o Oceano, Zona Costeira e Atmosfera em Micro-Escala na Ilha Deception, Arquipélago das Shetland do Sul, Antártica), fomentado pelo PROANTAR, uma torre micrometeorológica foi instalada nas proximidades da Estação Antártica Espanhola Gabriel de Castilla (EAEGC), na Ilha Deception na posição  $62^{\circ} 58' 66''$  S e  $60^{\circ} 39' 56''$  W. A torre micrometeorológica, após sua completa montagem e testes, ficou em operação no período entre os dias 20 e 23 de março de 2013. Os dados observacionais utilizados aqui são medições horárias. As variáveis utilizadas são: a temperatura do ar (Tar), radiação de onda curta incidente (ROC), radiação de onda longa incidente (ROL) e pressão atmosférica (PA) ambos a 2 metros da superfície; e as componentes zonal (u) e meridional (v) da velocidade do vento ambos a 10 metros da superfície.

Para as simulações numéricas apresentadas aqui são utilizadas três grades aninhadas e concêntricas, centradas na ilha Deception (Figura 4.1). O domínio externo tem espaçamento de grade de 9 km e 50 x 50 pontos de grade em cada direção horizontal. A primeira grade aninhada tem espaçamento de 3 km com 54 x 60 pontos na direção horizontal. A grade interna tem 1 km de espaçamento com 82 x 86 pontos na horizontal. Todas as grades utilizadas possuem 28 níveis na vertical. As condições iniciais e de contorno são fornecidos pelo GFS-FNL com  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ , disponíveis a cada 6 horas no sitio: (<http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>). No total são realizadas 12 simulações, combinando-se os seis esquemas de CLP com os dois esquemas de microfísica.

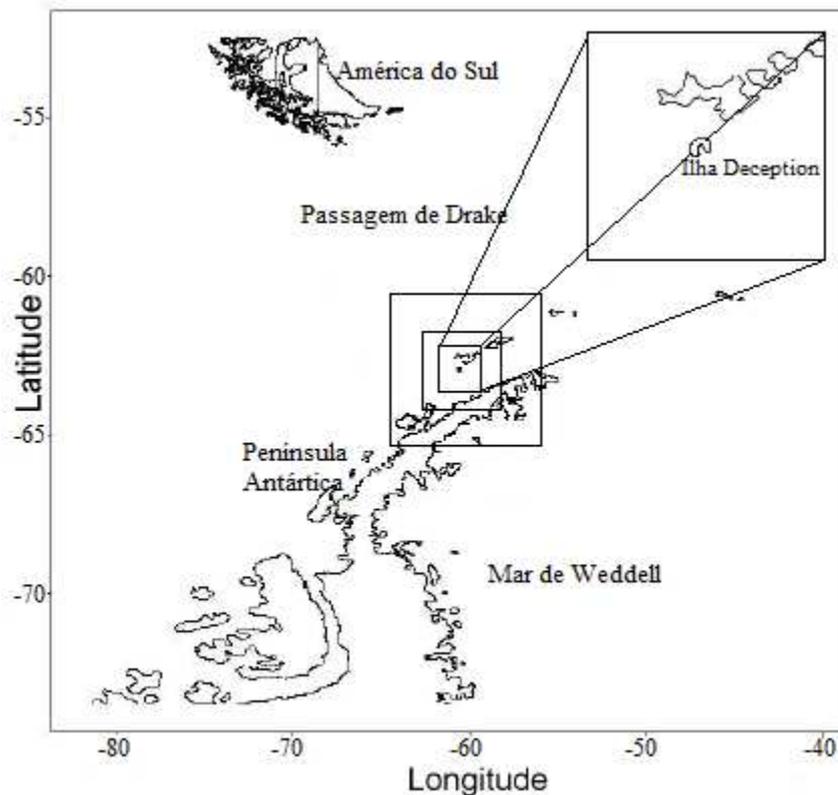


Figura 4.1 - Localização da ilha Deception no arquipélago das Shetland do Sul, Antártica com as grades aninhadas do modelo WRF centradas na ilha. A direita detalhe da ilha Deception mostrando a sua configuração em forma de ferradura e a Baía de Port Foster.

#### 4.5 ANÁLISE SINÓTICA

Para uma melhor interpretação dos resultados a serem discutidos aqui, as Figuras 4.2 e 4.3 mostram dados de análise do GFS-FNL com  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  de resolução para a pressão ao nível médio do mar e ventos a 10 m da superfície, para o período entre 20 e 22 de março de 2013. Durante esse período, a região desse estudo está sob o predomínio de uma área de baixa pressão em superfície (Figura 4.2) que se aproxima da região norte da PA e sobre o arquipélago das Shetland do Sul. No dia 20 de março, a ilha Deception está sob a influência da borda leste de um sistema ciclônico extratropical, o qual passa sobre a PA (Figura 4.2). Neste dia os ventos variam de nordeste a norte (Figura 4.3) com o aumento de magnitude. No dia 21, há a aproximação de outro sistema ciclônico extratropical na Ilha, porém este passa ao sul sobre a península, com ventos predominantes de noroeste sobre a Ilha (Figura 4.3). Para este dia também é processada uma imagem no canal infravermelho do satélite GOES-12 (Figura 4.4) para a temperatura de topo de nuvens mostrando a alta nebulosidade (convecção

profunda em uma ampla região) que passa atuar sobre a ilha Deception, às 17:45 UTC, associada ao sistema ciclônico extratropical. No dia 22, o ciclone extratropical passa a atuar sobre a Ilha (Figura 4.2), e o vento (Figura 4.3), muda de direção de noroeste para norte-nordeste.

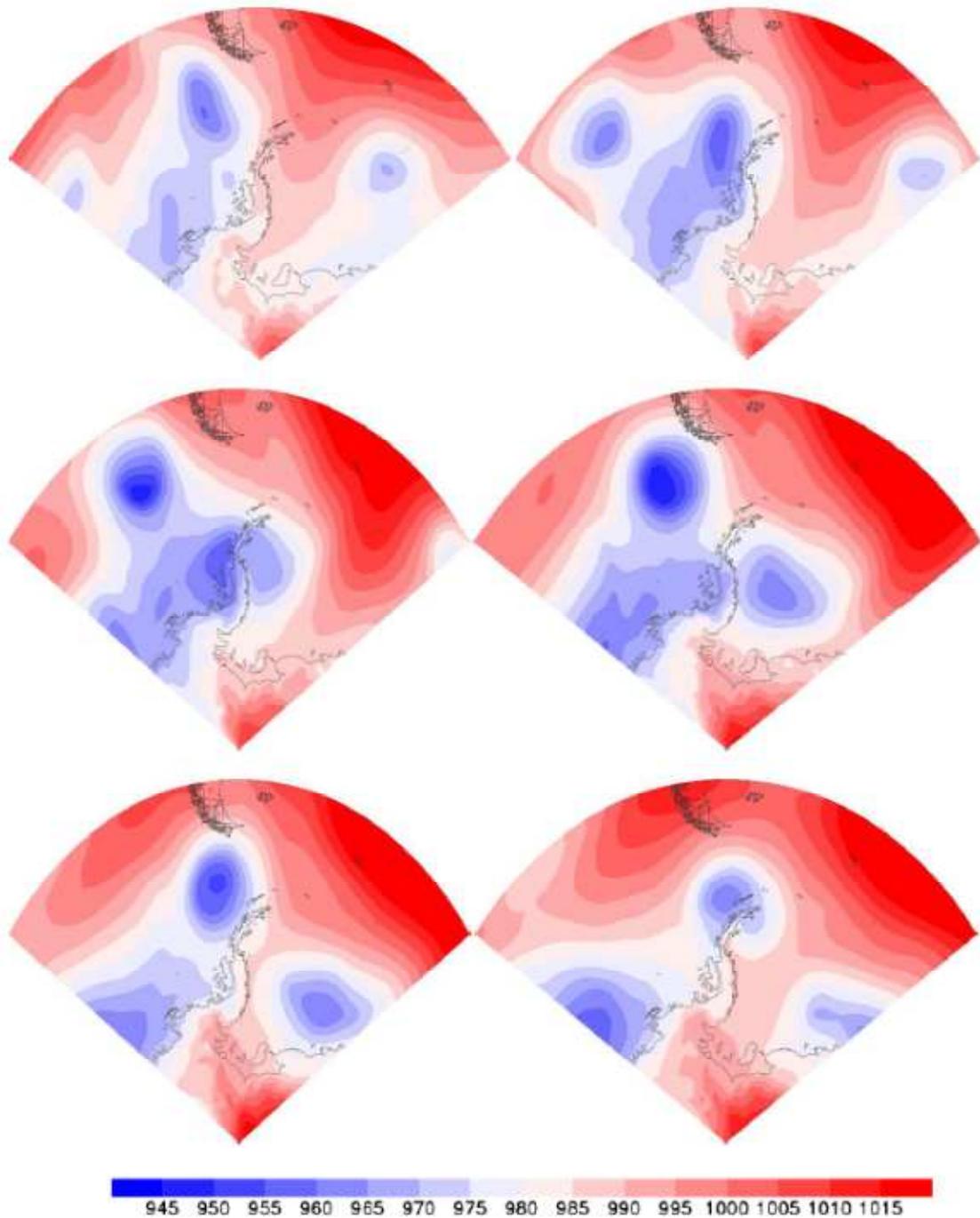


Figura 4.2 - Evolução dos campos de pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) em torno da península Antártica para os dias 20, 21 e 22 de março de 2013 (de cima para baixo), às 00 UTC (esquerda) e 12 UTC (direita). A figura é gerada a partir dos dados GFS-FNL com  $1^0 \times 1^0$  de resolução.

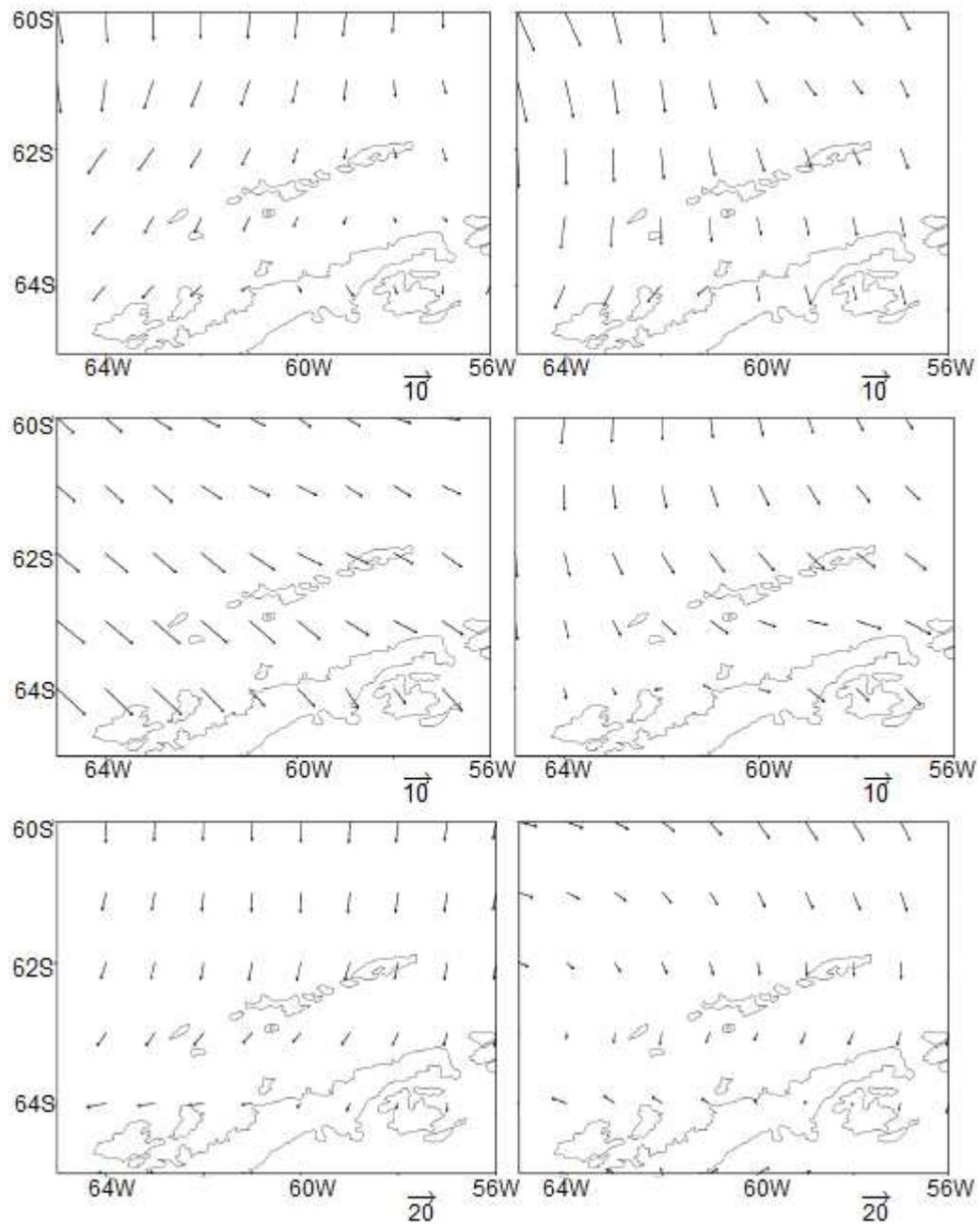


Figura 4.3 - Evolução dos campos de direção e intensidade do vento em superfície na região do arquipélago das Shetland do Sul e PA para os dias 20, 21 e 22 de março de 2013 (de cima para baixo), às 00 UTC (esquerda) e 12 UTC (direita). A figura é gerada a partir dos dados GFS-FNL com  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  de resolução.

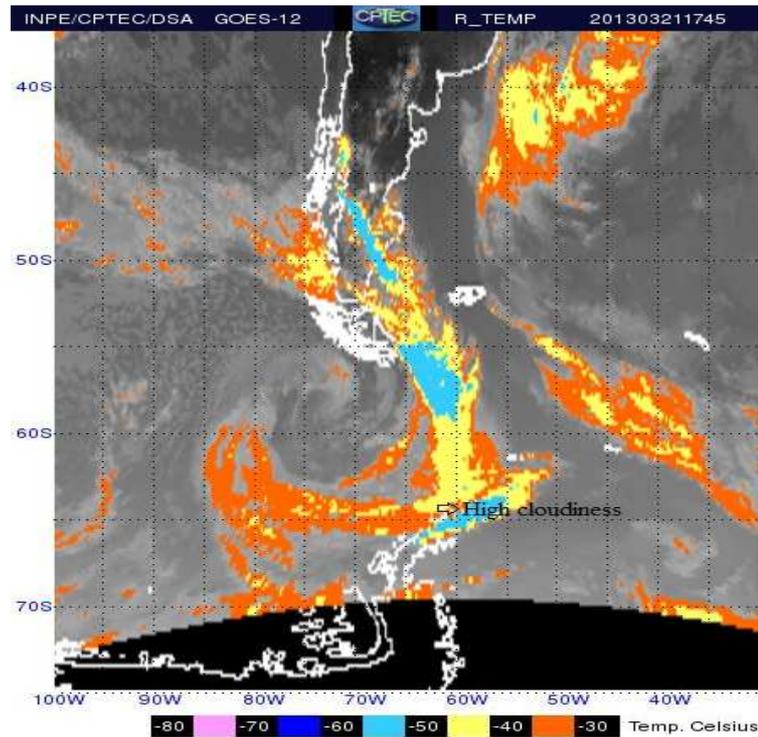


Figura 4.4 - Imagem no canal infravermelho do satélite GOES-12 processada para a temperatura de topo de nuvens mostrando uma nebulosidade alta sobre a ilha Deception no dia 21 de março de 2013 às 17:45 UTC.

#### 4.6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados das figuras apresentados nesta seção referem-se a saída do modelo com resolução de 1 km. A Figura 4.5 apresenta os dados observacionais e a Tar modelada para 2 m de altura com os seis diferentes esquemas de parametrização de CLP e os esquemas de microfísica WSM3 e THOMPSON. A Figura 4.5 também apresenta os resultados das análises GFS-FNL para Tar. Os diferentes experimentos WSM3 resultam num ciclo diário de menor amplitude do que aquela vista nos dados observados. Isso é especialmente visível no dia 20 próximo às 15 UTC, onde a temperatura máxima (observada) do ar chegou a 4,8 °C, com amplitude diária de 2,8 °C. No experimento BOULAC, que é a melhor simulação do ponto de vista estatístico (Tabela 4.3, raiz do erro quadrático médio (REQM) = 1,3 °C e coeficiente de correlação de 0,81), a Tar nesse horário é de 2,5 °C e a amplitude do ciclo diário é de 1,8 °C. A simulação BOULAC com o esquema THOMPSON é muito semelhante à sua variante com o esquema WSM3, no entanto no primeiro ocorre um pico de Tar inesperado de 6,8 °C aproximadamente às 23 UTC do dia 20 de março.

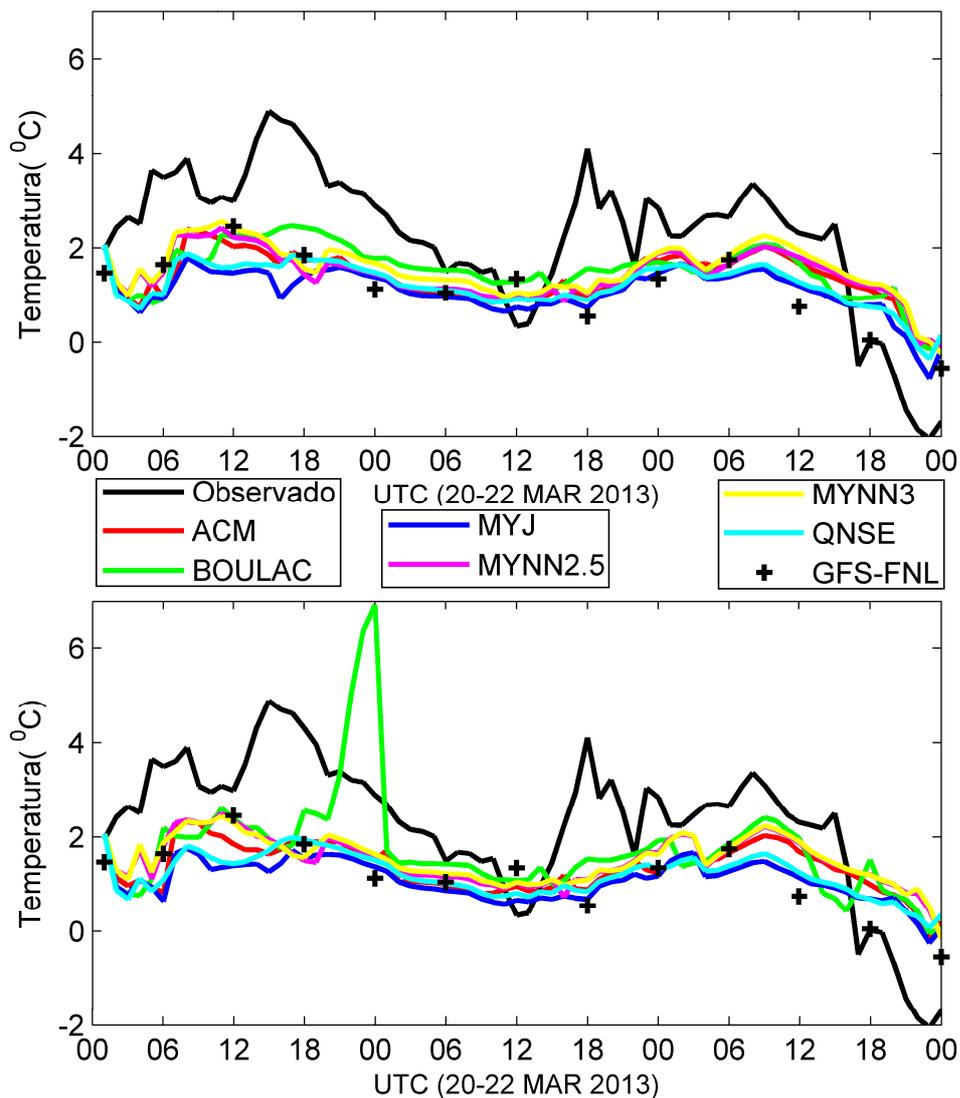


Figura 4.5 - Dados observacionais e a temperatura do ar modelada para 2 m de altura com os seis diferentes esquemas de parametrização de CLP e os esquemas de microfísica WSM3 (painel superior) e THOMPSON (painel inferior). As cruzes indicam as análises GFS-FNL para temperatura do ar.

A Tabela 4.2 mostra a Tar média para todo o período, observa-se uma subestimativa de  $1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  no MYJ para ambos os esquemas microfísicos (WSM3 e THOMPSON) em relação o observado, chegando a  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  no esquema de BOULAC (THOMPSON). A Tabela 4.3 demonstra que, para as simulações de Tar, as maiores REQM são resultantes da aplicação do esquema THOMPSON para todas as variantes de CLP. Os coeficientes de correlação para a Tar observada *versus* a simulada (Tabela 4.4), com exceção daquele da simulação BOULAC, esquema THOMPSON (0,51 - provavelmente devido à presença do pico de Tar de  $6,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  descrito anteriormente), são sempre altos, superiores a 0,7. O maior coeficiente de correlação

(0,82) é obtido entre a Tar observada e a simulada com o esquema QNSE na opção THOMPSON.

WSM3 (THOMPSON)	Tar °C	ROC W/m <sup>2</sup>	ROL W/m <sup>2</sup>	P hPa	U m/s	V m/s
ACM	1,4 (1,3)	38 (51)	287 (289)	971.3 (971.4)	0 (0)	-7,2 (-6,9)
BOULAC	1,5 (1,7)	45 (52)	286 (295)	971.4 (971.3)	1,2 (1,4)	-7,3 (-6,9)
MYJ	1,1 (1,1)	47 (67)	282 (284)	971.3 (971.3)	0 (0)	-6,8 (-7)
MYNN2.5	1,4 (1,5)	40 (56)	287 (288)	971.3 (971.3)	-0,2 (-0,2)	-6,5 (-6,8)
MYNN3	1,5 (1,5)	41 (57)	287 (287)	971.3 (971.3)	0,1 (0)	-6,7 (-6,8)
QNSE	1,2 (1,2)	47 (63)	283 (286)	971.4 (971.3)	0,3 (0,2)	-7 (-7,1)
<b>Observado</b>	<b>2,2</b>	<b>31</b>	<b>313</b>	<b>971,7</b>	<b>-0,2</b>	<b>-5,1</b>

Tabela 4.2 - Médias dos dados observados e simulados pelos diversos esquemas de CLP e de microfísica. Os números fora dos parênteses são para o esquema microfísico WSM3 e entre parênteses para o esquema microfísico THOMPSON, para as variáveis: temperatura do ar (Tar), radiação de onda curta incidente (ROC), radiação de onda longa incidente (ROL), pressão atmosférica (P) e as componentes zonal (U) e meridional (V) da velocidade do vento.

WSM3 (THOMPSON)	Tar °C	ROC W/m <sup>2</sup>	ROL W/m <sup>2</sup>	P hPa	U m/s	V m/s
ACM	1,5 (1,5)	48,9 (76)	42 (42)	1,5 (1,6)	4,1 (4,1)	4,4 (4,2)
BOULAC	1,32 (1,5)	59,1 (76)	43 (39)	1,5 (1,5)	4,3 (4,6)	4,5 (4,6)
MYJ	1,6 (1,7)	70 (104)	46 (46)	1,5 (1,6)	4,1 (4,1)	4,3 (4,3)
MYNN2.5	1,4 (1,4)	51,6 (81)	43 (44)	1,5 (1,6)	4,5 (4,4)	4,1 (4,2)
MYNN3	1,4 (1,4)	53,6 (81)	43 (44)	1,5 (1,6)	4,34 (4,3)	4,2 (4,2)
QNSE	1,5 (1,6)	70,1 (100)	46 (43)	1,6 (1,6)	4,2 (4,1)	4,3 (4,4)

Tabela 4.3 - O mesmo da Tabela 4.2, mas para a raiz do erro quadrático médio (REQM).

WSM3 (THOMPSON)	Tar	ROC	ROL	P	U	V
ACM	0,75 (0,74)	0,80 (0,82)	0,68 (0,67)	0,98 (0,98)	0,87 (0,88)	0,65 (0,67)
BOULAC	0,81 (0,51)	0,76 (0,83)	0,65 (0,70)	0,98 (0,98)	0,87 (0,85)	0,66 (0,66)
MYJ	0,78 (0,77)	0,70 (0,75)	0,65 (0,60)	0,98 (0,98)	0,88 (0,87)	0,65 (0,64)
MYNN2.5	0,74 (0,70)	0,79 (0,82)	0,66 (0,64)	0,98 (0,98)	0,85 (0,86)	0,64 (0,63)
MYNN3	0,75 (0,72)	0,78 (0,82)	0,66 (0,64)	0,98 (0,98)	0,86 (0,87)	0,64 (0,63)
QNSE	0,81 (0,82)	0,71 (0,76)	0,65 (0,63)	0,98 (0,98)	0,87 (0,87)	0,65 (0,64)

Tabela 4.4 - O mesmo da Tabela 4.2, mas para o coeficiente de correlação.

Conforme descrito na análise sinótica, no dia 21, há aproximação de um sistema ciclônico extratropical (Figura 4.2), e as diferentes simulações do modelo WRF têm uma menor amplitude de queda de temperatura do ar do que o observado pelos sensores instalados na torre micrometeorológica. A Tar observada diminui de 5 °C às 15 UTC do dia 20/02/2013 para 0,5 °C às 12 UTC do dia 21/03/2013, o que resulta numa taxa de resfriamento de 0,2 °C/hora. Nenhuma simulação realizada aqui acompanha essa taxa. A melhor aproximação é resultante da simulação BOULAC, esquema WSM3 onde, para o mesmo período referido acima, a taxa de resfriamento é de 0,1 °C/hora (Tar simulada diminuiu de 2,5 °C às 15 UTC do dia 20/02/2013 para 1,5 °C às 12 UTC do dia 21/03/2013). Nos dias 21 e 22, a sensibilidade entre os diferentes esquemas para a Tar é menos variável nas simulações (amplitude menor entre os esquemas) do que no dia 20. Após a aproximação do sistema ciclônico extratropical na ilha Deception no dia 21/03/2013, a Tar observada atinge um pico de 4 °C às 18 UTC, que não é simulado em nenhuma das opções de CLP e microfísica do WRF testadas aqui. Um outro pico de Tar observada acontece no dia 22/03/2013 às 9 UTC, e esse sim parece ser bem representado, apesar de em menor amplitude e com retardo de tempo de cerca de 1 hora, pela diversas simulações.

Observa-se que o WRF, em todas as suas configurações testadas aqui para simular a Tar, assemelha-se aos dados originais do GFS-FNL. Apesar das boas correlações e baixos REQM, as séries simuladas não conseguem reproduzir a amplitude do ciclo diário local observado. Isto se deve, provavelmente, à influência da temperatura da superfície do mar (TSM) no interior da ilha Deception, na Baía de Port Foster. Considerando a elevada capacidade calorífica da água e o efeito do maior aquecimento da camada superior da água do mar ao meio dia, e na ausência de vento, especialmente descrito pela temperatura de pele (DONLON *et al.*, 1999), a TSM pode imprimir um efeito local na Tar não levado em conta aqui. Nesses esquemas, durante a maior parte do período, a diferença da Tar entre as diferentes simulações é menor que 1 °C, exceto às 16 UTC do dia 20, quando a diferença chega 1,5 °C no esquema microfísico WSM3. Já no esquema microfísico THOMPSON, a simulação de BOULAC às 23 UTC do dia 20, chega a 6 °C em comparação com as outras simulações. Essa diferença pequena (inferior à 1 °C) está naturalmente associada à pouca variabilidade da TSM, que reduz a amplitude térmica diária observada, de forma que o maior valor registrado é de 4,8 °C. Assim, a variabilidade entre os esquemas simulados não é maior do que 1 °C e esta diferença de temperatura é associada à capacidade dos esquemas em reproduzir a nebulosidade estratiforme. Essa nebulosidade não é bem representada nos

esquemas MYJ e QNSE, ocasionando erros nas radiações de ondas curta e longa e, consequentemente, na temperatura do ar (ver Tabelas 4.3 e 4.4).

A Figura 4.6 mostra a radiação de onda curta incidente (ROC) na superfície modelada com todas as opções de parametrização de CLP e microfísica, usados juntamente com os dados observacionais da torre micrometeorológica. Nota-se claramente que o modelo, em todas as suas opções de simulação, tende a superestimar os dados de ROC, exceto para o dia 22/03/2013. No dia 20, as simulações mostram picos entre 100 e 450 W/m<sup>2</sup>, enquanto que o radiômetro instalado na torre mediu uma ROC de cerca de 80 W/m<sup>2</sup>. A Tabela 4.3 mostra que REQM são altos e sempre maiores nas simulações THOMPSON, assim como o valor médio simulado (Tabela 4.2). As simulações que apresentam melhores desempenhos estatísticos (Tabelas 4.2, 4.3 e 4.4) são ACM, MYNN2.5 e MYNN3 na opção WSM3. As simulações ACM, BOULAC, MYNN2.5 e MYNN3 apresentam os melhores desempenhos na opção THOMPSON (ver Tabelas 4.2, 4.3 e 4.4). As diferenças entre a ROC simulada e a observada se dão provavelmente devido à presença de nebulosidade estratiforme que se estabeleceu sobre a ilha Deception no dia 20/03/2013 (figura não mostrada). Os esquemas de QNSE, MYJ e BOULAC não representam adequadamente essa nebulosidade estratiforme no esquema microfísico WSM3, com o esquema THOMPSON esses erros são mais ampliados no QNSE e MYJ, porém BOULAC passa a ser bem representado. Os outros esquemas parecem representar razoavelmente essa nebulosidade.

O dia 21 apresenta condições de céu claro, todas as simulações do WRF apresentam quase as mesmas estimativas para a ROC simulada, com uma superestimativa de cerca de 100 W/m<sup>2</sup> (esquema WSM3) a 200 W/m<sup>2</sup> (esquema THOMPSON) em relação aos dados reais. O modelo tende a simular uma atmosfera mais seca do que a observada. O esquema microfísico THOMPSON subestima mais a quantidade de umidade do que o esquema WSM3 de forma que os erros são ampliados em 100 W/m<sup>2</sup>.

Para o dia 22/03/2013, com nebulosidade média e alta, a ROC é melhor representada. Esse último dia mostra dois picos, às 18 UTC e 22 UTC aproximadamente. O primeiro pico é capturado pelas diferentes simulações, porém o segundo só consegue ser representado pelas simulações MYJ e QNSE (na opção WSM3), isso indica que eles provavelmente são sensíveis à nebulosidade estabelecida no período entre 18 e 22 UTC.

Bromwich *et al.* (2013), rodando uma versão do Polar WRF para a região da estação antártica alemã de Neumayer (70°40' S, 8°16' W), descrevem que há uma tendência de superestimativa da ROC e subestimativa ROL no WRF durante condições de céu claro. Os resultados descritos aqui para a ROC, apesar de não responderem bem ao sinal de amplitude do ciclo diário, são robustos do ponto de vista estatístico com coeficientes de correlação entre os dados observados e simulados (Tabela 4.4) sempre superiores a 0,7.

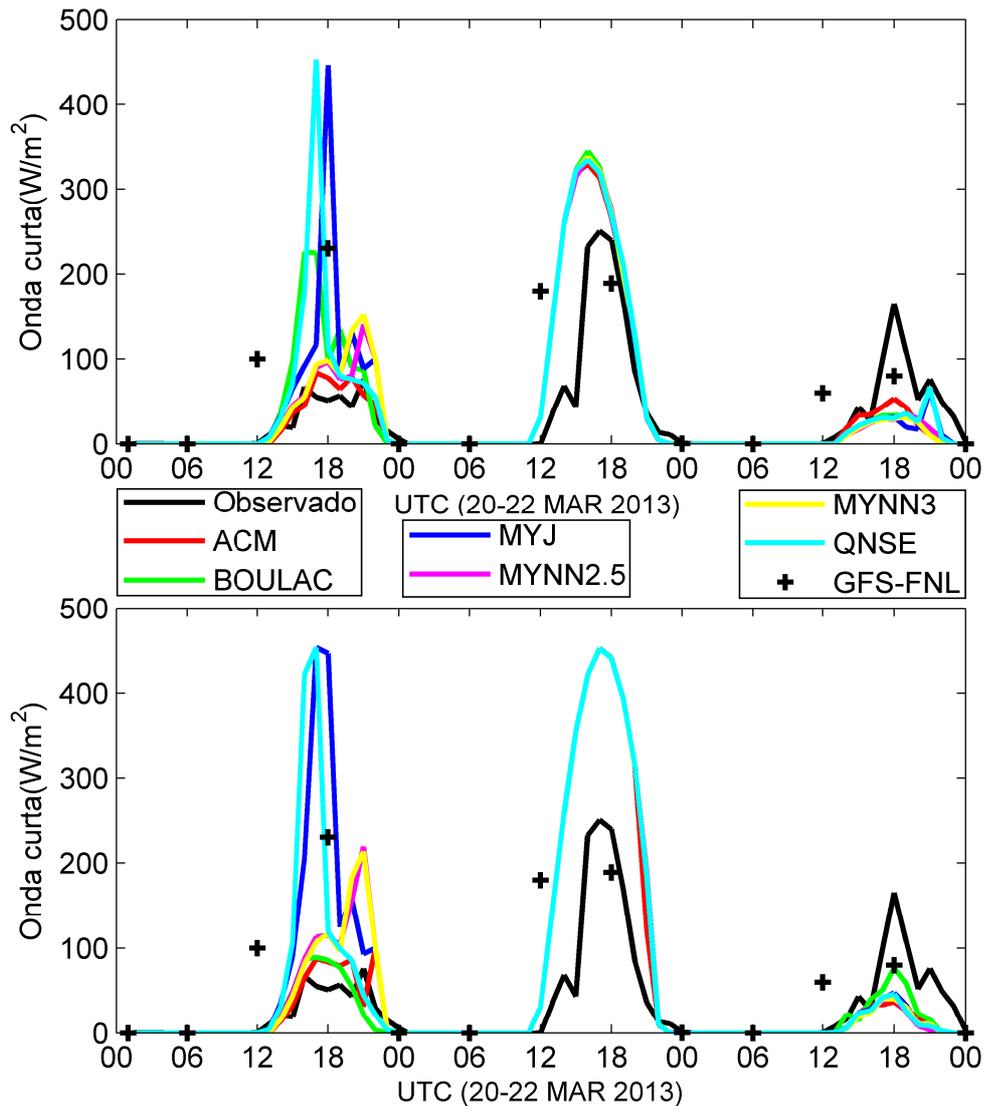


Figura 4.6 - O mesmo da Figura 4.5, mas para a radiação de onda curta incidente.

A Figura 4.7 mostra as simulações e as análises GFS-FNL e os dados observados de ROL na superfície. Em ambos os esquemas de microfísica (WSM3 e THOMPSON), as curvas de ROL simuladas para os dias 20 e 22, comportam-se de forma aproximada a curva de observações. No dia 21/03/2013, as simulações subestimam os dados observados entre 30

$\text{W/m}^2$  e  $100 \text{ W/m}^2$  (dia e noite, respectivamente). Isso ocorre porque o modelo subestima a umidade real da atmosfera. Quando se tem nebulosidade média e alta (como em 22/3/2013), o esquema THOMPSON representa melhor a ROL do que o esquema WSM3. Em termos de representação (Figura 4.5) a ROL apresenta um pico de radiação na simulação BOULAC, esquema THOMPSON encontrado nos resultados de  $T_{\text{ar}} = 6,8 \text{ } ^\circ\text{C}$  aproximadamente às 23 UTC do dia 20 de março. A esse pico associa-se uma superestimativa na simulação do WRF de  $40 \text{ W/m}^2$  em relação ao valor de  $320 \text{ W/m}^2$  do dado observado. Pela Tabela 4.2 observa-se uma subestimativa média variando de  $31 \text{ W/m}^2$  no esquema MYJ até  $18 \text{ W/m}^2$  no esquema BOULAC, ambos na opção THOMPSON em relação ao dado observado. E pela (Tabela 4.3) a REQM varia de  $39 \text{ W/m}^2$  a  $46 \text{ W/m}^2$ . Os coeficientes de correlação são, juntamente com aqueles relativos à componente meridional do vento (Tabela 4.4), os mais baixos encontrados nesse estudo, porém sempre superiores a 0,63.

Nas simulações para ROL há, em geral, uma melhor representação quando se tem nebulosidade média, o que ocorre no dia 22/03/2013 (figura não mostrada). Para uma atmosfera com menor quantidade de nebulosidade, como observada durante o período da manhã do dia 21 (figura não mostrada), todos os experimentos apresentam o mesmo desempenho subestimando a umidade. Estudos realizados por Dong e Mace (2003), com o Polar WRF mostram que o modelo também não representa bem as nuvens do tipo stratus no Ártico. No dia 22, com a chegada do sistema ciclônico extratropical sobre a ilha Deception, as simulações do modelo WRF reproduzem melhor a ROL. No dia 22 às 20-22 UTC, os diferentes experimentos de CLP (na opção WSM3) mostram picos não verificados nos dados reais, esses picos não ocorrem na opção THOMPSON. Nota-se também uma leve tendência de superestimativa da ROL simulada nas horas finais da série para todas as opções de CLP com a microfísica THOMPSON. Conclui-se que o modelo WRF tem dificuldade em estimar o balanço de energia na superfície, devido à má representação da cobertura de nuvens. Problema similar a esse é reportado por Bromwich *et al.* (2013) para o Polar WRF.

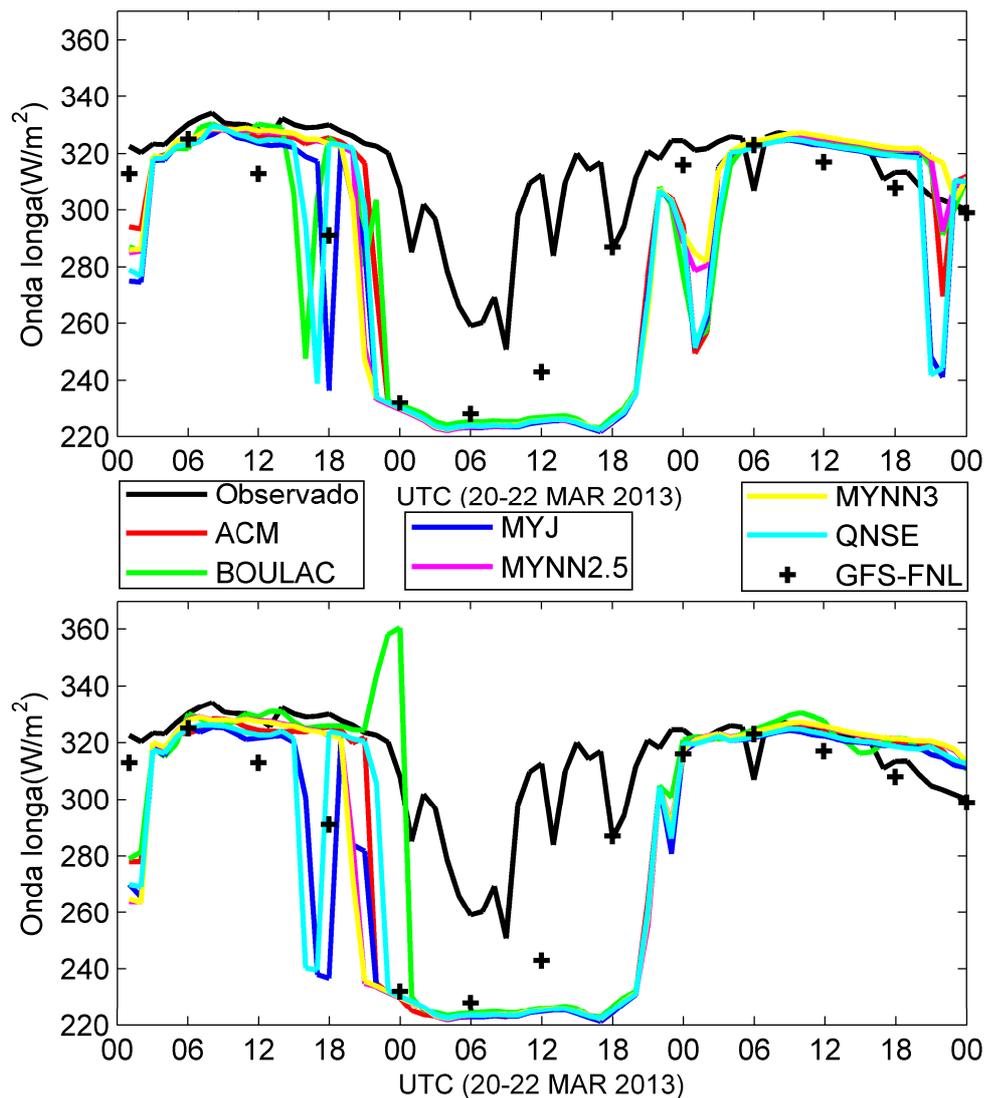


Figura 4.7 - O mesmo da Figura 4.5, mas para a radiação de onda longa incidente.

A Figura 4.8 mostra as simulações da pressão atmosférica ( $P$ ) ao nível do mar pelos diferentes esquemas de CLP e microfísica do WRF em relação aos dados de análises GFS-FNL e observados. O valor de  $P$  é reproduzido de maneira bem satisfatória pelo WRF, pois essa apresenta pouca variabilidade em pequenas escalas de tempo. O ciclo da  $P$  é mais dependente dos padrões meteorológicos de grande escala, repassados ao WRF pelo modelo global. Deve-se notar, no entanto, que tanto a amplitude do ciclo diário quanto as estimativas do WRF são mais próximas da realidade (vista pelos dados observados) que as análises do GFS-FNL que sempre tendem a superestimar os valores de  $P$  entre cerca de 5 a 10 hPa.

Ainda com relação à  $P$ , todas as 12 simulações têm praticamente o mesmo desempenho, com valor médio próximo do observado (Tabela 4.2), baixos REQM entre 1,5

hPa e 1,6 hPa (Tabela 4.3) e coeficientes de correlação de 0,98 (Tabela 4.4). A exceção de BOULAC no esquema microfísico THOMPSON que, novamente, apresenta um ponto fora da curva às 00 UTC do dia 21. Isso indica que os diferentes esquemas de CLP possuem a mesma sensibilidade para a pressão atmosférica. Os resultados são consistentes com aqueles apresentados por Hines *et al.* (2008) sobre a Groenlândia e Bromwich *et al.* (2009) sobre o Oceano Ártico, utilizando o Polar WRF. Hines *et al.* (2011), encontram coeficientes de correlação entre 0,95 a 0,99 para a pressão atmosférica com o Polar WRF no Alasca. Dos resultados apresentados aqui conclui-se que, apesar da pressão atmosférica ser um forçante de grande escala atuando localmente e tendo seu ciclo independente das condições locais da ilha Deception, as simulações WRF são válidas para melhor representar os valores reais de P com respeito às análises GFS-FNL que os estão superestimando

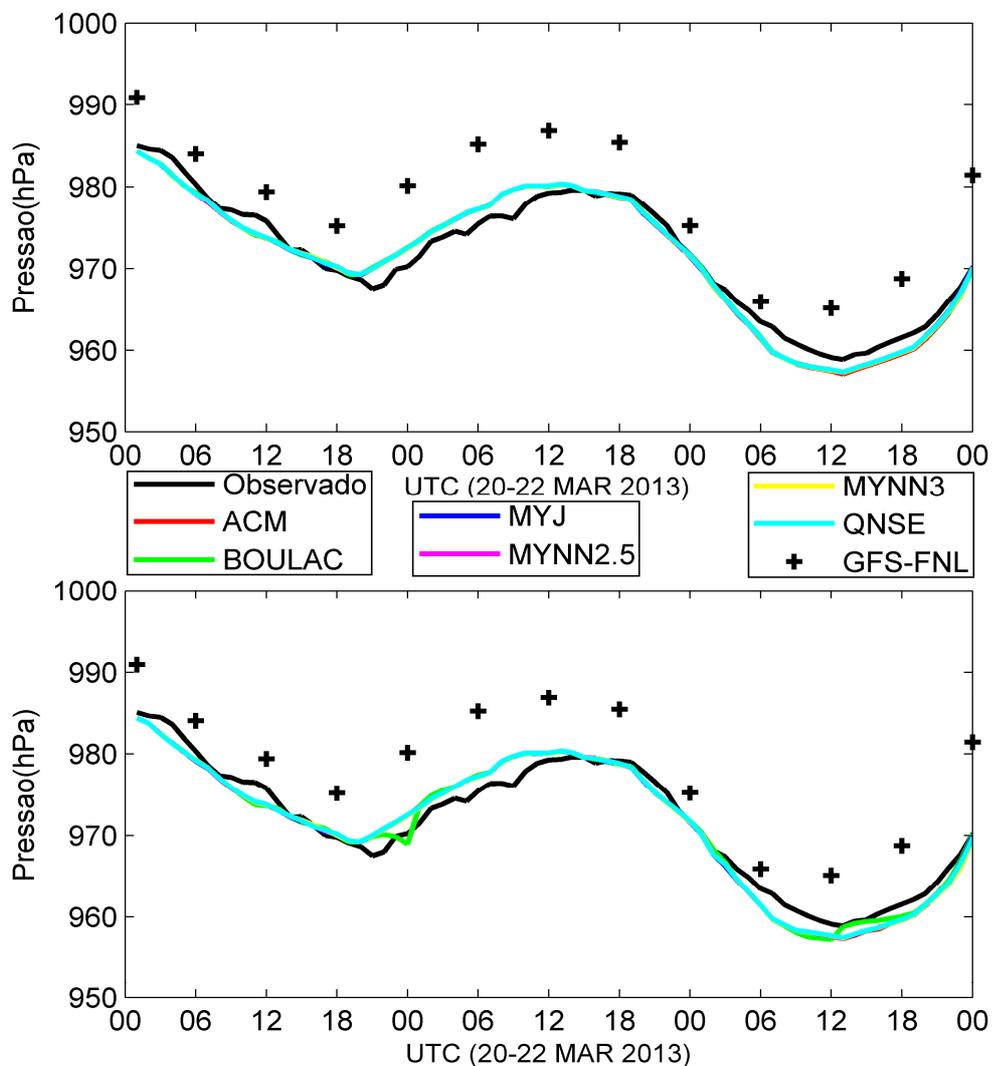


Figura 4.8 - O mesmo da Figura 4.5, mas para a pressão atmosférica ao nível médio do mar.

As Figuras 4.9 e 4.10 mostram as simulações, observações e análises GFS-FNL das componentes zonal (U) e meridional (V) da velocidade do vento em superfície. Todas as simulações WRF resolvem com certa precisão os ciclos diários do vento nas duas componentes, apesar da tendência de suavização de U e V. Os valores médios para a componente zonal (ver Tabela 4.2) oscilam de -0,2 m/s à 1,4 m/s, valores próximos da média observada -0,2 m/s. Já para o vento meridional (Tabela 4.2) há uma superestimativa em torno de 2 m/s. A REQM para as simulações de ambas componentes do vento é próximo a 4 m/s, enquanto que os coeficientes de correlação são maiores que 0,85 para U e menores que 0,67 para V (ver Tabelas 4.3 e 4.4).

Com a chegada do sistema ciclônico extratropical na ilha, o vento zonal começa a aumentar de velocidade por volta das 16 UTC do dia 22/03/2013. Todos os esquemas de CLP têm um atraso para prever este aumento da velocidade do vento. Utilizando o esquema microfísico WSM3, os esquemas MYNN3 e MYJ simulam este aumento da velocidade do vento com diferenças de até 1 hora. Nos experimentos MYJ e QNSE, o aumento da velocidade é mostrado com um atraso de 3 horas em relação aos dados observados. Os outros experimentos têm resultados piores, com um atraso de 4 horas. Esses resultados são similares aos encontrados por Cheng *et al.* (2013), que reportam um atraso para MYJ e QNSE de 3,33 e 2,83 horas, com o Polar WRF. Com os esquemas MYNN2.5 e MYNN3, o mesmo autor encontra atraso de 2,67 e 3,00 horas respectivamente. É importante destacar que em todos os experimentos há suavização e atraso no aumento da componente U, mostrando que o modelo não tem sensibilidade para as flutuações do vento. A sensibilidade dos diferentes esquemas de CLP varia de 1 a 3 m/s nas componentes zonal e meridional do vento, com maior sensibilidade para o esquema microfísico proposto por THOMPSON.

No esquema WSM3, os experimentos BOULAC e QNSE têm as maiores velocidades de vento U, enquanto os experimentos MYNN2.5 e MYNN3 têm a menor velocidade do vento. Ambos os experimentos MYJ e QNSE têm velocidade de vento mais próximo da observada, com menores REQM e altas correlações, sendo que MYJ apresenta o melhor resultado estatístico. A julgar pelas estatísticas dos erros do modelo, a velocidade do vento do experimento MYJ é mais próxima às observações durante o aumento do vento. Este resultado é confirmado pela Figura 4.8 e pelas estatísticas horárias (tabela não mostrada) durante o período de aumento do vento. O experimento QNSE tem valores de velocidade do vento próximo ao de MYJ. Normalmente, este esquema é usado em condições de estabilidade (frio) e não é adequada em todas as situações (CHENG *et al.*, 2013). Durante o período 01 às 06

UTC do dia 20, a componente V do vento é bem representada pelo modelo, enquanto U é superestimada. O modelo captura corretamente o aumento da componente U às 18 UTC do dia 20, durante a aproximação do sistema ciclônico extratropical, acompanhando bem a sua evolução até as 18 UTC do dia 21. Aproximadamente neste horário, com o estabelecimento do sistema ciclônico extratropical sob a ilha (Figura 4.4), o vento zonal muda de direção permanecendo assim até o final do período analisado. Quanto ao vento meridional (Figura 4.10) e pelas estatísticas do modelo (Tabelas 4.2, 4.3 e 4.4) a sensibilidade entre os diferentes esquemas é muito semelhante. O experimento MYNN2.5 tem o valor médio mais próximo do observado e também o menor erro, enquanto ACM tem a melhor correlação com o esquema microfísico THOMPSON.

O atraso do aumento da componente U no dia 22 de março, é maior no esquema WSM3 do que no esquema THOMPSON. Porém as diferenças entre QNSE e MYNN3 no atraso da componente U são aproximadamente iguais. O vento meridional segue a mesma tendência do vento zonal com suavização das flutuações do vento, porém nesse não há atraso nas simulações nos períodos de aumento do vento.

Um esforço tem sido feito pela comunidade científica para otimizar a previsão numérica do tempo especificamente para os ventos (CHENG *et al.*, 2013). Nas situações em que há predomínio de forçantes de grande escala, como na passagem de um sistema frontal intenso, essas condições não são bem representadas pelo modelo. Cheng *et al.* (2013) ressaltam a importância de um estudo mais detalhado para entender a sensibilidade do vento aos esquemas de parametrização de CLP. No presente trabalho, isso se caracteriza pela pouca diferença de desempenho do modelo para a simulação de vento, em relação aos diferentes esquemas utilizados. Essa situação é ainda mais evidente para a pressão atmosférica, que apresenta as mesmas correlações e erros entre os diferentes esquemas. Isso ocorre, porque esta é uma variável de grande escala com pequenas variabilidade em escalas locais, de forma que os diferentes esquemas de CLP e microfísica a simulam de maneira muito semelhante.

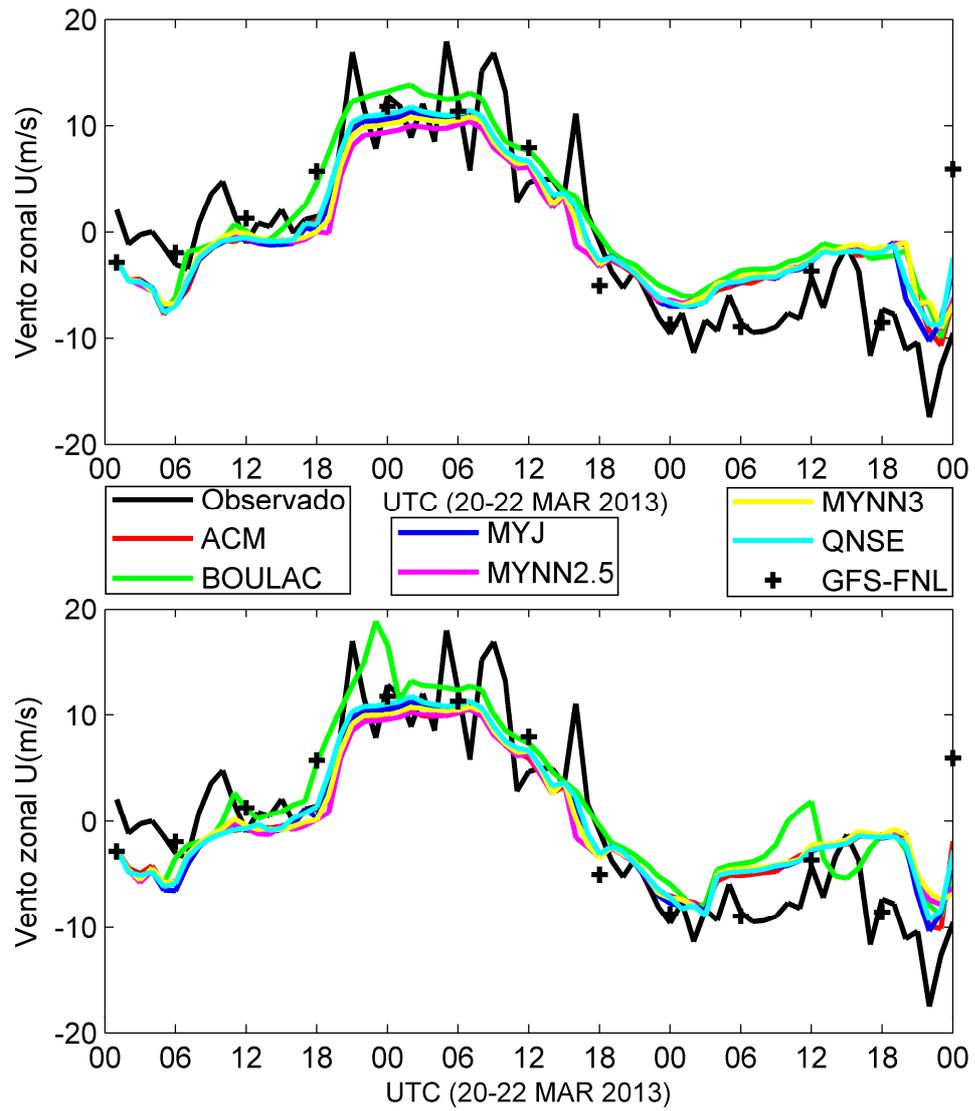


Figura 4.9 - O mesmo da Figura 4.5, mas para a componente zonal do vento.

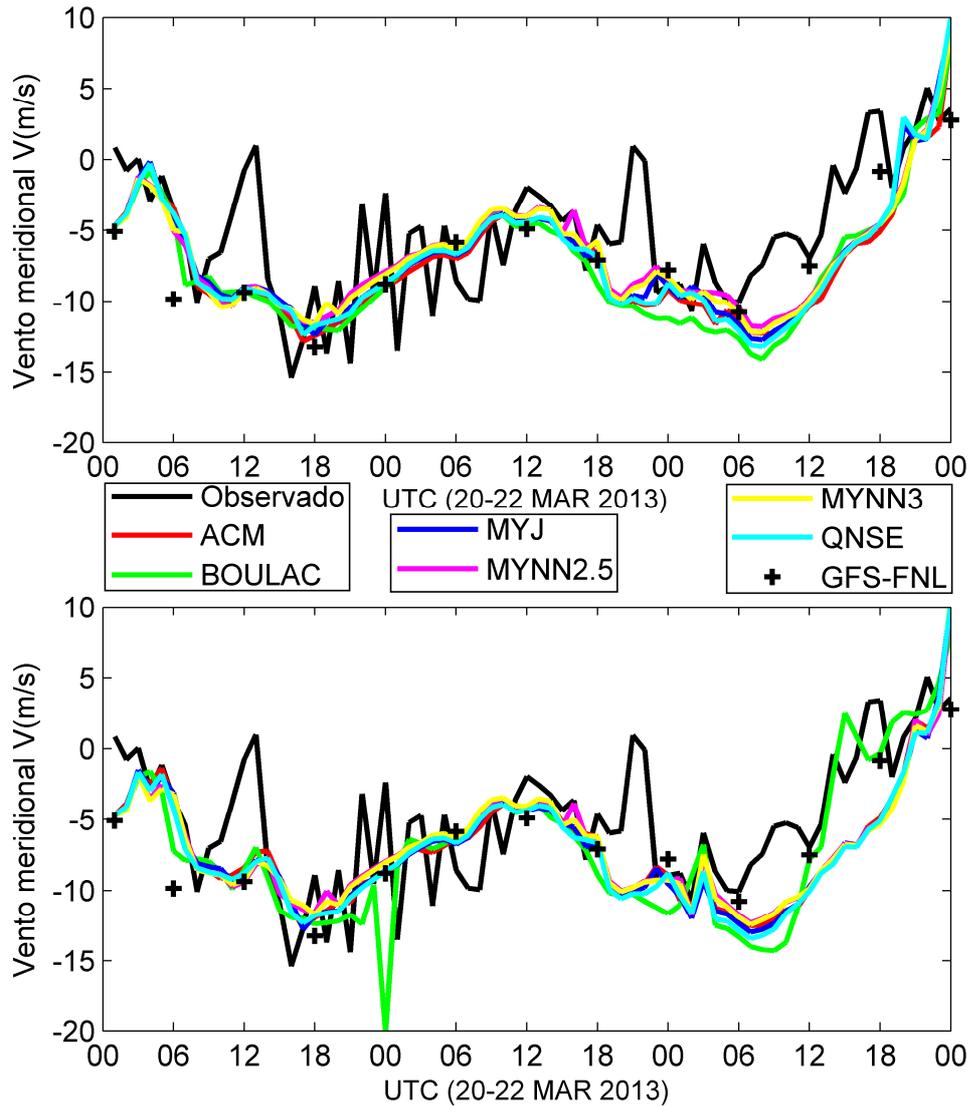


Figura 4.10 - O mesmo da Figura 4.5, mas para componente meridional do vento.

#### 4.6 RESULTADOS EM PERFIL VERTICAL (PARTE ADICIONAL)

Os dados observados são coletados por radio sondagens na ilha Deception durante o dia 2 de novembro de 2012. Várias simulações de CLP do WRF são analisadas com os esquemas microfísicos WSM3 e THOMPSON. Como não há mudanças significativas entre os esquemas, durante todo o período analisado, optou-se por colocar algumas figuras dos horários 1 UTC, 2 UTC e 16 UTC. De uma maneira geral, todos os esquemas (BOULAC, MYJ, MYNN2.5 e QNSE) de CLP apresentam o mesmo desempenho para os perfis verticais de; temperatura, ponto de orvalho, pressão, velocidade zonal e meridional do vento. Isso

prova que os diferentes esquemas de parametrizações de CLP do WRF, não são sensíveis as flutuações observadas em perfis verticais nessa região.

A temperatura é muito bem representada por todos os esquemas, com REQM 1,83 °C e correlação de 0,99; a temperatura do ponto de orvalho (Td) é bem representada até a altitude de 2500m, depois a Td é superestimada (Figura 4.11). A REQM é de 8,4 °C e a correlação de 0,94. Quanto o vento zonal, este também é bem representado com REQM de 0,01 m/s e correlação de 0,95; já para o vento meridional (Figura 4.12) a REQM é de 0,7 m/s e correlação de 0,47.

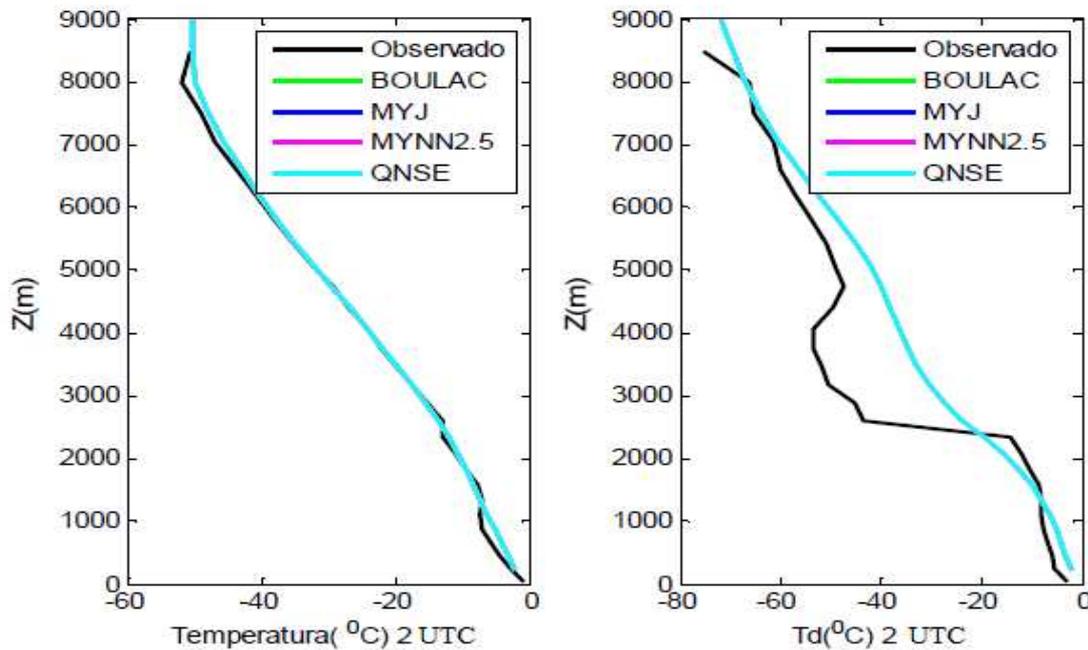


Figura 4.11 - Perfil vertical de temperatura (°C) e Td (°C) às 2 horas UTC para o dia 2/11/12 em Deception.

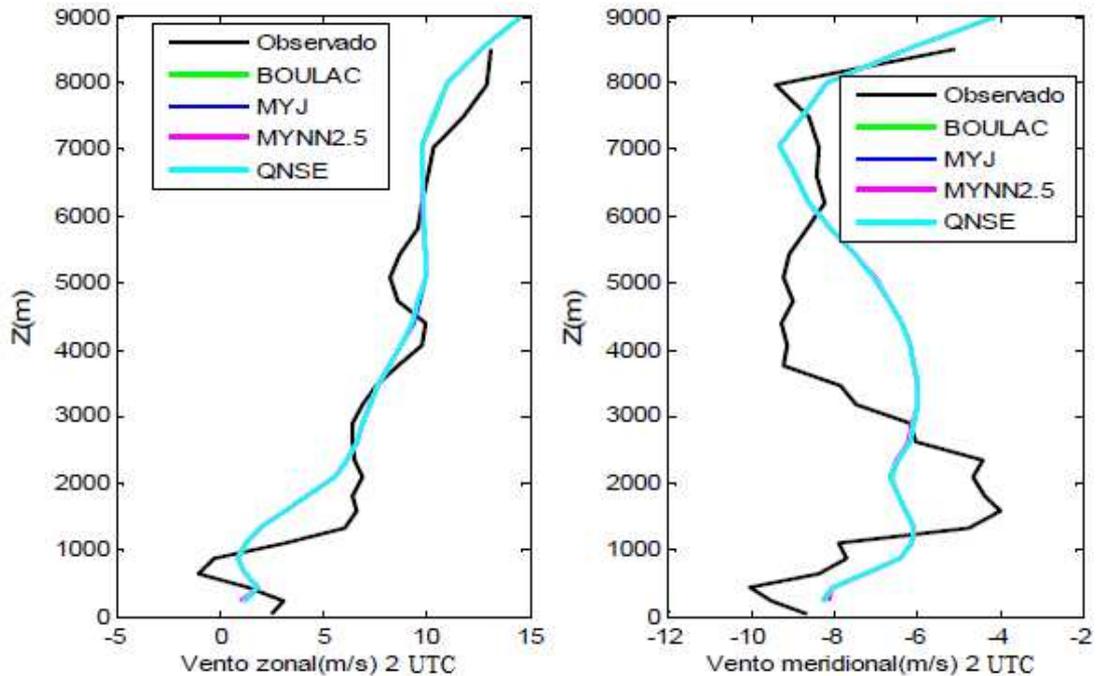


Figura 4.12 - Perfil vertical de vento zonal e meridional às 2 horas UTC para o dia 2/11/12 em Deception.

As próximas figuras são para a hora 16 UTC

A temperatura também é bem representada pelo modelo, com correlação de 0,99 e REQM 1,86 °C. Por outro lado, a  $T_d$  apresenta uma homogeneidade nas simulações, não verificada nos dados observados (Figura 4.13), com correlação de 0,95 e REQM 8,59 °C. O  $V_z$  (Figura 4.14) é subestimado nos níveis médios da atmosfera com variações de 5 a 10 m/s, e correlação de 0,96 e REQM 4,6 °C. Já o vento meridional (Figura 4.14) é bem representado pelos diferentes esquemas de CLP a partir de 1000m, até esta altura é superestimado. A correlação é de 0,82 e REQM 1,76 m/s.

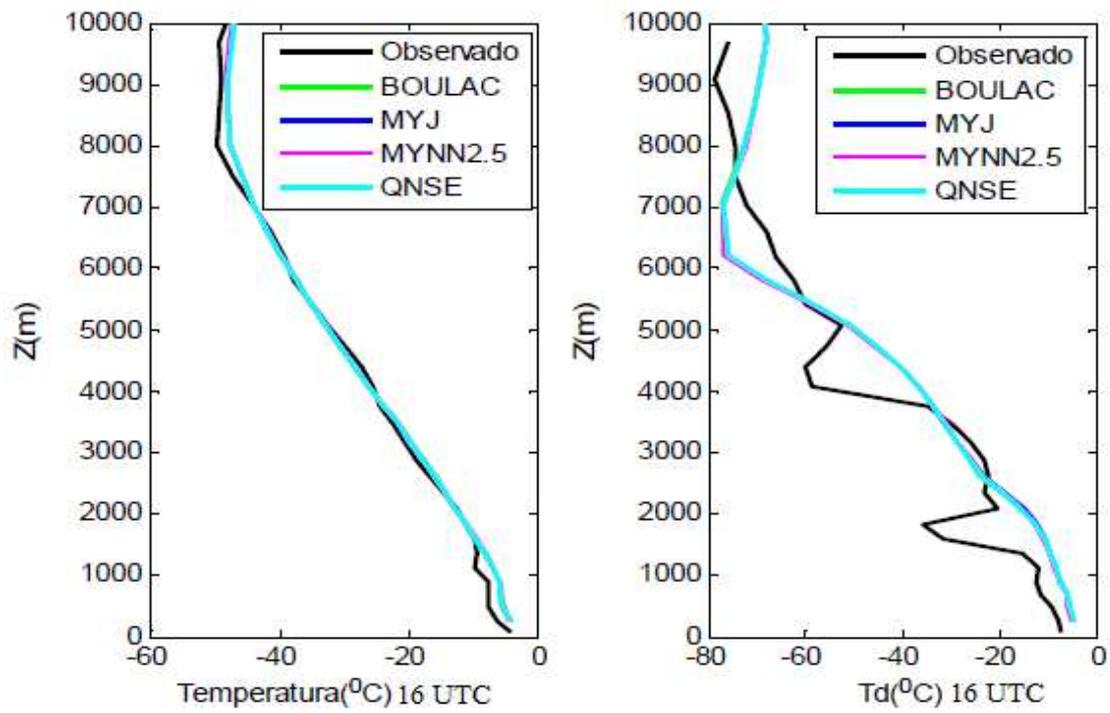


Figura 4.13 - Perfil vertical de temperatura (°C) e Td (°C) às 16 horas UTC para o dia 2/11/12 em Deception.

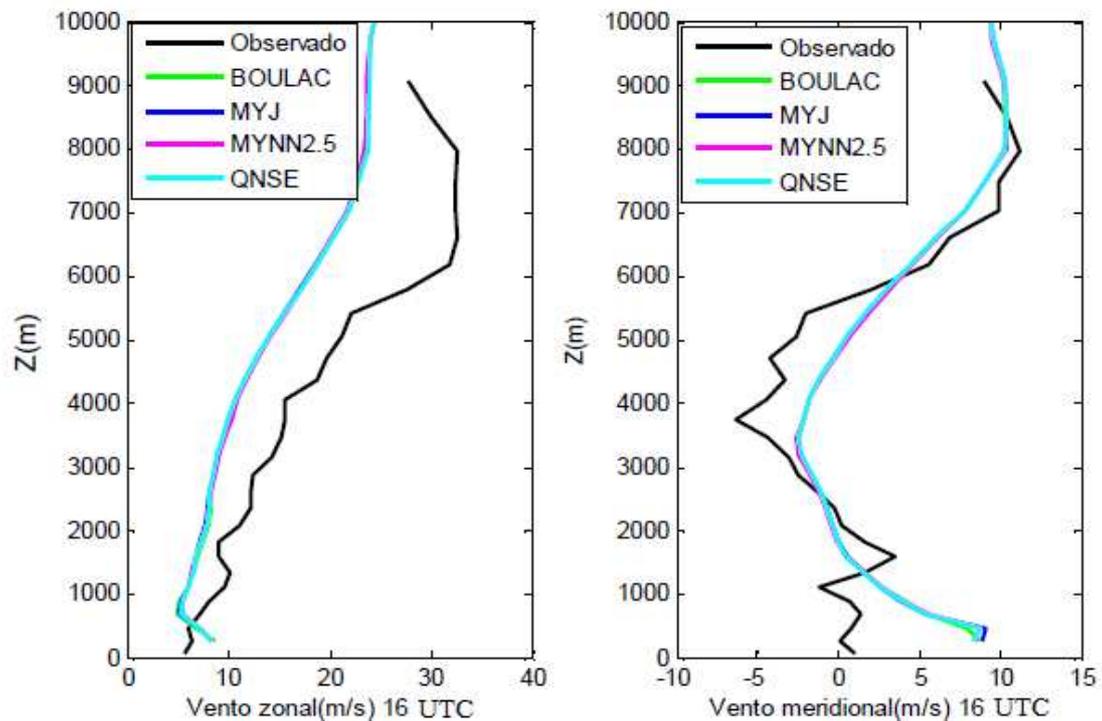


Figura 4.14 - Perfil vertical de vento zonal e meridional às 16 horas UTC para o dia 2/11/12 em Deception.

#### 4.7 CONCLUSÕES

As simulações feitas com o WRF mostram que o modelo pode ser utilizado como uma ferramenta adequada, para fornecer informações próximas da realidade, dos parâmetros atmosféricos em escala local, em uma região de alta latitude, como da Ilha Deception. Podemos evidenciar isso, também pelos valores médios entre os dados simulados e observados (Tabela 4.2). A subestimativa média da Tar e ROL em BOULAC (THOMPSON) são de 0,5 °C e 18 W/m<sup>2</sup> respectivamente, a ROC superestima em 7 W/m<sup>2</sup> no esquema ACM (WSM3), a PA é representada quase que perfeitamente por todos os esquemas e as componentes U e V pelo MYNN2.5. Isso é demonstrado aqui através da comparação entre diferentes simulações numéricas e dados tomados *in situ* através de sensores instalados numa torre micrometeorológica. As diferentes simulações são realizadas usando três grades aninhadas e condições de contorno impostas pelas análises GFS-FNL.

Para a temperatura do ar a 2 m da superfície os diferentes experimentos simulados de CLP, em ambos os esquemas microfísicos, resultam num ciclo diário de menor amplitude do que aquela vista nos dados observados. A sensibilidade entre os esquemas é em média menor que 1 °C. Essa baixa sensibilidade possivelmente se deve à influência da TSM no interior da Ilha Deception, e também a diferente capacidade que eles têm de reproduzir a nebulosidade estratiforme. Essa nebulosidade não é bem representada nos esquemas MYJ e QNSE, ocasionando erros nas radiações de ondas curta e longa. Na ROC a sensibilidade entre os esquemas de CLP é maior para os dias com nebulosidade (20 e 22) do que para o dia de céu claro (dia 21). Para o dia de céu claro uma boa previsão depende fortemente do esquema microfísico utilizado e não dos esquemas de CLP. Neste dia a diferença entre os esquemas microfísicos (WSM3 e THOMPSON) é de 100 W/m<sup>2</sup>, enquanto a sensibilidade entre os esquemas de CLP é muito menor entre zero a 15 W/m<sup>2</sup>. Para a ROL a sensibilidade entre os esquemas microfísicos, no dia 21, é muito pequena, assim como para os esquemas de CLP escolhidos. No dia 21, as simulações para a ROL subestimam os dados observados entre 30 W/m<sup>2</sup> e 100 W/m<sup>2</sup>. No dia 22 (com ciclone extratropical atuando), o esquema microfísico THOMPSON simula melhor que o WSM3. Os esquemas MYJ e QNSE têm dificuldade em simular nebulosidade estratiforme. O ciclo da P é mais dependente dos padrões meteorológicos de grande escala, com pequena variabilidade em escala local. Os diferentes esquemas de CLP e microfísicos são qualitativamente semelhantes para a pressão atmosférica

e são bem reproduzidos pelo modelo WRF independente dos esquemas a serem utilizados nas previsões.

Para o vento zonal a sensibilidade entre os esquemas de CLP varia em média de 1 a 3 m/s. Sendo maior entre os esquemas de CLP do que entre os esquemas microfísicos, exceto no experimento de BOULAC. É interessante resaltar que durante a passagem de sistema ciclônico extratropical, no esquema microfísico WSM3, a sensibilidade temporal na previsão do aumento dos ventos varia de 3 horas em MYJ e QNSE e de 4 horas nos outros em relação aos dados observados. Já no THOMPSON os esquemas de CLP são semelhantes e todos preveem este aumento de velocidade com 4 horas de atraso, em relação aos dados observados. Podemos enfatizar que o WSM3, dependendo do esquema de CLP a ser utilizado, é mais indicado para as previsões nestas situações do que o THOMPSON.

O vento meridional segue a mesma tendência do vento zonal com suavização das flutuações do vento, porém não há atraso nas simulações nos períodos de aumento do vento. A sensibilidade entre os esquemas de CLP varia de 1 a 3 m/s. Observa-se pouca diferença entre os esquemas microfísicos, exceto para o experimento BOULAC que apresenta maior variabilidade. Os outros esquemas CLP são muito semelhantes independente do esquema microfísico utilizado. Os coeficientes de correlação entre os dados simulados e reais apresentados aqui são superiores a 0,51 (temperatura do ar), chegando a 0,98 (pressão atmosférica). As simulações são capazes de representar razoavelmente bem o ciclo meteorológico diário dominante na Ilha e, em alguns casos, as flutuações das observações com ou sem retardo de tempo.

#### 4.8 REFERÊNCIAS

BOUGEAULT, P.; LACARRÈRE, P. Parameterization of orographic induced turbulence in a mesobeta scale model. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 1872-1890, 1989.

BRETHERTON, C. S.; UTTAL, T.; FAIRALL, C. W.; YUTER, S. E.; WELLER, R. A.; BAUMGARDNER, D.; COMSTOCK, K.; WOOD, R.; RAGA, G. B. The Epic 2001 Stratocumulus Study. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, p. 967-977, 2004.

BROMWICH, D. H.; CASSANO, J. J. Recommendations to the National Science Foundation from the Antarctic Weather Forecasting Workshop. **BPRC Misc. Series M-420**, p. 48, 2000.

BROMWICH, D. H.; HINES, K. M.; BAI L.-S. Developments and testing of Polar Weather Research and Forecasting model: 2. Arctic Ocean. **Journal Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, D. 08121, p. 1-22, 2009.

BROMWICH, D. H.; OTIENO, F. O.; HINES, K. M.; MANNING, K. W.; SHILO, E. A comprehensive evaluation of Polar WRF forecast performance in the Antarctic. **Journal Geophysical Research Atmospheres**, v. 118, p. 274-292, 2013.

CASSANO, J. J. Performance of the Weather Research and Forecasting Model for month-long Pan-Arctic simulations. **Monthly Weather Review**, v. 139, p. 3469-3488, 2011.

CHENG, W. Y. Y.; LIU, Y.; LIU, Y.; ZHANG, Y.; MAHONEY, W.; WARNER, T. The impact of model physics on numerical wind forecasts. **Renewable Energy**, v. 55, p. 347-356, 2013.

DONG, X.; MACE, G. G. Arctic stratus cloud properties and radiative forcing derived from ground-based data collected at Barrow, Alaska. **Journal Climate**, v. 16, p. 445-461, 2003.

DONLON, C. J.; NIGHTINGALE, T. J.; SHEASBY, T.; TURNER, J.; ROBINSON, I.S.; EMERY, W.J. Implications of the oceanic thermal skin temperature deviation at high wind speed. **Geophysical Research Letters**, v. 26(16), p. 2505-2508, 1999.

GIBBS, J. A.; FEDOROVICH, E.; VAN EIJK, A. M. J. Evaluating Weather Research and Forecasting (WRF) Model Predictions of Turbulent Flow Parameters in a Dry Convective Boundary Layer. **Journal Applied Meteorology Climatology**, v. 50, p. 2429-2444, 2011.

HINES, K. M.; BROMWICH, D. H. Development and testing of Polar WRF. Part I: Greenland Ice Sheet meteorology. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 1971-1989, 2008.

HINES, K. M.; BROMWICH, D. H.; BAI, L. -S.; BARLAGE, M.; SLATER, A. G. Development and Testing of Polar WRF. Part III: Arctic Land. **Journal of Climate**, v. 24, p. 26-48, 2011.

HONG, S.-Y.; DUDHIA, J.; CHEN, S. -H. A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 103-120, 2004.

JANJIC, Z. Nonsingular implementation of the Mellor Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model. **NCEP Office Note** 437, p. 60, 2002.

LAINE, V. Antarctic ice sheet and sea ice regional albedo and temperature change, 1981-2000, from AVHRR Polar Pathfinder data. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 646-653, 2008.

MONAGHAN, A. J.; BROMWICH, D. H.; POWERS, J. G.; MANNING, K. W. The climate of the McMurdo, Antarctica, region as represented by one year of forecasts from the Antarctic Mesoscale Prediction System. **Journal of Climate**, v. 18, p. 1174-1189, 2005.

- NAKANISHI, M.; NIINO, H. An improved Mellor-Yamada level-3 model with condensation physics: Its design and verification. **Boundary-Layer Meteorology**, v.112, p. 1-31, 2004.
- NAKANISHI, M.; NIINO, H. An Improved Mellor Yamada Level-3 Model: Its Numerical Stability and Application to a Regional Prediction of Advection Fog. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, p. 397-407, 2006.
- PLEIM, J. E.; CHANG, J. S. A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer. **Atmospheric Environment Part A General Topics**, v. 26, p. 965-981, 1992.
- POWERS, J.G. Numerical prediction of an Antarctic severe wind event with the Weather Research and Forecasting (WRF) Model. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 3134-3157, 2007.
- POWERS, J.; MANNING, K. W.; BROMWICH, D. H.; CASSANO, J. J.; CAYETTE, A. M. A decade of Antarctic science support through AMPS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, p. 1699-1712, 2012.
- POWERS, J. G.; MONAGHAN, A. J.; CAYETTE, A. M.; BROMWICH, D. H.; KUO, Y. - H.; MANNING, K. W. Real-time mesoscale modeling over Antarctica. **American Meteorological Society, BAMS**, p. 1533-1545, 2003.
- RUHL, H. A.; HASTINGS, P. A.; ZARUBICK, L. A.; JENSEN, R. M.; ZDZITOWIECKI, K. Fish populations of Port Foster, Deception Island, Antarctica and vicinity. **Deep-Sea Research II**, v. 50, p. 1843-1858, 2003.
- SHIN, H.; HONG, S. Intercomparison of Planetary Boundary- Layer Parametrizations in the WRF Model for a Single Day from CASES-99. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 139, p. 261-281, 2011.
- SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. **Journal of Computational Physics**, v.227, p. 3465-3485, 2008.
- SMITH, JR., K. L.; BALDWIN, R. J.; GLATTS, R. C.; CHERESKIN, T. K.; RUHL, H.; LAGUN, V. Weather, ice, and snow conditions at Deception Island, Antarctica: long time-series photographic monitoring. **Deep-Sea Research II**, v. 50, p. 1649-1664, 2003.
- SUKORIANSKY, S.; GALPERIN, B.; STAROSELSKY, I. A quasi normal scale elimination model of turbulent flows with stable stratification. **Phys. Fluids**, v.17, 085107-1 085107-28, 2005.
- THOMPSON, G.; RASMUSSEN, R. M.; MANNING, K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 519-542, 2004.

WILSON, A. B.; BROMWICH, D. H.; HINES, K. M. Evaluation of Polar WRF forecasts on the Arctic System Reanalysis domain: Surface and upper air analysis. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, p. 1-18, 2011.

YVER, C. E.; GRAVEN, H. D.; LUCAS, D. D.; CAMERON-SMITH, P. J.; KEELING, R. F.; WEISS, R. S. Evaluating transport in the WRF model along the California coast. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 13, p. 1837-1852, 2013.

ZILITINKEVICH, S. S. Non-local turbulent transport: pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows, Air Pollution III - Air Pollution Theory and Simulation. **Computational Mechanics Publications**, Southampton Boston, v.1, p. 53-60, 1995.

## 5 SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE CONVERGÊNCIA DE BRISA DO MAR SOBRE A PENÍNSULA ANTÁRTICA

COMIN, A. N.; ACEVEDO, O. C. Numerical simulation of sea breeze convergence over Antarctic peninsula, *Advances in Meteorology*, 2016. Artigo submetido dia 2 de agosto de 2016 e aceito dia 20 de novembro de 2016.

### 5.1. INTRODUÇÃO

Embora muitos estudos tenham analisado as características do escoamento sobre as montanhas na Antártica (BOYER; CHEN, 1987; GEORGELIN; RICHARD, 1996; NYLEN *et al.*, 2004), não há muitos estudos que se concentram na Península Antártica (PA). A PA difere das outras cadeias de montanhas por ter um lado ligado ao platô da Antártica Ocidental e o outro as montanhas Transantártica, que efetivamente bloqueiam o escoamento de baixo nível ao redor da extremidade sul da península. Este estudo tenta preencher esta deficiência usando o modelo de mesoescala numérica do Weather Research and Forecasting (WRF) para: responder se a convergência da brisa do mar ocorre sobre a PA; definindo as condições que favorecem tal ocorrência; e descrevendo as características mais relevantes desses eventos.

O PA se estende aproximadamente de 62° a 73° S (~1500 km), a topografia pode chegar a 2000 m, está age como obstáculo para os fortes ventos de oeste que dominam a circulação atmosférica média ao redor da Antártica (ORR *et al.*, 2008). Observações em Bellingshausen, situadas na ponta norte da PA, mostram que de 1969 a 1998, o escoamento de oeste no nível de 850 hPa aumentou significativamente cerca de 7 m/s para 12,5 m/s (MARSHALL *et al.*, 2006). As temperaturas de verão são significativamente mais quentes do que o ar mais frio do continente encontrado a leste da Península (MARSHALL *et al.*, 2006), de modo que podem ocorrer gradientes térmicos horizontais significativos.

Frequentemente é observado velocidade de vento máxima próxima à superfície, na porção oriental, cujo fenômeno é conhecido como o jato de vento de barreira (PARISH, 1983). Este é formado pelo ar frio proveniente de sudeste, que se acumula contra as montanhas na PA e cria um gradiente de pressão que força um escoamento frio de sul. A oeste da PA, os ventos do ar superior são desviados para o sul, no verão transportam ar marítimo relativamente quente e úmido em direção à camada de gelo (VAN WESSEM *et al.*, 2015). No

verão, os ventos próximos à superfície (sobre o oceano) são em grande parte bloqueados pela montanha a oeste da PA. Os ventos virem para o sul seguindo a topografia, mas são fracos (ORR et al., 2008). As mudanças na velocidade e direção do vento próximo à superfície estão também relacionadas com alterações na fração de gelo no mar (HOLLAND, 2014).

No verão, os ventos catabáticos são mais fracos do que no inverno, por causa das diferenças na quantidade de calor perdido da região de origem e pelas circulações locais de brisas do mar. As brisas do mar dominam o regime de ventos de verão devido ao aquecimento dos vales (ausência de gelo), em comparação com o oceano coberto de gelo (NYLEN *et al.*, 2004). Periard; Pettré (2003) descobrem que durante o verão, a brisa do mar pode ocorrer na costa devido ao contraste de temperatura entre o oceano e o Continente Antártico. Eles também mostram que a ocorrência de ventos fortes observados durante a sazonalidade (verão e inverno), durante as quais o gelo marinho cobre o oceano, reduz os contrastes de temperatura e a consequente probabilidade de eventos de brisas.

Fora da PA, na costa da Adelie Land, na Antártica, Pettrè et al. (1993) mostraram que durante a primavera e o verão, a radiação solar relativamente intensa na superfície aquece a atmosfera mais baixa, isso resulta no desenvolvimento de circulações de brisas do mar relativamente frequentes. Para comprovar que a circulação da brisa do mar pode ocorrer, o gradiente de temperatura entre duas estações meteorológicas é calculado a partir dos dados coletados de outubro a fevereiro (PETTRÈ et al., 1993). Os resultados mostraram que um gradiente de temperatura suficientemente grande pode ocorrer para produzir uma circulação de brisa do mar. Ayling e McGowan (2006) mostram que o regime de ventos em McMurdo, nos Vales Secos, é dominado no verão por ventos topograficamente canalizados e por brisas do mar.

O desenvolvimento de circulações locais ocorrem para forçante sinótico fraco (POLJAK *et al.*, 2014). As características complexas e de pequena escala de brisa do mar (SIMPSON, 1994), devido a complexidade do litoral e aos escoamentos sinóticos, tornam difícil a previsão de curto prazo (GONZÁLEZ-MÁRQUEZ; HEREDIA, 2001). Federico et al. (2010) reportam que as brisas do mar além de dominar a circulação local também desempenham um papel importante no clima.

Azorin-Molina *et al.* (2009) reportam que os efeitos da brisa do mar é o aumento de nuvens dos tipos estratos e cumulus. Estudos realizados por Roberts *et al.* (2013) na ilha Mill, leste da Antártica, durante o verão austral (2009/2010), mostram que a brisa do mar provoca o desenvolvimento de uma camada de nevoeiro próximo da superfície do mar

persistente até a noite. Ramis e Alonso (1988) usam imagens de satélite para mostrar o desenvolvimento de convergência de brisa do mar. Comin *et al.* (2015) usam imagens de satélite e radar para mostrar o desenvolvimento de uma zona de convergência de brisa do mar na península Mediterrânea. Mazon e Pino (2015) mostram que a massa de ar fria com o escoamento sinótico quente e úmido podem causar precipitação próximo a costa. A transição entre brisas terra/mar ocorrem de acordo com a evolução temporal observada do vento e da temperatura na baixa atmosfera (JIMÉNEZ *et al.*, 2016).

Este estudo tem como objetivo principal analisar as variáveis meteorológicas de frequência, localização e características dos diferentes sistemas de brisas marítima na península Antártica. As características meteorológicas, dos dias selecionados, são obtidas através da análise sinótica dos dados de reanálises e por simulações com o modelo WRF.

## 5.2 O MODELO NUMÉRICO WRF

O modelo meteorológico regional utilizado é o WRF (SKAMAROCK *et al.* 2008), versão 3.6, o modelo é desenvolvido para a pesquisa e previsão numérica de tempo com uma grande variedade de objetivos específicos. Pode ser utilizado para diversas escalas atmosféricas. Na configuração usada aqui, são selecionados os seguintes esquemas: O esquema microfísico Thompson *et al.* (2004), a parametrização de cumulus Kain (2004), o modelo de Rápida Transferência Radiativa (RRTM) para radiação de onda longa (MLAWER *et al.*, 1997) O esquema de Dudhia (1989) para a radiação de onda curta; O esquema Janjic (2001) para a camada limite planetária; o modelo de superfície terrestre de Noah (NIU *et al.*, 2011).

Neste estudo utilizou-se o modelo WRF com duas grades (Figura 5.1) com espaçamento horizontal de 12 km ( $70 \times 70$ ) e 3 km ( $161 \times 141$ ), ambas com 39 níveis que se estendem de 1000 a 25 hPa. As condições iniciais e de contorno com  $1^\circ \times 1^\circ$ , são fornecidas pelo NCEP Global Final (FNL) (<http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/>), disponíveis a cada 6 h.

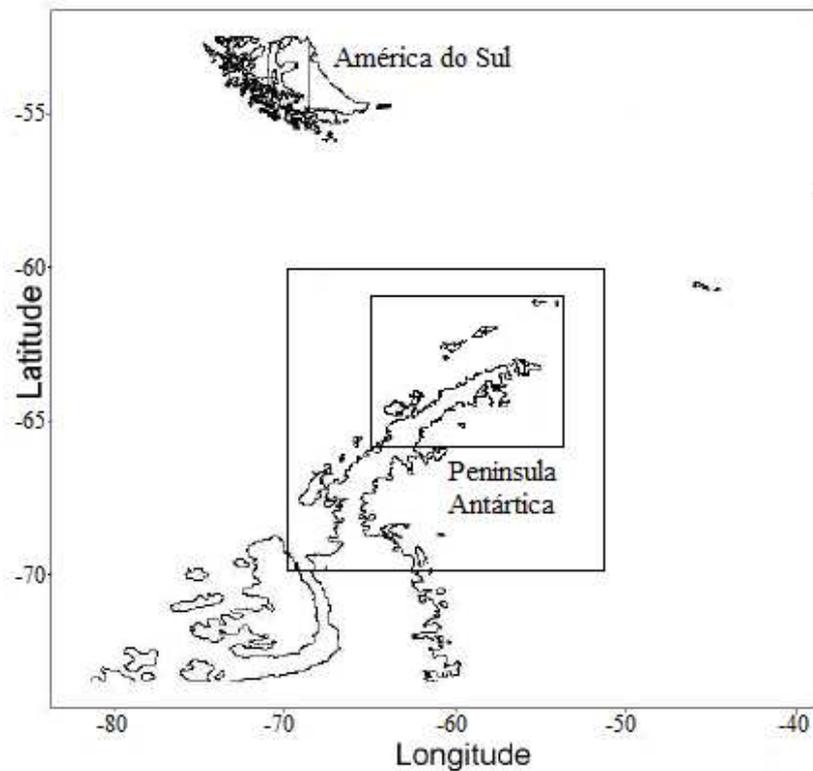


Figura 5.1 - Mapa mostrando os domínios das simulações com respeito à Península Antártica

### 5.3 PERÍODO DA ANÁLISE

#### 5.3.1 Seleção dos dias

Os dias são selecionados primeiramente por uma análise subjetiva de imagens de satélite para excluir dias com sistemas sinóticos e/ou precipitação em uma grande área durante o período de verão de 2013-2015. A partir desse critério selecionamos 59 dias, que são simulados com o modelo WRF. Desse total, 21 dias apresentaram uma zona de convergência sobre a PA, associada à brisa do mar. A Figura 5.2 mostra a divergência média em superfície na PA para os 59 dias simulados, com relação a velocidade do vento em 850 hPa. A divergência média negativa (linha preta espessa) domina apenas das 17 às 21 UTC, quando a velocidade do vento em 850 hPa é menor que 6 m/s. Essa convergência é causada pela brisa do mar. Apenas 21 dias apresentaram uma zona de convergência sobre a PA, o presente estudo focará nestes dias. A Tabela 5.1 mostra o número de dias com a ocorrência de nebulosidade, que caracterizam a convergência da brisa do mar na península.

Ano	Selecione dias
2013	(12, 14, 15, 19, 24 de Dezembro, 2 de Janeiro)
2014	(8, 9, 16, 17, 29, 30, 31 de Dezembro)
2015	(17 de Dezembro, 9, 10, 11 de Janeiro, 16, 17 de Fevereiro e 6 de Março)

Tabela 5.1 Dias com a ocorrência de nebulosidade devido à convergência da brisa do mar sobre PA para os anos 2013, 2014 e 2015.

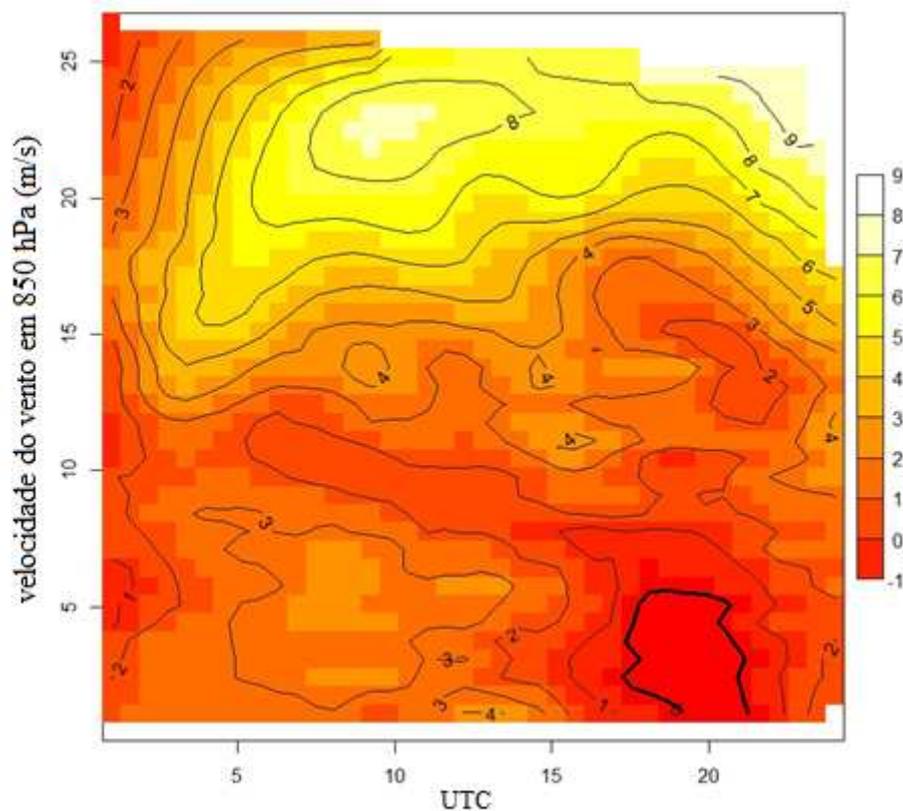


Figura 5.2 - Divergência média diária em superfície sobre a PA, causada pelo vento em 850 hPa.

Na estação de Esperanza, localizada na PA (63,4 S e 57,0 W) a temperatura durante o verão subiu 2,1 °C no período de 1965-2004. Este é um aquecimento muito maior do que a média global (VAN ZIPZIG et al., 2008) esse aquecimento pode favorecer o desenvolvimento da brisa do mar na PA.

### 5.3.2 Análise sinótica

As condições sinóticas dos dias selecionados, são reproduzidas pelo NCEP (*National Centre for Environmental Prediction*) e NCAR (*National Centre for Atmospheric Research*) com os dados de reanálise (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>).

As condições sinóticas dos eventos da brisa do mar são caracterizadas por uma alta pressão superficial no setor ocidental e no centro da Antártica, circundadas por sistemas de baixa pressão na superfície ao redor do continente, exceto na área da península (Figura 5.3a). O gradiente de pressão é fraco sobre da península, assim como o vento sinótico que tem intensidade média aproximadamente 2m/s (Figura 5.3f). Esta característica favorece a advecção de ar úmido em baixos níveis vindos do mar sobre a península. Outra característica é um cavado em 500 hPa (Figura 5.3b), a leste da península. Também se verifica o cavado de ar frio em 850 hPa (Figura 5.3c) e 500 hPa (Figura 5.3d). A umidade relativa em 850hPa atinge 80% (Figura 5.3e).

As anomalias compostas são calculadas pela diferença entre a média dos dias selecionados e a climatologia. Uma forte anomalia negativa (-60 gpm) de altura geopotencial de 500 hPa ocorre ao norte da PA (Figura 5.4a). A pressão ao nível do mar apresenta anomalias muito fortes que variam de -9 hPa a 4 hPa sobre o Antártica como um todo, mas não há anomalia significativa na península (Figura 5.4b), isso mostra que a ocorrência de brisa é favorecida pela ausência significativa de forçante sinótico. Já a anomalia de temperatura varia de -1 a -2 K na PA tanto em 850 hPa (Figura 5.4c) quanto em 500 hPa (Figura 5.4d). Estes resultados indicam que tais anomalias frias são características que favorecem o desenvolvimento da brisa (a circulação da brisa é inibida por padrões de alta pressão).

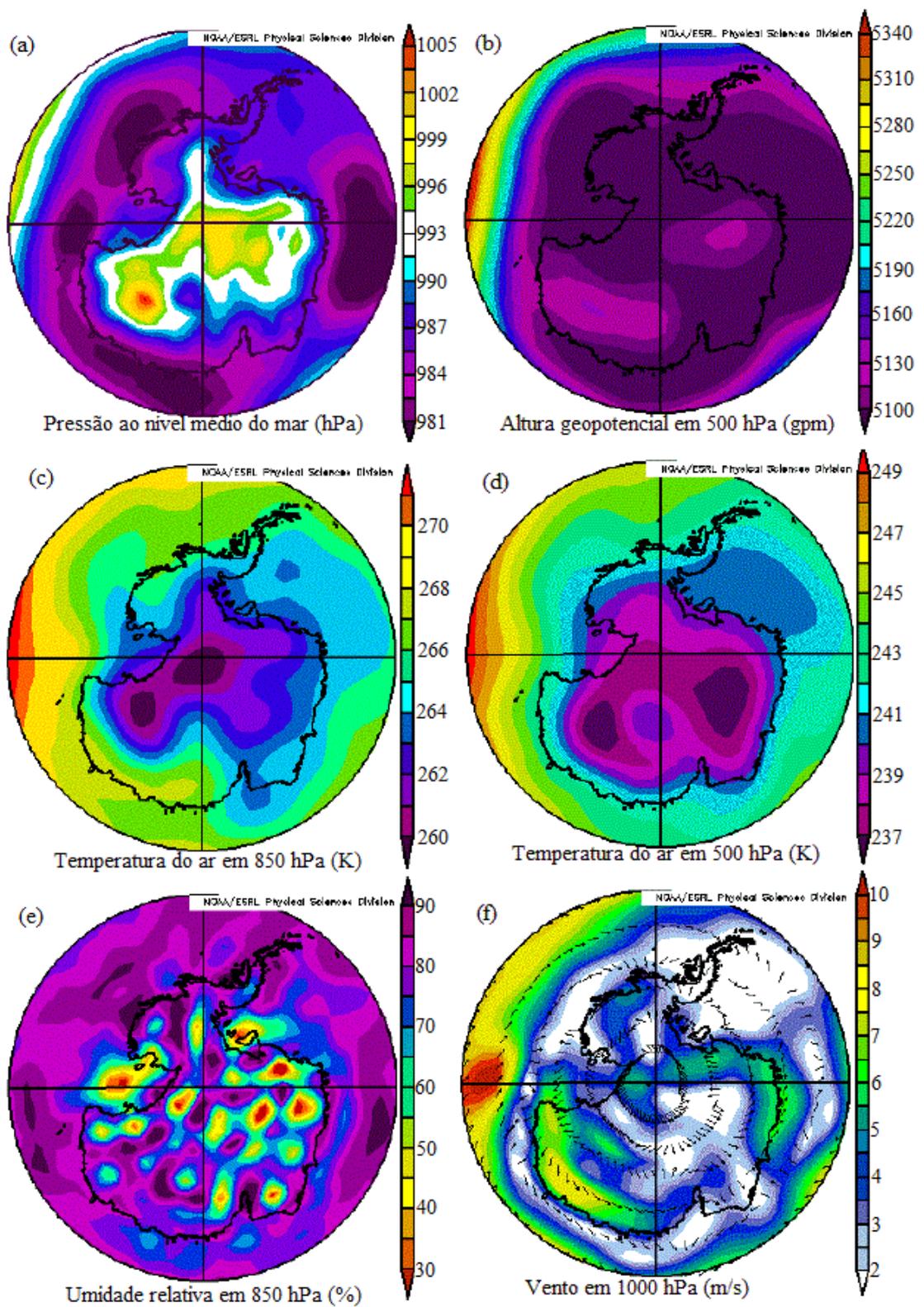


Figura 5.3 - Os painéis mostram os campos médios para o período 2013-2015; (a) média composta de pressão ao nível do mar (hPa), (b) média composta de altura geopotencial em 500 hPa (m), (c) média composta de temperatura do ar em 850 hPa (K), (d) média composta de temperatura do ar 500 hPa (k), (e) média composta de

umidade relativa em 850 hPa (%) e (f) média composta de vetor do vento em 1000 hPa (m/s). (Fonte: NCEP/NCAR, referência web: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>).

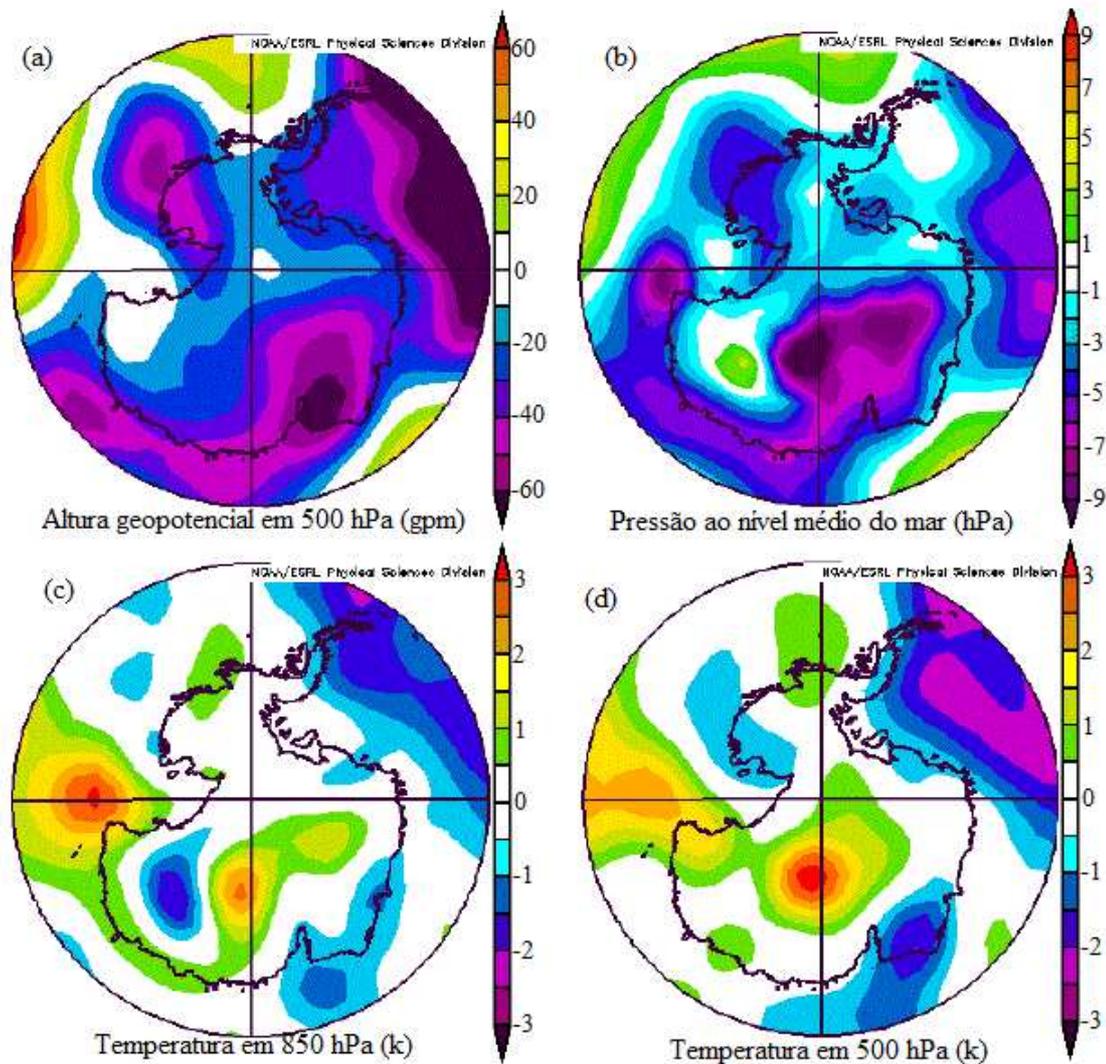


Figura 5.4 - Os painéis mostram os campos médios para o período 2013-2015; (a) anomalia composta de altura geopotencial em 500 hPa (m), (b) anomalia composta de pressão ao nível do mar (hPa), (c) anomalia composta de temperatura do ar em 850 hPa (k) e (d) anomalia composta de temperatura do ar em 500 hPa (k). (Fonte: NCEP/NCAR: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>).

### 5.3 CARACTERÍSTICAS DA BRISA DO MAR

A Figura 5.5 mostra a convergência da brisa do mar sobre PA para três condições sinóticas diferentes. No primeiro caso (Figura 5.5a), quando o vento sinótico de sul-sudoeste prevalece sobre o mar de Weddell, a frente de convergência da brisa do mar move-se para o norte, em direção à costa do Estreito de Bransfield. No segundo caso (Figura 5.5b),

prevalecem ventos do norte no Estreito de Bransfield, então a frente de convergência da brisa move-se para a extremidade sul da PA, para a costa do mar de Weddell. Finalmente, no terceiro caso (Figura 5.5c) na ausência de qualquer vento de escala sinótica significativa, a convergência da brisa do mar ocorre no centro da PA.

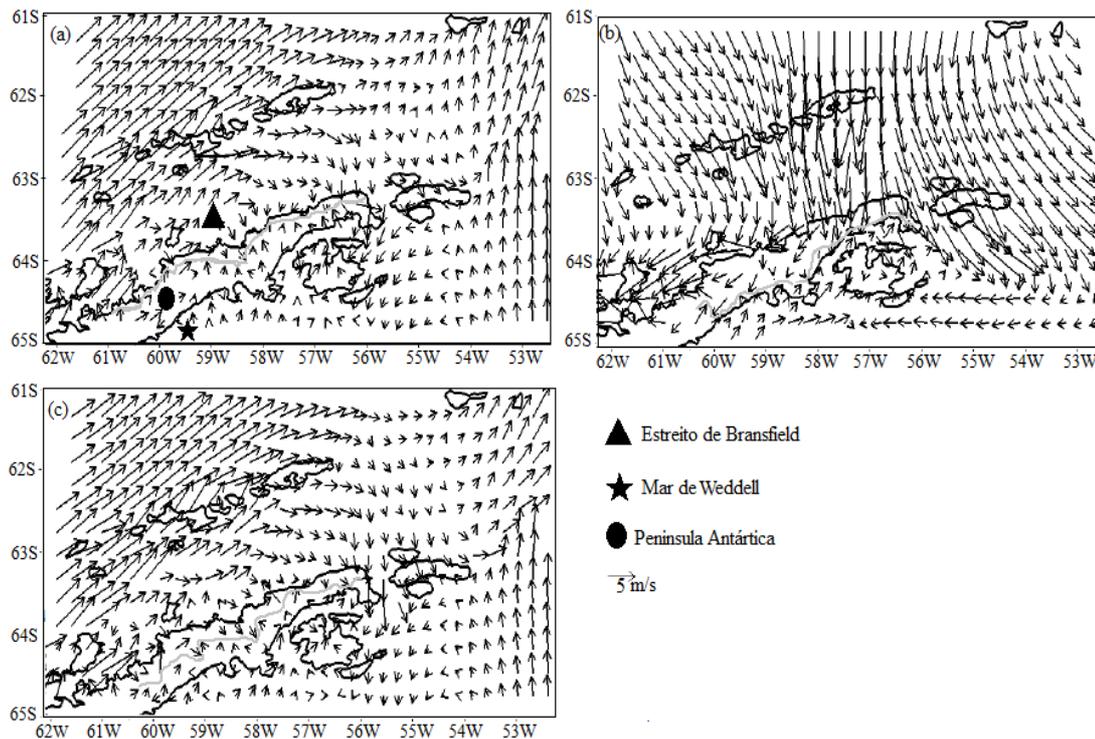


Figura 5.5 - Vetores do vento (m/s) a 10m da superfície para: (a) 29 de dezembro de 2014 às 16 UTC; (b) 24 de dezembro de 2013 às 12 UTC; (c) 29 de dezembro de 2014 às 18 UTC, simulado com WRF. A curva cinza representa a zona de convergência causada pela frente da brisa do mar.

As Figuras 5.6 e 5.7 mostram dois casos particulares de convergência do vento sobre o PA, cada um provocado por ventos sinóticos de direções distintas no mar ao norte e ao sul da península. No primeiro caso (Fig. 5.6a), ventos de sudoeste ocorrem ao sul da península, no mar de Weddell. A região de convergência da brisa nesta situação é deslocada para o norte, aproximando-se da costa norte da PA. Na imagem de satélite (Fig. 5.6b), as nuvens baixas são visíveis na península. Quando os ventos sinóticos são fracos tanto ao norte quanto ao sul da PA, a convergência da brisa do mar está localizada em direção ao centro da península (ver Figura 5.7). Isto foi também observado por Comin et al. (2015) sobre a península Salento (Itália), para velocidades do vento inferiores a 4 m/s. Eles também reportaram que, para velocidade de vento maiores, a zona de convergência de brisa do mar é deslocada para longe

do centro da península Salento de forma semelhante à encontrada no presente estudo sobre a PA. A presença de duas circulações diferentes da brisa do mar (norte e sul), que convergem perto do centro da península, é observada nas simulações em alta resolução com o WRF, bem como uma faixa de nebulosidade sobre a península na imagem de satélite (Figura 5.7b). O desenvolvimento da brisa do mar, durante condições sinóticas fracas, faz com que a brisa do mar gradualmente se estenda mais para o mar e também para o interior (ARRIT, 1993). Para cada um dos dias, a convergência pode ocorrer em mais de um local; na costa do Estreito de Bransfield (15 episódios de convergência), no centro da PA (8 episódios de convergência) e na costa do mar de Weddell (apenas 4 episódios de convergência).

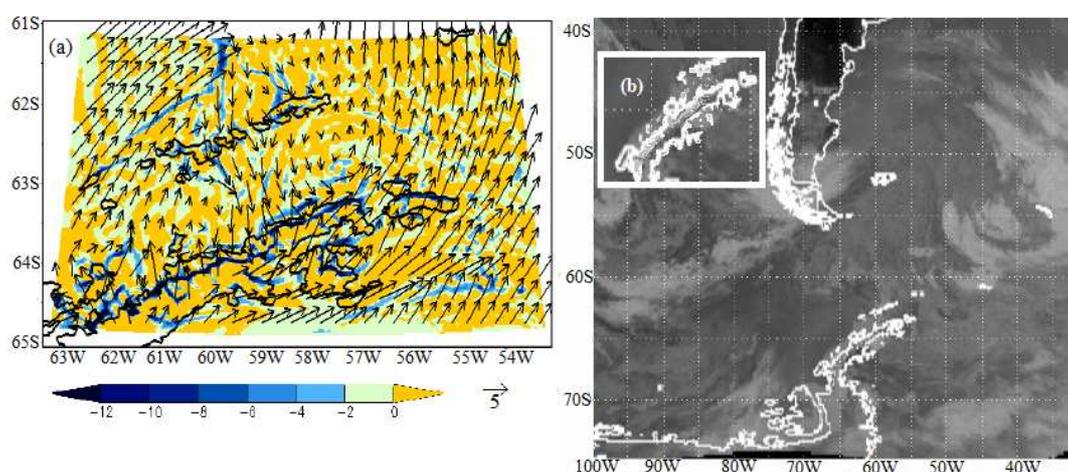


Figura 5.6 - (a) Divergência negativa (convergência) dos ventos mais ao norte da península para o dia 15/12/2013 às 22 UTC; (b) imagem satélite GOES 13, canal 10,7  $\mu$ m às 20:45 UTC.

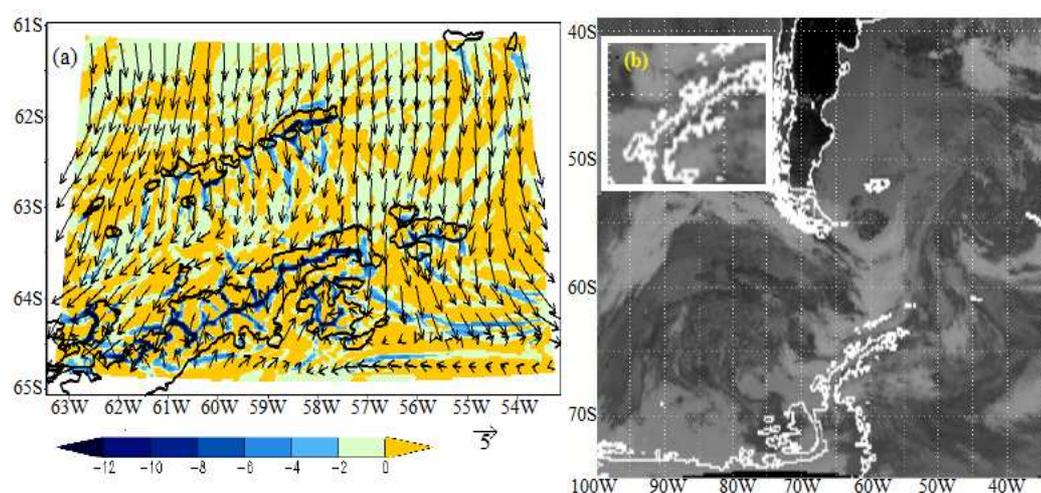


Figura 5.7 - (a) Divergência negativa (convergência) dos ventos na parte central da península dia 24/12/2013 às 19 UTC; (b) imagem satélite GOES 13, canal 10,7  $\mu$ m às 17:45 UTC.

Na porção norte da PA, o escoamento em grande escala geralmente está em fase com a brisa diurna nos meses de verão, porque os ventos do quadrante oeste-noroeste são muito mais frequentes do que do leste. O mesmo padrão se opõe à brisa noturna, enquanto o oposto acontece na porção sul da PA. A Figura 5.8 mostram o ciclo diário médio de convergência em toda a PA, evidenciando que a tarde (COMIN et al., 2015) e os períodos noturnos são aqueles em que a convergência é mais provável de ocorrer, como é mostrado na Figura 5.2. Dado que a convergência aumenta a umidade nos níveis baixos, isso pode ser um fator importante para o desenvolvimento convectivo.

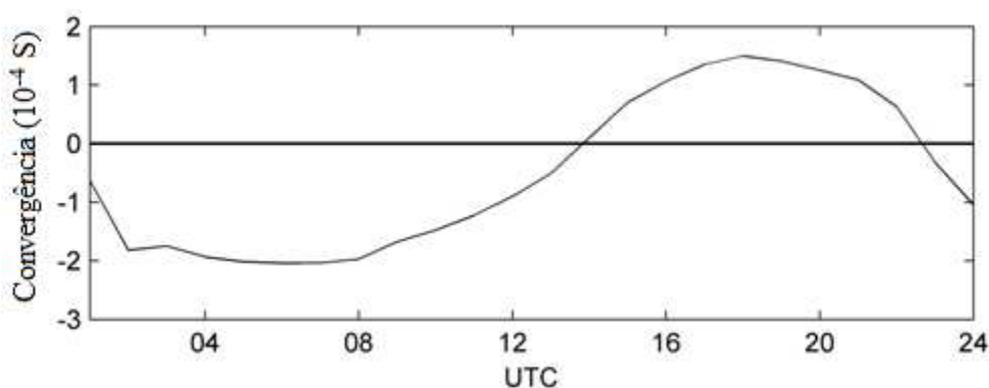


Figura 5.8 - Ciclo médio diário de convergência em superfície para os 21 dias.

Os perfis verticais de temperatura potencial simuladas são estudados para identificar a estrutura vertical da circulação da brisa do mar. O gradiente de temperatura potencial é outro indicador do desenvolvimento da brisa do mar. Os maiores gradientes acontecem quando a brisa do mar ocorre perto do litoral, especialmente para uma brisa do mar madura (ARRIT, 1993). Os presentes resultados mostram grandes gradientes horizontais de temperatura entre a península e o mar (Figura 5.9). O desenvolvimento do sistema de circulação da brisa marítima estende-se até 1,2 km ou mais. Os perfis verticais do vento simulado e os padrões de temperatura potencial são fortemente afetados pela topografia, que marca uma região de convergência ou divergência, durante o dia e a noite, respectivamente. Podem ocorrer circulações topograficamente induzidas, aumentando a circulação da brisa do mar. Esta figura mostra o padrão de vento vertical causado pelas duas diferentes células de circulação da brisa do mar. As simulações em alta resolução do WRF mostram células de circulação que convergem sobre a área da península. À medida que o aquecimento da terra continua à tarde, a brisa do mar gradualmente se intensifica e penetra mais para o interior. A topografia

desempenha um papel importante na circulação da brisa do mar, por alinhar a frente da brisa do mar para o litoral e localizar as zonas de convergência perto da montanha (MIAO et al., 2003). Alcântara et al. (2008) mostram que a inclinação de uma montanha intensifica a brisa do mar durante o dia e de forma semelhante enfraquece a brisa noturna. Assim, conclui-se que a topografia complexa que caracteriza esta área de estudo, afeta o desenvolvimento de circulações de brisa do mar.

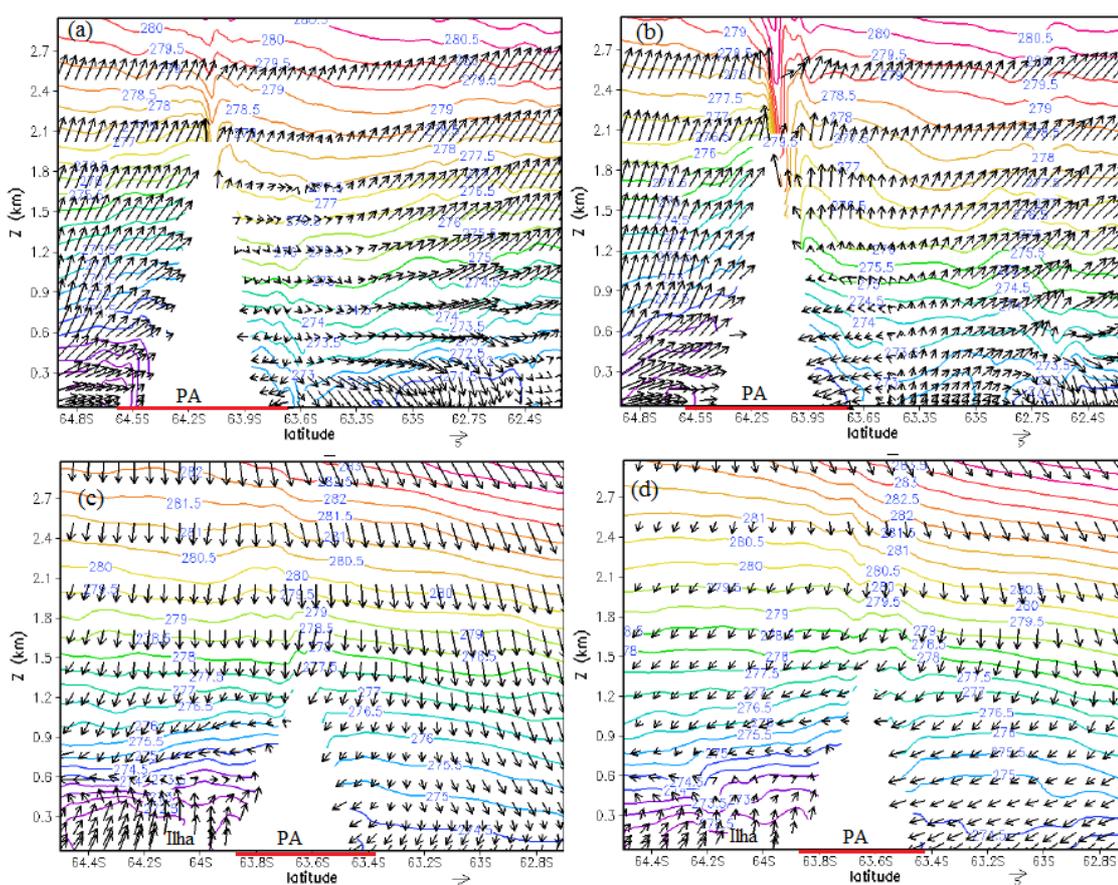


Figura 5.9 - Variação vertical do vetor vento e temperatura potencial para diferentes longitudes. Latitude e altura são mostrados nos eixos x e y. Os painéis superiores representam uma secção transversal para  $59,1^{\circ}$  W de longitude, enquanto os painéis inferiores estão a  $58,45^{\circ}$  W. Em (a) 15 de Dezembro de 2013 às 19 UTC; (b) 15 de Dezembro de 2013 às 22 UTC; (c) 24 de Dezembro de 2013 às 20 UTC; e (d) 24 de dezembro de 2013 às 23 UTC. A área branca no fundo corresponde à topografia na respectiva longitude, enquanto a largura da península (PA) é marcada com uma linha espessa vermelha.

A figura 5.10 mostra a variabilidade espacial do fluxo de calor sensível simulado durante o período de brisa do mar na fase desenvolvida. A brisa alcança valores que variam de  $70$  a  $80 \text{ W/m}^2$  no topo das montanhas, enquanto nas zonas de baixa altitude perto da costa, os fluxos variam de  $10$  a  $20 \text{ W/m}^2$ . Esta distribuição espacial de calor sensível aumenta a

formação de brisas do mar, uma vez que o grande fluxo de calor sensível sobre a montanha aprofunda a camada limite local e, conseqüentemente, a área com movimento ascendente nos cumes das montanhas. Miao *et al.* (2003) mostram que a topografia desempenha um papel importante na circulação da brisa do mar, por alinhar a frente da brisa marítima para o litoral e localizando as zonas de convergência próximo da montanha. Se a montanha é alongada na direção perpendicular ao escoamento, o vento é desviado e forma-se um jato de nível baixo paralelo à linha do cume Georgelin e Richard (1996).

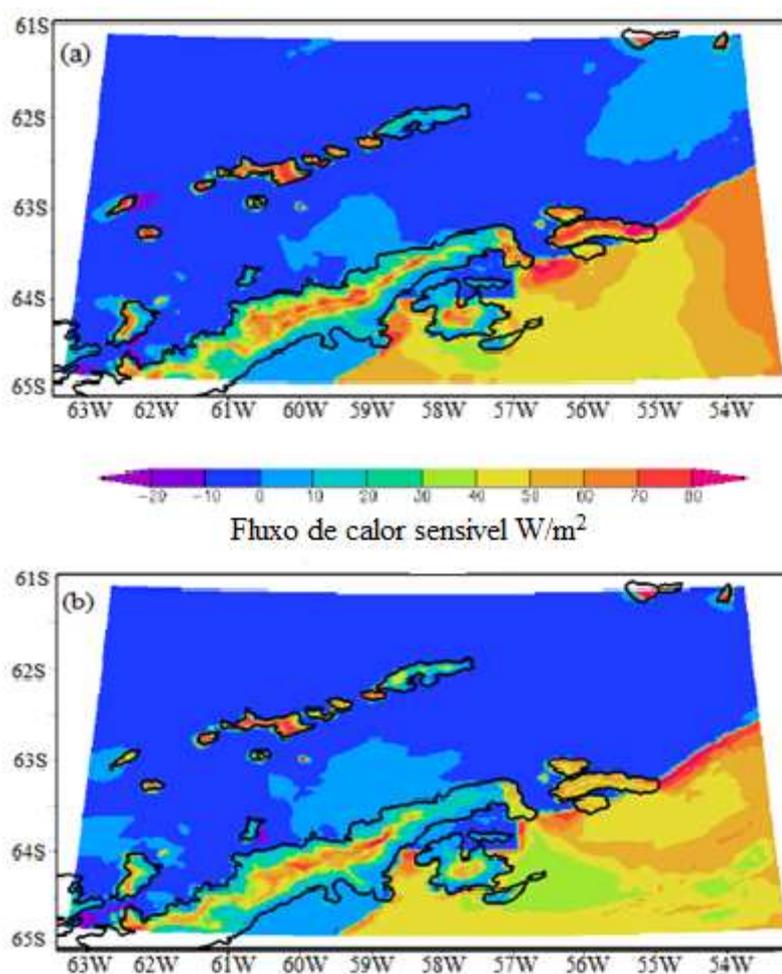


Figura 5.10 - Fluxo de calor sensível ( $W/m^2$ ) simulado com WRF: (a) 29 de dezembro de 2014 às 19 UTC e (b) 30 de dezembro de 2014 às 18 UTC.

## 5.4 CONCLUSÕES

As imagens de satélite são utilizadas para descartar dias com atividade ciclônica e precipitação em uma grande área. São detectados 59 eventos pelas imagens de satélite, durante o verão de 2013-2015, os quais são simulados com WRF. Destes 59 dias, 21 apresentam convergência causada pela brisa do mar. As condições sinóticas médias que favorecem a convergência de brisa do mar são um gradiente de pressão fraco e também vento sinótico fraco ( $\sim 2\text{m/s}$ ) ao norte e sul da península. Este é um fator que favorece a advecção do ar úmido do mar em níveis baixos e que aumentam a umidade relativa a 80% na área. A presença de uma cavado de ar frio a leste da PA provoca uma forte anomalia geopotencial negativa de -60 gpm na península, enquanto nenhuma anomalia de pressão significativa está presente na península. A anomalia de temperatura varia de -1 a -2K em 850 hPa e 500 hPa, respectivamente. Esta anomalia fria favorece os gradientes térmicos horizontais necessários para desencadear as circulações da brisa do mar.

Em simulações com o modelo WRF, existe uma faixa de convergência em superfície causada pela brisa do mar, localizada em diferentes áreas da península. A maioria dos casos de convergência ocorre para vento sinótico menor que 6 m/s em 850 hPa. A altura vertical da camada de brisa do mar é aproximadamente 1,2 km. Na zona de transição entre o mar e a península, verifica-se um forte gradiente de temperatura potencial à tarde, o que favorece o desenvolvimento das circulações da brisa do mar. A combinação entre topografia complexa e circulação de mesoescala afeta a evolução das circulações da brisa do mar.

A existência de duas circulações diferentes da brisa do mar, uma para o sul e outra para o norte, que convergem sobre a península é observada nas simulações de alta resolução do WRF. Este fenômeno é observado durante o estágio maduro da brisa do mar. Estas células de circulação que se desenvolvem à tarde favorecem a advecção de ar úmido de baixo nível vindos do mar. A posição da zona de convergência é determinada pela velocidade sinótica do vento, de tal forma que, para os ventos sinóticos fracos, os ventos convergem perto do centro da península. Quando a intensidade do vento sinótico é moderada, a região de convergência se move em direção à costa.

## 5.5 REFERÊNCIAS

- ALCÂNTARA, C. R.; de SOUZA E. P. “A thermodynamic theory for breezes: test using numeric simulations”, **Brazilian Journal of Meteorology**, v. 23, no.1, p.1-11, 2008.
- AZORIN-MOLINA, C. A.; CONNELL, B. H.; BAENA-CALATRAVA, R. Sea-breeze convergence zones from AVHRR over the Iberian Mediterranean area and the Isle of Mallorca, Spain. **American Meteorological Society**, v. 48, p. 2069-2085, 2009.
- BOYER, D. L., CHEN, R. -R. Laboratory simulation of mountain effects on large-scale atmospheric motion systems: The Rocky Mountains. **Journal Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 100-123, 1987.
- COMIN, A. N.; MIGLIETTA, M. M.; RIZZA, U.; ACEVEDO, O. C.; DEGRAZIA, G. A. Investigation of a sea-breeze convergence in Salento peninsula (southeastern Italy). **Atmospheric Research**, v. 160, p. 68–79, 2015.
- DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, p. 3077–3107, 1989.
- FEDERICO, S.; PASQUALONI, L.; LEONARDO, L. D.; BELLECCI, C. A study of the breeze circulation during summer and fall 2008 in Calabria, Italy. **Atmospheric Research**, v. 97, p. 1-13, 2010.
- GEORGELIN, M.; RICHARD, E. Numerical simulation of flow diversion around the Pyrenees: A tramontana case study. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 687-700, 1996.
- GONZÁLEZ-MÁRQUEZ, J.; HEREDIA, M. A. Sea-breeze convection in Mallorca (in Spanish). **Proc. Fifth National Symp. Of Forecasting, Madrid, Spain, Spanish Meteorological Agency**, p. 1–6, 2001.
- HOLLAND, P. R. The seasonality of Antarctic sea ice trends. **Geophysical Research Letters**, v. 41, p. 4230-4237, 2014.
- JANJIC, Z. Nonsingular implementation of the Mellor Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model, **NCEP Office Note** v. 437, p. 60, 2002.
- JIMÉNEZ, M. A; SIMÓ, G.; WRENGER, B.; TELISMAN-PRTENJAK, M.; GUIJARRO, J.A.; CUXART, J. Morning transition case between the land and the sea breeze regimes. **Atmospheric Research**, v. 172-173, p. 95-108, 2016.
- KAIN, J. S. The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, p. 170–181, 2004.
- MAZON, J.; PINO, D. The role of sea–land air thermal difference, shape of the coastline, and sea surface temperature in the nocturnal offshore convection. **Tellus A**, v. 65, 20027, <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.20027>, 2013.

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 16663–16682, 1997.

MIAO, J.-F.; KROON, L. J. M.; VILÀ-GUERAU, A. J.; HOLTSLAG, A. A. M. Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 84, p. 157–170, 2003.

NIU, G. -Y.; YANG, Z. -L.; MITCHELL, K. E.; CHEN, F.; EK, M. B.; BARLAGE, M.; LONGUEVERGNE, L.; KUMAR, A.; MANNING, K.; NIYOGI, D.; ROSERO, E.; TEWARI, M.; XIA, Y. The community Noah land surface model with multi parameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, p. 1-19, 2011.

NYLEN, T. H.; FOUNTAIN, A. G.; DORAN, P. T. Climatology of katabatic winds in the McMurdo Dry Valleys, southern Victoria Land, Antarctica. **Journal of Geophysical Research**, v. 109:D03114, p.1-9, 2004.

ORR, A.; CRESSWELL, D.; MARSHALL, G. J.; HUNT, J. C. R.; SOMMERIA, J.; WANG, C. G.; LIGHT, M. A “low-level” explanation for the recent large warming trend over the western Antarctic Peninsula involving blocked winds and changes in zonal circulation”. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L06204, 2004.

ORR, A.; MARSHALL, G. J.; HUNT, J. C. R.; SOMMERIA, J.; WANG, C. -G.; VAN LIPZIG, N. P. M.; CRESSWELL, D.; KING, J. C. Characteristics of Summer Airflow over the Antarctic Peninsula in Response to Recent Strengthening of Westerly Circumpolar Winds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, p. 1396-1413, 2008.

PARISH, T. R. The influence of the Antarctic Peninsula on the wind field over the western Weddell Sea. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, p. 2684-2692, 1983.

PÉRIARD, C.; PETTRÈ, P. Some aspects of the climatology of dumont D'Irville, adélie land, Antarctica. **International Journal of Climatology**, v.13, p.313-328, 2003.

PETTRÈ, P.; PAYAN, C.; PARISH, T. R. Interaction of katabatic flow with local thermal effects in a coastal region of Adelie Land, east Antarctica. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p.10429-10440, 1993.

POLJAK, G.; PRTENJAK, M.T.; KVAKIC', M.; STRELEC MAHOVIC', N.; BABIC, K. Wind patterns associated with the development of daytime thunderstorms over Istria. **Annales Geophysicae**, v. 32, p. 401–420, 2014.

RAMIS, C.; ALONSO, S. Sea-breeze convergence line in Majorca. A satellite observation. **Weather**, v. 43, 288–293, 1998.

RANI, S.I.; RAMACHANDRAN, R.; BALA SUBRAHAMANYAM, D. B.; DENNY, P.; ALAPPATTU, D. P.; KUNHIKRISHNAN, P. K. Characterization of sea/land breeze

circulation along the west coast of Indian sub-continent during pre-monsoon season. **Atmospheric Research**, v. 95, p.367-378, 2010.

ROBERTS, J. L.; MOY, A. D.; VAN OMMEN, T. D.; CURRAN, M. A. J.; WORBY, A. P.; GOODWIN, I. D.; INOUE, M. Borehole temperatures reveal a changed energy budget at Mill Island, East Antarctica, over recent decades. **The Cryosphere**, v. 7, p. 263-273, 2013.

SIMPSON, J. E. Sea Breeze and Local Wind. **Cambridge University Press**, 234 pp., 1994.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J. et al. Description of the Advanced Research WRF Version 3. **National Center for Atmospheric Research Boulder**, Colorado, USA, 2008.

THOMPSON, G.; RASMUSSEN, R. M.; MANNING, K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 519–542, 2004.

VAN LIPZIG, N. P. M.; MARSHALL, G. J.; ORR, A.; KING, J. C. The relationship between the Southern Hemisphere annular mode and Antarctic Peninsula summer temperatures: Analysis of a high-resolution model Climatology. **Journal of Climate**, v. 21, p. 1649-1668, 2008.

VAN WESSEM, J. M.; REIJMER, C. H.; VAN DE BERG, W. J.; VAN DEN BROEKE, M. R., COOK, A. J., VAN ULFT, L. H., VAN MEIJGAARD, E. Temperature and Wind Climate of the Antarctic Peninsula as Simulated by a High-Resolution Regional Atmospheric Climate Model. **Journal of Climate**, v. 28, p. 7306-7326, 2015.

## 6 DISCUSSÃO

No presente tese, são feitos dois tipos de abordagem, e 3 problemas referentes à simulação numérica de pequena escala. Dois deles relativos à região Antártica, o outro relativo a península Mediterrânea.

O primeiro sitio está localizado na península Mediterrânea e envolve um estudo de brisas do mar. Os padrões associados a brisa do mar são determinados por imagens de satélite e/ou radar e simulações numéricas, usando dois MOLOCH e WRF. Os 20 dias escolhidos, são limitados para os casos de convergência de brisa do mar e precipitação sobre a península Mediterrânea. São levados em consideração os dias com o desenvolvimento convectivo ou chuva sobre a região e excluindo os casos com frente sinótica. Para as condições sinóticas são consideradas as médias e anomalias produzidas pelo NCEP e NCAR no Projeto Reanalysis 40 anos (KALNAY *et al.*, 1996).

As condições sinóticas são caracterizadas por gradiente de pressão fraco no Mediterrâneo central, e com vento sinótico fraco (2 m/s) sobre a península, o que é favorável a advecção de ar úmido em baixos níveis. Observa-se um cavado de ar frio em 850 hPa e 500 hPa na bacia central do Mediterrâneo; sobre a península a umidade relativa é de 60%. A pressão na superfície não apresenta anomalia, a altura geopotencial tem forte anomalia negativa sobre a bacia central do Mediterrâneo, anomalia de temperatura é de -2 K sobre a Sicília em 850 hPa e também sobre o sul da Itália em 500 hPa. Este cavado frio é favorável a convergência de brisa do mar e a precipitação sobre a península Mediterrânea..

Tanto o modelo WRF como o MOLOCH representam bem a convergência do vento, pois apenas dois casos para cada modelo não há convergência. A circulação de brisa do mar se estende alguns km da costa, ou seja, cada brisa do mar alcança uma região de aproximadamente 20-30 km. Para os casos em que a brisa do mar é mais forte, a região de convergência dos ventos e precipitação pode deslocar-se tanto para a costa do Adriático quanto para a costa do mar Jônico. Para ventos fracos a zona de convergência causada pela brisa do mar está localizada aproximadamente do centro da península. Os valores mais elevados de precipitação ocorrem quando a velocidade do vento sinótico *offshore* está entre 4 a 6 m/s. As simulações corroboram com os resultados de Keenan *et al.* (2000), que encontram fraca correlação entre a precipitação e CAPE. Observa-se que o satélite TRMM subestima a precipitação em comparação com o WRF, isso pode ser atribuído à incapacidade do satélite estimar precipitação nas pequenas áreas.

Os outros dois sítios estão localizados na região Antártica. Na ilha Deception é investigando o desempenho do WRF, para os diversos esquemas de CLP e microfísica para as simulações das seguintes variáveis; temperatura, radiação de onda curta incidente, radiação de onda longa incidente, pressão atmosférica e velocidade zonal e meridional do vento para três dias de condições atmosféricas distintas. O WRF utiliza parametrizações físicas para representar as radiações, os fluxos turbulentos, a CLP, a microfísica das nuvens e a convecção (CASSANO et al., 2011). Os dois esquemas de microfísica utilizados são o WSM3 e o de THOMPSON, cada um testados para seis esquemas de CLP.

Os esquemas de WSM3 resultam num ciclo diário de menor amplitude da temperatura em comparação com as observações. Apesar das boas correlações e baixos REQM, as séries simuladas não conseguem reproduzir a amplitude do ciclo diário. Isto se deve, possivelmente, à influência da TSM. Durante quase todo o período, a diferença da Tar entre os esquemas simulados é menor que 1 °C.

Para a radiação de onda curta incidente o modelo tende a superestimar as medidas exceto para o dia com sistema ciclônico extratropical. As diferenças entre a ROC simulada e a observada se dão provavelmente devido à nebulosidade estratiforme. Os esquemas de QNSE, MYJ e BOULAC não representam adequadamente esse tipo de nebulosidade com o WSM3, já com o esquema THOMPSON os erros são ampliados no QNSE e MYJ, enquanto BOULAC passa a ser bem representado. Para o dia de céu claro, todas as simulações apresentam quase as mesmas estimativas para a ROC, com uma superestimativa de 100 W/m<sup>2</sup> (esquema WSM3) e 200 W/m<sup>2</sup> (esquema THOMPSON) na comparação com os dados reais. Durante a passagem de sistema ciclônico extratropical, as simulações reproduzem melhor a ROL, do que para o dia de céu claro que as subestima. A Pressão atmosférica é bem reproduzida na simulações, pois há pouca variabilidade em pequenas escalas de tempo, no modelo global há superestimação.

Os ciclos diários das componentes do vento, apesar da tendência de suavização de U e V são resolvidos com certa precisão. Os valores médios para a componente zonal oscilam de -0,2 m/s à 1,4 m/s, valores próximos da média observada -0,2 m/s. Com a chegada do sistema ciclônico extratropical, todos os esquemas de CLP têm um atraso para prever o aumento da velocidade do vento. Utilizando o esquema WSM3, os esquemas MYNN3 e MYJ simulam este aumento da velocidade do vento com diferenças de até 1 hora. O atraso para prever o aumento da velocidade do vento varia de 3-4 horas nas simulações. A sensibilidade dos

esquemas de CLP varia de 1 a 3 m/s. Para o vento meridional não há atraso nas simulações durante a passagem de sistema ciclônico extratropical.

O terceiro sitio localizado na península Antártica, é abordado o estudo sobre convergência de brisa do mar sobre a península. As brisas do mar podem ocorrer na costa devido ao contraste de temperatura entre o oceano e a península. Os dias são escolhidos por critérios subjetivos através de imagens de satélite, para descartar sistemas sinóticos e/ou precipitação extensiva. Dos 59 dias selecionados e simulados com WRF, apenas 21 dias apresentaram um padrão de convergência causada pela brisa do mar sobre a península. Para as condições sinóticas utilizou-se a mesma metodologia do primeiro sitio. As condições sinóticas dos dois sítios foram semelhantes, mostrando que os padrões de brisas do mar seguem um determinado critério para ocorrer. O gradiente de pressão é fraco sobre a PA bem como o vento sinótico, com umidade relativa aproximadamente 80 %. As análises sinóticas mostram o cavado frio sobre a PA favorece o desenvolvimento de brisa do mar (a circulação de brisa é inibida por padrões de alta pressão). Também há uma anomalia fria tanto em 850 hPa quanto em 500 hPa sobre a PA. Não há anomalia para a pressão, ou seja, o escoamento sinótico ocorre.

A zona de convergência de deslocamento da brisa do mar, na PA, depende do vento sinótico. A presença de duas circulações diferentes de convergência de brisas do mar, é muito evidente nas simulações. A maior parte de convergência em superfície é causada por ventos fracos. No ciclo médio diário, a convergência é positiva aproximadamente entre 14 e 23 UTC, com intensidade máxima às 18 UTC. Quando a brisa do mar alcança a costa, durante a fase desenvolvida, o gradiente de temperatura potencial é mais forte (ARRIT, 1993). À medida que o aquecimento da terra continua à tarde, a brisa do mar se intensifica e penetra no interior. A topografia alinha a frente da brisa do mar no litoral e favorecer o desenvolvimento de zonas de convergência próximo à montanha (MIAO *et al.*, 2003). Alcântara *et al.* (2008) reportam que a inclinação da montanha intensifica a brisa do mar. Os fluxos de calor sensível, para a brisa do mar desenvolvida, variam de 70 a 80 W/m<sup>2</sup> no topo das montanhas, enquanto nas áreas de baixa topografia variam de 10 a 20 W/m<sup>2</sup>. Esta distribuição espacial de calor sensível aprofunda a camada limite local e aumenta a formação de brisas do mar.

## 7 CONCLUSÃO

A existência de duas células de circulação de brisas dos mares Adriático e Jônico, são mostradas nas simulações MOLOCH e WRF. As células de circulação que se desenvolvem à tarde, favorecem a advecção de ar úmido em baixos níveis. A posição da zona de convergência é determinada pela velocidade sinótica do vento, de tal forma que, para os ventos sinóticos fracos, os ventos convergem próximos do centro da península Mediterrânea. Quando a intensidade do vento sinótico é moderada, a região de convergência se move em direção à costa. Os resultados mostram que as simulações dos modelos MOLOCH e WRF podem ser uma ferramenta adequada para a simulação de fenômenos atmosféricos de pequena escala, como a convergência da brisa do mar. Os dois sistemas de modelagem analisados são capazes de reproduzir a convergência, apenas dois casos para cada modelo não mostram padrão de convergência. As diferenças de TSM, dos mares Adriático e Jônico, não é importante no desenvolvimento de brisa do mar, o CAPE também tem baixo valor prognóstico.

Especificamente para a ilha Deception, a sensibilidade para a temperatura entre os esquemas de CLP e microfísica é menor que 1 °C. Na ROC a sensibilidade dos esquemas de CLP é maior para os dias com nebulosidade. Para o dia de céu claro a previsão depende do esquema microfísico e não dos esquemas de CLP. A sensibilidade para a ROL entre os esquemas microfísicos e CLP, no dia de céu claro, é muito pequena. O ciclo da pressão atmosférica é bem reproduzido pelo modelo. Para o vento zonal a sensibilidade entre os esquemas de CLP varia em média de 1 a 3 m/s. Sendo maior entre os esquemas de CLP do que entre os microfísicos. Durante a passagem de sistema ciclônico extratropical, o atraso nas simulações varia de 3 à 4 horas. O vento meridional segue a mesma tendência do vento zonal com suavização das flutuações, porém não há atraso nas simulações nos períodos de aumento do vento.

A partir do estudo de brisas do mar na península Mediterrânea surgiu a fundamentação científica para investigação de brisas na península Antártica. As simulações do WRF na ilha Deception, mostram que o modelo é adequado para simular os padrões meteorológicos para essa região. Surgindo assim, a motivação para o estudo de brisas. Apesar das duas regiões serem completamente distintas, os padrões meteorológicos para ocorrência de brisas seguem determinados critérios como: fraco gradiente de pressão, forçante sinótico fraco, aumento da

umidade relativa do ar e anomalias de altura geopotencial e de temperaturas. Estes padrões foram semelhantes nos dois sítios estudados.

A maioria dos casos de convergência sobre a PA, ocorrem para ventos sinóticos fracos em 850 hPa com intensidade máxima às 18 UTC. Os perfis verticais do vento e temperatura potencial são muito afetados pela topografia, que podem agir como uma região de convergente durante o dia ou divergente à noite. Na zona de transição entre o mar e a península, verifica-se um forte gradiente de temperatura potencial, que favorece o desenvolvimento de circulação de brisas do mar. A localização das zonas de convergência sobre a península dependem fortemente da velocidade do vento sinótico. A complexidade da topografia e circulação de mesoescala produzem flutuações na velocidade e direção do vento, que afetam a evolução da brisa do mar. Os fluxos de calor sensível, na fase de brisa do mar desenvolvida, são muito maiores no topo das montanhas (70 a 80 W/m<sup>2</sup>) do que nas áreas de baixa topografia (10 a 20 W/m<sup>2</sup>). Essa diferença espacial de calor sensível é muito importante, uma vez que aprofunda a camada limite local contribuindo para a formação de brisas do mar.

## REFERÊNCIAS

- ALCÂNTARA, C. R.; de SOUZA E. P. “A thermodynamic theory for breezes: test using numeric simulations”, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, no.1, p.1-11, 2008.
- ARRIT, R. W. Effects of the large-scale flow on characteristic feature of the sea breeze. **Journal of Applied Meteorology**, v.32, p. 116.125, 1993.
- BROMWICH, H. D.; CASSANO, J. J.; KLEIN, T.; HEINEMANN, G. et al. Mesoscale Modeling of Katabatic Winds over Greenland with the Polar MM5. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 2290-2309, 2001.
- BROMWICH, D. H.; HINES, K. M.; L.-S. BAI. Developments and testing of Polar Weather Research and Forecasting model: 2. Arctic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, p.1-22, 2009.
- BROMWICH, D. H.; OTIENO, F. O.; HINES, K. M. et al. A comprehensive evaluation of Polar WRF forecast performance in the Antarctic. **Journal of Geophysical Research**, v. 118, p. 274-292, 2013.
- BUZZI, A.; FANTINI, M.; MALGUZZI, P.; NEROZZI, F. Validation of a limited area model in cases of Mediterranean cyclogenesis: Surface fields and precipitation scores. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 53, p. 137–153, 1994.
- BUZZI, A.; DAVOLIO, S.; MALGUZZI, P.; DROFA, O.; MASTRANGELO, D. Heavy rainfall episodes over Liguria in autumn 2011: numerical forecasting experiments. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 14, p. 1325-1340, 2014.
- CASSANO, J. J.; BOX, J. E., BROMWICH, D. H.; LI, L. et al. Evaluation of Polar MM5 simulations of Greenland’s atmospheric circulation. **Journal of Geophysics Research**, v. 106, p. 33867-33889, 2011.
- CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 569–585, 2001.
- DROFA, O. V.; MALGUZZI, P. Parameterization of microphysical processes in a non hydrostatic prediction model. **Proc. 14th Intern. Conf. on Clouds and Precipitation (ICCP)**. Bologna, 19-23 July 2004: p.1297-3000, 2004.
- GALLÉ, H. Mesoscale Atmospheric Circulations over the Southwestern Ross Sector, Antarctica. **Journal of Applied Meteorology**, v. 35, p. 1129-1141, 1996.
- GUO, Z.; BROMWICH, D. H.; JOHN J. C. Evaluation of Polar MM5 Simulations of Antarctic Atmospheric Circulation. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 384-411, 2003.

HINES, K. M.; BROMWICH, D. H.; PARISH, T. R. A Mesoscale Modeling Study of the Atmospheric Circulation of High Southern Latitudes. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 1146-1165, 1995.

HINES, K. M.; BROMWICH, D. H. Development and testing of Polar WRF. Part I: Greenland Ice Sheet meteorology. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 1971–1989, 2008.

KAIN, J. S. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, p. 170-181, 2004.

LAINE, V. Antarctic ice sheet and sea ice regional albedo and temperature change, 1981-2000, from AVHRR Polar Pathfinder data. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 646-653, 2008.

KALNAY, E.; et al. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, Bull. **American Meteorological Society**, v. 77(3), p. 437-471, 1996.

KEENAN, T. D.; et al. The Maritime Continent Thunderstorm Experiment (MCTEX): Overview and some results. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 81, p. 2433-2455, 2000.

KLEIN, T.; HEINEMANN, G. On the forcing mechanisms of mesocyclones in the eastern Weddell Sea region, Antarctica: Process studies using a mesoscale numerical model. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 10, p. 113-122, 2001.

MIAO, J. -F.; KROON, L. J. M.; VILÀ-GUERAU, A. J.; HOLTSLAG, A. A. M. Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 84, p. 157–170, 2003.

MONAGHAN, A. J.; BROMWICH, D. H.; POWERS, J. G.; MANNING, K. W. The climate of the McMurdo, Antarctica, region as represented by one year of forecasts from the Antarctic Mesoscale Prediction System. **Journal of Climate**, v. 18, p. 1174-1189, 2005.

MORRISON, H.; THOMPSON, G.; TATARSKII, V. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. **Monthly Weather Review**, 2008.

NETO, A.; SAURER, J.; JAÑA, H.; RAU, R.; FRANK; SIMÕES, J. C. ; , HERMANN, G. Monitoring snow parameters on the Antarctic Peninsula using satellite data: a new methodological approach. **EARSeL eProceedings**, v. 5, p. 100-110, 2006.

PARISH, T. R. A numerical study of strong katabatic winds over Antarctica. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 545–554, 1984.

PARISH, T. R.; WAIGHT, K. T. The forcing of Antarctic katabatic winds. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 2214–2226, 1987.

PLEIM, J. E.; XIU, A. Development and testing of a surface flux and planetary boundary layer model for application in mesoscale models. **Journal of Applied Meteorology**, 34, p. 16-32, 1995.

POWERS, J. G. Numerical prediction of an Antarctic severe wind event with the Weather Research and Forecasting (WRF) Model. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 3134-3157, 2007.

POWERS, J. G.; MANNING, K. W.; BROMWICH, D. H. et al. A decade of Antarctic science support through amps. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p.1699-1712, 2012.

POWERS, J. G.; MONAGHAN, A. J.; CAYETTE, A. M.; BROMWICH, D. H.; KUO, Y. -H.; MANNING, K. W. Real-time mesoscale modeling over Antarctica. **American Meteorological Society**, BAMS, p. 1533-1545, 2003.

SIMÕES, J. C.; NETO, J. A., BREMER, U. O uso de mapas antárticos em publicações. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 191-197, 2004.

SIMÕES, J. C.; FERRON, F. A.; BRAUN, M. NETO, J. A., AQUINO, F. E. A GIS for the Antarctic specially managed area of Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. **Geospatial Information Science**, p.4-8, 2001.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J. et al. A Description of the Advanced Research WRF version 3. **NCAR technical note**, 2008.

TASTULA, E. -M.; VIHMA, T. WRF Model Experiments on the Antarctic Atmosphere in Winter. **Monthly Weather Review**, v.139, p. 1279-1291, 2011.

ZAMPIERI, M. Comparison among first, second and third order CBL model. **The 6th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, Portland, ME**, 2004.