



**UNIVERSIDADE DE ÉVORA**  
**DEPARTAMENTO DE FÍSICA**

**Mestrado em Ciências da Terra, da Atmosfera e do Espaço**  
*Especialização em Física da Atmosfera e do Clima*

**Dissertação**

**Estudo de eventos de precipitação intensa na ilha da Madeira utilizando  
o modelo MESO-NH**

Flavio Tiago do Couto

**Orientador:**

Professor Doutor Rui Paulo Vasco Salgado

**Co-Orientadora:**

Professora Doutora Maria João Tavares da Costa

Dezembro, 2011



**Mestrado em Ciências da Terra, da Atmosfera e do Espaço**  
*Especialização em Física da Atmosfera e do Clima*

**Dissertação**

**Estudo de eventos de precipitação intensa na ilha da Madeira utilizando  
o modelo MESO-NH**

Flavio Tiago do Couto

**Orientador:**

Professor Doutor Rui Paulo Vasco Salgado

**Co-Orientadora:**

Professora Doutora Maria João Tavares da Costa



*Tocando em Frente*

*Ando devagar porque já tive pressa  
E levo esse sorriso porque já chorei demais  
Hoje me sinto mais forte, mais feliz quem sabe  
Só levo a certeza de que muito pouco sei,  
Ou nada sei*

*Conhecer as manhas e as manhãs  
O sabor das massas e das maçãs  
É preciso amor pra poder pulsar  
É preciso paz pra poder sorrir  
É preciso a chuva para florir*

*Penso que cumprir a vida seja simplesmente  
Compreender a marcha e ir tocando em frente  
Como um velho boiadeiro levando a boiada  
Eu vou tocando os dias  
Pela longa estrada, eu vou  
Estrada eu sou*

*Todo mundo ama um dia, todo mundo chora  
Um dia a gente chega e no outro vai embora  
Cada um de nós compõe a sua história  
Cada ser em si, carrega o dom de ser capaz  
E ser feliz*

*Almir Sater e Renato Teixeira*



À meus pais





## **Agradecimentos**

Agradeço a Deus, tanto pela oportunidade profissional quanto pela experiência de vida que foi desenvolver este trabalho.

Agradeço aos meus pais que me acompanham sempre, onde quer que eu vá, respeitando e apoiando minhas decisões. Agradeço pelo financiamento, amor incondicional, conselhos e acima de tudo por me ensinarem que devo acreditar e lutar por aquilo que desejo, se hoje vivo esse momento, devo isso a eles.

Ao Professor Doutor Rui Paulo Vasco Salgado, ao qual não tenho palavras para agradecer pela orientação e boa parte do tempo que dedicou a mim, o qual mesmo sabendo das minhas limitações na área de modelação aceitou me orientar.

A co-orientação da Professora Doutora Maria João Costa, que sempre esteve disposta a me ajudar no que fosse necessário. Agradeço ainda pela obtenção das informações de satélite, visto que os dados AIRS são obtidos da NASA.

Ao pessoal do Centro de Geofísica de Évora, que por vezes me ajudaram com problemas técnicos.

Ao Instituto de Meteorologia pela concessão dos dados de precipitação das estações meteorológicas de superfície e cartas sinópticas.

Agradeço aos meus novos e velhos amigos, aos quais sempre me dão força e me fazem dar muitas risadas. Agradeço aos mais próximos, aos do outro lado do Oceano Atlântico, e principalmente aos que sobreviveram ao tempo e a distância, e continuaram comigo na estrada independente de qualquer coisa.



## RESUMO

COUTO, F. T. (2011) **Estudo de eventos de precipitação intensa na Ilha da Madeira utilizando o modelo MESO-NH**. Dissertação (Mestrado) – Mestrado em Ciências da Terra, da Atmosfera e do Espaço – Física da Atmosfera e do Clima. Universidade de Évora. Évora.

Esta dissertação tem como objectivo analisar as principais características atmosféricas associadas a episódios de intensa precipitação na Ilha da Madeira, ocorridos durante o inverno de 2009/2010. Foram seleccionados sete casos de elevada precipitação durante o período de estudo. As condições de larga escala foram caracterizadas por meio de cartas sinópticas e valores de água precipitável obtidos por meio do Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). Foram efectuadas simulações numéricas para os quatro casos mais intensos utilizando o modelo atmosférico MESO-NH com uma resolução de 1 km. O estudo permitiu retirar algumas conclusões sobre a (1) geração de precipitação sobre a ilha da Madeira, (2) utilização do modelo numérico e (3) previsão de intensa precipitação. Em seis dos sete casos seleccionados foi identificada a presença de rios atmosféricos, actuando de forma a aumentar a quantidade de humidade em níveis baixos da atmosfera, tendo a ascensão forçada pela orografia induzido os eventos de elevada precipitação.



## ABSTRACT

COUTO, F. T. (2011) **A study of heavy rainfall events in Madeira Island using the MESO-NH Model**. Master's Thesis in Earth, Atmospheric and Space Sciences – Atmospheric and Climate Physics. University of Évora. Évora.

This thesis aims to identify the main characteristics associated to intense rainfall events observed in Madeira Island during the 2009/2010 winter. Rain gauge data analysis allowed selecting seven heavy precipitation case studies in Madeira's highlands. The large-scale conditions are identified from synoptic charts and measurements of precipitable water obtained from the Atmospheric InfraRed Sounder (AIRS) observations. Making use of the nesting grid technique, the Mesoscale Non-Hydrostatic Model (MESO-NH) was used to simulate the main characteristics of four cases with a resolution of 1 km. Some conclusions could be obtained about the occurrence of heavy precipitation records in Madeira Island, being related to (1) precipitation generation, (2) use of numerical model, and (3) heavy rainfall forecast. In six of the seven cases analyzed, the presence of atmospheric rivers was identified, acting to increase moisture in the lower atmospheric levels, where the orographically forced ascend induced the heavy precipitation events.



## Listas de Figuras

- FIGURA 2.1 – LINHAS DE CORRENTE PARA UM ESCOAMENTO SOBRE UMA SÉRIE INFINITA DE MONTANHAS SINUSOIDAIS QUANDO O COMPRIMENTO DE ONDA DA TOPOGRAFIA É (A) 8KM E (B) 40KM. O ESCOAMENTO É DA ESQUERDA PARA A DIREITA E A LINHA DE CORRENTE MAIS BAIXA COINCIDE COM A TOPOGRAFIA. ADAPTADO DE DURRAN (2003). .....8
- FIGURA 2.2 – LINHAS DE CORRENTE PARA UM ESCOAMENTO SOBRE UMA MONTANHA ISOLADA REPRESENTADO PELA TEORIA LINEAR QUANDO (A)  $A=10$  KM,  $N$  É CONSTANTE E  $NH_0/U=0.6$ ; (B)  $A=5$  KM,  $N$  É CONSTANTE AO LONGO DE DUAS CAMADAS DE TAL FORMA QUE ENTRE A SUPERFÍCIE E 3 KM,  $N_L H_0/U = 0.6$ , SENDO  $N_L$  A FREQUÊNCIA BRUNT-VÄISÄLÄ EM BAIXOS NÍVEIS E, ACIMA DE 3 KM,  $N_U H_0/U = 0,24$ , COM  $N_U$ , SENDO A FREQUÊNCIA BRUNT-VÄISÄLÄ EM ALTOS NÍVEIS. ADAPTADO DE DURRAN (2003). .....9
- FIGURA 2.3 – SECÇÕES VERTICAIS DE UM ESCOAMENTO SOBRE UM OBSTÁCULO PARA UM FLUIDO BAROTRÓPICO COM SUPERFÍCIE LIVRE SENDO OBSERVADO (A)  $Fr < 1$  EM TODOS OS LUGARES (FLUXO SUB-CRÍTICO), (B)  $Fr > 1$  EM TODOS OS LUGARES (FLUXO SUPER-CRÍTICO), E (C) FLUXO SUPER-CRÍTICO ( $Fr > 1$ ) AO LONGO DA ENCOSTA A SOTAVENTO COM MUDANÇA PARA UM FLUXO SUB-CRÍTICO ( $Fr < 1$ ) LOGO PRÓXIMO A BASE DO OBSTÁCULO E TAMBÉM A BARLAVENTO, INDICANDO A SITUAÇÃO DE SALTO HIDRÁULICO. ADAPTADO DE LYNCH E CASSANO (2006). ..... 11
- FIGURA 2.4 – VISTA ESQUEMÁTICA DO FLUXO DE OESTE SOBRE UMA BARREIRA TOPOGRÁFICA: (A) PROFUNDIDADE DA COLUNA DE FLUIDO EM FUNÇÃO DE  $x$  E (B) A TRAJECTÓRIA DE UMA PARCELA NO PLANO HORIZONTAL ( $x, y$ ). FONTE: HOLTON (2004). ..... 13
- FIGURA 2.5 – ESTRUTURA DE UMA CAMADA DE NUVEM DE ONDA. LINHAS DE CORRENTE MOSTRAM O ESCOAMENTO. À ESQUERDA, TEM-SE UM PERFIL IDEALIZADO DE HUMIDADE RELATIVA, ONDE CADA CAMADA POSSUI SEU PRÓPRIO NÍVEL DE CONDENSAÇÃO. A NUVEM FORMADA É REPRESENTADA PELA REGIÃO SOMBREADA. O ARQUEAMENTO DA BASE DA NUVEM OCORRE SE A CAMADA DE AR É SECA O BASTANTE. ADAPTADO DE HOUZE (1993). ..... 15
- FIGURA 2.6 – SECÇÕES VERTICAIS DE ALGUNS DOS FENÓMENOS OBSERVADOS EM MONTANHAS DURANTE O ESCOAMENTO DO VENTO. 1- NUVENS LENTICULARES; 2 - NUVEM DO TIPO 'CAP'; 3 - ONDAS DE MONTANHA; 4 - BLOQUEIO DOS VENTOS EM NÍVEIS MAIS BAIXOS; 5 - NUVENS ROTOR, 6 - NUVEM DO TIPO 'BANNER'; 7 - TURBULÊNCIA; 8 - TEMPESTADES DE VENTO À SOTAVENTO E 9 - SALTO HIDRÁULICO. ADAPTADO DE WALLACE E HOBBS (2006). ..... 16
- FIGURA 2.7 – MECANISMOS DE PRECIPITAÇÃO OROGRÁFICA. (A) MECANISMO DE SEEDER-FEEDER; (B) ASCENSÃO DE UMA MASSA DE AR ESTÁVEL (UPSLOPE CONDENSATION); (C) CONVECÇÃO DISPARADA POR LEVANTAMENTO (UPSLOPE TRIGGERING OF CONVECTION); (D) CONVECÇÃO INTENSIFICADA DEVIDO A UM ESCOAMENTO SUPERIOR (UPSTREAM TRIGGERING OF CONVECTION); (E) CONVECÇÃO TÉRMICA (THERMAL TRIGGERING OF CONVECTION); (F) CONVECÇÃO DISPARADA A SOTAVENTO (LEE-SIDE TRIGGERING OF CONVECTION); (G) CONVECÇÃO INTENSIFICADA À SOTAVENTO (LEE-SIDE ENHANCEMENT OF CONVECTION). FONTE: HOUZE (1993). ..... 20
- FIGURA 2.8 – ESTÁGIOS DE DESENVOLVIMENTO DE UMA NUVEM CUMULONIMBUS. (A) ESTÁGIO CUMULUS, (B) ESTÁGIO MADURO E (C) ESTÁGIO DE DISSIPAÇÃO. ADAPTADO DE LYNCH E CASSANO (2006). ..... 21
- FIGURA 2.9 - ILUSTRAÇÃO ESQUEMÁTICA DO BALANÇO HÍDRICO EM UMA ENCOSTA DE BARLAVENTO COM UM FLUXO DE ENTRADA ( $F$ ), FONTE DE CONDENSAÇÃO ( $S$  - REGIÃO SOMBREADA), PRECIPITAÇÃO ( $P$ ) E EVAPORAÇÃO ( $E$ ). NO CASO DE (TOPO) MULTI-ESCALAS; (BAIXO) ENCOSTA SUAVE. FONTE: SMITH E BARSTAD (2004). ..... 23
- FIGURA 2.10 – EXEMPLO DE RIO ATMOSFÉRICO OBSERVADO NO OCEANO PACÍFICO. IMAGEM DE SATÉLITE DA MANHÃ DE 7 DE NOVEMBRO DE 2006: SSM COMPOSITE/IMAGEM I DO IWV (CM) CONSTRUÍDA A PARTIR DE TRECHOS DE ÓRBITA POLAR ENTRE 0200 E 0615 UTC. ADAPTADO DE NEIMAN ET AL. (2008). ..... 28

|   |    |
|---|----|
| FIGURA 3.1 – LOCALIZAÇÃO E OROGRAFIA DA ILHA DA MADEIRA. A OROGRAFIA REPRESENTADA PELA ESCALA DE CORES, FOI SIMULADA COM O MODELO MESO-NH COM UMA RESOLUÇÃO ESPACIAL DE ~1 KM E OBTIDA DA BASE GTOPO30. ...   | 30 |
| FIGURA 3.2 – DISTRIBUIÇÃO DE TEMPERATURA NA ILHA DA MADEIRA: (A) MÉDIA ANUAL; (B) MÉDIA DE TEMPERATURA MÍNIMA EM DJF; (C) MÉDIA DA TEMPERATURA MÁXIMA EM JJA. DADOS DE OBSERVAÇÕES 1961-1990. FONTE: SANTOS E MIRANDA (2006).....   | 31 |
| FIGURA 3.3 – MÉDIA DA PRECIPITAÇÃO ACUMULADA NA MADEIRA: (A) ANUAL; (B) DJF; (C) JJA. DADOS DE OBSERVAÇÕES 1961-1990. FONTE: SANTOS E MIRANDA (2006). ....  | 31 |
| FIGURA 3.4 – SISTEMA DE COORDENADA VERTICAL DE GAL-CHEN E BASES CARTESIANA (i, j), COVARIANTE (E <sub>i</sub> ) E CONTRAVARIANTE (É'). FONTE: LAFORE ET AL. (1998). ....  | 38 |
| FIGURA 3.5 – ESQUEMA DE GRELHA HORIZONTAL UTILIZADA NO MESO-NH. ....  | 39 |
| FIGURA 3.6 – ESQUEMA DE GRELHA VERTICAL UTILIZADA NO MESO-NH. ....  | 39 |
| FIGURA 3.7 – EXEMPLO DE GRELHAS ANINHADAS. ....   | 39 |
| FIGURA 3.8 – CONFIGURAÇÃO DO MODELO MESO-NH EM RELAÇÃO AOS DOMÍNIOS NA HORIZONTAL, COM RESOLUÇÕES ESPACIAIS DE 9 KM (D1), 3 KM (D2) E 1KM (D3). ....  | 42 |
| FIGURA 4.1 – GRÁFICOS DE ACUMULADO DIÁRIO DE PRECIPITAÇÃO AO LONGO DO MÊS DE DEZEMBRO DE 2009 PARA AS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE (A) FUNCHAL, AREIRO E PONTA DO SOL; (B) SANTANA, CANIÇAL, LOMBO DA TERÇA E CALHETA. ....   | 46 |
| FIGURA 4.2 – GRÁFICOS DE ACUMULADO DIÁRIO DE PRECIPITAÇÃO AO LONGO DO MÊS DE JANEIRO DE 2010 PARA AS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE (A) FUNCHAL, AREIRO E PONTA DO SOL; (B) SANTANA, CANIÇAL, LOMBO DA TERÇA E CALHETA. ....  | 47 |
| FIGURA 4.3 – GRÁFICOS DE ACUMULADO DIÁRIO DE PRECIPITAÇÃO AO LONGO DO MÊS DE FEVEREIRO DE 2010 PARA AS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE (A) FUNCHAL, AREIRO E PONTA DO SOL; (B) SANTANA, CANIÇAL, LOMBO DA TERÇA E CALHETA. ....  | 48 |
| FIGURA 4.4 – PRECIPITAÇÃO HORÁRIA NO DIA 22 DE DEZEMBRO DE 2009 PARA AS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE (A) FUNCHAL, AREIRO E PONTA DO SOL; (B) SANTANA, CANIÇAL, LOMBO DA TERÇA E CALHETA. ....   | 49 |
| FIGURA 4.5 – PRECIPITAÇÃO ACUMULADA NO DIA 22 DE DEZEMBRO DE 2009 SIMULADA PELO MODELO. ....  | 50 |
| FIGURA 4.6 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA DURANTE O DIA 22/12/2009 EM SUPERFÍCIE (VERMELHO) E SIMULADA PELO MODELO (PRETO) EM UM PONTO PRÓXIMO DA ESTAÇÃO PARA: (A) FUNCHAL; (B) SANTANA; (C) AREIRO; (D) CANIÇAL. ....  | 51 |
| FIGURA 4.7 – DISTRIBUIÇÃO HORÁRIA DA PRECIPITAÇÃO NO DIA 22/12/2009 EM SUPERFÍCIE (VERMELHO) E SIMULADA PELO MODELO (PRETO) EM UM PONTO PRÓXIMO DA ESTAÇÃO PARA: (A) FUNCHAL; (B) SANTANA; (C) AREIRO; (D) CANIÇAL. ....  | 51 |
| FIGURA 4.8 – CARTA SINÓPTICA PARA ÀS 00 UTC DO DIA 23/12/2009. ....   | 52 |
| FIGURA 4.9 – IMAGENS DE SATÉLITE (AQUA - AIRS) REFERENTE À ÁGUA PRECIPITÁVEL NO DIA (A) 22/12/2009 – 08:59 UTC, (B) 22/12/2009 – 18:35 UTC E (C) 23/12/2009 – 08:23 UTC. A ESCALA DE CORES REPRESENTA A QUANTIDADE TOTAL DE VAPOR DE ÁGUA INTEGRADA DESDE A SUPERFÍCIE ATÉ AO TOPO DA ATMOSFERA. .... | 53 |
| FIGURA 4.10 – SIMULAÇÃO DA ENERGIA POTENCIAL DISPONÍVEL PARA CONVECÇÃO (CAPE) NO DIA 22/12/2009 ÀS (A) 06 UTC, (B) 12 UTC, (C) 18 UTC E (D) 20 UTC. ....  | 54 |
| FIGURA 4.11 – SIMULAÇÃO DA (A) HUMIDADE RELATIVA E (B) TEMPERATURA. AMBAS AS IMAGENS SÃO REFERENTES ÀS 19 UTC DO DIA 22/12/2009 E PARA O PRIMEIRO NÍVEL DO MODELO. OS VECTORES REPRESENTAM O ESCOAMENTO HORIZONTAL NESTE NÍVEL. ....  | 55 |
| FIGURA 4.12 – SIMULAÇÃO DE VELOCIDADE VERTICAL (ESCALA DE CORES) E DO VENTO HORIZONTAL (VECTORES) NO PRIMEIRO NÍVEL DO MODELO ÀS (A) 12 UTC E (B) 18 UTC. ....  | 55 |
| FIGURA 4.13 – SIMULAÇÃO DE VELOCIDADE VERTICAL (ESCALA DE CORES) E ESCOAMENTO (VECTORES) NOS NÍVEIS DE (A) 850 hPa – 12 UTC, (B) 850 hPa – 18 UTC, (C) 500 hPa – 12 UTC, (D) 500 hPa – 18 UTC, (E) 200 hPa – 12 UTC E (F) 200 hPa – 18 UTC. ....  | 57 |



|   |    |
|---|----|
| FIGURA 4.14 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE, TAMBÉM INDICADO NA FIGURA 3.1, MOSTRANDO MOVIMENTOS VERTICAIS E ESCOAMENTO (COMPONENTE ZONAL DO VENTO) SIMULADOS PELO MODELO, COM UM LIMITE SUPERIOR DE 10 KM (A) ÀS 06 UTC, (B) ÀS 12 UTC (C) ÀS 18 UTC E (D) ÀS 20 UTC. ....                | 58 |
| FIGURA 4.15 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 (INDICADO NA FIGURA 3.1) DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DE RAZÃO DE MISTURA DE VAPOR (A) ÀS 06 UTC E (B) 19 UTC. ....   | 59 |
| FIGURA 4.16 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DA RAZÃO DE MISTURA DE ÁGUA DE NUVEM PARA (A) ÀS 06 UTC, (B) ÀS 12 UTC, (C) ÀS 18 UTC E (D) ÀS 20 UTC. ....  | 60 |
| FIGURA 4.17 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=28 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DA RAZÃO DE MISTURA DE ÁGUA DE NUVEM (ESCALA DE CORES) E COMPONENTE ZONAL DO VENTO (VECTORES) PARA AS 20 UTC DO DIA 22/12/2009. ....   | 60 |
| FIGURA 4.18 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DA RAZÃO DE MISTURA DE GELO PARA (A) AS 18 UTC E (B) AS 20 UTC. ....  | 61 |
| FIGURA 4.19 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DE COBERTURA DE NUVENS PARA (A) ÀS 12 UTC E (B) ÀS 20 UTC. ....  | 61 |
| FIGURA 4.20 – PRECIPITAÇÃO HORÁRIA NO DIA 28 DE DEZEMBRO DE 2009 PARA AS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE (A) FUNCHAL, AREIRO E PONTA DO SOL; (B) SANTANA, CANIÇAL, LOMBO DA TERÇA E CALHETA. ....  | 62 |
| FIGURA 4.21 - PRECIPITAÇÃO ACUMULADA NO DIA 28 DE DEZEMBRO DE 2009 SIMULADA PELO MODELO. ....   | 63 |
| FIGURA 4.22 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA DURANTE O DIA 28/12/2009 EM SUPERFÍCIE (VERMELHO) E PELA CORRIDA DO MODELO (PRETO) EM UM PONTO PRÓXIMO DA ESTAÇÃO PARA: (A) AREIRO; (B) FUNCHAL; (C) PONTA DO SOL; (D) CANIÇAL. ....  | 64 |
| FIGURA 4.23 – EVOLUÇÃO DA PRECIPITAÇÃO HORÁRIA NO DIA 28/12/2009 EM SUPERFÍCIE (VERMELHO) E SIMULADA PELO MODELO (PRETO) EM UM PONTO PRÓXIMO DA ESTAÇÃO PARA: (A) AREIRO; (B) FUNCHAL; (C) PONTA DO SOL; (D) CANIÇAL. ....  | 64 |
| FIGURA 4.24 – CARTA SINÓPTICA PARA ÀS 00 UTC DO DIA 28/12/2009. ....  | 65 |
| FIGURA 4.25 – IMAGENS DE SATÉLITE (AQUA - AIRS) REFERENTE À ÁGUA PRECIPITÁVEL NO DIA (A) 28/12/2009 – 8:41 UTC, (B) 28/12/2009 – 17:59 UTC E (C) 29/12/2009 – 7:53 UTC. A ESCALA DE CORES REPRESENTA A QUANTIDADE TOTAL DE VAPOR DE ÁGUA INTEGRADA DESDE A SUPERFÍCIE ATÉ O TOPO DA ATMOSFERA. .... | 66 |
| FIGURA 4.26 – SIMULAÇÃO DA ENERGIA POTENCIAL DISPONÍVEL PARA CONVECÇÃO (CAPE) NO DIA 28/12/2009 ÀS (A) 03 UTC, (B) 09 UTC, (C) 12 UTC E (D) 23 UTC. ....  | 67 |
| FIGURA 4.27 – SIMULAÇÃO DA (A) HUMIDADE RELATIVA E (B) TEMPERATURA. AMBAS AS IMAGENS SÃO REFERENTES ÀS 03 UTC DO DIA 28/12/2009 E PARA O PRIMEIRO NÍVEL DO MODELO. OS VECTORES REPRESENTAM O ESCOAMENTO HORIZONTAL NESTE NÍVEL. ....  | 67 |
| FIGURA 4.28 – SIMULAÇÃO DE VELOCIDADE VERTICAL (ESCALA DE CORES) E DO VENTO HORIZONTAL (VECTORES) ÀS (A) 03 UTC E (B) 23 UTC. ....  | 68 |
| FIGURA 4.29 – MOVIMENTOS VERTICAIS (ESCALA DE CORES) E ESCOAMENTO (VECTORES) NOS NÍVEIS DE (A) 850 HPA – 03UTC, (B) 850 HPA – 23 UTC, (C) 500 HPA – 03 UTC, (D) 500 HPA – 23 UTC, (E) 200 HPA – 03 UTC E (F) 200 HPA – 23 UTC. ....   | 69 |
| FIGURA 4.30 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA A SECÇÃO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO MOVIMENTOS VERTICAIS E ESCOAMENTO (COMPONENTE ZONAL DO VENTO), COM UM LIMITE SUPERIOR DE 10 KM PARA (A) ÀS 03 UTC E (B) ÀS 23 UTC. ....   | 70 |
| FIGURA 4.31 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DE RAZÃO DE MISTURA DE VAPOR DE ÁGUA PARA (A) AS 03 UTC E (B) AS 22 UTC. ....  | 71 |
| FIGURA 4.32 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DA RAZÃO DE MISTURA DE ÁGUA DE NUVEM PARA (A) AS 05 UTC, (B) AS 23 UTC. ....   | 71 |
| FIGURA 4.33 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO OS VALORES SIMULADOS DA RAZÃO DE MISTURA DE GELO PARA (A) AS 05 UTC E (B) AS 23 UTC. ....   | 72 |
| FIGURA 4.34 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE EM Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DE COBERTURA DE NUVENS PARA (A) AS 05 UTC E (B) AS 23 UTC. ....  | 72 |

|  |    |
|--|----|
| FIGURA 4.35 – PRECIPITAÇÃO HORÁRIA NO DIA 02 DE FEVEREIRO DE 2010 PARA AS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE (A) FUNCHAL, AREEIRO E PONTA DO SOL; (B) SANTANA, CANIÇAL, LOMBO DA TERÇA E CALHETA. ....   | 73 |
| FIGURA 4.36 - PRECIPITAÇÃO ACUMULADA NO DIA 02 DE FEVEREIRO DE 2010 SIMULADA PELO MODELO. ....   | 74 |
| FIGURA 4.37 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA DURANTE O DIA 02/02/2010 À SUPERFÍCIE (VERMELHO) E SIMULADA PELO MODELO (PRETO) EM UM PONTO PRÓXIMO DA ESTAÇÃO PARA: (A) AREEIRO; (B) LOMBO DA TERÇA; (C) FUNCHAL; (D) CALHETA. ....                             | 75 |
| FIGURA 4.38 – EVOLUÇÃO DA PRECIPITAÇÃO HORÁRIA NO DIA 02/02/2010 EM SUPERFÍCIE (VERMELHO) E SIMULADA PELO MODELO (PRETO) EM UM PONTO PRÓXIMO DA ESTAÇÃO PARA: (A) AREEIRO; (B) LOMBO DA TERÇA; (C) FUNCHAL; (D) CALHETA. ....  | 75 |
| FIGURA 4.39 - CARTA SINÓPTICA PARA AS 00 UTC DO DIA 03/02/2010. ....   | 76 |
| FIGURA 4.40 - IMAGENS DE SATÉLITE (AQUA - AIRS) REFERENTES À ÁGUA PRECIPITÁVEL NO DIA (A) 02/02/2010 – 08:17 UTC E (B) 02/02/2010 – 18:59 UTC. A ESCALA DE CORES REPRESENTA A QUANTIDADE TOTAL DE VAPOR DE ÁGUA INTEGRADA DESDE A SUPERFÍCIE ATÉ O TOPO DA ATMOSFERA. .... | 77 |
| FIGURA 4.41 – SIMULAÇÃO DA ENERGIA POTENCIAL DISPONÍVEL PARA CONVECÇÃO (CAPE) NO DIA 02/02/2010 ÀS (A) 03 UTC, (B) 06 UTC, (C) 12 UTC E (D) 22 UTC. ....   | 78 |
| FIGURA 4.42 – SIMULAÇÃO DA (A) HUMIDADE RELATIVA E (B) TEMPERATURA. AMBAS AS IMAGENS SÃO REFERENTES ÀS 06 UTC DO DIA 02/02/2010 E PARA O PRIMEIRO NÍVEL DO MODELO. OS VECTORES REPRESENTAM O ESCOAMENTO HORIZONTAL NESTE NÍVEL. ....                                       | 79 |
| FIGURA 4.43 – SIMULAÇÃO DE VELOCIDADE VERTICAL (ESCALA DE CORES) E DO VENTO HORIZONTAL (VECTORES) ÀS (A) 06 UTC E (B) 23 UTC. ....   | 79 |
| FIGURA 4.44 – SIMULAÇÃO DE VELOCIDADE VERTICAL (ESCALA DE CORES) E ESCOAMENTO (VECTORES) NOS NÍVEIS DE (A) 850 HPA – 06 UTC, (B) 850 HPA – 23 UTC, (C) 500 HPA – 06 UTC, (D) 500 HPA – 23 UTC, (E) 200 HPA – 06 UTC E (F) 200 HPA – 23 UTC. ....                           | 81 |
| FIGURA 4.45 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO MOVIMENTOS VERTICAIS E ESCOAMENTO (COMPONENTE ZONAL DO VENTO), COM UM LIMITE SUPERIOR DE 10 KM PARA (A) AS 06 UTC E (B) AS 23 UTC. ....   | 81 |
| FIGURA 4.46 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DE RAZÃO DE MISTURA DE VAPOR PARA (A) AS 06 UTC E (B) ÀS 23 UTC. ....   | 82 |
| FIGURA 4.47 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DA RAZÃO DE MISTURA DE ÁGUA DE NUVEM PARA (A) AS 07 UTC, (B) AS 09 UTC, (C) AS 23 UTC. ....   | 83 |
| FIGURA 4.48 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DA RAZÃO DE MISTURA DE GELO PARA (A) AS 07 UTC, (B) AS 09 UTC E (C) 23 UTC. ....  | 84 |
| FIGURA 4.49 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DE COBERTURA DE NUVENS PARA (A) AS 07 UTC E (B) AS 09 UTC, (C) AS 12 UTC E (D) AS 23 UTC. ....  | 84 |
| FIGURA 4.50 - IMAGENS DA ILHA DA MADEIRA REGISTRADAS NO DIA 20 DE FEVEREIRO DE 2010. FONTE: INTERNET [1]. ....   | 85 |
| FIGURA 4.51 - PRECIPITAÇÃO HORÁRIA NO DIA 20 DE FEVEREIRO DE 2010 PARA AS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE (A) FUNCHAL, AREEIRO E PONTA DO SOL; (B) SANTANA, CANIÇAL, LOMBO DA TERÇA E CALHETA. ....   | 86 |
| FIGURA 4.52 – PRECIPITAÇÃO ACUMULADA NO DIA 20 DE FEVEREIRO DE 2010 SIMULADA PELO MODELO. ....   | 87 |
| FIGURA 4.53 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA DURANTE O DIA 20/02/2010 (VERMELHO) E SIMULADA PELO MODELO (PRETO) EM UM PONTO PRÓXIMO DA ESTAÇÃO PARA: (A) FUNCHAL, (B) AREEIRO, (C) PONTA DO SOL, (D) CALHETA. ....  | 87 |
| FIGURA 4.54 – DISTRIBUIÇÃO HORÁRIA DA PRECIPITAÇÃO NO DIA 20/02/2010 EM ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DE SUPERFÍCIE (VERMELHO) E SIMULADA PELO MODELO (PRETO) EM UM PONTO PRÓXIMO DA ESTAÇÃO PARA: (A) FUNCHAL, (B) AREEIRO, (C) PONTA DO SOL E (D) CALHETA. ....                  | 88 |
| FIGURA 4.55 - CARTA SINÓPTICA PARA ÀS 18 UTC DO DIA 20/02/2010. ....   | 89 |
| FIGURA 4.56 – IMAGENS DE SATÉLITE AQUA-AIRS REFERENTE À ÁGUA PRECIPITÁVEL NO DIA (A) 20/02/2010 – 08:11 UTC E (B) 20/02/2010 – 18:59 UTC. A ESCALA DE CORES REPRESENTA A QUANTIDADE TOTAL DE VAPOR DE ÁGUA INTEGRADA DESDE A SUPERFÍCIE ATÉ AO TOPO DA ATMOSFERA. ....     | 89 |

|  |     |
|--|-----|
| FIGURA 4.57 – SIMULAÇÃO DA ENERGIA POTENCIAL DISPONÍVEL PARA CONVECÇÃO (CAPE) NO DIA 20/02/2010 ÀS (A) 09 UTC, (B) 12 UTC, (C) 18 UTC E (D) 21 UTC. ....   | 90  |
| FIGURA 4.58 – SIMULAÇÃO DA (A) HUMIDADE RELATIVA E (B) TEMPERATURA DO AR. AMBAS AS IMAGENS SÃO REFERENTES ÀS 12 UTC DO DIA 20/02/2010 E PARA O PRIMEIRO NÍVEL DO MODELO. OS VECTORES REPRESENTAM O ESCOAMENTO HORIZONTAL NESTE NÍVEL. ....                             | 91  |
| FIGURA 4.59 – SIMULAÇÃO DE VELOCIDADE VERTICAL (ESCALA DE CORES) E DO VENTO HORIZONTAL (VECTORES) PARA (A) ÀS 12 UTC E (B) ÀS 18 UTC. ....   | 91  |
| FIGURA 4.60 – VELOCIDADE VERTICAL (ESCALA DE CORES) E ESCOAMENTO (VECTORES) NOS NÍVEIS DE (A) 850 HPA – 12 UTC, (B) 850 HPA – 18 UTC, (C) 500 HPA – 12 UTC, (D) 500 HPA – 18 UTC, (E) 200 HPA – 12 UTC E (F) 200 HPA – 18 UTC. ....                                    | 93  |
| FIGURA 4.61 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA A SECÇÃO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO MOVIMENTOS VERTICAIS E ESCOAMENTO (COMPONENTE ZONAL DO VENTO), COM UM LIMITE SUPERIOR DE 10 KM (A) ÀS 12 UTC E (B) ÀS 18 UTC. ....   | 93  |
| FIGURA 4.62 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DE RAZÃO DE MISTURA DE VAPOR (A) ÀS 12 UTC E (B) ÀS 18 UTC. ....  | 94  |
| FIGURA 4.63 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE SECÇÃO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DA RAZÃO DE MISTURA DE ÁGUA DE NUVEM (A) ÀS 06 UTC, (B) ÀS 09 UTC, (C) ÀS 12 UTC E (D) ÀS 18 UTC. ....  | 95  |
| FIGURA 4.64 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DA RAZÃO DE MISTURA DE GELO (A) ÀS 06 UTC, (B) ÀS 09 UTC E (C) 12 UTC. ....   | 96  |
| FIGURA 4.65 – SECÇÃO VERTICAL DE SENTIDO LESTE-OESTE PARA O PONTO Y=33 DA GRELHA MOSTRANDO A SIMULAÇÃO DE COBERTURA DE NUVENS (A) ÀS 03 UTC E (B) ÀS 10 UTC, (C) ÀS 12 UTC E (D) ÀS 18 UTC. ....   | 97  |
| FIGURA 4.66 – PROGNÓSTICO DA PRECIPITAÇÃO ACUMULADA NO DIA 20 DE FEVEREIRO DE 2010 SIMULADA PELO MESO-NH COM INÍCIO ÀS 1200 UTC DO DIA 19/02/2010. ....  | 97  |
| FIGURA 4.67 - IMAGENS DE SATÉLITE AQUA-AIRS REFERENTE A ÁGUA PRECIPITÁVEL NO DIA (A) 15/12/2009 – 08:59 UTC E (B) 15/12/2009 – 18:29 UTC. A ESCALA DE CORES REPRESENTA A QUANTIDADE TOTAL DE VAPOR DE ÁGUA INTEGRADA DESDE A SUPERFÍCIE DO OCEANO ATÉ O ESPAÇO. ....   | 98  |
| FIGURA 4.68 - IMAGENS DE SATÉLITE (AQUA-AIRS) REFERENTE A ÁGUA PRECIPITÁVEL NO DIA (A) 17/12/2009 – 08:53 UTC E (B) 17/12/2009 – 18:17 UTC. A ESCALA DE CORES REPRESENTA A QUANTIDADE TOTAL DE VAPOR DE ÁGUA INTEGRADA DESDE A SUPERFÍCIE DO OCEANO ATÉ O ESPAÇO. .... | 99  |
| FIGURA 4.69 - IMAGENS DE SATÉLITE REFERENTE A ÁGUA PRECIPITÁVEL NO DIA (A) 02/01/2010 – 08:53 UTC E (B) 02/01/2010 – 18:17 UTC. A ESCALA DE CORES REPRESENTA A QUANTIDADE TOTAL DE VAPOR DE ÁGUA INTEGRADA DESDE A SUPERFÍCIE DO OCEANO ATÉ O ESPAÇO. ....             | 99  |
| FIGURA A.1 – RELEVO E CONCELHOS DA ILHA DA MADEIRA. FONTE: INTERNET [2] .....  | 116 |



## Lista de Tabelas

|  |    |
|--|----|
| TABELA 2. 1 - GÉNERO E ALTURAS DAS NUVENS IDENTIFICADAS VISUALMENTE (ADAPTADO DE HOUZE, 1993).....   | 15 |
| TABELA 3. 1 - ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE DO INSTITUTO DE METEOROLOGIA. ....   | 33 |
| TABELA 3. 2 - VALORES DE REFERÊNCIA DE ENERGIA POTENCIAL DISPONÍVEL PARA CONVECÇÃO (CAPE) UTILIZADOS NOS<br>ESTADOS UNIDOS. FONTE: <a href="http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/indices.php">HTTP://WWW.CRH.NOAA.GOV./LMK/SOO/DOCU/INDICES.PHP</a> . .... | 43 |
| TABELA 3. 3 - VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS SIMULADAS PELO MESO-NH E UTILIZADAS NAS ANÁLISES.....   | 43 |



# Índice

|  |      |
|--|------|
| Agradecimentos.....  | i    |
| RESUMO .....   | iii  |
| ABSTRACT.....  | v    |
| Listas de Figuras .....  | vii  |
| Lista de Tabelas.....  | xiii |
| CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO .....  | 1    |
| 1.1 - Hipótese .....   | 2    |
| 1.2 – Objectivo geral .....  | 2    |
| 1.3 – Objectivos específicos.....  | 2    |
| 1.4 – Motivação.....   | 3    |
| CAPÍTULO 2 – EFEITO DAS MONTANHAS EM ALGUNS PROCESSOS FÍSICOS E<br>DINÂMICOS DA ATMOSFERA: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA ..... | 5    |
| 2.1 – Efeitos no escoamento.....   | 5    |
| 2.1.1 – Ondas Gravíticas Internas .....  | 6    |
| 2.2 – Efeitos na formação de nuvens.....   | 13   |
| 2.3 – Efeitos na formação e desenvolvimento de precipitação .....  | 16   |
| 2.4 – Factores de grande escala que influenciam a precipitação .....   | 27   |
| CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS .....   | 29   |
| 3.1 – REGIÃO DE ESTUDO E EVENTOS SELECCIONADOS .....   | 29   |
| 3.1.1 – Região de Estudo .....   | 29   |
| 3.1.2 – Casos de estudo.....   | 31   |
| 3.2 - ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE (EMS) .....  | 32   |
| 3.3 – IMAGENS DE SATÉLITE E CARTAS SINÓPTICAS .....  | 33   |
| 3.4 – MESOSCALE NON-HYDROSTATIC MODEL – MESO-NH.....   | 34   |
| 3.4.1 – Dinâmica e Física do Modelo.....   | 34   |
| 3.4.1.1 – Sistema de equações.....   | 34   |
| 3.4.1.2 – Discretização e Sistema de Coordenadas .....   | 38   |

|  |    |
|--|----|
| 3.4.1.3 - Esquemas de parametrização .....                                   | 40 |
| 3.4.2 – Configuração do MESO-NH e aspectos das simulações .....              | 41 |
| 3.4.2.1 – Variáveis meteorológicas simuladas pelo MESO-NH .....              | 42 |
| CAPÍTULO 4 - RESULTADOS .....  | 45 |
| 4.1 – ANÁLISE DOS DADOS DE PRECIPITAÇÃO EM SUPERFÍCIE.....                   | 45 |
| 4.2 – CASO DE ESTUDO 1 – 22 de Dezembro de 2009 .....                        | 48 |
| 4.2.1 - Análise da precipitação observada e simulada pelo modelo.....        | 48 |
| 4.2.2 – Aspectos de grande escala .....                                      | 52 |
| 4.2.3 – Aspectos de mesoescala.....  | 53 |
| 4.2.3.1 – Instabilidade Potencial .....                                      | 53 |
| 4.2.3.2 - Efeito de montanha observado nos níveis mais baixos do modelo..... | 54 |
| 4.2.3.3 – Velocidade vertical.....   | 55 |
| 4.2.3.4 – Razões de mistura.....   | 58 |
| 4.2.3.5 – Nebulosidade.....  | 61 |
| 4.3 – CASO DE ESTUDO 2 – 28 de Dezembro de 2009 .....                        | 62 |
| 4.3.1 – Análise de precipitação observada e simulada pelo modelo .....       | 62 |
| 4.3.2 – Aspectos de grande escala .....                                      | 65 |
| 4.3.3 – Aspectos de mesoescala.....  | 66 |
| 4.3.3.1 – Instabilidade Potencial .....                                      | 66 |
| 4.3.3.2 - Efeito de montanha observado nos níveis mais baixos do modelo..... | 67 |
| 4.3.3.3 – Velocidade vertical.....   | 68 |
| 4.3.3.4 – Razões de mistura.....   | 70 |
| 4.3.3.5 - Nebulosidade.....  | 72 |
| 4.4 – CASO DE ESTUDO 3 – 02 de Fevereiro de 2010 .....                       | 73 |
| 4.4.1 – Análise de precipitação observada e simulada pelo modelo.....        | 73 |
| 4.4.2 – Aspectos de grande escala .....                                      | 76 |
| 4.4.3 – Aspectos de mesoescala.....  | 77 |
| 4.4.3.1 – Instabilidade Potencial .....                                      | 77 |
| 4.4.3.2 - Efeito de montanha observado nos níveis mais baixos do modelo..... | 78 |



|  |     |
|--|-----|
| 4.4.3.3 – Velocidade vertical.....   | 79  |
| 4.4.3.4 – Razões de mistura.....   | 82  |
| 4.4.3.6 – Nebulosidade.....  | 83  |
| 4.5 – CASO DE ESTUDO 4 – 20 de Fevereiro de 2010 .....                       | 85  |
| 4.5.1 - Análise da precipitação observada e simulada pelo modelo.....        | 85  |
| 4.5.2 – Aspectos de grande escala .....                                      | 88  |
| 4.5.3 – Aspectos de mesoescala.....  | 89  |
| 4.5.3.1 – Instabilidade Potencial .....                                      | 89  |
| 4.5.3.2 - Efeito de montanha observado nos níveis mais baixos do modelo..... | 90  |
| 4.5.3.3 – Velocidade vertical.....   | 91  |
| 4.5.3.4 – Razões de mistura.....   | 94  |
| 4.5.3.5 - Nebulosidade.....  | 96  |
| 4.5.4 – Análise do prognóstico do MESO-NH para o dia 20/02/2010.....         | 97  |
| 4.6 – CASOS ADICIONAIS: interpretação das imagens de satélite .....          | 98  |
| 4.6.1 – Caso 15 de Dezembro de 2009.....                                     | 98  |
| 4.6.2 – Caso 17 de Dezembro de 2009.....                                     | 98  |
| 4.6.2 – Caso 02 de Janeiro de 2010.....                                      | 99  |
| CAPÍTULO 5 – DISCUSSÃO DOS CASOS .....                                       | 101 |
| 5.1 – CASO 1 = 22/12/2009.....   | 101 |
| 5.2 – CASO 2 = 28/12/2009.....   | 102 |
| 5.3 – CASO 3 = 02/02/2010.....   | 103 |
| 5.4 – CASO 4 = 20/02/2010.....   | 104 |
| CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS .....             | 105 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....   | 109 |
| Anexo A .....  | 116 |



## CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

A existência de interações entre os grandes sistemas da Terra é um facto cientificamente reconhecido, mantendo-se no entanto, muitas interrogações sobre vários aspectos dessas interações. Em relação à Ciência Atmosférica, o modo como a atmosfera evolui no tempo vem sendo melhor compreendido, porém muitos pontos ainda geram discussões ao redor do globo. No que se refere à influência da superfície nos processos físicos observados na atmosfera existem ainda muitos mecanismos que precisam de ser melhor compreendidos, podendo tomar-se como exemplo a influência dos grandes sistemas orográficos na distribuição de precipitação. As observações indicam precipitações elevadas sobre certas regiões orográficas, enquanto em outras os efeitos são muito mais reduzidos. A ilha da Madeira, por sua vez, apresenta condições favoráveis ao desenvolvimento de precipitação do tipo orográfica, seja pela sua localização, orientação ou relevo. Essa não é uma característica única da Madeira, sendo observada também em outras regiões do globo, como por exemplo, nas ilhas do Havaí (**Esteban and Chen, 2008**), Taiwan (**Yeh and Chen, 1998**) e Dominica (**Smith et al., 2009a**).

Em qualquer região e para a meteorologia moderna, a previsão de sistemas precipitantes e dos respectivos volumes e intensidades, seja em regiões montanhosas ou não, ainda é um grande desafio. Tendo em vista que altos volumes de precipitação podem desencadear cheias, deslizamentos de terra, prejuízos económicos e, em casos mais extremos, um número considerável de mortos como observado na Ilha da Madeira no dia 20 de Fevereiro de 2010, o estudo de tais regiões é de grande importância. Segundo **Doswell et al. (1996)**, as chances de um evento de chuva causar cheia está relacionado com diversos factores, como por exemplo, o comportamento da precipitação anterior, o tamanho da bacia hidrográfica e aspectos topográficos. Admitindo que o relevo de uma certa região pode favorecer o desenvolvimento ou intensificação de sistemas precipitantes, um estudo que verifique e quantifique os efeitos da orografia pode ajudar não só na compreensão de certos processos observados em regiões específicas, mas também na tomada de decisões em casos mais extremos.

### *1.1 - Hipótese*

Uma vez que se reconhece o facto da ilha da madeira apresentar uma topografia com picos muito elevados (superior a 1500 metros) e, visto a mesma estar localizada em uma região subtropical, onde o regime de precipitação pode ser afectado não só pela acção de uma circulação local, mas também por sistemas sinópticos típicos de latitudes médias como frentes e baixas pressões, a hipótese levantada neste trabalho é a de que os altos valores de precipitação registados, por vezes, na ilha da Madeira podem apresentar forte relação com aspectos tanto de mesoescala quanto de grande escala, diferentemente das ilhas na zona tropical, como citado anteriormente, onde o factor local é dominante no desenvolvimento de precipitação orográfica.

### *1.2 – Objectivo geral*

Este trabalho tem como objectivo geral analisar as principais características atmosféricas associadas a episódios de intensa precipitação na Ilha da Madeira, ocorridos durante o inverno de 2009/2010.

### *1.3 – Objectivos específicos*

- Avaliar o desempenho do modelo atmosférico de mesoescala MESO-NH em simulações de precipitação em alta resolução espacial (1km);
- Identificar o padrão de circulação atmosférica predominante em cada um dos casos estudados, tanto de escala sinóptica como de mesoescala;
- Melhorar o entendimento da influência dos efeitos orográficos no desenvolvimento de intensa precipitação sobre a ilha, buscando identificar os mecanismos de formação ou intensificação de tal precipitação;
- Identificar possíveis factores que possam servir como precursores de ocorrência de intensa precipitação na ilha da Madeira.

#### *1.4 – Motivação*

A motivação do presente trabalho surge da necessidade de se realizar um estudo que possa verificar aspectos relacionados com a influência da ilha da Madeira na circulação atmosférica e no desenvolvimento de precipitação intensa, verificando se a intensa precipitação observada nos casos em estudo foram forçados devido a factores de mesoscala ou de grande escala, ou ainda, por ambos. A avaliação do desempenho do modelo é também uma motivação, visto que actualmente, a previsão meteorológica assenta em modelos numéricos, tanto para diagnóstico como prognóstico da evolução das condições de tempo.

A presente dissertação está estruturada em seis capítulos, como descrito abaixo:

No capítulo 2, o foco está na revisão dos conceitos básicos necessários para o desenvolvimento da pesquisa. Neste capítulo os principais aspectos relacionados com os efeitos da orografia na circulação atmosférica, formação de nebulosidade, bem como os efeitos na formação e desenvolvimento de precipitação são descritos. A descrição desses conceitos básicos busca facilitar o acompanhamento do trabalho;

No capítulo 3, os dados e a metodologia utilizada são apresentados. Identificam-se os casos de estudo e as principais características associadas ao arquipélago da Madeira. Segue-se uma breve descrição do modelo atmosférico MESO-NH com a descrição das equações básicas e das parametrizações utilizadas. Os principais aspectos da configuração das simulações também se encontram neste capítulo.

No capítulo 4 são expostas as análises dos dados de precipitação em superfície, cartas sinópticas, observações de satélite, assim como os resultados obtidos a partir das simulações do modelo para cada caso em estudo;

No capítulo 5 é realizada a discussão dos resultados obtidos no capítulo 4;

No capítulo 6 são apresentadas as conclusões e sugestões de trabalhos futuros, as quais finalizam o estudo;



## CAPÍTULO 2 – EFEITO DAS MONTANHAS EM ALGUNS PROCESSOS FÍSICOS E DINÂMICOS DA ATMOSFERA: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### *2.1 – Efeitos no escoamento*

Resultado da actuação de forças restauradoras, as ondas na atmosfera surgem por vários motivos, seja devido à rotação da Terra, à compressão adiabática ou devido à gravidade. Em geral, as ondas não se propagam de forma isolada e sim em grupos (pulsos), sendo que esses podem ser dispersivos, quando a forma do grupo se altera constantemente à medida que a onda se propaga, ou não dispersivos. Outra característica das ondas está relacionada a velocidade de grupo, a qual corresponde à velocidade a que se propaga a energia do grupo de ondas.

Algumas das perturbações ondulatórias observadas na atmosfera, em razão de sua escala espacial, são responsáveis por afectar as condições de tempo em uma ampla região. Essas ondas são conhecidas como ondas de Rossby, as quais se propagam em forma de ondas transversais em um plano horizontal e são propriamente meteorológicas, podendo ser:

(a) *Longas (planetárias)*, tendo sua origem devido ao aquecimento diferencial entre continente e oceanos, sendo estacionárias com um número de onda de 1 a 3;

(b) *Intermediárias*, sendo progressivas, estacionárias ou levemente regressivas, dependendo do comprimento de onda, podendo ainda ser barotrópicas ou baroclínicas, com um número de onda de 4 a 6;

(c) *Curtas (transientes)*, as quais são reconhecidas por serem rapidamente progressivas e de natureza baroclínica, com um número de onda entre 7 e 9.

### 2.1.1 – Ondas Gravíticas Internas

No escoamento de um fluido estratificado sobre terreno irregular observam-se a formação de ondas gravíticas internas que são originadas por perturbações na flutuabilidade das parcelas de ar. Segundo **Lynch e Cassano (2006)**, essas ondas são comuns em uma atmosfera estável, sendo geradas por diversos mecanismos.

Numa atmosfera em situação de estabilidade estática, quando parcelas de ar são deslocadas verticalmente, estas sofrem variações de flutuabilidade. Dessa forma, a força restauradora que surge é a força de flutuabilidade. Para derivar a equação que represente as ondas geradas por este tipo de perturbação, algumas considerações são geralmente feitas. Pode-se supor que as escalas espaciais dessas ondas são suficientemente pequenas para que a força de Coriolis seja desprezada. Em seguida, trata-se a atmosfera como um fluido de Boussinesq, o qual considera a densidade como constante em toda as equações, excepto no termo de flutuabilidade. Por fim, toma-se o escoamento como adiabático e em duas dimensões (plano x-z). **Holton (2004)** refere-se a essas simplificações como uma análise eurística, sendo possível encontrar uma forma simplificada das equações de Navier-Stokes e da equação de temperatura potencial, que permite derivar a equação governante de ondas gravíticas internas. Para linearizar tais equações é utilizado o método das perturbações, o qual consiste em dividir os campos em duas partes, sendo composto por um estado básico mais uma perturbação, logo

$$\begin{aligned} u &= \bar{u} + u' & p &= \bar{p}(z) + p' \\ w &= w' & \theta &= \bar{\theta}(z) + \theta' \\ & & \rho &= \bar{\rho} + \rho' \end{aligned}$$

sendo  $u$  a velocidade do escoamento e considerando que o estado básico é constante no tempo e em ambas as direcções (x-z), excepto para a pressão ( $p$ ) e temperatura potencial ( $\theta$ ), as quais variam com a vertical. Considera-se ainda que o estado básico da componente vertical do vento ( $w$ ) é nulo e que o estado básico da pressão e densidade ( $\rho$ ) satisfazem a hipótese hidrostática. Assim, é possível encontrar a equação governante de ondas gravíticas internas, dada por

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right)^2 \left( \frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} \right) + N^2 \frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} = 0 \quad (2.1)$$



sendo  $N$  a frequência Brunt-Väisälä e, portanto,  $N^2 \equiv g d \ln \bar{\theta} / dz$  o quadrado da frequência de flutuação.

A equação 2.1 pode ser resolvida numericamente para diversas situações relacionadas a um escoamento sobre um terreno irregular. Ao considerar uma onda estacionária ( $v = 0$  e  $\partial/\partial t = 0$ ), a equação 2.1 simplifica-se a

$$\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} + \frac{N^2}{\bar{u}^2} w' = 0 \quad (2.2)$$

Tal equação descreve de forma realista o caso de ondas gravíticas internas geradas pelo fluxo ao longo de um pico isolado, porém a solução é limitada pelo facto da velocidade e da estabilidade serem consideradas como constantes. Na atmosfera real, estas condições são raramente cumpridas, sendo mais realista considerar-se a variação de  $u$  e  $N$  com a vertical. Para este caso mais geral, a equação governante de ondas gravíticas (Equação 2.2), contém um termo adicional proporcional à curvatura do perfil de vento:

$$\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} + \frac{N^2}{\bar{u}^2} w' - \bar{u}^{-1} \frac{d^2 \bar{u}}{dz^2} w' = 0 \quad (2.3)$$

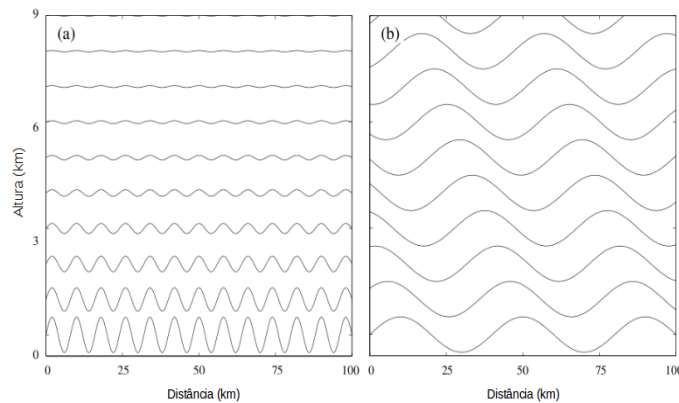
podendo definir o parâmetro Scorer ( $l$ ) como

$$l^2 = \frac{N^2}{\bar{u}^2} - \bar{u}^{-1} \frac{d^2 \bar{u}}{dz^2} \quad (2.4)$$

sendo  $N$  é a frequência Brunt-Väisälä e  $\bar{u}$  a velocidade média do escoamento, onde o segundo termo é pequeno e muitas vezes pode ser negligenciado. Variações verticais do parâmetro de Scorer também podem modificar a amplitude das ondas que são suficientemente longas para se propagar verticalmente através de toda a troposfera. Para exemplificar, são expostos dois exemplos para aplicação destas equações.

O primeiro consiste num escoamento sobre uma orografia representada como  $h(x)=h_0 \cos(kx)$ , consistindo numa série infinita de montanhas com comprimento de onda horizontal  $k$ , e altura  $h_0$ . Admite-se também que  $N$  e  $\bar{u}$  são constantes com a altura, logo,  $l^2 = N^2/\bar{u}^2$  é também constante e, então, torna-se possível encontrar uma solução, a qual é dependente da magnitude do parâmetro de Scorer ( $l$ ) e do comprimento de onda da orografia,  $k$  (horizontal). Neste caso tem-se dois tipos diferentes de estruturas, ou

seja, uma em que  $k$  é maior do que  $l$  e outra em que  $k$  é menor que  $l$ , como apresentado por **Durran (2003)**. A diferença entre essas duas estruturas de onda está ilustrada na **Figura 2.1**, a qual representa as linhas de corrente sobre uma série de topos sinusoidais para um escoamento com  $N=0.01s^{-1}$  e  $\bar{u}=15\text{ ms}^{-1}$ . No caso da **Figura 2.1.a**, o comprimento de onda da topografia é de 8 km e  $l^2 < k^2$ , podendo ser observado que a onda decai exponencialmente com a altura e a crista da onda é alinhada verticalmente. No caso da **Figura 2.1.b**, o comprimento de onda da topografia é de 40 km e  $l^2 > k^2$ , observando-se que as ondas se propagam verticalmente sem perda de amplitude, e a crista se inclina a barlavento (esquerda) com a altura.



**Figura 2.1** – Linhas de corrente para um escoamento sobre uma série infinita de montanhas sinusoidais quando o comprimento de onda da topografia é (a) 8km e (b) 40km. O escoamento é da esquerda para a direita e a linha de corrente mais baixa coincide com a topografia. Adaptado de **Durran (2003)**.

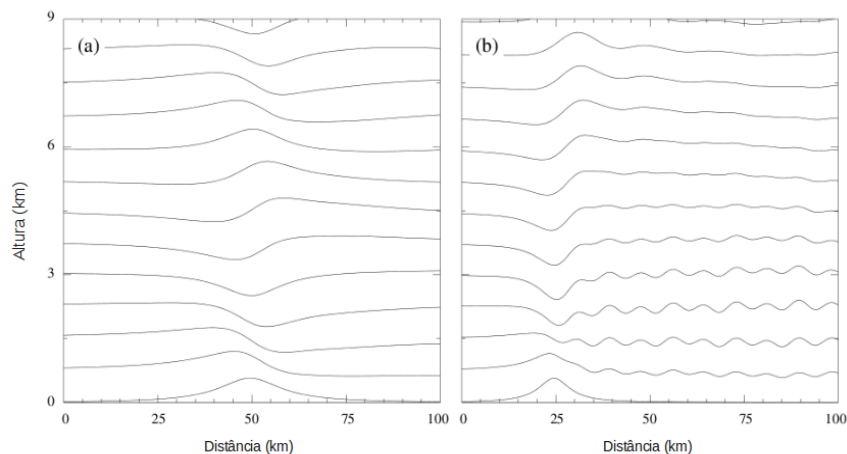
No segundo caso a ser considerado, leva-se em consideração uma montanha isolada e variações verticais de  $N$  e da velocidade do escoamento  $\bar{u}$ , ou seja, considera-se um perfil de vento e uma estrutura atmosférica um pouco mais real. Neste caso, outra solução numérica pode ser obtida, a qual se assemelha mais às ondas de montanhas observadas e, portanto, sobre uma montanha isolada do tipo

$$h(x) = \frac{h_0 a^2}{x^2 + a^2} \quad (2.5)$$

as linhas de corrente para um escoamento linear constante são do tipo das representadas na **Figura 2.2a**, sendo que nesse caso  $N=0.01047s^{-1}$ ,  $\bar{u}=10ms^{-1}$ ,  $Nh_0/U=0.6$ . A solução numérica foi calculada sem levar em consideração a hipótese hidrostática, sendo observado que a linha de corrente aos 6 km reproduz aproximadamente o perfil da montanha enquanto as respeitantes aos 3 e 9 km reproduzem a imagem espelhada da topografia.

Se as variações verticais em  $\bar{u}$  e  $N$  são tais que o parâmetro de Scorer decresce significativamente com a altura, o escoamento sobre a topografia pode gerar um tipo diferente de onda, as “Trapped lee waves”, nomeadas a partir de agora como ondas de Lee. Uma série dessas ondas é aparentemente posicionada na região de movimentos descendentes entre  $0 < z < 4\text{km}$  (**Figura 2.2.b**). A propagação vertical das ondas também é visível acima da montanha. As linhas de corrente na **Figura 2.2.b** são para a mesma solução linear da **Figura 2.2.a**, excepto que  $a=5\text{km}$  e a estabilidade estática acima de  $3\text{km}$  é reduzida por um factor de 0.4.

Por outro lado, simulações numéricas e campanhas de observação indicam que muitas vezes efeitos não-lineares podem dominar o fluxo perto da orografia. Estes efeitos não-lineares, que incluem processos como divisão do escoamento em torno de uma montanha ou bloqueio do escoamento a montante, afectam e diminuem a precisão das previsões de ondas gravíticas internas com base na teoria linear (**Lindeman, 2008**).



**Figura 2.2** – Linhas de corrente para um escoamento sobre uma montanha isolada representado pela teoria linear quando (a)  $a=10\text{ km}$ ,  $N$  é constante e  $N_h0/U=0.6$ ; (b)  $a=5\text{ km}$ ,  $N$  é constante ao longo de duas camadas de tal forma que entre a superfície e  $3\text{ km}$ ,  $N_l h0/U = 0.6$ , sendo  $N_l$  a frequência Brunt-Väisälä em baixos níveis e, acima de  $3\text{ km}$ ,  $N_u h0/U = 0.24$ , com  $N_u$ , sendo a frequência Brunt-Väisälä em altos níveis. Adaptado de **Durran (2003)**.

Em geral, para além da distância entre as grandes barreiras orográficas ser grande em comparação com a escala horizontal das barreiras, as modificações não-lineares das ondas de montanha são associadas às vezes com fortes ventos de superfície ao longo das encostas a sotavento dessas barreiras. Tal situação, por vezes, é responsável por definir o clima numa escala regional, sendo reconhecidos por diversos nomes, dependendo da região: Chinooks nas Montanhas Rochosas dos Estados Unidos, Foehn na região dos

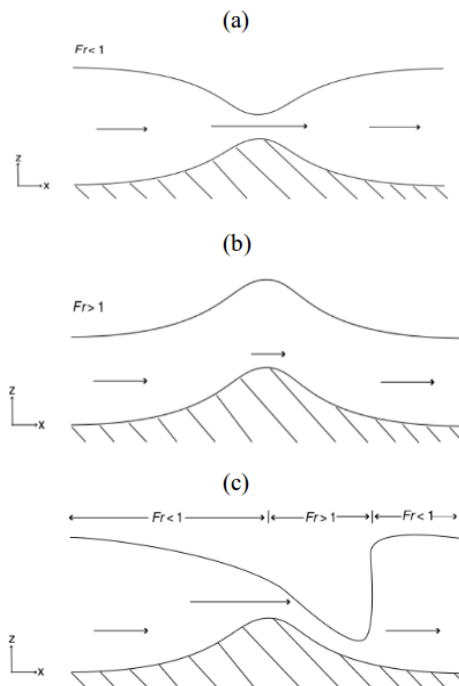
Alpes e 'norwesters' na região dos Alpes do Sul da Nova Zelândia (**Lynch e Cassano, 2006**). Nos últimos anos, diversos investigadores mantêm o foco no estudo de tais ondas, a fim de um melhor entendimento da dinâmica das mesmas em diferentes lugares e situações (**Doyle e Durran, 2002; Doyle e Smith, 2003; Pathirana et al., 2003; Smith et al., 2007; Epifanio e Qian, 2008; Teixeira et al., 2008**).

Segundo **Lindeman (2008)**, o número de Froude (Fr) tem sido amplamente utilizado em aplicações de engenharia, em particular na descrição das interações entre o escoamento com obstáculos. Para compreender melhor a dinâmica relacionada com fortes ventos a sotavento, pode assumir-se o escoamento de um fluido de densidade constante ao longo do cume de uma montanha. Considerando que o escoamento ocorre numa camada de profundidade  $h - h_m$ , em que a altura da superfície do fluido é  $h(x)$  e a altura da barreira é dada por  $h_m(x)$ , o movimento na camada pode ser descrito pelas equações de água rasa, onde as mudanças no escoamento zonal em resposta à topografia dependem do valor do número de Froude

$$Fr = \frac{u^2}{g(h - h_m)} \quad (2.6)$$

Quando o número de  $Fr < 1$ , o escoamento é dito sub-crítico, sendo observado que a camada do fluido se torna menos espessa sobre a montanha. Neste caso, o fluido acelera ao ascender sobre o obstáculo atingindo velocidade máxima sobre a crista, uma vez que a energia potencial do fluido é transformada em energia cinética. Ao descer, a energia cinética é re-transformada em energia potencial (**Figura 2.3.a**). Quando o número de  $Fr > 1$ , o escoamento é dito super-crítico e a camada de fluido aumenta sobre a montanha. Neste tipo de escoamento o fluido ascende lentamente e atinge a velocidade mínima sobre a crista. Em seguida, a energia potencial do fluido é transformada de volta em energia cinética re-acelerando o fluido (**Figura 2.3.b**). Em certas condições como a representada na **Figura 2.3.c**, o escoamento a barlavento é caracterizado por um  $Fr < 1$ , mas a aceleração sobre a montanha conduz a que  $Fr > 1$ . Tem-se então o modelo do salto hidráulico, o qual se assemelha à quebra de ondas a sotavento das montanhas. Nestas situações, velocidades muito elevadas podem ocorrer ao longo da encosta a sotavento, pois a energia potencial é convertida em energia cinética durante todo o período em que as colunas de fluido atravessam a barreira. Embora as condições na atmosfera continuamente estratificada sejam mais complexas do que as do modelo hidráulico, simulações demonstraram que o modelo hidráulico fornece um modelo conceptual razoável para os processos que podem desencadear tempestades nessas regiões.

Dos tipos de ondas observadas na atmosfera as ondas gravíticas internas podem ser consideradas as que estão mais relacionadas com a área do presente estudo. A formação destas ondas, introduzindo perturbações no escoamento vertical tem um efeito indirecto sobre a precipitação. Essas ondas também podem ser por vezes, responsáveis por outros fenómenos que podem afectar a superfície e, conseqüentemente, actividades económicas, como por exemplo, a aviação. Neste caso o entendimento do mecanismo de desenvolvimento dessas ondas é importante, visto que estas são responsáveis pela turbulência de ar claro (air clear turbulence). Uma evidência desse tipo de turbulência são as nuvens rotor (rotor clouds) a sotavento de elevações montanhosas.



**Figura 2.3** – Secções verticais de um escoamento sobre um obstáculo para um fluido barotrópico com superfície livre sendo observado (a)  $Fr < 1$  em todos os lugares (fluxo sub-crítico), (b)  $Fr > 1$  em todos os lugares (fluxo super-crítico), e (c) Fluxo super-crítico ( $Fr > 1$ ) ao longo da encosta a sotavento com mudança para um fluxo sub-crítico ( $Fr < 1$ ) logo próximo a base do obstáculo e também a barlavento, indicando a situação de salto hidráulico. Adaptado de **Lynch e Cassano (2006)**.

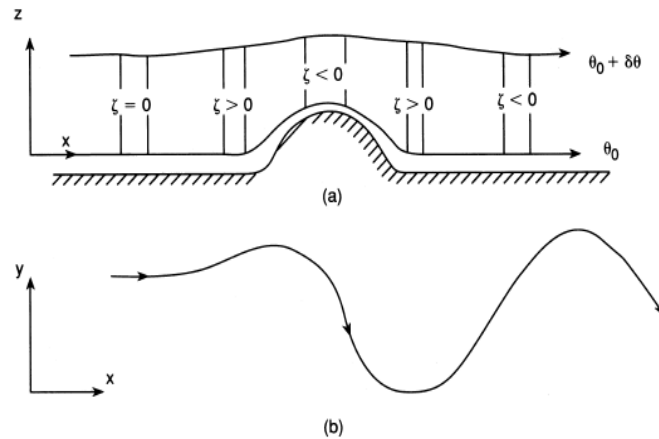
**Orlanski (1975)** propôs a conhecida classificação de fenómenos atmosféricos considerando a dimensão espacial e temporal dos mesmos. As perturbações orográficas são classificadas na mesoescala, especificamente na meso-beta, onde os fenómenos podem ter uma extensão espacial de 20 km a 200 km e um intervalo de tempo da ordem de horas. Em suma, a estrutura básica de uma onda de montanha é determinada pelo tamanho e forma da montanha, perfil vertical de temperatura e velocidade do vento.

No que respeita ao escoamento de larga escala, a estrutura e a propagação de sistemas meteorológicos podem ser influenciadas pelo terreno e pelo bloqueio do escoamento em baixos níveis causado por uma montanha. É o caso, por exemplo, dos ciclones extra-tropicais que se desenvolvem a leste de cadeias montanhosas. A influência da orografia no padrão de escoamento de larga escala tem sido observada por meio de simulações numéricas a partir de modelos numéricos (**Wallace e Hobbs, 2006**).

Antes de descrever as principais características associadas a essa interacção, vale a pena introduzir o conceito de vorticidade que de certa forma ajudará na compreensão do mecanismo de tal processo. Matematicamente, a vorticidade é definida como o rotacional do vector velocidade. Deste modo, podem ser definidas as vorticidades: *relativa* ( $\zeta$ ) a qual refere-se ao modo com que as partículas fluidas giram em relação aos eixos fixos da Terra, sendo estabelecida pela componente vertical  $\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$ , onde  $u$  e  $v$  são as componentes do vento nas direcções  $x$  e  $y$ , respectivamente; *planetária* ( $f$ ), devido a rotação da Terra e definida como o parâmetro de Coriolis, onde  $f = 2\Omega \sin\phi$ , com  $\Omega$  sendo a velocidade angular da Terra e  $\phi$  a latitude. Ele é positivo no Hemisfério Norte, negativo no Hemisfério Sul e nulo sobre o equador; *absoluta* ( $\eta$ ), dada pela adição dos efeitos das vorticidades relativa e planetária, ou seja,  $\eta = \zeta + f$ , onde  $\zeta$  sendo a vorticidade do escoamento relativo a Terra e  $f$  a vorticidade devido a rotação da Terra; e *potencial* ( $P$ ), dada por  $P \equiv (\zeta_\theta + f)(-g \partial\theta/\partial p) = \text{constante}$ , com  $g$  igual a aceleração da gravidade,  $\zeta_\theta$  a componente vertical da vorticidade relativa avaliada sobre uma superfície isentrópica,  $f$  a vorticidade planetária,  $\theta$  a temperatura potencial e  $p$  a pressão. Esta equação é a forma da “vorticidade potencial de Ertel” em coordenadas isentrópicas, sendo conservada em escoamentos sem atrito e adiabáticos (**Holton, 2004**).

Como discutido em **Holton (2004)**, a conservação da vorticidade potencial, impõe que, no escoamento sobre uma montanha, ocorram alterações no gradiente vertical da temperatura potencial ( $\partial\theta/\partial p$ ) ao longo da trajectória das parcelas de ar. Supondo que a montante da barreira montanhosa o escoamento é uniforme de modo que  $\zeta=0$  e admitindo que o escoamento é adiabático, cada coluna de ar de profundidade  $h$  confinado entre as superfícies de temperatura potencial  $\theta_0$  e  $\theta_0+\delta\theta$  permanece entre as superfícies ao atravessar a barreira (**Figura 2.4.a**). Por esta razão, a superfície de temperatura potencial  $\theta_0$  deve seguir os contornos do solo. A temperatura de superfície potencial  $\theta_0$  e  $\theta_0+\delta\theta$  localizada a vários quilómetros acima do solo também será desviada verticalmente. Entretanto, devido à interacção do escoamento com a barreira topográfica, o deslocamento vertical em níveis superiores propaga-se horizontalmente, estendendo-se a montante e a jusante da barreira, e apresenta menor amplitude na

vertical do que na horizontal. Como resultado, há um alongamento vertical de colunas de ar a montante da barreira topográfica. Logo, uma coluna de ar gira ciclonicamente à medida que se aproxima da barreira montanhosa. Portanto, o fluxo de oeste constante ao longo de um cume de grande escala irá resultar num padrão de escoamento ciclónico imediatamente a leste da barreira, seguido por uma série alternada de cristas e vales a jusante (**Figura 2.4.b**).



**Figura 2.4** – Vista esquemática do fluxo de oeste sobre uma barreira topográfica: (a) profundidade da coluna de fluido em função de  $x$  e (b) a trajetória de uma parcela no plano horizontal  $(x, y)$ . Fonte: **Holton (2004)**.

O estudo da influência da orografia em diversos processos não se restringe somente ao escoamento do ar, mas também influencia em certos processos físicos da atmosfera, como formação de nuvens e a formação de diversos tipos de precipitação.

## 2.2 – Efeitos na formação de nuvens

A formação de nuvens acontece através da condensação do vapor de água existente na atmosfera, sendo observados dois processos que auxiliam na formação de gotículas de água, o processo de nucleação homogénea e heterogénea. No caso da nucleação homogénea, a formação de micro-gotículas ou micro-cristais em suspensão, ocorre por uma agregação de moléculas de vapor de água. Na natureza esse processo é difícil ou pouco provável de ocorrer, pois requer uma super-saturação de 400% de humidade relativa (**Houze, 1993**). Por outro lado, na nucleação heterogénea, a formação de micro-gotículas ou micro-cristais em suspensão ocorrem por intermédio dos aerossóis. Os aerossóis são partículas sólidas ou líquidas suspensas na atmosfera, de forma que alguns

deles podem agir como núcleos de condensação de nuvens (Cloud Condensation Nuclei, CCN). Quanto maior o tamanho, melhor a capacidade da partícula actuar como núcleo de condensação.

Segundo **Wallace e Hobbs (1977)**, uma vez a nuvem formada, estas são classificadas em quentes ou frias, dependendo de sua localização em relação à isotérmica dos 0 °C. As nuvens quentes são aquelas localizadas abaixo da isotérmica dos 0 °C, enquanto que as nuvens frias, encontram-se acima da isotérmica dos 0 °C. No caso das nuvens frias, podem-se encontrar partículas de gelo e gotículas em sobrefusão (gotículas de água na fase líquida, mesmo abaixo de 0 °C), caracterizando uma nuvem mista. A formação de um cristal de gelo se dá através da nucleação homogénea ou heterogénea. Para a nucleação homogénea, estando a gotícula em um ambiente extremamente frio (temperatura < -40 °C) e sobressaturado, a mesma se congela, formando um cristal de gelo. O processo de formação de gelo pela nucleação heterogénea é similar à condensação de uma gotícula em nuvens quentes. Os tipos básicos de nuvens podem ser observados na **TABELA 2.1**.

Considerando uma camada fina de ar, em que o seu escoamento horizontal acompanha a inclinação do terreno, esta poderá formar nuvem próximo da superfície. Entretanto, este ar pode ser inclinado por uma série de motivos que vão de efeitos puramente locais sobre uma pequena serra ou colina até um escoamento de escala sinóptica. As nuvens que se formam em uma situação de escoamento como mencionado acima, apresentam geralmente a forma de nevoeiro ou stratus, estando restritos aos níveis mais baixos. No entanto, eles podem ser densos o suficiente para produzir chuvisco ou outro tipo de precipitação leve. Por outro lado, o ar escoando sobre ou ao redor de uma colina ou terreno montanhoso, frequentemente influencia a formação de nuvens e muitos dos tipos básicos de nuvens podem ser forçados ou intensificados orograficamente.

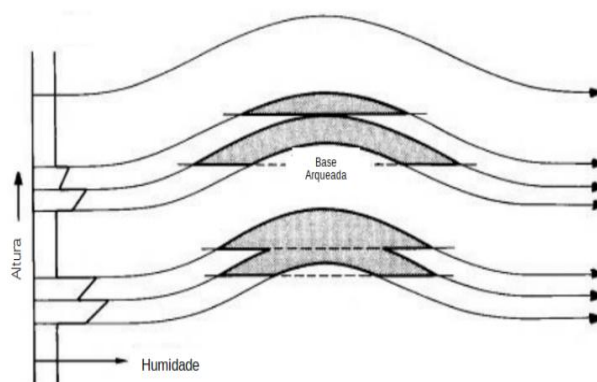
Ao redor do globo, as cadeias de montanhas são locais onde tipicamente se observam a formação de nevoeiro, stratus, stratocumulus, cumulus e cumulonimbus, os quais podem afectar, por exemplo, a estrutura e precipitação de nuvens nimbostratus associadas com sistemas sinópticos. A modificação do tipo de nuvem pode ocorrer em qualquer lugar, mas há algumas formas de nuvens que estão ligadas propriamente a topografia, como por exemplo, os nevoeiros orográficos, típicos dos vales entre montanhas.



**Tabela 2. 1** - Género e alturas das nuvens identificadas visualmente (adaptado de Houze, 1993).

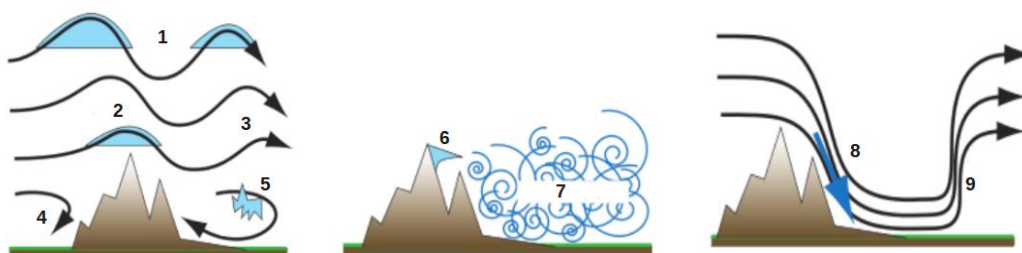
| Gênero        | Altura | Altura da Base da nuvem |                    |                   |
|---------------|--------|-------------------------|--------------------|-------------------|
|               |        | Regiões Polares         | Regiões Temperadas | Regiões Tropicais |
| Cumulus       | Baixa  | Abaixo de 2 km          | Abaixo de 2 km     | Abaixo de 2 km    |
| Cumulonimbus  |        |                         |                    |                   |
| Stratus       |        |                         |                    |                   |
| Stratocumulus |        |                         |                    |                   |
| Nimbostratus  |        |                         |                    |                   |
| Altostratus   | Média  | 2 – 4 km                | 2 – 7 km           | 2 – 8 km          |
| Alto cumulus  |        |                         |                    |                   |
| Cirrus        | Altas  | 3 – 8 km                | 5 – 13 km          | 6 – 18 km         |
| Cirrostratus  |        |                         |                    |                   |
| Cirrocumulus  |        |                         |                    |                   |

No caso de uma serra ou cordilheira, o ar não tem como escoar ao redor de tal obstáculo pelo que é obrigado a escoar sobre a barreira, observando-se nuvens do tipo lenticular. A situação é ilustrada na **Figura 2.5**, a qual indica como perturbações ondulatórias no escoamento no plano x-z podem dar origem a nuvens do tipo lenticular em camadas de elevada humidade relativa. Pode-se observar também que a descontinuidade na camada de humidade, ou seja, a presença de uma camada seca pode arquear a base da nuvem e dar origem, por vezes, a uma pilha de nuvens. Em contraste, no caso de um pico isolado, o ar pode escoar ao redor de tal obstáculo, configurando outras possibilidades para padrões de escoamentos em três dimensões, como exemplo, uma nuvem “cap” formada directamente no topo da montanha.



**Figura 2.5** – Estrutura de uma camada de nuvem de onda. Linhas de corrente mostram o escoamento. À esquerda, tem-se um perfil idealizado de humidade relativa, onde cada camada possui seu próprio nível de condensação. A nuvem formada é representada pela região sombreada. O arqueamento da base da nuvem ocorre se a camada de ar é seca o bastante. Adaptado de Houze (1993).

As nuvens lenticulares podem ainda se formar a sotavento de uma montanha. Essas nuvens são do tipo nuvens de onda (wave cloud). Se a 'wave cloud' está associada a um escoamento quase bidimensional sobre uma barreira de montanha, ao invés de um pico isolado, essas ondas apresentam-se em forma de bandas de nuvens. Como discutido na secção anterior, por vezes, intensos ventos ocorrem a sotavento de uma montanha, nessa situação, a turbulência verificada, favorece a redução da pressão até o ponto de orvalho e, observa-se então, a formação das nuvens rotor. As nuvens rotor são reconhecidas por uma linha de nuvem que se forma ao longo da região de ventos descendentes da montanha. Fortes gradientes de pressão de escala sinóptica em regiões montanhosas são muitas vezes acompanhados por uma série de fenômenos distintos em escalas inferiores. A **Figura 2.6** ilustra alguns desses fenômenos como ondas de montanha e nuvens lenticulares, o bloqueio dos ventos em níveis mais baixos, nuvens rotor, nuvens do tipo 'cap' e 'banner', turbulência, tempestades de vento a sotavento e o salto hidráulico (Wallace e Hobbs, 2006).



**Figura 2.6** – Seções verticais de alguns dos fenômenos observados em montanhas durante o escoamento do vento. 1- nuvens lenticulares; 2 - nuvem do tipo 'cap'; 3 - ondas de montanha; 4 - bloqueio dos ventos em níveis mais baixos; 5 - nuvens rotor, 6 - nuvem do tipo 'banner'; 7 – turbulência; 8 - tempestades de vento à sotavento e 9 - salto hidráulico. Adaptado de **Wallace e Hobbs (2006)**.

### 2.3 – Efeitos na formação e desenvolvimento de precipitação

Como discutido anteriormente, o ar escoando através de uma barreira de montanha pode, por vezes, favorecer o desenvolvimento de nebulosidade. Porém, não foi mencionado o papel da orografia no desenvolvimento ou intensificação de precipitação, tema que será discutido neste tópico. De um modo geral, em regiões montanhosas, a precipitação orográfica é responsável por suprir glaciares de montanhas e rios, fornecendo água para irrigação, hidroelétricas e consumo humano.

No entanto, a medição desta variável em superfícies montanhosas é um tanto complexa. Segundo **Frumau et al. (2011)**, em regiões montanhosas, a precipitação tende a ser redistribuída pelo vento através da inclinação da precipitação em regiões mais ventosas de topografia de pequeno porte. Nesse contexto, o autor realizou um estudo relacionando a quantidade com a inclinação de precipitação para uma região montanhosa ao norte da Costa Rica.

Além da presença de um terreno que favoreça a ascensão forçada das parcelas de ar, outras características dessas parcelas devem ser levadas em conta. Segundo **Roe (2005)**, a capacidade que as parcelas de ar possuem de transportar vapor de água é fundamental para a precipitação orográfica. Como bem se sabe, uma parcela de ar torna-se saturada (ou seja, sua umidade relativa atinge 100%) quando a pressão de vapor ( $e$ ) atinge o valor de pressão de saturação ( $e^{\text{sat}}$ ). De acordo com a relação de Clausius-Clapeyron, a pressão de saturação é função da temperatura ( $T$ ), podendo ser escrita de forma aproximada da seguinte maneira:

$$e^{\text{sat}}(T) = 6.112 \exp\left(\frac{aT}{b + T}\right) \quad (2.7)$$

onde  $e^{\text{sat}}$  é medido em milibares,  $T$  em graus Centígrados,  $a = 17.67$ , e  $b = 243.5^\circ\text{C}$ .

No caso de uma parcela de ar não saturada que encontra uma barreira e é forçada a ascender, esta se expande adiabaticamente à medida que a pressão diminui e há um arrefecimento. Eventualmente, o vapor que a parcela contém atinge a saturação. A umidade específica de saturação (massa de vapor de ar saturado por unidade de massa de parcela) é dada por  $q^{\text{sat}}$ , sendo função da temperatura ( $T$ ) e pressão ( $P$ ), como a seguinte expressão:

$$q^{\text{sat}}(T, z) = 0.622 \frac{e^{\text{sat}}(T)}{p(z)} \quad (2.8)$$

A formação de precipitação orográfica pode ser devida a vários mecanismos, que podem ser resumidos em três tipos, dando origem a precipitação tanto estratiforme quanto convectiva (**Smith, 1979**). Esses mecanismos são:

(a) *Semeador-alimentador*, que irá ser designado neste trabalho como Seeder-feeder. Neste caso, a precipitação de nuvens altas pré-existente (Seeder) intensifica-se pela colecta de gotículas de nuvens mais baixas (Feeder);

(b) *Ascensão de ar estável pela encosta de uma montanha*. Tem-se a formação de precipitação por meio de processos de condensação ou coalescência, sem haver a dependência de uma precipitação pré-existente;

(c) *Convecção disparada* (triggered convection), originando chuva do tipo convectiva. Essas são observadas essencialmente pela formação de cumulonimbus numa massa de ar condicionalmente instável;

Para um melhor entendimento desses 3 tipos de mecanismos, será discutido detalhadamente cada um, seguindo o raciocínio de **Houze (1993)**. Assim, o mecanismo de convecção disparada pode ser subdividido em 5 tipos, totalizando 7 tipos, como ilustrado na **Figura 2.7**.

**Seeder-feeder (Figura 2.7.a):** Mecanismo proposto na década de 60 por **Bergeron (1950; 1968)**. Este mecanismo exerce um papel mais de intensificação de uma precipitação pré-existente do que um mecanismo de formação. A precipitação de uma nuvem mais alta é fortalecida à medida que atravessa nuvens orográficas de níveis mais baixos, devido ao processo de colecta de gotas. A nebulosidade dos sistemas precipitantes de grande escala, geralmente sobrepõem-se às nuvens formadas devido a elevação orográfica, assim, durante a passagem, a chuva produzida pelo sistema é colectada pela nuvem mais baixa, aumentando a taxa de precipitação da nuvem.

**Ascensão de uma massa de ar estável (Figura 2.7.b):** A ascensão forçada de uma parcela de ar estável ao longo de uma montanha pode ser sentida numa camada extensa. Se o ar for suficientemente húmido ao longo de uma grande parte da camada que ascende, a condensação pode ocorrer em toda uma extensa camada.

Quando o ar que escoia sobre um terreno montanhoso é potencialmente instável, a ascensão induzida pelo terreno pode levar à instabilidade. Neste caso as nuvens orográficas têm forma de cumulus e cumulonimbus (Cb), ao invés de nevoeiro, stratus, nuvens de onda (wave clouds) ou nuvens que tem precipitação de carácter estável, como no mecanismo anterior. Os Cb orográficos podem ser muito importantes na produção de precipitação, visto que algumas das áreas mais chuvosas do planeta são dominadas por esse tipo de precipitação.

Uma descrição clássica do processo de **convecção disparada** pode ser encontrada em **Henz (1972)** num estudo de tempestades nas montanhas rochosas dos EUA. As encostas das montanhas, especialmente aquelas voltadas para o sol, absorvem a radiação incidente, logo, o ar adjacente à superfície é aquecido por baixo por condução, e inicia-se a circulação vale-montanha. Uma vez estabelecida a circulação vale-montanha, parcelas de ar aquecidas ascendem as encostas. À medida que o nível de condensação por levantamento (NCL) destas parcelas de ar é atingido, elas vão formando nuvens do tipo cumulus.

Uma vez formadas, as nuvens convectivas de origem orográfica são governadas pela dinâmica de nuvens convectivas, como será brevemente discutido adiante. Entretanto, a dinâmica torna-se um tanto complexa devido a interação entre o escoamento orográfico e a dinâmica da nuvem. De seguida indicam-se os tipos de escoamento sobre e ao redor da topografia que podem desencadear ou aumentar a convecção a barlavento da montanha, directamente no pico ou a sotavento da montanha.

**Convecção disparada por ascensão (Figura 2.7.c):** Qualquer movimento ascendente pode disparar convecção se o ar em movimento for suficientemente húmido e instável. A **Figura 2.7.c**, representa tal situação de disparo. Se o ar se encontra condicionalmente instável e é forçado a ascender pela topografia até que as parcelas atinjam o nível de condensação por levantamento, é possível observar o disparo de convecção e a formação de Cb. A precipitação observada nestes casos se apresenta de forma intensa e isolada.

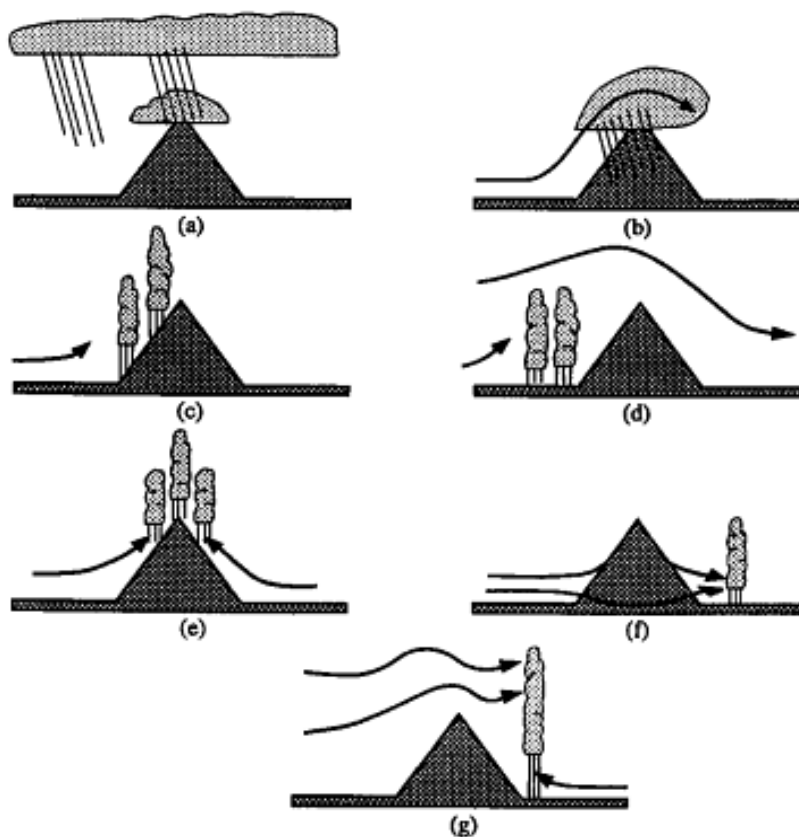
**Convecção intensificada devido a um escoamento superior (Figura 2.7.d):** No caso em que o escoamento em níveis mais altos descende sobre a montanha, de forma a contornar o obstáculo, ele pode formar uma zona de bloqueio a montante. O fluxo ascendente diminui perto do relevo, induzindo uma re-circulação das massas de ar, desta forma, criam-se zonas de convergência a montante, que desencadeiam a convecção. A precipitação associada é localizada a barlavento do obstáculo.

**Convecção térmica (Figura 2.7.e):** Ocorre devido ao aquecimento diurno das encostas da montanha, tal aquecimento funciona como fonte para a criação de uma circulação puramente térmica, a qual converge no topo da montanha. Ocorre em situações de calma ou vento fraco em que os efeitos mecânicos são pouco importantes.

**Convecção disparada a sotavento (Figura 2.7.f):** Esse tipo de mecanismo é estabelecido pelo escoamento de ar condicionalmente instável, com baixo número de

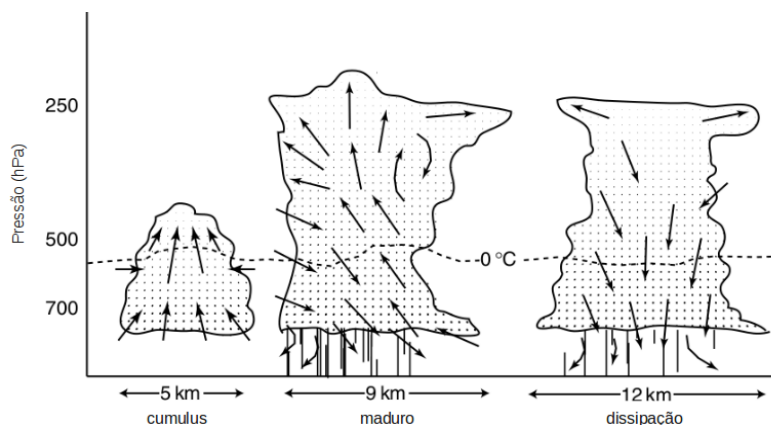
Froude, ao redor do obstáculo, ou seja, quando o escoamento contorna a montanha. Uma consequência deste desvio ao redor da montanha é a formação de convecção e a indução de nuvens de desenvolvimento vertical e precipitação a sotavento. Neste caso considera-se o número de Froude como  $Fr^2 = u^2/gH$ , sendo  $u$  a velocidade do escoamento,  $g$  a aceleração da gravidade e  $H$  a espessura da camada de fluido.

**Convecção intensificada a sotavento (Figura 2.7.g):** É o resultado do reforço da convecção disparada na encosta a sotavento. A **Figura 2.7.g** mostra a combinação entre o efeito do movimento ascendente a níveis médios associado a uma onda de propagação vertical induzida pelo fluxo através da encosta da montanha com a circulação puramente térmica induzida nos baixos níveis.



**Figura 2.7** – Mecanismos de precipitação orográfica. (a) Mecanismo de Seeder-Feeder; (b) Ascensão de uma massa de ar estável (*upslope condensation*); (c) Convecção disparada por levantamento (*upslope triggering of convection*); (d) Convecção intensificada devido a um escoamento superior (*upstream triggering of convection*); (e) Convecção térmica (*thermal triggering of convection*); (f) Convecção disparada a sotavento (*lee-side triggering of convection*); (g) Convecção intensificada à sotavento (*lee-side enhancement of convection*). Fonte: **Houze (1993)**.

Em relação aos aspectos básicos das nuvens convectivas ou cumulonimbus, estas são associadas a condições extremas de tempo, como descargas eléctricas, ventos fortes, altos volumes de precipitação, queda de granizo e, ocasionalmente tornados, sendo chamadas também de nuvens de tempestades ou trovoadas. Há décadas que vêm sendo realizados estudos científicos a fim de se compreender a dinâmica e os processos físicos responsáveis pela formação e desenvolvimentos dessas tempestades. Os primeiros resultados referentes aos estudos de nuvens cb, ou de tempestades, foram publicados por **Byers e Braham (1949)**, os quais definiram como “célula” a unidade básica de uma nuvem cumulonimbus. Uma Cb é reconhecida em imagens de radar meteorológico como um volume de intensa precipitação ou máximo de reflectividade, podendo ser caracterizada por uma região de fortes correntes ascendentes (updrafts). Esses investigadores também observaram que o ciclo de vida de uma Cb dura de 45 minutos à 1 hora, podendo ser dividido em três fases de desenvolvimento. A fase inicial, ou fase cumulus é marcada por intensas correntes ascendentes (updrafts), enquanto que na fase de maturidade, ou período maduro, correntes ascendentes e descendentes (downdrafts) podem coexistir na base da nuvem. A partir do momento em que as correntes frias descendentes são intensificadas, inicia-se a fase de dissipação. Estas fases estão esquematizadas na **Figura 2.8**.



**Figura 2.8** – Estágios de desenvolvimento de uma nuvem Cumulonimbus. (a) Estágio cumulus, (b) Estágio maduro e (c) Estágio de dissipação. Adaptado de **Lynch e Cassano (2006)**.

De acordo com **Lin (2007)**, as tempestades podem ser subdivididas em unicelulares (Cumulonimbus), multi-celulares, super-celulares e em forma de aglomerações convectivas, também designadas por Sistemas Convectivos de Mesoescala. As tempestades isoladas são devidas a uma única nuvem Cb, sendo produzida por convecção local numa massa de ar instável e, como discutido acima, apresentam três fases em seu ciclo de vida. Segundo **Cotton e Anthes (1989)**, quando essas tempestades

se organizam em um bloco composto por duas a quatro células têm-se as chamadas tempestades multi-celulares, que podem conter nuvens em diferentes fases do ciclo de vida, isto é, uma na fase cumulus, outra no período maduro, enquanto que outra pode encontrar-se já em dissipação. Mais raras, porém não menos severas, as super-células são reconhecidas por produzirem condições severas de tempo, como grande quantidade de granizo, ventos intensos, intensas descargas eléctricas e tornados. As super-células são definidas como tempestades convectivas que possuem uma corrente de ar ascendente giratória, sendo esta frequentemente associada a meso-ciclones (**Doswell e Burgess, 1993; Lin, 2007**). As super-células podem ser divididas em super-células tornadogênicas e não tornadogênicas, em função da possibilidade de induzirem ou não a formação de tornados. Essas tempestades são caracterizadas por se desenvolverem em um ambiente com forte cisalhamento vertical do vento, apresentando um ciclo de vida de horas, tendo associado um meso-ciclone, com diâmetros de vários quilómetros, bem como a corrente ascendente giratória.

No que se se refere à previsão de precipitação sobre terrenos complexos, a teoria mais simples é fundamentada na ideia de que a condensação é causada pela ascensão forçada da parcela de ar. Dentre os diversos modelos de precipitação orográfica, neste trabalho destaca-se o modelo proposto por **Smith and Barstad (2004)**, que se apresenta esquematicamente na **Figura 2.9**, onde se indica a distribuição de água condensada  $S(x,y)$  devido à ascensão forçada. Enquanto os modelos de “upslope” assumem que a água condensada se precipita instantaneamente, este modelo permite atrasos e advecção, partindo então, das seguintes equações de advecção para um estado estacionário:

$$\frac{Dq_c}{Dt} \approx \mathbf{U} \cdot \nabla q_c = S(x, y) - \frac{q_c}{\tau_c} \quad (2.9)$$

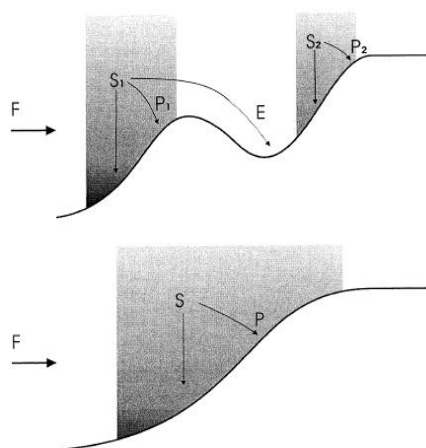
$$\frac{Dq_s}{Dt} \approx \mathbf{U} \cdot \nabla q_s = \frac{q_c}{\tau_c} - \frac{q_s}{\tau_f} \quad (2.10)$$

estas definem a densidade de água de nuvem integrada verticalmente  $q_c(x,y)$  e a densidade hidrometeoros  $q_s(x,y)$ , onde  $\tau_c$  é a constante de tempo para a conversão de água em hidrometeoros, como por exemplo, chuva ou neve e  $\tau_f$  é a constante de tempo de queda dos hidrometeoros. A física da conversão e queda de hidrometeoros em nuvens orográficas já tem sido discutida em diversos trabalhos (e.g. **Hobbs, 1973; Rauber, 1992**). Devido ao facto do modelo ser integrado na vertical, utilizam-se valores



médios das constantes de tempo, representativas de toda a coluna, sendo assumido também que o vento,  $U$ , é constante no tempo e no espaço.

Na equação 2.9,  $S(x,y)$  é o termo de geração de água condensada que inclui os efeitos decorrentes da ascensão forçada. O último termo da mesma equação representa a conversão de água em hidrometeoros. Este aparece como termo fonte na equação seguinte (2.10) sendo acompanhado pelo termo de perda de hidrometeoros devido a precipitação.



**Figura 2. 9** - Ilustração esquemática do balanço hídrico em uma encosta de barlavento com um fluxo de entrada ( $F$ ), fonte de condensação ( $S$  – região sombreada), precipitação ( $P$ ) e evaporação ( $E$ ). No caso de (topo) Multi-escalas; (baixo) encosta suave. Fonte: **Smith e Barstad (2004)**.

Ao estudar a variabilidade da acumulação de neve em dois glaciares em lados opostos dos Alpes do Sul na Nova Zelândia, **Purdie et al. (2011)** observou que a interação entre vento e topografia, bem como o controle orográfico da precipitação, explicam, em parte, alguma variabilidade da acumulação de neve na região do glaciar de Tasman (TG). Para a região do glaciar Franz Josef Glacier (FJG) o padrão de vento e a topografia têm influência, mas a altitude (temperatura) é igualmente importante. Esse é só um exemplo de estudos que focam o efeito da orografia na distribuição de outro tipo de precipitação, não só a precipitação de forma líquida, como o do presente trabalho.

A influência da orografia na formação ou intensificação de sistemas precipitantes não é um fenômeno só de mesoescala, mas também de escala sinóptica. Segundo **Insel et al. (2010)**, as grandes barreiras orográficas (cadeia de montanhas) exercem um controle de primeira ordem no clima de latitudes médias. Ao avaliar o efeito dos Andes na dinâmica de precipitação em escala regional, esses autores evidenciaram que a Cordilheira dos Andes possui uma influência directa na climatologia da América do Sul, uma vez que

força a precipitação orográfica ao longo da região leste dos andes e bloqueia o escoamento de oeste do Pacífico. Observaram também que os Andes exercem um papel fundamental no desenvolvimento dos Jactos de Baixos Níveis (JBN) que são responsáveis por transportar humidade da Amazónia para a região subtropical. A fim de indicar os mecanismos responsáveis pela convecção extrema de verão ainda na América do Sul, **Romatschke e Houze (2010)** também observou a influência dos jactos de baixos níveis, bem como os efeitos da cordilheira sobre o desenvolvimento de convecção extrema em 7 regiões da América do Sul. **Cândido e Nunes (2008)** ao estudar a relação entre precipitação e altimetria entre o Vale do Rio Tietê e a Serra da Mantiqueira, no estado de São Paulo (Brasil), verificou que a orografia de um determinado local pode condicionar a ocorrência de precipitação orográfica, a qual actuando em conjunto com outros factores, intensificam a pluviosidade total desses locais.

Estudos sobre a precipitação orográfica existem em diversas partes do globo, a maioria dos estudos realizados é para as latitudes médias (**Smith, 2006; Rotunno e Houze, 2007**). No entanto, considerando uma escala menor de complexos orográficos, podem-se destacar alguns estudos realizados recentemente para a região da América Central. **Kaiser (2011)**, sabendo que em Belize, muitas das fazendas ao redor das áreas protegidas da Montanha Maia dependem da aplicação de agro-tóxicos, buscou testar a hipótese de que os pesticidas aplicados nas zonas ao redor da montanha estivessem sendo transportados para as áreas protegidas com o auxílio da precipitação do tipo orográfica. Pelos resultados preliminares observou-se que a deriva ocorre, porém os efeitos sobre as áreas protegidas ainda são desconhecidos.

As montanhas de Dominica são, de acordo com **Smith et al. (2009a)**, um exemplo notável de precipitação puramente orográfica nos trópicos, destacando a combinação dos ventos alísios constantes e a geometria simples da montanha. O factor orográfico neste caso é intensificado à medida que há convecção a barlavento da montanha, sendo que a ocorrência de uma “sombra” de chuva é observada na região de ventos descendentes sobre o oceano. O início do processo de convecção é causado pela ascensão do ar forçada pelo terreno, transportando humidade a barlavento e causando frequentes chuviscos no topo da montanha. No entanto, o autor sugere que o mecanismo de aumento da convecção provavelmente envolva flutuações no campo de humidade associado a fracos cumulus sobre o oceano, isso ajudaria a explicar porque a precipitação orográfica ocorre mesmo com o desaparecimento da precipitação a montante.

Considerando os resultados obtidos por **Smith et al. (2009a)**, como o aumento da precipitação devido a presença dos ventos alísios sobre a montanha, **Kirshbaum e Smith (2009)** utilizaram simulações das grandes escalas da turbulência (LES, large eddy simulations) para compreender os processos físicos básicos por de trás desse comportamento, destacando três mecanismos dominantes: disparo, crescimento e microfísica. Os mesmos autores desenvolveram um modelo linear simples para explicar a convecção forçada de cumulus na ilha. As soluções analíticas a partir de tal modelo indicaram que para montanhas mais estreitas, a forte convecção está relacionada com a rápida ascensão, que qualitativamente concorda com um conjunto de testes de sensibilidade numérica sobre o mesmo espaço de parâmetro. Embora os testes de sensibilidade numérica confirmassem que a convecção cresce mais rapidamente sobre as montanhas mais estreitas, a precipitação simulada foi maximizada por uma montanha intermediária de largura de 5 km, o qual representa melhor o terreno de Dominica. Portanto, tem-se uma combinação de forte convecção pelo vento e um tempo de advecção suficiente para que a precipitação seja formada e atinja o solo. Duas experiências adicionais de sensibilidade aos fluxos de momento linear e calor sensível à superfície sobre a ilha indicaram que a resposta convectiva é pouco sensível a estas grandezas, o que sugeriu que o impacto da ascensão forçada pelo terreno íngreme da ilha domina em relação a convergência costeiras e aquecimento da superfície.

Por outro lado, a evidência do início do processo de convecção contrasta com a precipitação em Dominica observada durante o furacão Dean em Agosto de 2007. No estudo deste caso, **Smith et al. (2009b)** destacou que com intensos ventos e um número de Froude (  $Fr = U/\sqrt{g'H}$  ) super-crítico, nenhuma convecção poderia ser iniciada pelo terreno. O aumento da precipitação orográfica então, foi devido ao mecanismo de seeder-feeder agindo a partir da banda de precipitação do furacão.

Com o objectivo de observar o papel da orografia no campo de precipitação na região mediterrânea da Espanha através de simulações numéricas do Modelo HIRLAM, **Sotillo et al. (2003)** mostraram que a orografia é o factor chave na distribuição espacial da precipitação nesta região. De maneira geral, foi observado que o complexo orográfico favorece a precipitação nas regiões mais altas expostas ao escoamento e, portanto, uma redução de precipitação nas regiões mais baixas circundantes. A contribuição da orografia mostrou-se claramente dependente da situação meteorológica predominante, sendo observadas diferentes situações. O importante papel desempenhado pela orografia da Península Ibérica na distribuição espacial da precipitação foi verificado por **Costa et al. (2010)**, os quais observaram um aumento da precipitação sobre as regiões montanhosas e supressão em certos vales.

**Demko e Geerts (2010)** usaram um modelo numérico para examinar como a camada limite convectiva sobre uma montanha afecta e é afectada pelo disparo local de convecção profunda. No caso em estudo, a montanha observada possuía ~30km de comprimento e 2 km de altura, em um ambiente marcado por ventos fracos, fraco cisalhamento e um CAPE moderado. Neste contexto, observou que na ausência de convecção de cumulus, o forçamento térmico fica contido na Camada Limite (Boundary layer – BL) sobre a montanha, com convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis. A convecção orográfica tende a ser accionada ao longo de uma banda de convergência, consequência mais dos distúrbios locais do que do escoamento anabático, uma vez que sobre a montanha devido à advecção de ar frio o CAPE é baixo. Logo, o período de supressão do escoamento anabático pode ser um precursor para a renovação e possível convecção profunda de cumulus. Este estudo teve foco na região sudeste do Arizona (EUA).

Há décadas projectos de investigação vêm sendo desenvolvidos a fim de observar a influência da orografia na distribuição de precipitação líquida. A partir do CASP II (Canadian Atlantic Storms Program II), **Banfield et al. (2000)**, fez um estudo de quatro eventos de precipitação durante o inverno de 1992 sobre a Península de Avalon (Newfoundland-Canada), observando que durante situações sinópticas verificadas no estudo, a intensificação depende da orientação específica da encosta em relação à direcção do escoamento local junto à superfície.

Para as regiões dos Alpes europeus, diversos estudos têm sido desenvolvidos, levando em consideração diversos mecanismos que podem influenciar o desenvolvimento de precipitação orográfica nessa região. **Panziera e Germann (2010)**, com o auxílio de radar meteorológico, investigaram a importância de certos parâmetros na determinação de padrões de precipitação orográfica na região do Lago Maggiore, na parte sul dos Alpes. Também para a região sul dos Alpes, **Buzzi e Foschini (2000)**, fizeram várias simulações com o modelo de mesoescala BOLAM3 para diversos casos de intensa precipitação e em três diferentes resoluções espaciais. A fim de investigar a variabilidade da precipitação em pequena escala ao norte dos Alpes, **Zängl (2007)** realizou simulações numéricas de alta resolução, junto com uma forte densidade de estações de superfície. Nesse estudo, de entre os vários resultados observados foi possível destacar que a direcção do vento ambiente tem o maior impacto sobre os padrões de precipitação em pequena escala. De entre os estudos desenvolvidos na região Alpina, diversos são no âmbito do Mesoscale Alpine Program (MAP; **Pujol et al., 2005; Smith et al., 2003; Rotunno e Houze, 2007**).

Recentemente, **Wulfmeyer et al. (2011)**, faz referência aos trabalhos relacionados ao Convective and Orographically induced Precipitation Study - COPS, sendo este a primeira campanha internacional a lidar com erros na QPF (Quantitative Precipitation Forecasting), tais como o efeito Barlavento/Sotavento e erros no ciclo diurno de precipitação. As observações demonstraram que os fluxos de calor latente e sensível tiveram pouca dependência da humidade do solo, de modo que esses fluxos são controlados principalmente pela vegetação. O autor ainda caracteriza este como um importante resultado, devido a maioria dos modelos de mesoescala mostrarem uma forte dependência da precipitação sobre a humidade do solo nesta região, no caso a região localizada na Europa Central, cobrindo o sudoeste da Alemanha/França oriental (entre 6 e 11°E e 47 e 50°N).

#### ***2.4 – Factores de grande escala que influenciam a precipitação***

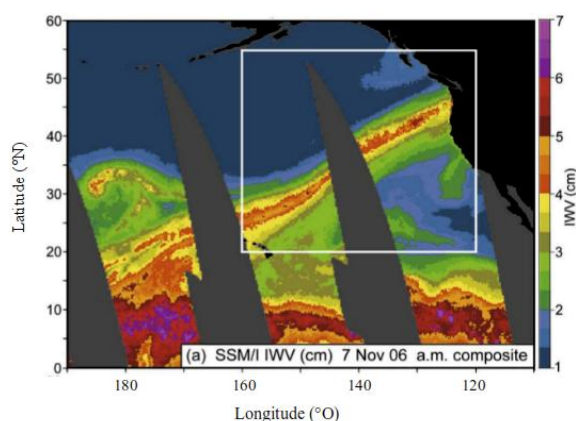
Nas regiões das latitudes médias, frequentemente é observado a actuação de diversos sistemas de grande escala, como por exemplo, os sistemas frontais e de baixas pressões, os quais desempenham um papel fundamental na distribuição de precipitação nessas regiões. O conceito de frentes surgiu após a I Guerra Mundial, sendo definida por Bjerknes como uma região de transição entre duas massas de ar de propriedades físicas diferentes, podendo ser classificadas em frente fria, frente quente, frente estacionária ou oclusa. Por exemplo, quando o ar frio se desloca em direcção ao ar mais quente, o último é submetido a uma ascensão forçada dando origem à nebulosidade com grande desenvolvimento vertical, podendo se observar fortes chuvas e tempestades. Essa região é denominada de frente fria e seu deslocamento pode ocorrer de forma rápida ou lentamente.

As frentes possuem um comprimento da ordem de milhares de km (~1000 km), mas a escala transversal é da ordem de apenas centenas de km (~100 km). Segundo **Carlson (1991)**, as zonas frontais podem ser identificadas a partir de propriedades cinemáticas como fortes gradientes horizontais de temperatura, humidade e movimento vertical, bem como mínimo relativo da pressão, máximo de vorticidade ao longo da frente, forte cisalhamento vertical e horizontal do vento e mudança rápida de cobertura de nuvens e precipitação.

Entretanto, nos últimos anos, um outro elemento tem sido reconhecido como um factor que pode estar associado a intensas precipitações e cheias em algumas regiões. Esse factor é referido por vários investigadores como “Rios Atmosféricos” (Atmospheric River), inicialmente observados sobre o Oceano Pacífico, e estando relacionados com

eventos de intensa precipitação na costa oeste dos EUA. Em um estudo de sete casos de cheias do Rio Russian na costa Norte da Califórnia, foi observado a presença de rios atmosféricos intensificando a precipitação nessa região em todos os casos por meio da influência da orografia, sendo observado que esses rios não só desempenham um papel no balanço global de água, devido ao transporte horizontal de vapor de água, mas também podem causar intensas precipitações em regiões costeiras, podendo ser considerado um fenómeno de extrema importância na ligação de condições de tempo e clima (**Ralph et al., 2006**). Sobre o Oceano Atlântico há poucos registos da actuação destes rios atmosféricos, no entanto, **Stohl et al. (2008)**, verificou a actuação dos mesmos em um caso de intensa precipitação registada na região costeira da Noruega.

De acordo com **Neiman et al. (2008)** os rios atmosféricos são longas (>~2000 km) e estreitas (<~1000 km de largura) bandas de maior concentração de vapor de água, as quais representam um tipo de corredor dentro de uma ampla região de modo a transportar calor e humidade na direcção dos pólos, geralmente no sector quente de ciclones extra-tropicais. Um exemplo desses rios atmosféricos é mostrado na **Figura 2.10**, identificado por meio do Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), a bordo do satélite NOAA Defense Meteorological Satellite Program (DMSP), que possui sete canais na região das microondas. A escala de cores utilizada nessas imagens representa a quantidade total de vapor de água entre a superfície do oceano e o topo da atmosfera. Os dados são provenientes de sensores a bordo de satélites de órbita baixa e permitem estimar a coluna vertical do vapor de água (IWV), ou seja, obtém-se a quantidade total de vapor na atmosfera desde a superfície até o espaço, em cm.



**Figura 2.10** – Exemplo de Rio Atmosférico observado no Oceano Pacífico. Imagem de satélite da manhã de 7 de Novembro de 2006: SSM composite/imagem I do IWV (cm) construída a partir de trechos de órbita polar entre 0200 e 0615 UTC. Adaptado de **Neiman et al. (2008)**.

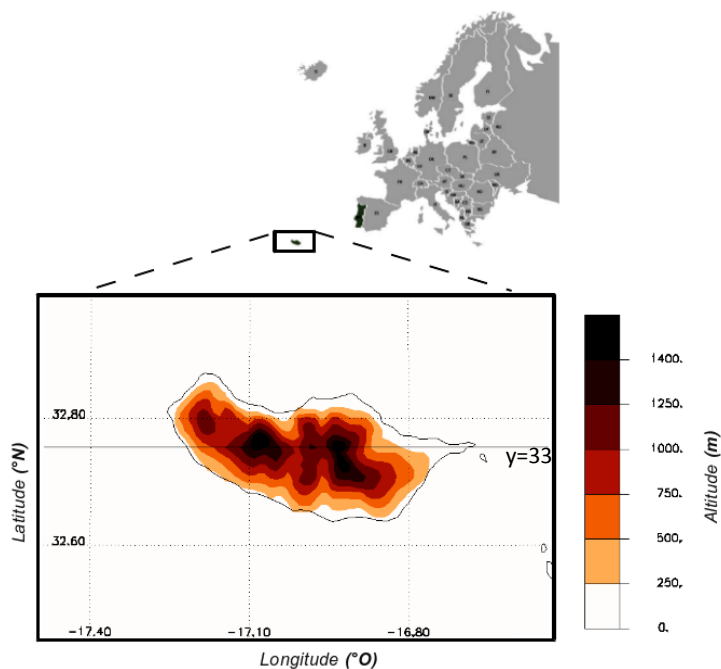
## CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS

### *3.1 – REGIÃO DE ESTUDO E EVENTOS SELECIONADOS*

#### *3.1.1 – Região de Estudo*

A Ilha da Madeira com uma área de aproximadamente 737 km<sup>2</sup> é a maior ilha do arquipélago da Madeira, também formado pelas ilhas de Porto Santo, Desertas e Selvagens. Como se observa na **Figura 3.1**, a Madeira está localizada no Oceano Atlântico Norte Subtropical centrada na latitude de 32°45'N e longitude de 17°00'W, com 58 km de comprimento máximo, 23 km de largura e pontos de máxima altitude em Pico Ruivo (1866 m) e Areeiro (1818 m), formando assim, uma barreira orográfica de origem vulcânica aproximadamente orientada no sentido Leste-Oeste com complexo relevo marcado por picos elevados e vales profundos (**Prada e Silva, 2001; Prada et al. (2005; 2009); Santos e Miranda (2006)**).

Devido a estes aspectos de relevo pronunciado, localização e orientação, a ilha da Madeira apresenta um clima característico. De maneira geral, o facto de estar localizada na zona subtropical, faz com que a ilha seja caracterizada por um clima ameno, tanto no inverno como no verão, a não ser nas regiões mais elevadas onde se observam temperaturas mais baixas. Segundo **Figueira et al. (2006)**, o clima da Madeira é, em grande parte influenciado pela intensidade e localização do Anticiclone Subtropical dos Açores, tendo entretanto, a configuração e orientação do relevo, bem como a altitude um efeito de diferenciação climático local. Quanto à nebulosidade, esta é observada em maior quantidade sobre a ilha do que sobre o mar, sendo também observada a formação frequente de nevoeiros orográficos. De acordo com **Santos e Miranda (2006)**, no inverno, alguns sistemas frontais que atravessam o Atlântico descem até à latitude da madeira, observando-se igualmente a formação de depressões entre o arquipélago e Portugal Continental, que podem provocar precipitações abundantes. No verão, verifica-se uma predominância de ventos do quadrante norte que estão associados ao ramo leste do Anticiclone dos Açores.



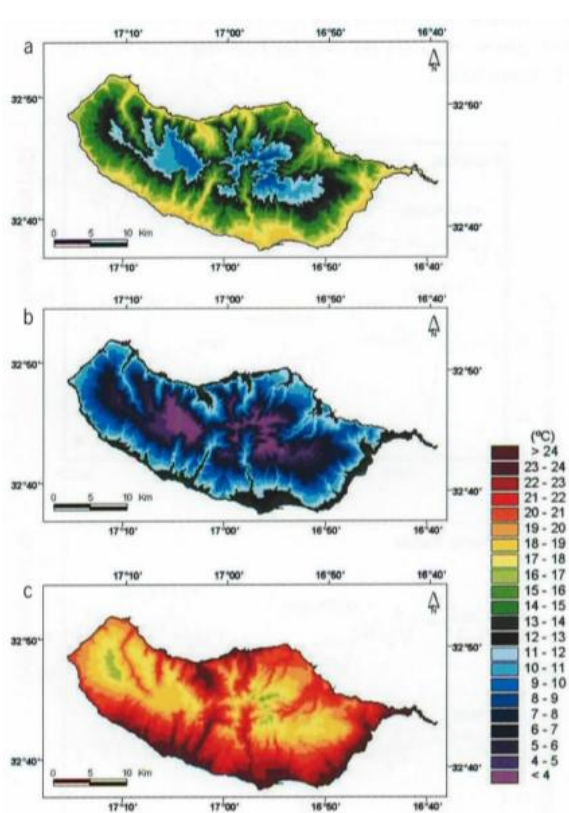
**Figura 3.1** – Localização e orografia da Ilha da Madeira. A orografia representada pela escala de cores, foi simulada com o modelo Meso-NH com uma resolução espacial de ~1 km e obtida da base GTOPO30.

Quanto às características climatológicas da temperatura e precipitação na ilha da Madeira, estas podem ser observadas nas **Figuras 3.2** e **3.3**, respectivamente. No caso da temperatura média anual (**Figura 3.2.a**) na Madeira, esta varia entre um mínimo de 8 °C nos picos mais elevados e 18 a 19 °C nas zonas costeiras. A região do Funchal situado numa bacia da costa sul, é a zona mais quente da ilha. No inverno a média das temperaturas mínimas desce abaixo de 4 °C nas regiões elevadas enquanto que no verão observam-se em média 16 °C de temperatura máxima nos picos mais elevados e uma temperatura média superior a 23 °C nas zonas costeiras.

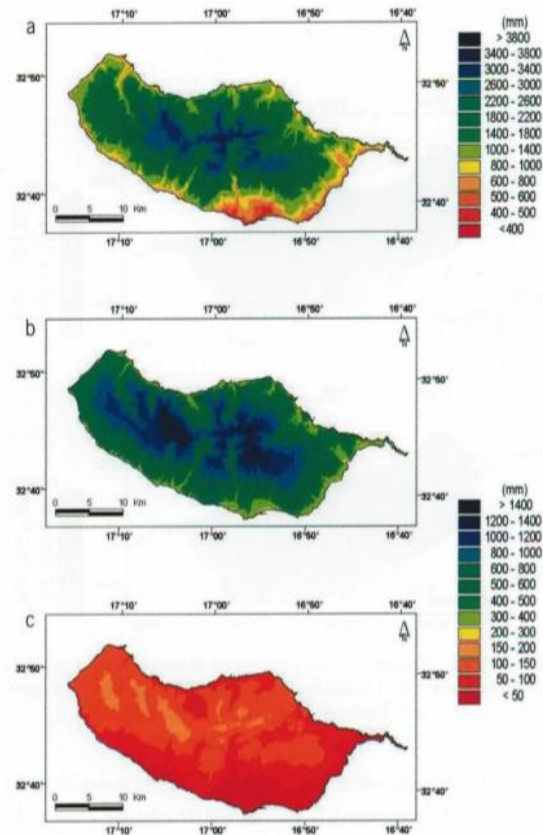
A precipitação anual acumulada na Madeira (**Figura 3.3.a**) atinge um máximo próximo dos 3400 mm nos picos mais elevados e é mínima na bacia do Funchal (500 mm). Observa-se na distribuição da precipitação anual uma assimetria Norte-Sul, com bastante mais precipitação, à mesma altitude na costa norte. A assimetria Norte-Sul de distribuição da precipitação acumulada não é tão acentuada no inverno (**Figura 3.3.b**) como no mapa anual, embora continue a ser uma das características significativas da distribuição espacial. Nas zonas mais altas, a precipitação no Inverno ultrapassa 1200 mm, enquanto nas regiões do Funchal e do Vale do Machico é cerca de 300 mm. Nos meses de Verão (**Figura 3.3.c**) são observados cerca de 150 mm de precipitação nas zonas elevadas e menos de 50 mm na costa sul da ilha, sendo mais evidente a assimetria Norte-Sul na distribuição de precipitação nesta estação. O facto de chover mais na parte Norte da Madeira durante o Verão está claramente associado à direcção dominante do



vento (Norte) nesta estação e ao facto de a precipitação ser essencialmente orográfica (Santos e Miranda, 2006).



**Figura 3.2** – Distribuição de temperatura na ilha da Madeira: (a) Média anual; (b) Média de temperatura mínima em DJF; (c) Média da temperatura máxima em JJA. Dados de observações 1961-1990. Fonte: Santos e Miranda (2006).



**Figura 3.3** – Média da precipitação acumulada na Madeira: (a) Anual; (b) DJF; (c) JJA. Dados de observações 1961-1990. Fonte: Santos e Miranda (2006).

### 3.1.2 – Casos de estudo

Baseados nos registos de precipitação em superfície e informações divulgadas pelos meios de comunicação escolheram-se eventos do Inverno de 2009/2010 que foram responsáveis por algum dano à superfície, resultando em prejuízos à sociedade. Assim, foram escolhidos o estudo de **caso 1**, referente ao dia 22 de Dezembro de 2009 e os estudos de **caso 3** e **4**, correspondentes aos dias 2 e 20 de Fevereiro de 2010, respectivamente. No estudo de **caso 2**, o critério utilizado para a escolha esteve relacionado ao máximo de precipitação observado em alguma estação meteorológica durante todo mês. Ao tomar a estação do Areeiro como base seleccionou-se o evento do dia 28 de Dezembro de 2009, dia em que se registaram 135,1 mm, sendo este o maior valor diário acumulado do mês. Mesmo sem nenhum indício de danos à superfície,

decidiu-se investigar o padrão de circulação associada a este dia. Outros três casos de intensa precipitação observados na estação de Areeiro são analisados como casos adicionais, pois não apresentaram intensos danos à superfície, sendo verificados altos volumes somente em Areeiro. A análise dos casos adicionais esteve estritamente relacionada com a água precipitável, observada por meio de imagens de satélite. São os casos dos dias 15 e 17 de Dezembro de 2009 e 02 de Janeiro de 2010. A análise dos registos de precipitação em superfície será apresentada na secção 4.1.

### 3.2 - ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE (EMS)

Neste trabalho foram utilizados dados de Estações Meteorológicas de Superfície (EMS), automáticas, pertencentes ao Instituto Nacional de Meteorologia (IM – Portugal). Os dados analisados referem-se aos meses de Dezembro de 2009, Janeiro e Fevereiro de 2010, compondo assim, os meses de inverno de 2009/2010 (DJF). A primeira parte da metodologia desenvolvida no trabalho é formada pelo tratamento e análise destes dados, sendo estes divididos em acumulados diários e horários para o período em estudo. A análise do acumulado diário auxiliou na escolha dos casos significativos, os quais foram em seguida simulados com o modelo numérico. Após a escolha dos casos, os valores horários foram analisados a fim de verificar o período do dia com maiores registos, servindo também para a identificação dos possíveis mecanismos de formação de precipitação na ilha. Investigou-se, por exemplo, a existência de alguma relação entre o efeito de aquecimento diurno das encostas e o desenvolvimento da precipitação, como proposto por **Henz (1972)**.

A escolha de várias estações de superfície busca analisar a distribuição espacial da precipitação sobre a ilha, bem como a influência da altitude na distribuição de chuva sobre a superfície. As estações utilizadas, bem como suas principais características estão dispostas na **TABELA 3.1**.

Por meio dos valores de precipitação registados em superfície para as estações meteorológicas identificadas na **Tabela 3.1**, e ao considerar um ponto da grelha próximo a essas estações, foi possível observar a evolução temporal da precipitação ao longo da corrida do modelo e fazer uma comparação com o registado. Para os casos de estudos (22/12/2009, 28/12/2009, 02/02/2010 e 20/02/2010), os testes tanto de evolução temporal do acumulado de precipitação ao longo do dia quanto a evolução horária da precipitação sobre a ilha, foram realizados para todas as estações, apresentando-se, no entanto somente as quatro estações em que houve um registo de precipitação mais elevada.

**Tabela 3. 1** - Estações Meteorológicas de Superfície do Instituto de Meteorologia.

| <i>Número</i> | <i>Nome da estação</i>        | <i>Nome curto</i> | <i>Latitude (°N)</i> | <i>Longitude (°O)</i> | <i>Altitude (m)</i> |
|---------------|-------------------------------|-------------------|----------------------|-----------------------|---------------------|
| 522           | Funchal/Observatório          | Funchal           | 32.6475              | -16.8924              | 58                  |
| 960           | Santana /S. Jorge             | Santana           | 32.8344              | -16.9062              | 185                 |
| 973           | Areeiro                       | Areeiro           | 32.7166              | -16.9166              | 1510                |
| 978           | Caniçal/São Lourenço          | Caniçal           | 32.7469              | -16.7055              | 136                 |
| 980           | Lombo da Terça                | Lombo Terça       | 32.8313              | -17.2022              | 935                 |
| 986           | Ponta do Sol / Lugar de Baixo | Ponta Sol         | 32.6666              | -17.0833              | 48                  |
| 990           | Calheta / Ponta do Pargo      | Calheta           | 32.8138              | -17.2632              | 312                 |

### 3.3 – IMAGENS DE SATÉLITE E CARTAS SINÓPTICAS

A água precipitável é a massa total de água por área limitada que haveria se todo o vapor de água de uma coluna atmosférica se condensasse. Tal variável pode ser obtida através de imagens de satélite, que permitem estimar a quantidade total de vapor de água, sobre uma determinada região, representando assim, a disponibilidade de água para o processo de precipitação. No presente trabalho foram utilizados valores da água precipitável obtida do Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), que é um instrumento seleccionado pela NASA para integrar o segundo Earth Observing System polar-orbiting platform EOS-Aqua. O EOS Aqua foi lançado em Maio 2002, e encontra-se numa órbita circular a 705 km de altitude. O mesmo satélite contém ainda o NOAA operational Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) e o microwave Humidity Sounder of Brazil (HSB), tendo este último, no entanto deixado de funcionar em Fevereiro 2003. O lançamento do AIRS a bordo do satélite Aqua abriu uma nova era para as sondagens hiperspectrais no infravermelho (Aumann et al., 2003). Em relação as cartas sinópticas, estas foram concedidas pelo Instituto Nacional de Meteorologia de Portugal (IM-Portugal), sendo utilizadas com o intuito de verificar as condições de grande escala em cada caso.

### 3.4 – MESOSCALE NON-HYDROSTATIC MODEL – MESO-NH

O MESO-NH é um modelo atmosférico desenvolvido a partir de uma parceria entre o Centre National de Recherche Meteorologique (CNRM) da Mètèo France e o Laboratoire d'Aéologie (Toulouse, França). A descrição detalhada do modelo encontra-se em seu site: <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh/>, ou em **Lafore et al. (1998)**. Para o desenvolvimento desta dissertação foi utilizado a versão MNH-V4-8-2B do Meso-NH. O modelo é capaz de simular os movimentos na atmosfera em diferentes escalas, tanto da pequena escala (LES) como de grande escala (sinóptica). A maneira como a atmosfera interage com o meio é representada por várias parametrizações físicas, as quais serão descritas ao longo desta secção.

#### 3.4.1 – Dinâmica e Física do Modelo

##### 3.4.1.1 – Sistema de equações

A evolução do estado da atmosfera pode ser descrita por meio da conservação de alguns princípios físicos, os quais formam um conjunto de relações que devem ser satisfeitas simultaneamente (e.g. **Pielke, 1984**), sendo estes baseados no princípio da conservação da massa, de energia, de quantidade de movimento, de massa da água e de outros gases e materiais aerossóis.

- *Conservação da massa.*

A conservação da massa, obtida ao considerar que não existam nem fontes nem dissipadores de massa, é definido por (cf. **Pielke, 1984**)

$$-(\nabla \cdot \rho \vec{V}) = \partial \rho / \partial t \quad (3.1)$$

a qual relaciona a variação da densidade do fluido com a divergência do escoamento.

- *Conservação de energia.*

Partindo da Primeira Lei da Termodinâmica é possível obter a expressão para a Conservação de Energia, a qual é expressa pela relação abaixo:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + S_{\theta} = -\vec{V} \cdot \nabla \theta + S_{\theta} \quad (3.2)$$

onde  $\theta$  é a temperatura potencial e, portanto,  $\partial\theta/\partial t$  representa as variações locais da temperatura potencial, onde  $S_\theta$ , expressa fonte e sumidouro de calor, expresso pelas mudanças na temperatura potencial.

- *Conservação do momento linear.*

A conservação da quantidade de momento linear é deduzida a partir da Segunda Lei de Newton, a qual iguala a aceleração de uma parcela de fluido ao somatório de forças que actuam sobre essa parcela por unidade de massa:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \vec{V} - \frac{1}{\rho} \nabla p - g\vec{k} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} \quad (3.3)$$

$V$  representa a velocidade,  $t$  o tempo,  $\rho$  a densidade,  $p$  a pressão,  $g$  a aceleração da gravidade e  $\Omega$  a velocidade angular da Terra. O termo  $\partial V/\partial t$  representa a aceleração local, sendo que do lado direito se tem a advecção, seguida pela força do gradiente de pressão, o termo gravitacional e o termo de Coriolis.

- *Conservação de massa de água.*

Na atmosfera, a água pode ser observada de três formas: sólida, líquida e vapor, sendo possível representar a conservação desta substância a partir da seguinte expressão.

$$\partial q_n / \partial t = -\vec{V} \cdot \nabla q_n + S_{q_n}, \quad n = 1, 2, 3 \quad (3.4)$$

onde  $q_n$ , ou  $q_1$ ,  $q_2$  e  $q_3$ , são as fracções de massas de água nas formas sólida, líquida e vapor em relação a massa de ar no mesmo volume,  $t$  é o tempo,  $S_{q_n}$  é o termo fonte-sumidouro referente aos processos nos quais ocorrem as mudanças de fase de água, precipitação, ou então, nos processos em que a água é gerada ou perdida nas reacções químicas.

- *Conservação de outros gases ou materiais aerossóis.*

A relação que representa a conservação da água pode ser utilizada para qualquer gás ou material aerossol na atmosfera, representando assim, a conservação de outros gases e materiais aerossóis por meio da expressão abaixo:

$$\partial \chi_m / \partial t = -\vec{V} \cdot \nabla \chi_m + S_{\chi_m}, \quad m = 1, 2, \dots, M \quad (3.5)$$

onde  $\chi_m$  representa alguma espécie química, excepto a água (descrita na equação 3.4), sendo expressa como a massa de uma substância pela massa de ar em um mesmo volume. Dióxido de Carbono, Metano, Sulfatos, Nitratos, Ozono, são alguns exemplos

de importantes substâncias encontradas na atmosfera. O termo fonte-sumidouro  $S\chi_m$ , pode ser escrito incluindo mudanças de estado (análogo ao da água), bem como transformações químicas.

- *Equações do MESO-NH.*

Como descrito em **Lafore et al. (1998)**, o Meso-NH possui como variáveis de prognóstico as três componentes do vento ( $u, v, w$ ), a temperatura potencial ( $\Theta$ ) e a água nas suas diferentes fases, sendo consideradas através da razão de mistura, denominada a partir de agora por ' $r$ ' e não ' $q_n$ ', como na equação 3.4. Na última versão do MESO-NH são consideradas sete classes de razões de mistura para a água: vapor ( $r_v$ ), gotas das nuvens ( $r_c$ ), gotas da chuva ( $r_r$ ), cristais de gelo ( $r_i$ ), neve ( $r_s$ ), graupel ( $r_g$ ) e granizo ( $r_h$ ), sendo a razão de mistura total da água representada por

$$r_w = r_v + r_c + r_r + r_i + r_s + r_g + r_h \quad (3.6)$$

A temperatura potencial no MESO-NH é definida por:

$$\theta = \frac{T}{\Pi} \quad (3.7)$$

onde a função de Exner é representada por:

$$\Pi = (P/P_{00})^{R_d/C_{pd}} \quad (3.8)$$

onde  $P_{00}$  é a pressão na superfície, geralmente tomada como 1000 hPa;  $R_d$  é a constante dos gases ideais para ar seco, e  $c_{pd}$  é a capacidade térmica do ar seco a pressão constante. Em seguida, pode ser definida também a temperatura potencial virtual

$$\theta_v = \theta (1 + r_v R_v / R_d) / (1 + r_w) \quad (3.9)$$

sendo  $\theta$  a temperatura potencial,  $R_v$  a constante de gás para o vapor de água,  $R_d$  a constante de gás para ar seco,  $r_v$  a razão de mistura do vapor e  $r_w$  a razão de mistura da água.

O modelo está baseado no sistema de equações primitivas, as quais estão simplificadas por meio da aproximação anelástica, que considera que as variações temporais da densidade do ar não são dependentes de sua flutuação na vertical, o que permite, por consequência, a eliminação dos efeitos da propagação das ondas sonoras.

Actualmente, estão implementados no modelo três distintos modelos anelásticos: o sistema anelástico de **Lipps e Hemler (1982)**, as equações do tradicional Modelo Anelástico Modificado de **Wilhelmson e Ogura (1972)** e o sistema pseudo-incompressível de **Durran (1989)**, representados por LHE, MAE e DUR, respectivamente. Abaixo são mostradas as equações utilizadas pelo MESO-NH para a conservação de massa, momento linear e energia termodinâmica.

A partir da equação 3.1, a equação da continuidade, a qual representa a conservação de massa pode ser escrita segundo a aproximação anelástica como:

$$\vec{\nabla} \cdot (\rho_{dref} \vec{U}) = 0 \quad (3.10)$$

onde,  $\rho_{dref}$  representa a densidade da fracção seca do ar no estado de referência.

A Conservação do Momento linear é escrita como

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho_{dref} \vec{U}) + \vec{\nabla} \cdot (\rho_{dref} \vec{U} \otimes \vec{U}) + \rho_{dref} \vec{\nabla} \Phi \\ + \rho_{dref} \vec{g} \frac{\theta_v - \theta_{vref}}{\theta_{vref}} + 2\rho_{dref} \vec{\Omega} \wedge \vec{U} = \rho_{dref} \vec{\mathcal{F}} \end{aligned} \quad (3.11)$$

podendo ser interpretada como a conservação do momento linear da fracção de ar seco, embora seja rigorosamente equivalente à equação de momento usual. Os diferentes termos representam, respectivamente, a evolução no tempo, a advecção, o gradiente de pressão, a flutuação, a força de Coriolis e os efeitos de turbulência.

A variável termodinâmica utilizada na conservação de energia é a temperatura potencial ( $\theta$ ), sendo representada pela seguinte equação:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\rho_{dref} \theta) + \vec{\nabla} \cdot (\rho_{dref} \theta \vec{U}) = \\ - g \rho_{dref} w \frac{\theta}{C_{pd} T_{vref}} \left[ \frac{R_d + r_v R_v}{R_d} \frac{C_{pd}}{C_{ph}} - 1 \right] \\ + \frac{\rho_{dref}}{\Pi_{ref} C_{ph}} \left[ L_m \frac{D(r_i + r_s + r_g)}{Dt} - L_v \frac{Dr_v}{Dt} + \mathcal{H} \right] \end{aligned} \quad (3.12)$$

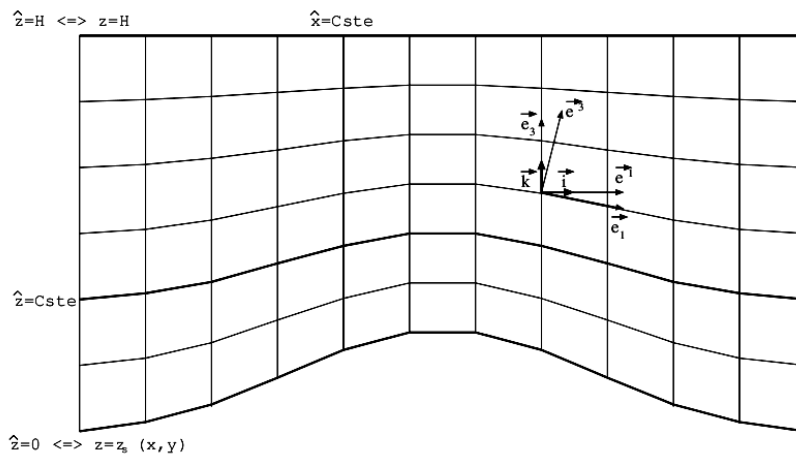
Os termos do lado direito representam, respectivamente, a correcção de humidade na ausência de qualquer mudança de fase e os efeitos devido as mudanças de fase e outros efeitos diabáticos (radiação e difusão).

3.4.1.2 – Discretização e Sistema de Coordenadas

O modelo admite o uso de três sistemas de projecção, sendo do tipo Mercator, de Lambert e do tipo Estereográfico Polar. Em relação a coordenada vertical, devido à topografia estar presente no problema, utiliza-se uma coordenada que acompanhe o relevo. No caso do MESO-NH, o sistema de coordenada é o sigma-z ( $\hat{z}$ ), sendo que o topo do domínio é completamente plano e o nível mais baixo segue a topografia do terreno (**Figura 3.4**). Esse sistema é conhecido também como coordenada de **Gal-Chen e Sommerville (1975)**, podendo ser definida como

$$\hat{z} = H \frac{z - z_s}{H - z_s} \tag{3.13}$$

sendo  $H$  a altura do modelo,  $z_s$  a altura da superfície local.



**Figura 3.4** – Sistema de coordenada vertical de Gal-Chen e bases cartesiana ( $i, j$ ), covariante ( $e_i$ ) e contravariante ( $e^i$ ). Fonte: **Lafore et al. (1998)**.

A grelha utilizada pelo MESO-NH é a grelha clássica do tipo C de Arakawa desenvolvida por **Arakawa e Mesinger (1976)**, tanto na horizontal como na vertical. A grelha horizontal é mostrada na **Figura 3.5**. O ponto denotado por **O** é chamado de ponto de massa, onde são definidas as variáveis termodinâmicas do modelo, enquanto



que os pontos de  $u$  e  $v$  são representados por  $\triangleright$  e  $\Delta$  respectivamente.  $\xi$  é a componente vertical da vorticidade.

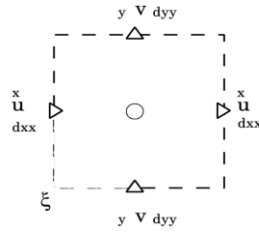


Figura 3.5 – Esquema de grelha horizontal utilizada no MESO-NH.

A grelha vertical é mostrada na **Figura 3.6**, novamente os pontos de massa são denotados por  $O$ , os pontos de  $u$  e  $v$  por  $\triangleright$  e  $\Delta$ , respectivamente, enquanto que os de  $w$  por  $\square$ .  $\zeta$  e  $\eta$  são as componentes da vorticidade na direção  $x$  e  $y$ , respectivamente. A orografia  $Z_s(i,j)$  é definida no ponto  $w$  inferior.

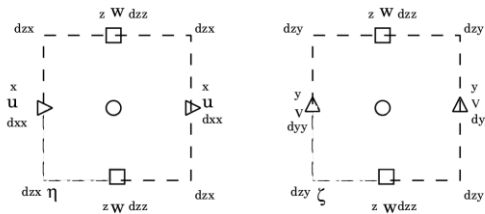


Figura 3.6 – Esquema de grelha vertical utilizada no MESO-NH.

Proposto inicialmente por **Clark e Farley (1984)**, o método de “grid nesting” (aninhamento de grelhas) está implementado no MESO-NH, permitindo a simulação de movimentos em diversas escalas. A execução de várias simulações simultaneamente pode ser exemplificada pela **Figura 3.7**. Podem ser consideradas interações nos dois sentidos entre as grelhas com diferentes resoluções (two-way grid nesting).

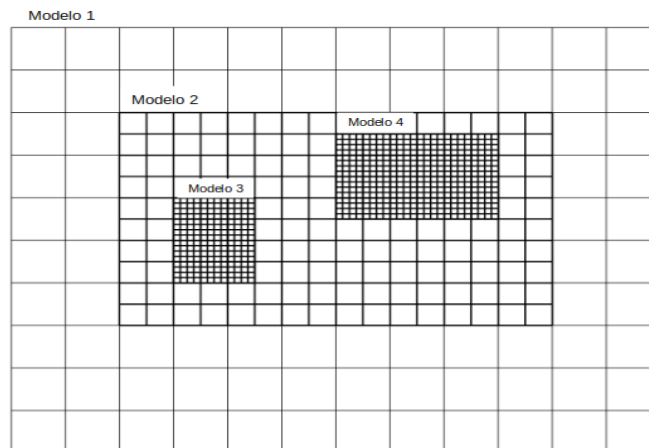


Figura 3.7 – Exemplo de grelhas aninhadas.

### 3.4.1.3 - Esquemas de parametrização

Além das equações de dinâmica e termodinâmica que governam os movimentos atmosféricos, está implementado no MESO-NH um pacote muito completo de parametrizações dos diferentes tipos de processos físicos observados na atmosfera, podendo ser activados ou desactivados dependendo do problema em estudo. Esses esquemas incluem a parametrização da superfície, da radiação, da turbulência, da microfísica das nuvens e da convecção, como discutido brevemente a seguir.

A parametrização dos efeitos da superfície é efectuada pelo SURFEX, um pacote de modelos de superfície (cf. **Salgado e LeMoigne, 2010**) utilizado também, entre outros, pelos modelos operacionais da Météo-France. Para as superfícies terrestres, o SURFEX utiliza um esquema aperfeiçoado de interação solo-vegetação-atmosfera, proposto inicialmente por **Noilhan e Planton (1989)**, conhecido por ISBA (Interaction between Soil, Biosphere and Atmosphere Scheme). No caso da parametrização de Radiação, o MESO-NH utiliza o modelo do Centro Europeu de Previsão do Tempo (ECMWF package, **Morcrette et al., 1986; Morcrette, 1991; Gregory et al., 2000**) levando em conta a absorção-emissão de radiação, bem como a reflexão e espalhamento, tanto pela atmosfera quanto pela superfície. O esquema actual de parametrização de turbulência no Meso-NH tem as suas raízes nos dois sistemas que foram utilizados no grupo Meso-NH, sendo o regime de turbulência quase 1D de **Bougeault e Lacarrère (1989)**, também conhecido como BL89, e o regime 3D ou RS81, desenvolvido por **Redelsperger e Sommeria (1981)**.

Tomando como ponto de partida que a convecção profunda é um dos principais processos que afectam a dinâmica e a energética dos sistemas de circulação atmosférica, bem como o estado do tempo, muitos esquemas de parametrização de cumulus têm sido desenvolvidos nas últimas décadas para aprimorar os modelos de previsão numérica de tempo (PNT) e os modelos de circulação global (CGM), procurando explicar a libertação de calor latente e o transporte de massa associados às nuvens convectivas. O ponto comum de todas as parametrizações de cumulus é o diagnóstico da presença de condições de larga escala que favorecem o desenvolvimento de actividade convectiva e calcular as tendências de temperatura e humidade que são consistentes com os efeitos da actividade convectiva.

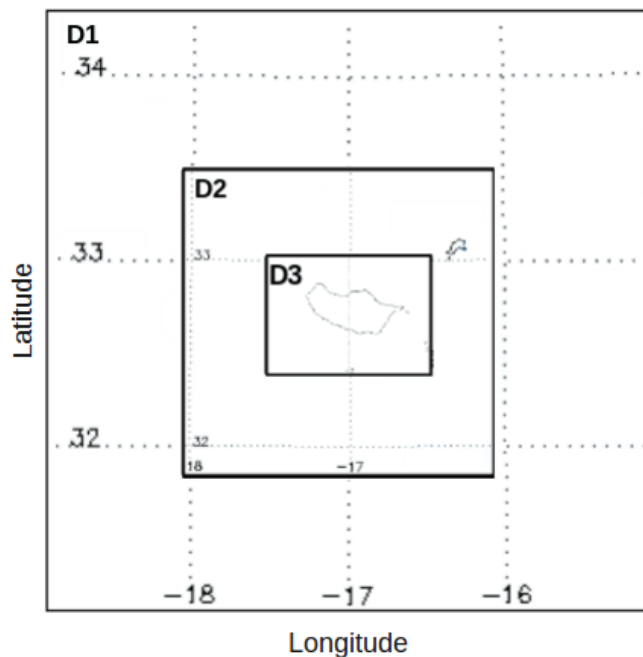
No caso do modelo MESO-NH, um dos esquemas parametrização da convecção implementado foi desenvolvido por **Bechtold et al. (2001)**, baseado no esquema tradicional de **Kain e Fritsch (1993)**. O esquema desenvolvido inicialmente por Kain-Fritsch, considera o modelo de nuvens simples, onde se considera a existência de fluxos ascendentes e descendentes, bem como um ajuste da atmosfera através da troca de

massa entre a nuvem e o ambiente, buscando assim, assegurar a conservação da massa. Neste esquema considera-se que toda a energia potencial disponível para convecção (Convective Available Potential Energy), em um elemento da grelha é removida em um certo tempo de ajustamento, sendo de 3 horas para convecção pouco profunda e de 1 hora no caso de convecção profunda.

A parametrização de microfísica das nuvens no MESO-NH pode ser efectuada considerando, em alternativa, dois tipos de processos, um relacionado com nuvens quentes (sem água no estado sólido), e outro envolvendo nuvens frias. No caso das nuvens quentes, três tipos de parametrizações podem ser utilizados pelo modelo. O esquema mais simples é o desenvolvido por **Kessler (1969)**, um esquema que tem por objectivo prognosticar a proporção de mistura de nuvem e água da chuva. Os outros dois procuram descrever a evolução das razões de mistura e as concentrações de gotas de nuvens e chuva. O regime C2R2 é o mais geral, enquanto o regime KHKO foi desenvolvido especificamente para representar stratocumulus. Para o caso de nuvens frias, o modelo inclui dois esquemas (cf. **Lascaux et al., 2006**), o ICE3 (**Pinty e Jabouille, 1998**) que prevê a evolução temporal das razões de mistura de seis espécies de água (vapor ( $r_v$ ), gotas das nuvens ( $r_c$ ), gotas da chuva ( $r_r$ ), cristais de gelo ( $r_i$ ), neve ( $r_s$ ) e graupel ( $r_g$ )). Entretanto, este esquema foi aprimorado e denominado de ICE4 (**Pinty et al., 2002**), que inclui uma variável adicional de prognóstico para a razão de mistura de granizo ( $r_h$ ).

#### *3.4.2 – Configuração do MESO-NH e aspectos das simulações*

Para a realização do trabalho o modelo foi configurado em três domínios na horizontal (**Figura 3.8**). O domínio maior (D1), foi estabelecido com 40x40 pontos de grelha e um espaçamento de 9km; o segundo domínio (D2) com 60x60 pontos de grelha e uma resolução de 3 km e, por fim o terceiro domínio (D3), mais fino, com 90x60 pontos de grelha e 1 km de resolução. O período para o qual o modelo foi integrado depende do caso, sendo que no caso 1 e caso 3, este foi integrado por um período de 54 horas desde as 00 UTC do dia anterior até as 06 UTC do dia após o dia em estudo. No caso 2 e caso 4, nestes o modelo foi integrado por 30 e 36 horas, respectivamente. O passo de tempo também variou de caso para caso, sendo de 18 segundos para o domínio maior (D1), 6 segundos para o domínio intermediário (D2) e 2 segundos para o domínio mais fino.



**Figura 3.8** – Configuração do Modelo MESO-NH em relação aos domínios na horizontal, com resoluções espaciais de 9 km (D1), 3 km (D2) e 1km (D3).

Em adição as configurações do modelo, as simulações foram realizadas com os dados fisiográficos obtidos a partir dos seguintes bancos de dados: *GTOPO30*, com resolução de ~1km para a orografia; *ecoclimats*, com ~1km de resolução para o tipo de cobertura de superfície; e *clay\_fao* e *sand\_fao* para a textura do solo, ambos com resolução de ~10km. Nos casos em estudo, o Meso-NH foi inicializado e forçado a partir dos campos de altitude e superfície obtidos para o domínio maior a partir das análises ou prognósticos do ECMWF. Após a simulação, o modelo inclui um procedimento para o cálculo de muitas variáveis de diagnóstico. Os resultados foram analisados no presente trabalho utilizando o software IDL.

#### 3.4.2.1 – Variáveis meteorológicas simuladas pelo MESO-NH

Após realizadas as simulações com o modelo, algumas variáveis meteorológicas (de prognóstico e de diagnóstico) foram seleccionadas para auxiliar na análise de cada caso individualmente, como por exemplo, divergência horizontal, medida da capacidade de afastamento de parcelas de fluido, servindo como um bom indicativo da existência de regiões de movimentos verticais (ascendentes/descendentes), uma vez que se uma região apresenta forte convergência em baixos níveis, pela continuidade de massa, essa região possui movimentos verticais ascendente seguido por uma região de divergência de fluxo em níveis superiores. Outra variável considerada importante é a energia potencial disponível para convecção (CAPE), a qual está relacionada com a

flutuabilidade das parcelas, servindo como um bom parâmetro na identificação de locais potencialmente instáveis. A **TABELA 3.2** mostra os valores que são frequentemente utilizados como referência. No presente trabalho incidiremos a nossa análise nos resultados fornecidos pelo modelo a mais alta resolução (1km). As variáveis meteorológicas representadas neste trabalho e utilizadas na análise dos casos seleccionados está identificada na **TABELA 3.3**.

**Tabela 3. 2** - Valores de referência de energia potencial disponível para convecção (CAPE) utilizados nos Estados Unidos. Fonte: <http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/indices.php>.

| <i>Valores (J/kg)</i> | <i>Estabilidade</i>    |
|-----------------------|------------------------|
| 0                     | Estável                |
| 0 ~ 1000              | Pouco instável         |
| 1000 ~ 2500           | Moderadamente instável |
| 2500 ~ 3500           | Muito instável         |
| Acima de 3500         | Extremamente instável  |

**Tabela 3. 3** - Variáveis meteorológicas simuladas pelo MESO-NH e utilizadas nas análises.

| <b>Variável simulada pelo MESO-NH</b> |   |
|---------------------------------------|---|
| ACTOPR                                | Precipitação acumulada  |
| CAPE                                  | Energia potencial disponível para convecção   |
| REHU                                  | Humidade relativa do ar   |
| TEMP                                  | Temperatura do ar   |
| WM                                    | Velocidade Vertical, em particular nos seguintes níveis <ul style="list-style-type: none"> <li>• 1º nível do modelo</li> <li>• 850 hPa</li> <li>• 500 hPa</li> <li>• 200 hPa</li> </ul> |
| MRV                                   | Razão de mistura de vapor   |
| MRC                                   | Razão de mistura de água de nuvem   |
| MRI                                   | Razão de mistura de gelo  |
| CLDFR                                 | Nebulosidade  |



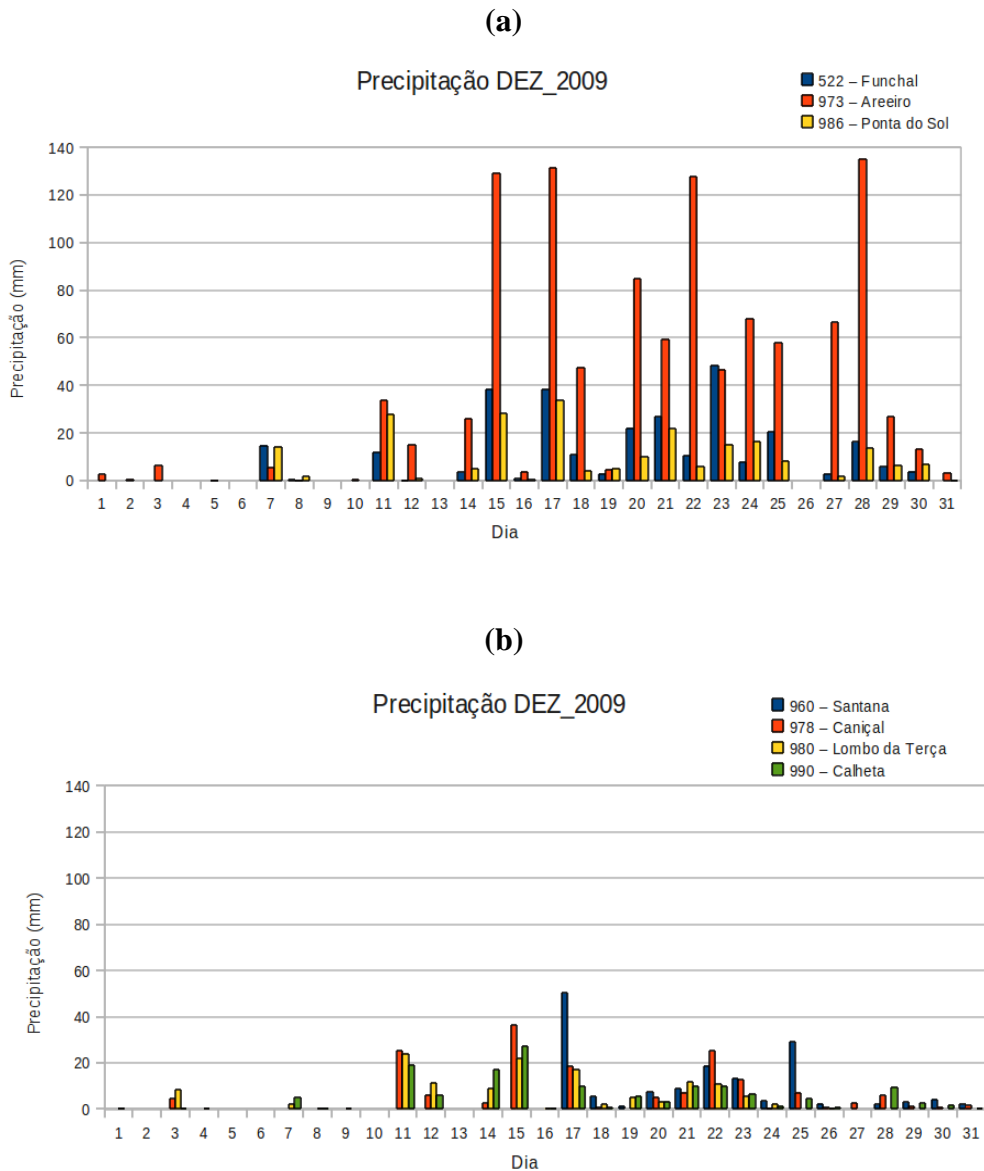
## CAPÍTULO 4 - RESULTADOS

### *4.1 – ANÁLISE DOS DADOS DE PRECIPITAÇÃO EM SUPERFÍCIE*

Nesta secção serão apresentados os dados de precipitação registados em superfície pelas estações meteorológicas citadas no capítulo anterior (ver tabela 3.1), os quais também auxiliaram na escolha dos casos de estudo. O período em análise corresponde aos meses de inverno de 2009/2010, ou seja, Dezembro de 2009, Janeiro e Fevereiro de 2010. Neste período ocorreram vários casos de intensa precipitação na Madeira, documentados pelos meios de comunicação, os quais levaram por vezes, a cheias localizadas, deslizamentos de terra em algumas encostas e até um número considerável de mortos.

Na **Figura 4.1** é possível observar a distribuição diária da precipitação no mês de Dezembro de 2009, sendo que a **Figura 4.1.a**, representa o acumulado de precipitação em cada dia do mês para as estações meteorológicas localizadas no Funchal, Areeiro e Ponta do Sol, enquanto que a **Figura 4.1.b** apresenta os acumulados nas estações de Santana, Caniçal, Lombo da Terça e Calheta.

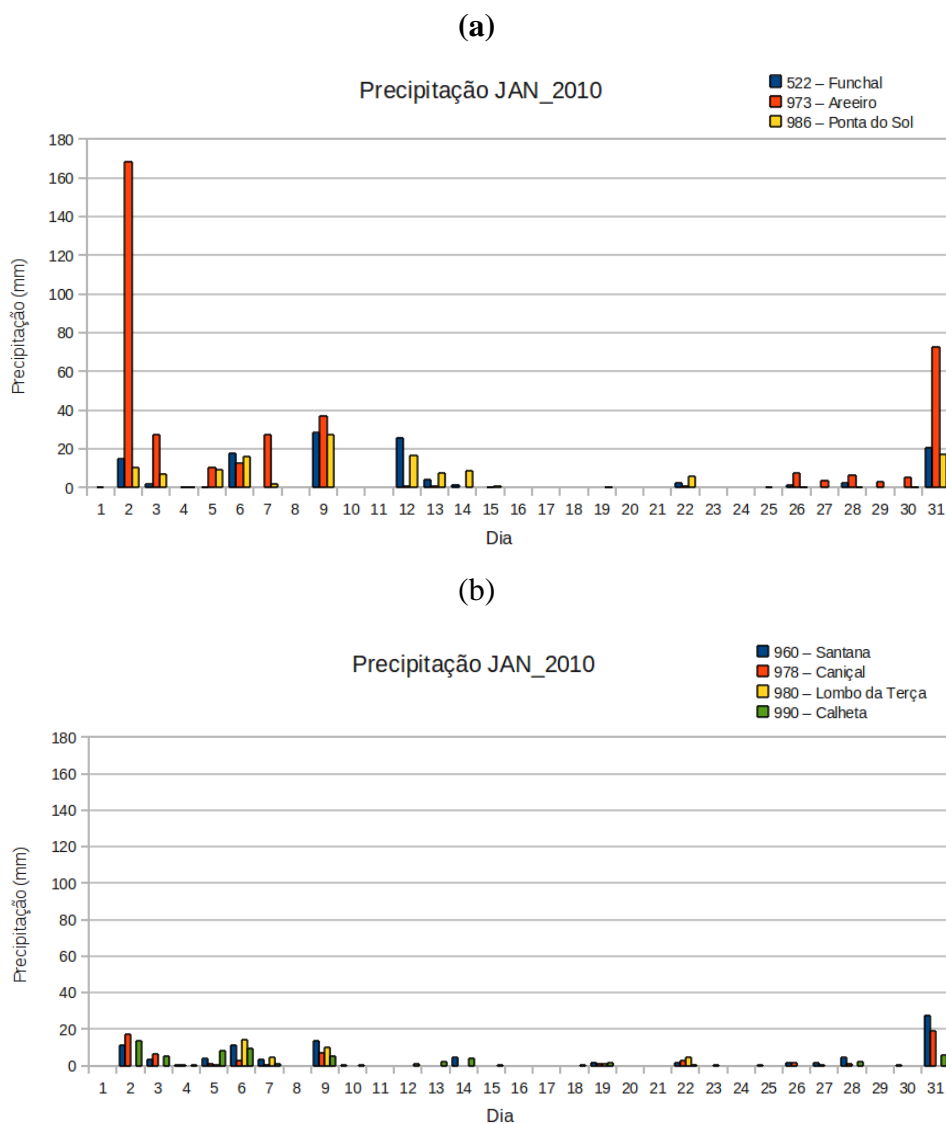
No caso das estações dispostas na **Figura 4.1.a**, é possível observar que os maiores acumulados diários foram registados na estação de Areeiro, com 129,2 mm no dia 15, 131,5 mm no dia 17, 127,7 mm no dia 22 e 135,1 mm no dia 28. Nas estações de menor altitude, os máximos não possuem a mesma intensidade, como por exemplo, a do Funchal e Ponta Sol, onde os máximos no mês foram de 48,3 mm e 33,6 mm, respectivamente. Em geral, a precipitação esteve melhor distribuída na segunda quinzena do mês, porém nas estações da **Figura 4.1.b**, a precipitação apresenta máximos inferiores aos observados na **Figura 4.1.a**. A influência da diferença de altitude entre as estações na distribuição de precipitação também é observada, sendo as estações com altitudes inferiores a 100 m (Funchal e Ponta Sol) apresentaram valores acumulados não superiores a 50 mm, e com máximos em dias diferentes aos observados em Areeiro. A mesma característica é observada pelos registos das estações localizadas entre 100m e 500m, como Santana, Caniçal, Lombo da Terça e Calheta.



**Figura 4.1** – Gráficos de acumulado diário de precipitação ao longo do mês de Dezembro de 2009 para as estações meteorológicas de (a) Funchal, Areiro e Ponta do Sol; (b) Santana, Caniçal, Lombo da Terça e Calheta.

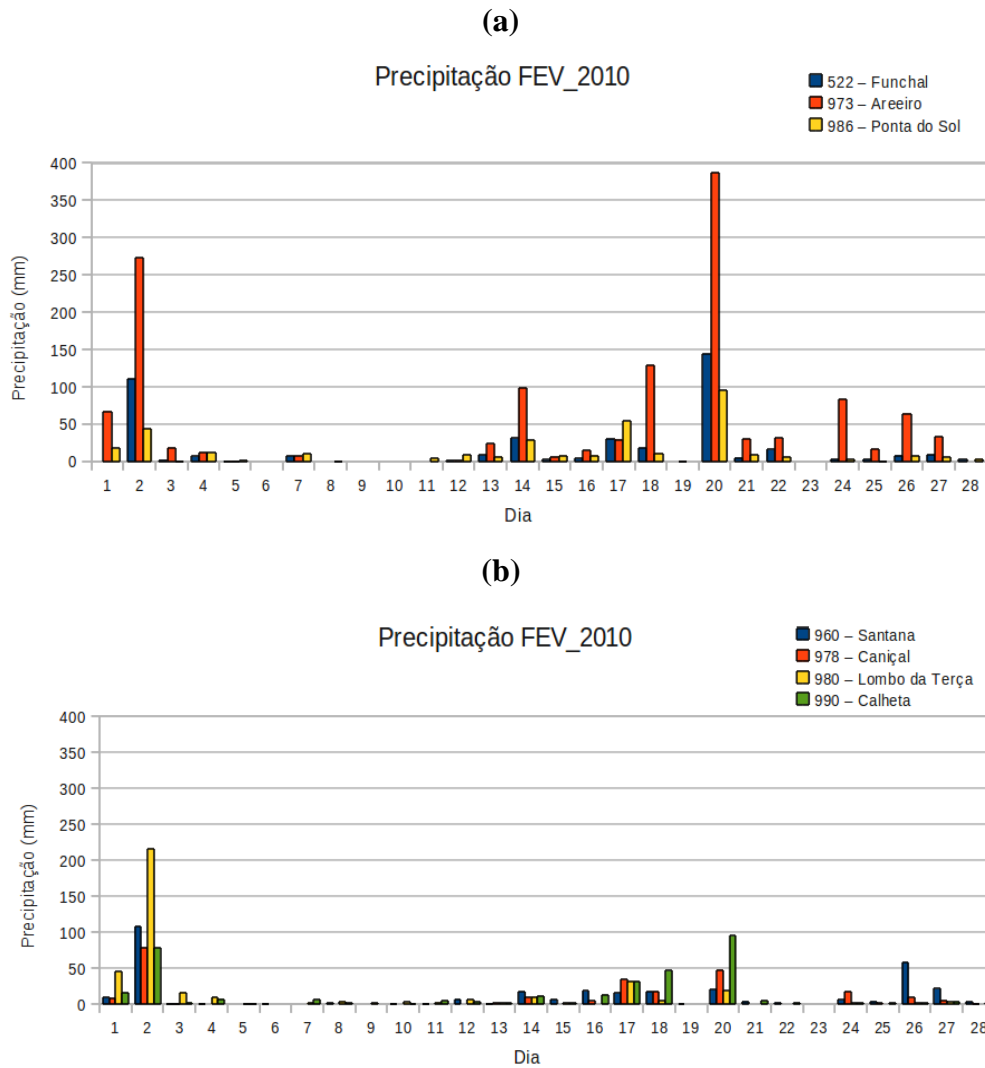
Por meio da análise de precipitação ao longo do mês de Janeiro de 2010 (**Figura 4.2**), vê-se que o mês não foi marcado por altos registos como em Dezembro. Entretanto, um máximo de precipitação ocorreu durante o mês, de 168,5 mm no dia 02, no Areiro. Nas demais estações não foram registados valores tão significativos. O máximo secundário do mês foi também registado em Areiro (72,7 mm) em 31 de Janeiro.





**Figura 4.2** - Gráficos de acumulado diário de precipitação ao longo do mês de Janeiro de 2010 para as estações meteorológicas de (a) Funchal, Areeiro e Ponta do Sol; (b) Santana, Caniçal, Lombo da Terça e Calheta.

Na análise da distribuição de precipitação durante o mês de Fevereiro de 2010 (**Figura 4.3**), observa-se que a precipitação na ilha foi marcada por dois picos de máximos acumulados ao longo do mês, onde em ambos, algumas estações registaram valores próximos ou superiores a 100 mm em um dia. Mais uma vez os valores mais elevados foram observados na estação de Areeiro, entretanto, com máximos nitidamente superiores aos observados no mês de Dezembro de 2009, uma vez que o máximo no dia 2 foi de 273 mm e no dia 20 de 387,1 mm, sendo o máximo do mês.



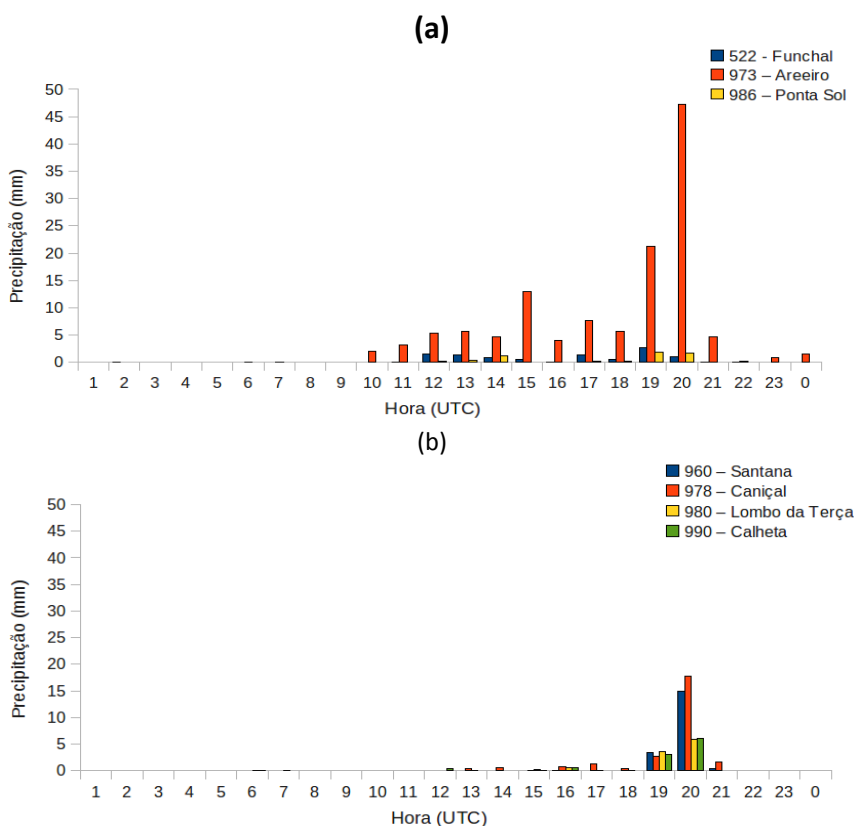
**Figura 4.3** - Gráficos de acumulado diário de precipitação ao longo do mês de Fevereiro de 2010 para as estações meteorológicas de (a) Funchal, Areiro e Ponta do Sol; (b) Santana, Caniçal, Lombo da Terça e Calheta.

## 4.2 – CASO DE ESTUDO 1 – 22 de Dezembro de 2009

### 4.2.1 - Análise da precipitação observada e simulada pelo modelo

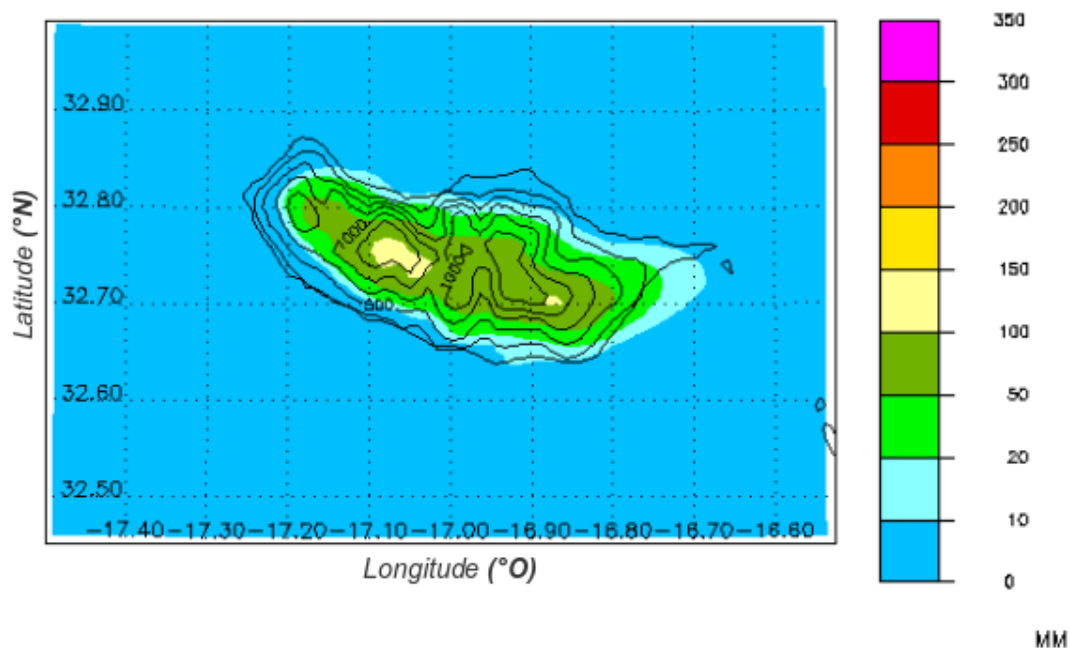
A distribuição horária da precipitação no dia 22 de Dezembro de 2009 (**Figura 4.4**) mostra que os maiores acumulados horários ocorreram no final da tarde e início da noite, por volta das 20 UTC. Na estação de Areiro (**Figura 4.4.a**), verifica-se precipitação desde as 10 UTC do dia 22, que se foi intensificando ao longo da tarde atingindo um máximo de 47,3 mm às 20 UTC. Nas restantes estações os máximos

também foram observados por volta das 20 UTC, porém com valores inferiores aos observados em Areeiro, com máximo de 17,7 mm na estação de Caniçal e 15 mm em Santana (**Figura 4.4.b**).



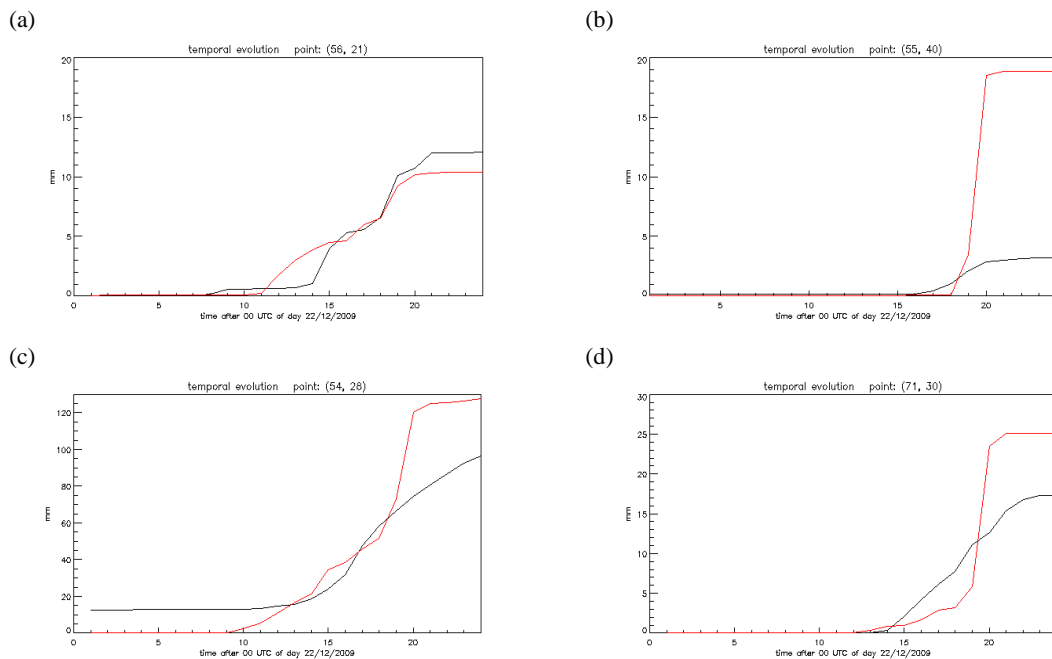
**Figura 4.4** – Precipitação horária no dia 22 de Dezembro de 2009 para as estações meteorológicas de (a) Funchal, Areeiro e Ponta do Sol; (b) Santana, Caniçal, Lombo da Terça e Calheta.

Por meio da simulação em alta resolução da precipitação acumulada no dia 22 (**Figura 4.5**), nota-se que a precipitação esteve localizada principalmente sobre a ilha, sendo que sobre as regiões oceânicas próximas a precipitação acumulada foi nula ou inferior a 10mm. A simulação indica que as regiões com maiores valores acumulados se localizam na parte centro oeste da ilha, aproximadamente na zona do Paul da Serra (ver **Anexo A**), indicando que os maiores valores terão ocorrido em regiões mais elevadas (acima de 1000 m). Ao observar a evolução da precipitação ao longo do dia 22, pela simulação do valor horário acumulado (figuras não mostradas), nota-se que a precipitação se começou a intensificar no final da tarde, tendo um aumento considerável na distribuição espacial sobre a ilha por volta das 20 UTC, mantendo-se nas áreas mais elevadas e com regiões apresentando uma precipitação acumulada entre 100 e 150 mm sobre o Paul da Serra. Sobre o Pico do Areeiro a simulação também indica valores acumulados entre 100 e 150 mm.

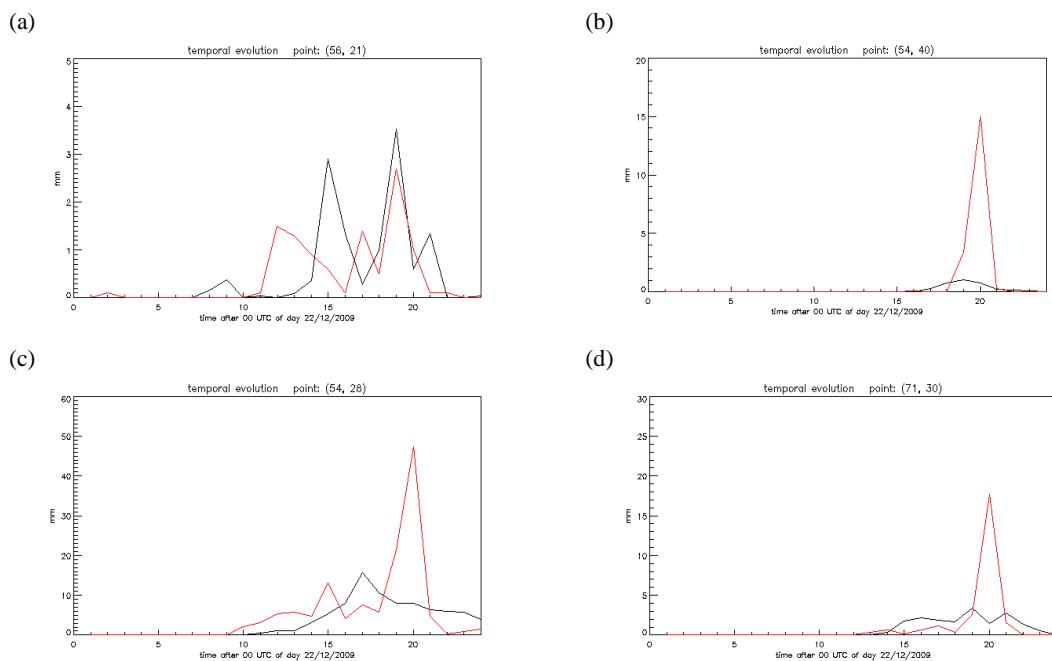


**Figura 4.5** – Precipitação acumulada no dia 22 de Dezembro de 2009 simulada pelo modelo.

Seguindo os critérios descritos em 3.2, para este caso são mostrados os resultados dos testes para as estações meteorológicas do Funchal, Santana, Areiro e Caniçal. Ao confrontar a evolução temporal da precipitação ao longo da corrida do modelo com o observado em superfície, tal como mostrado na **Figura 4.6**, se observa que em três das quatro estações analisadas, o modelo sub-estima a precipitação, entretanto, a maior diferença é verificada na estação de Areiro (**Figura 4.6.c**), com um valor superior a 20 mm. No caso da estação do Funchal (**Figura 4.6.a**), o modelo sobre-estimou a precipitação em poucos milímetros. O mesmo aspecto é observado pela comparação dos valores horários ao longo do dia 22 (**Figura 4.7**). Na estação do Funchal (**Figura 4.7.a**), por exemplo, o comportamento da precipitação é bem diagnosticado pelo modelo. Nas outras estações (**Figura 4.7.b**, **4.7.c** e **4.7.d**), o modelo sub-estima a precipitação, principalmente o pico observado entre as 19 e as 20 horas, simulando porém a ocorrência da precipitação ao fim da tarde.



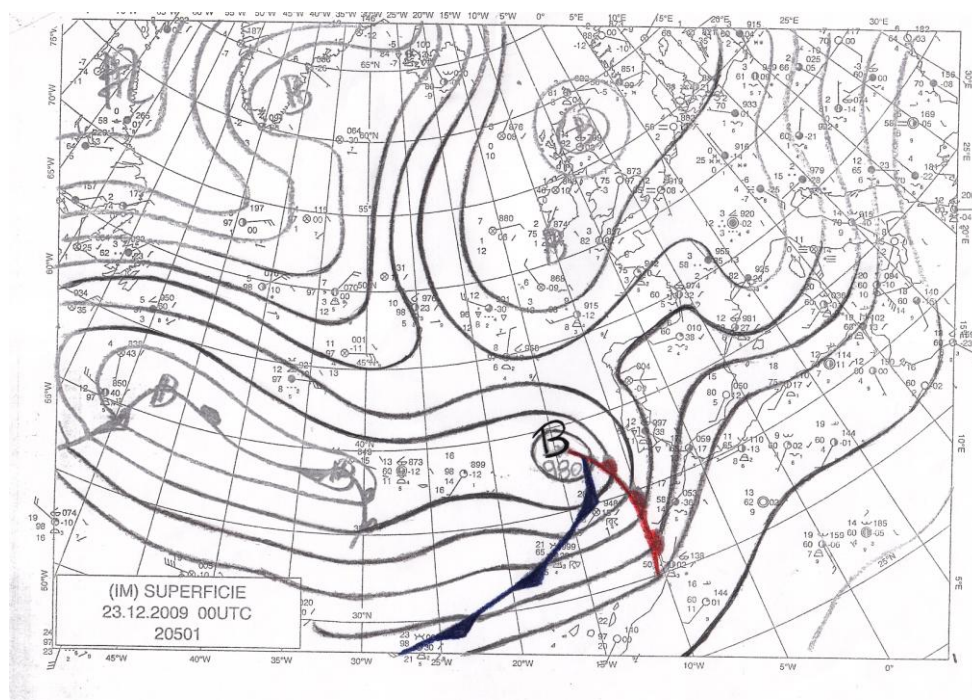
**Figura 4.6** – Evolução temporal da precipitação observada durante o dia 22/12/2009 em superfície (vermelho) e simulada pelo modelo (preto) em um ponto próximo da estação para: (a) Funchal; (b) Santana; (c) Areiro; (d) Caniçal.



**Figura 4.7** - Distribuição horária da precipitação no dia 22/12/2009 em superfície (vermelho) e simulada pelo modelo (preto) em um ponto próximo da estação para: (a) Funchal; (b) Santana; (c) Areiro; (d) Caniçal.

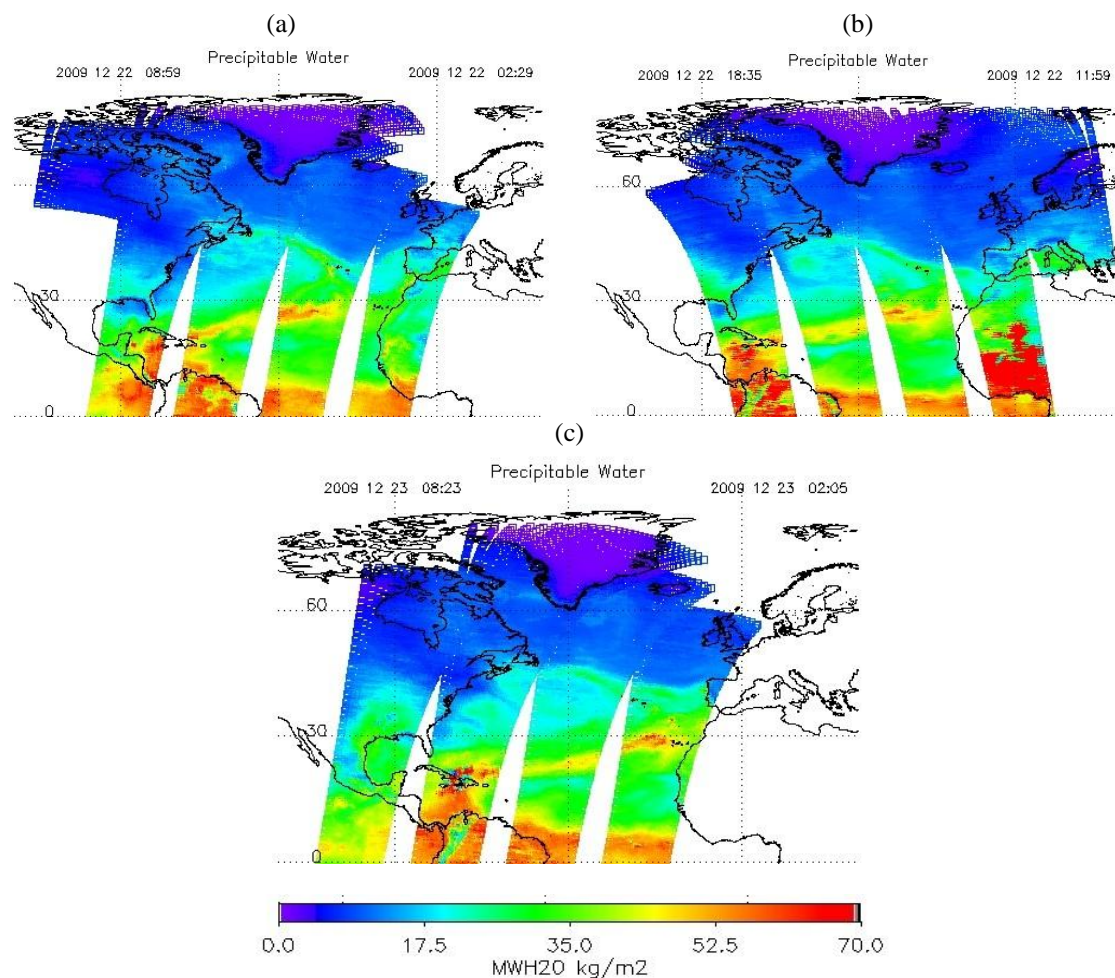
4.2.2 – Aspectos de grande escala

Às 00UTC do dia 23/12/2009, pela análise da carta sinóptica disposta na **Figura 4.8**, é possível identificar uma depressão frontal centrada em aproximadamente 38°N e 15°O, cuja frente fria se encontra directamente sobre a região do Arquipélago da Madeira. Devido ao horário da carta, destaca-se que ao longo da tarde, provavelmente a ilha estava sobre a actuação do sector quente deste sistema depressionário e já sobre a actuação da frente fria no início da noite.



**Figura 4.8** - Carta sinóptica para às 00 UTC do dia 23/12/2009.

Pelas imagens de satélite (**Figura 4.9**), é evidente a existência de uma banda de vapor de água com origem na região tropical, a qual se estende desde a região das Caraíbas até aproximadamente a latitude de 30°, com valores de água precipitável superiores a 40.0 kg/m<sup>2</sup>. Na **Figura 4.9.c**, pode ver-se que a banda atinge directamente a ilha com valores que excedem 52.0 kg/m<sup>2</sup>. Esta banda representa claramente o transporte de humidade das regiões tropicais para as latitudes médias, trabalhando de forma a aumentar a humidade atmosférica sobre a região da Madeira.



**Figura 4.9** - Imagens de satélite (Aqua - AIRS) referente a água precipitável no dia (a) 22/12/2009 – 08:59 UTC, (b) 22/12/2009 – 18:35 UTC e (c) 23/12/2009 – 08:23 UTC. A escala de cores representa a quantidade total de vapor de água integrada desde a superfície até ao topo da atmosfera.

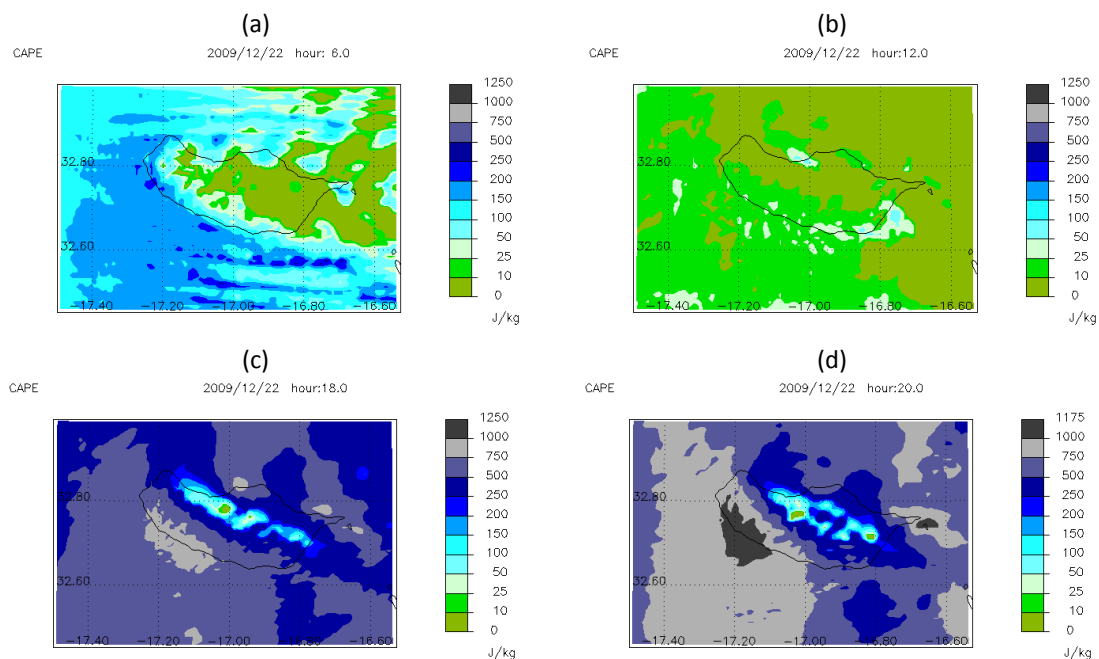
### 4.2.3 – Aspectos de mesoescala

#### 4.2.3.1 – Instabilidade Potencial

A **Figura 4.10** representa a CAPE simulada pelo modelo em alguns momentos do dia 22, principalmente nos mais próximos da ocorrência dos maiores valores de precipitação horária verificados na secção 4.2.1. As imagens mostram baixos valores de CAPE durante o período da manhã, visto que às 06 UTC (**Figura 4.10.a**), não se verificam regiões com CAPE superiores à 250 J/kg e, às 12 UTC (**Figura 4.10.b**), estes não ultrapassam 100 J/kg. Às 18 UTC (**Figura 4.10.c**) há, de acordo com os resultados do modelo, um aumento da instabilidade, com valores de CAPE superiores a 500 J/kg em todas regiões, excepto sobre a ilha, onde são indicados valores inferiores a 150 J/kg.



Uma região de atmosfera moderadamente instável é simulada às 20 UTC a sudoeste da ilha (**Figura 4.10.d**), sendo identificados valores entre 1000 J/kg e 1175 J/kg.

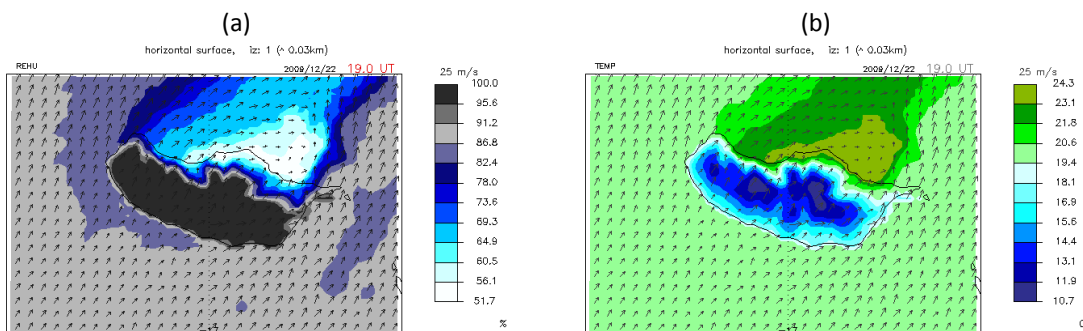


**Figura 4.10** – Simulação da energia potencial disponível para convecção (CAPE) no dia 22/12/2009 às (a) 06 UTC, (b) 12 UTC, (c) 18 UTC e (d) 20 UTC.

#### 4.2.3.2 - Efeito de montanha observado nos níveis mais baixos do modelo

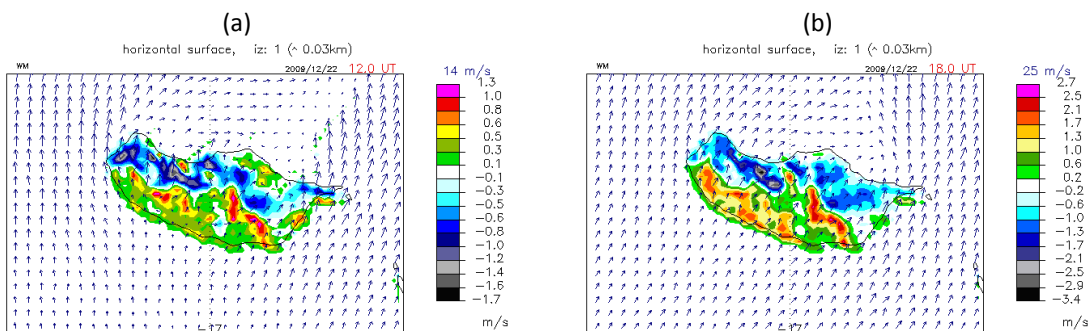
O efeito de montanha é claramente observado pela simulação de algumas variáveis no primeiro nível do modelo. No caso da humidade relativa (**Figura 4.11.a**), a simulação das 19 UTC aponta para uma atmosfera húmida com valores acima de 82,4% sobre o oceano. No entanto, o que se faz relevante na simulação é a presença de uma região com valores superiores a 95% de humidade relativa sobre a ilha e uma região mais seca na região de ventos descendentes (humidade relativa inferior à 80%), como verificado pelos vectores que indicam o escoamento na horizontal. Na simulação da temperatura para o mesmo nível e hora (**Figura 4.11.b**), nota-se a existência de uma região com temperaturas superiores a 19,2 °C sobre o oceano, diminuindo sobre a ilha (mínima de 10,7 °C nos pontos mais elevados) e com os máximos localizados na região de sotavento do complexo montanhoso (temperaturas entre 20,6 °C e 24,3 °C).





**Figura 4.11** – Simulação da (a) humidade relativa e (b) temperatura. Ambas as imagens são referentes às 19 UTC do dia 22/12/2009 e para o primeiro nível do modelo. Os vectores representam o escoamento horizontal neste nível.

Em relação às velocidades verticais e escoamento horizontal no primeiro nível do modelo, às 12 UTC (**Figura 4.12.a**) observa-se um escoamento predominantemente de sul e movimentos verticais ascendentes em toda a zona sul da ilha, com pequenos núcleos onde a velocidade vertical chega a um máximo de 1,3 m/s. Os resultados indicam uma mudança na direcção do escoamento médio ao longo do dia, sendo que às 18 UTC (**Figura 4.12.b**), para além de um vento de sudoeste, há uma intensificação das áreas de movimento ascendente, com núcleos de velocidade vertical de no máximo 2,7 m/s. Neste horário o efeito é mais nítido, sendo facilmente identificadas as áreas de movimentos ascendentes (Sul/Sudoeste) e descendentes (Norte/Nordeste).



**Figura 4.12** – Simulação de velocidade vertical (escala de cores) e do vento horizontal (vectores) no primeiro nível do modelo às (a) 12 UTC e (b) 18 UTC.

#### 4.2.3.3 – Velocidade vertical

No nível de 850 hPa, às 12 UTC do dia 22 (**Figura 4.13.a**), o modelo indica que o escoamento predominante é de sudoeste e os movimentos verticais ascendentes observados à barlavento não apresentam grandes intensidades, com velocidades verticais que não chegam a exceder 1,9 m/s. Entretanto, uma sucessão de bandas com

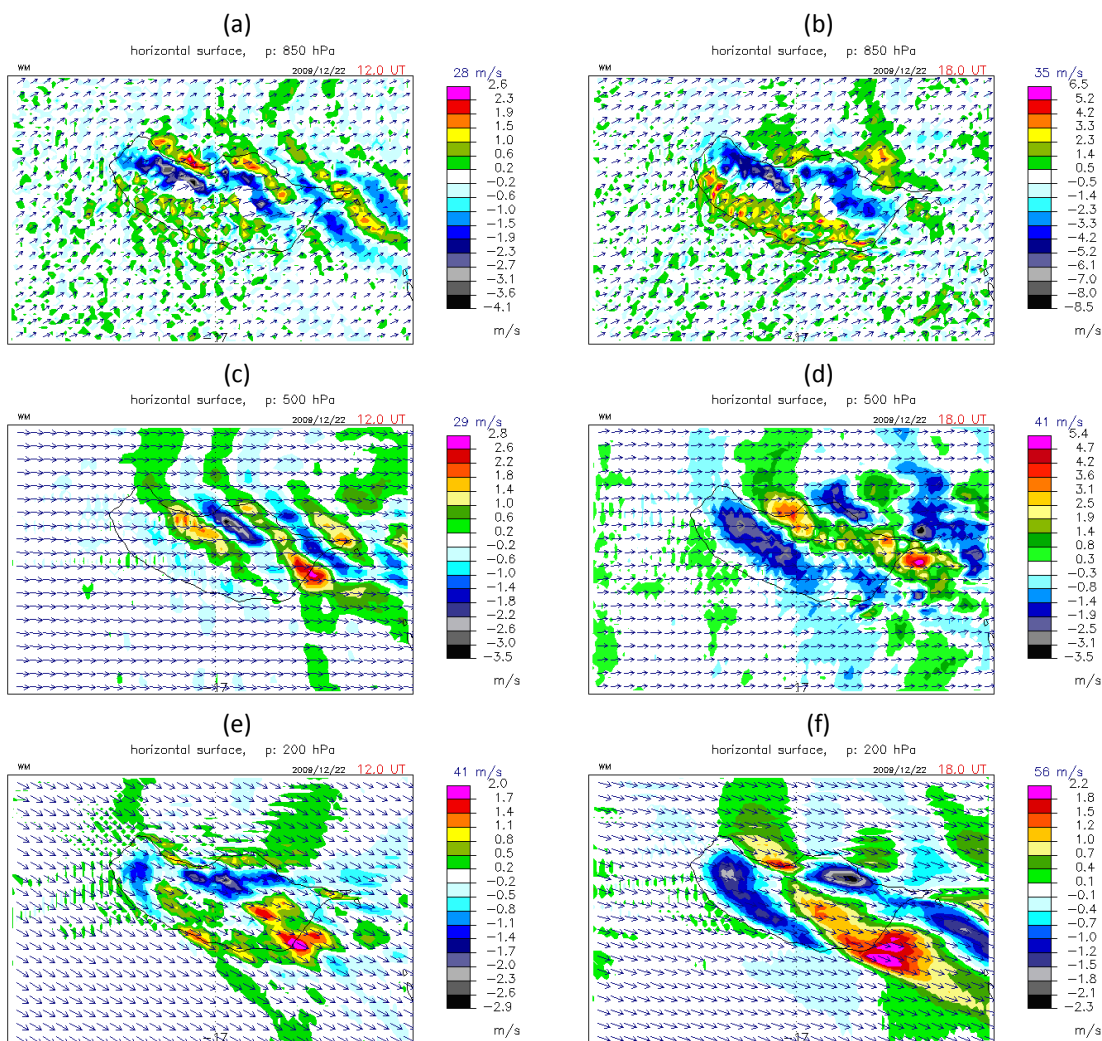
movimentos ascendente (positivos) e descendente (negativos) pode ser observada na figura se estendendo na direcção leste. Às 18 UTC (**Figura 4.13.b**) o escoamento mantém-se de sudoeste e sobre a região sul/sudoeste da ilha notam-se pequenos núcleos de movimento ascendente com velocidades superiores à 4,2 m/s.

Uma sucessão de velocidades verticais (positivas/negativas) é também visível nos resultados referentes aos 500 hPa às 12 UTC (**Figura 4.13.c**). Entretanto, a oeste da ilha verifica-se que os movimentos ascendentes observados no primeiro nível do modelo, não são suficientemente intensos para alcançar os níveis médios da atmosfera, sendo identificado uma pequena região com movimento ascendente com velocidades entre 0,2 m/s e 0,6 m/s. Tal sucessão de movimentos ascendentes e descendentes também ocorrem ao longo do dia neste nível, ora mais enfraquecida, ora mais intensa. Às 18 UTC (**Figura 4.13.d**), as regiões de movimentos verticais são mais amplas em relação às 12 UTC, e os movimentos ascendentes possuem intensidades acima de 1,4 m/s em boa parte da região nordeste da ilha com alguns núcleos onde as velocidades excedem os 3,1 m/s sobre a ilha. Entretanto, a oeste os movimentos verticais não ultrapassam velocidades de 0,8 m/s. Pela simulação verifica-se também que o escoamento nos 500 hPa predominou de oeste, tanto às 12 UTC quanto às 18 UTC.

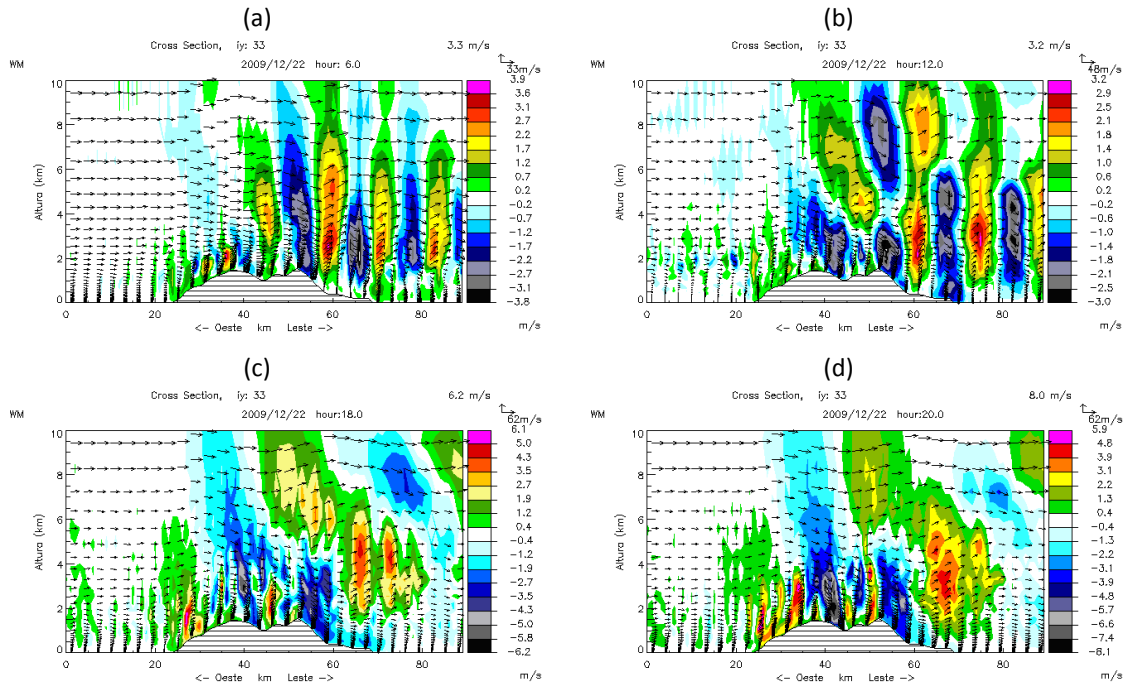
Aos 200 hPa, às 12 UTC (**Figura 4.13.e**), o modelo indica que os movimentos ascendentes predominam a sul/sudeste da ilha com velocidades de até 1,7 m/s, excepto em um núcleo em que as velocidades são de no máximo 2,0 m/s. Porém, a oeste da ilha não se simulam movimentos ascendentes com velocidades superiores a 0,8 m/s. Às 18 UTC (**Figura 4.13.f**), a existência de regiões mais amplas e uniformes apontam para uma intensificação do efeito de montanha até níveis superiores. As velocidades de movimento ascendente simuladas neste nível são de no máximo 0,4 m/s a sudoeste da ilha, mostrando mais uma vez que os movimentos ascendentes observados no final da tarde não terão sido tão intensos a ponto de atingir os altos níveis da troposfera, como observado pelos movimentos ascendentes que surgem devido a presença da ilha, os quais apresentam velocidades superiores à 1,8 m/s sobre a costa sudeste da ilha. Pelos vectores se verifica um escoamento de noroeste nos dois instantes.

A análise do campo do vento simulado numa secção vertical às 06 UTC (**Figura 4.14.a**) indica nitidamente a influência da ilha no escoamento, com a formação de ondas de Lee e o respectivo estabelecimento das regiões de movimentos verticais, a leste da ilha e se estendendo sobre o oceano. Nesta mesma imagem, um escoamento zonal de oeste, favorece os movimentos ascendentes sobre a encosta oeste da ilha, em geral com fracas velocidades verticais, não ser num núcleo de velocidade entre 1,7 m/s e 3,9 m/s. Às 12 UTC (**Figura 4.14.b**), os movimentos ascendentes na encosta oeste da ilha, não excedem 1 m/s próximo à superfície. Às 18 UTC (**Figuras 4.14.c**), sobre a parte oeste da ilha, as regiões de movimento ascendente se intensificam e estendem desde a

superfície até aproximadamente 6 km de altitude, encontrando-se as regiões com velocidades superiores a 1,8 m/s próximas da superfície, podendo destacar-se um núcleo com velocidade entre 3,5 m/s e 6,1 m/s até aproximadamente 2,5 km na vertical. Os movimentos verticais ascendentes junto à superfície com velocidades da ordem de 3 e 4 m/s, são encontrados principalmente nas regiões mais altas da ilha às 20 UTC (**Figura 4.14.d**).



**Figura 4.13** – Simulação de velocidade vertical (escala de cores) e escoamento (vectors) nos níveis de (a) 850 hPa – 12 UTC, (b) 850 hPa – 18 UTC, (c) 500 hPa – 12 UTC, (d) 500 hPa – 18 UTC, (e) 200 hPa – 12 UTC e (f) 200 hPa – 18 UTC.

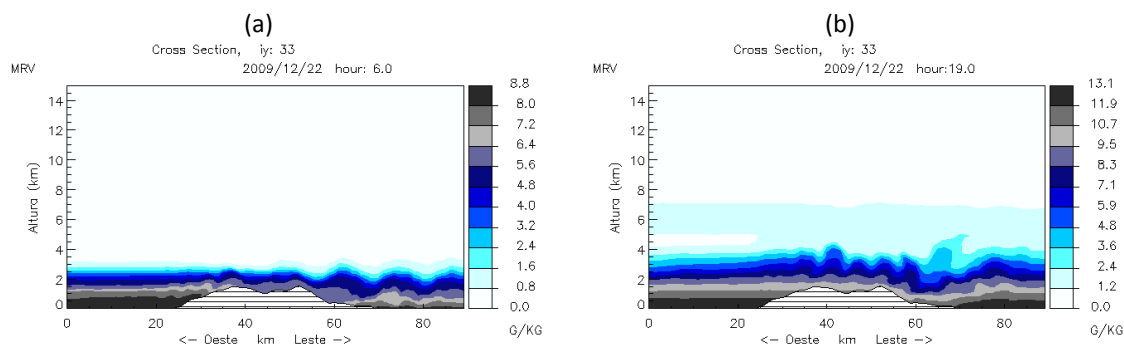


**Figura 4.14** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste, também indicado na Figura 3.1, mostrando movimentos verticais e escoamento (componente zonal do vento) simulados pelo modelo, com um limite superior de 10 km (a) às 06 UTC, (b) às 12 UTC (c) às 18 UTC e (d) às 20 UTC.

#### 4.2.3.4 – Razões de mistura

##### - Vapor

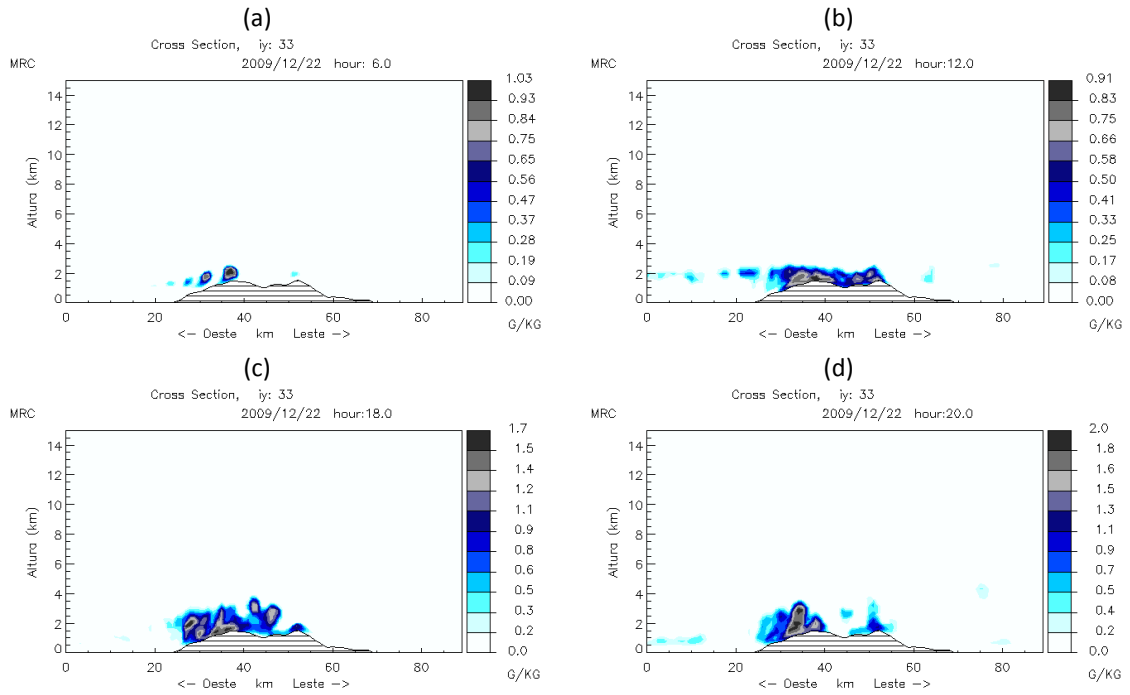
Os resultados da simulação às 06 UTC (**Figura 4.15.a**) mostram valores de razão de mistura de vapor superiores a 7,2 g/kg até aproximadamente 1 km de altitude do lado oeste da ilha, sobre o oceano. A razão de mistura de vapor diminui gradualmente com a altura, até aproximadamente 3 km, sendo observado também que a perturbação criada devido à presença da ilha afecta a variação de razão de mistura com a altura, visto o padrão de oscilação em forma de onda se estendendo a leste da ilha sobre o oceano. Às 19 UTC (**Figura 4.15.b**), o modelo indica a existência de uma camada com razão de mistura com máximo de 13,1 g/kg junto à superfície do oceano. O teor da razão de mistura diminui com a altura até aproximadamente 3,5 km de altitude, com ao redor de 3,6 g/kg. Entre os 5 e 7 km de altitude tem-se uma camada húmida variando entre 1,2 e 2,4 g/kg.



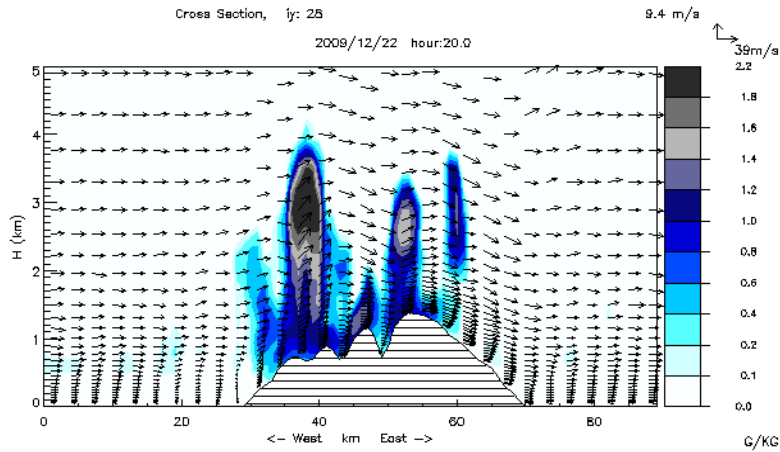
**Figura 4.15** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  (indicado na Figura 3.1) da grelha mostrando a simulação de razão de mistura de vapor (a) às 06 UTC e (b) 19 UTC.

### - Água de nuvem

A secção vertical para o ponto  $y=33$  (ver Figura 3.1) da grelha mostra a simulação da razão de mistura de água líquida de nuvem (**Figura 4.16**). Às 06 UTC (**Figura 4.16.a**), vê-se que a condensação se estabeleceu na zona oeste da ilha, enquanto que às 12 UTC (**Figura 4.16.b**), esta se estende sobre toda a região mais elevada da ilha, estando bem próxima da superfície. Na região oeste, os resultados indicam valores de razão de mistura superiores a 0,66 g/kg, porém não excedendo 0,91 g/Kg. Essa região de água líquida estende-se até aproximadamente os 2 km. Ao final da tarde a condensação também se intensifica no lado oeste da ilha, visto que às 18 UTC (**Figura 4.16.c**), os máximos de razão de mistura de água de nuvem variam entre 1,4 g/kg e 1,7 g/kg, perto da superfície. Às 20 UTC (**Figura 4.16.d**), uma região de razão de mistura variando entre 1,3 g/kg e 2,0 g/kg pode ser identificada, porém, em ambos os instantes (18 UTC e 20 UTC), essas regiões de máximos de água líquida não excedem os 3,5 km de altitude. Pelos resultados da simulação mostrados na **Figura 4.17**, ao considerar o corte vertical em outro ponto da grelha ( $y=28$ ) para as 20 UTC e com o limite superior igual a 5km, nota-se perfeitamente que a formação de nebulosidade se restringe ao topo da ilha, e os valores mais elevados de água líquida se encontram na zona oeste da ilha, onde a água condensada se estende por aproximadamente 3 km de altitude, com um máximo de cerca de 2,2 g/kg.



**Figura 4.16** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando a simulação da razão de mistura de água de nuvem para (a) às 06 UTC, (b) às 12 UTC, (c) às 18 UTC e (d) às 20 UTC.

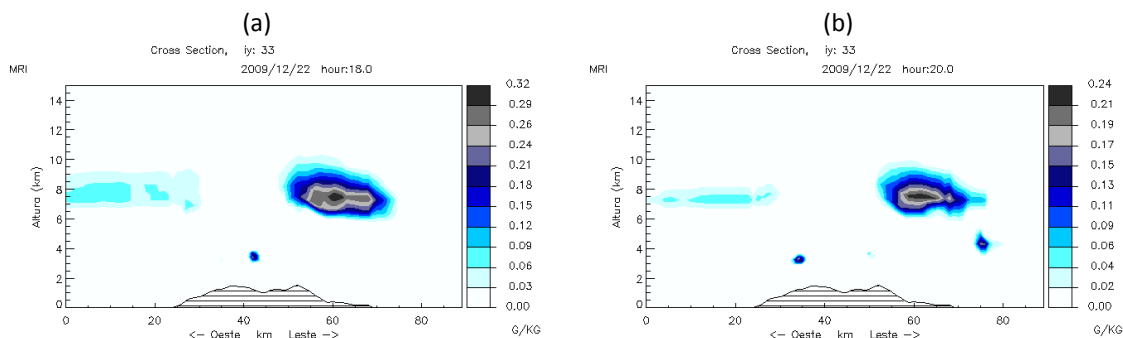


**Figura 4.17** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=28$  da grelha mostrando a simulação da razão de mistura de água de nuvem (escala de cores) e componente zonal do vento (vectors) para as 20 UTC do dia 22/12/2009.

### - Gelo

A simulação da razão de mistura de gelo na secção  $y=33$ , às 18 UTC e às 20 UTC (**Figuras 4.18.a e b**), indicam uma região com valores entre 0,03 e 0,09 g/kg a oeste da ilha, sobre o oceano, entre os 7 e os 9 km de altitude às 18 UTC, e mais enfraquecida às

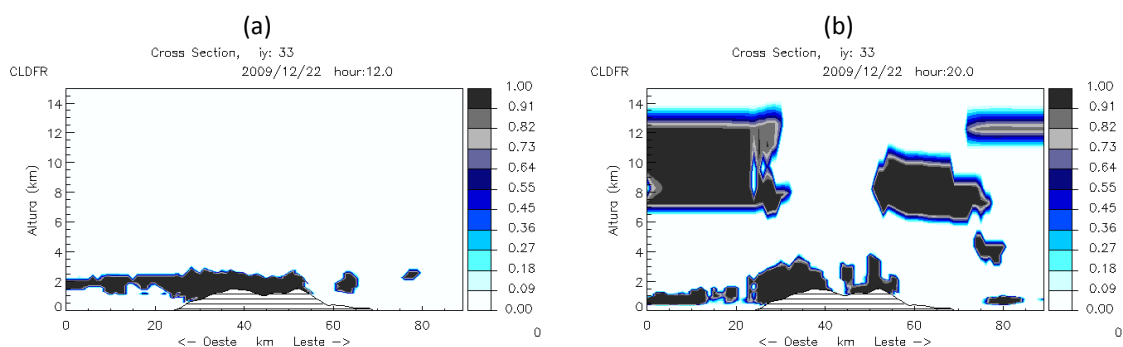
20 UTC, bem como uma pequena região de formação de gelo sobre a ilha, aproximadamente nos 4 km de altitude. O núcleo observado à leste da ilha, com valores ao redor de 0,2 g/kg e acima dos 6 km de altitude, tem sua formação devido às correntes verticais ascendentes induzidas pela presença da ilha, como observado na secção anterior.



**Figura 4.18** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste  $y=33$  da grelha mostrando a simulação da razão de mistura de gelo para (a) as 18 UTC e (b) as 20 UTC.

#### 4.2.3.5 – Nebulosidade

De acordo com o modelo a precipitação às 12 UTC (**Figura 4.19.a**) foi devida à nebulosidade estratiforme formada em resposta a ascensão forçada de ar estável devido à presença do complexo orográfico. Esta nebulosidade concentrou-se na região mais alta da ilha e estendeu-se até aproximadamente 2,5 km de altitude. Por outro lado, a precipitação ocorrida cerca às 20 UTC (**Figura 4.19.b**), terá sido devida não só aos efeitos dessa nebulosidade, mas também à presença de nuvens mais altas, entre os 6,5 km e 14 km de altura.



**Figura 4.19** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando a simulação de cobertura de nuvens para (a) às 12 UTC e (b) às 20 UTC.



4.3 – CASO DE ESTUDO 2 – 28 de Dezembro de 2009

4.3.1 – Análise de precipitação observada e simulada pelo modelo

O segundo caso em estudo é referente ao dia 28 de Dezembro de 2009 quando foram observados altos valores de precipitação na estação de Areeiro, sendo os mais elevados do mês de Dezembro. Ao analisar a precipitação durante o decorrer do dia (**Figura 4.20**), vê-se que os maiores acumulados horários foram observados durante a madrugada do dia 28 na estação de Areeiro (**Figura 4.20.a**). Nas estações restantes, os máximos de precipitação ocorreram entre as 04 UTC e as 10 UTC. No decorrer do dia não foi observado nenhum instante de intensa precipitação, a não ser em Areeiro. Nesta estação ocorreu precipitação contínua durante todo o dia, ao contrário das demais estações onde a precipitação só ocorreu em certos períodos do dia. Às 14 UTC observou-se pouca precipitação em Calheta (**Figura 4.20.b**), bem como no Funchal às 15 UTC (**Figura 4.20.a**), ambas localizadas abaixo de 500 m de altitude. Alguma precipitação também foi registada entre as 22 UTC e 00 UTC do dia 29 de Dezembro nas estações de Calheta, Areeiro, Funchal e Ponta do Sol.

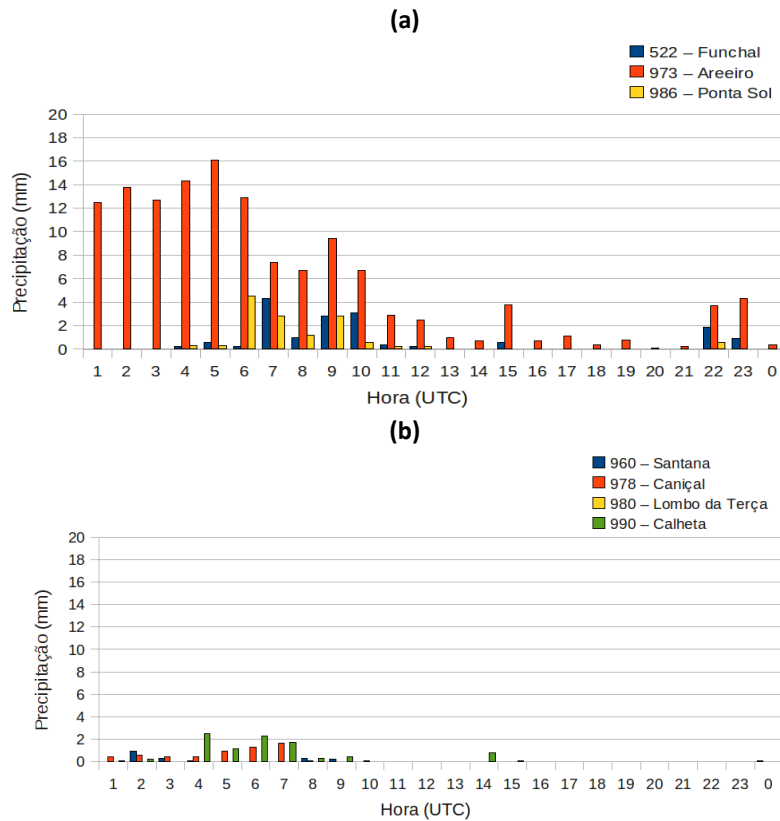
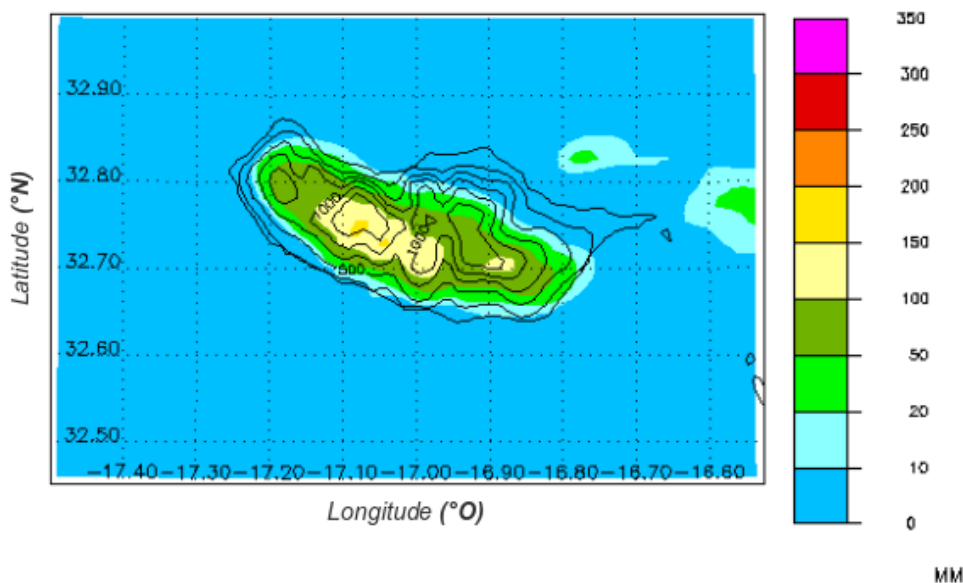


Figura 4.20 – Precipitação horária no dia 28 de Dezembro de 2009 para as estações meteorológicas de (a) Funchal, Areeiro e Ponta do Sol; (b) Santana, Caniçal, Lombo da Terça e Calheta.

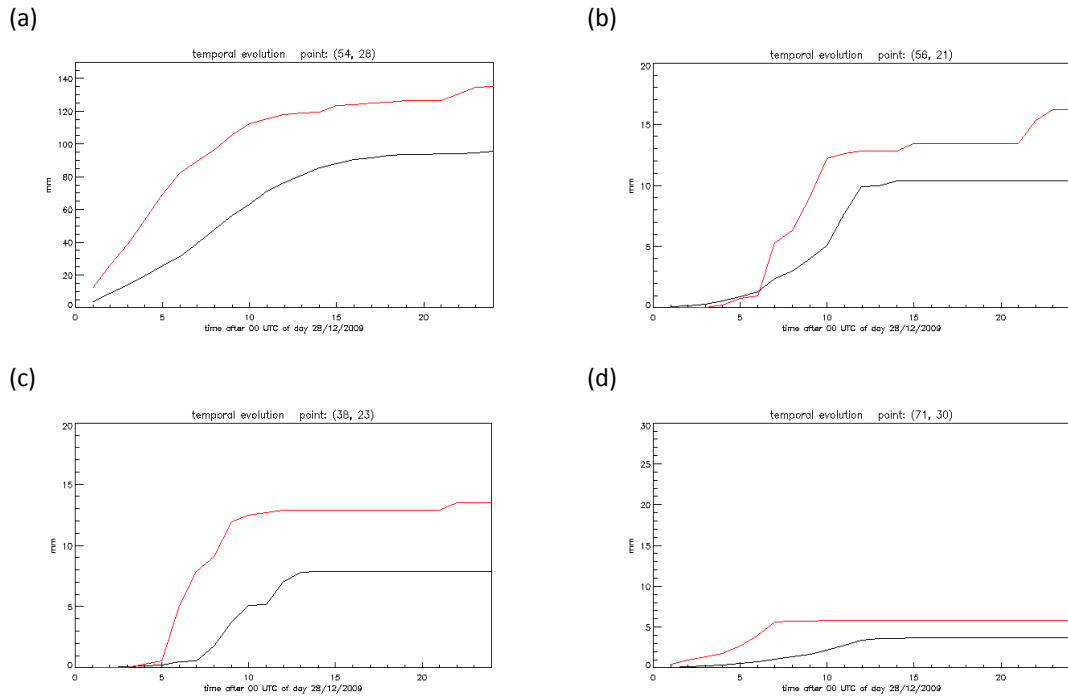


Pela simulação em alta resolução da precipitação acumulada no dia 28 sobre a ilha (**Figura 4.21**), observa-se que os máximos estiveram localizados nas regiões mais elevadas da ilha, com máximos acima de 100 mm, e algumas regiões com máximos entre 150 e 200 mm na região do Paul da Serra e 100 e 150 mm sobre o pico de Areeiro. Sobre o oceano a leste da ilha uma pequena região com precipitação acumulada entre 10 mm e 50 mm pode ser identificada. Em toda a costa nordeste da ilha não se verifica precipitação acima de 10 mm. Pela simulação horária da precipitação (não mostradas), observou-se que a precipitação ocorreu principalmente até ao final da manhã.

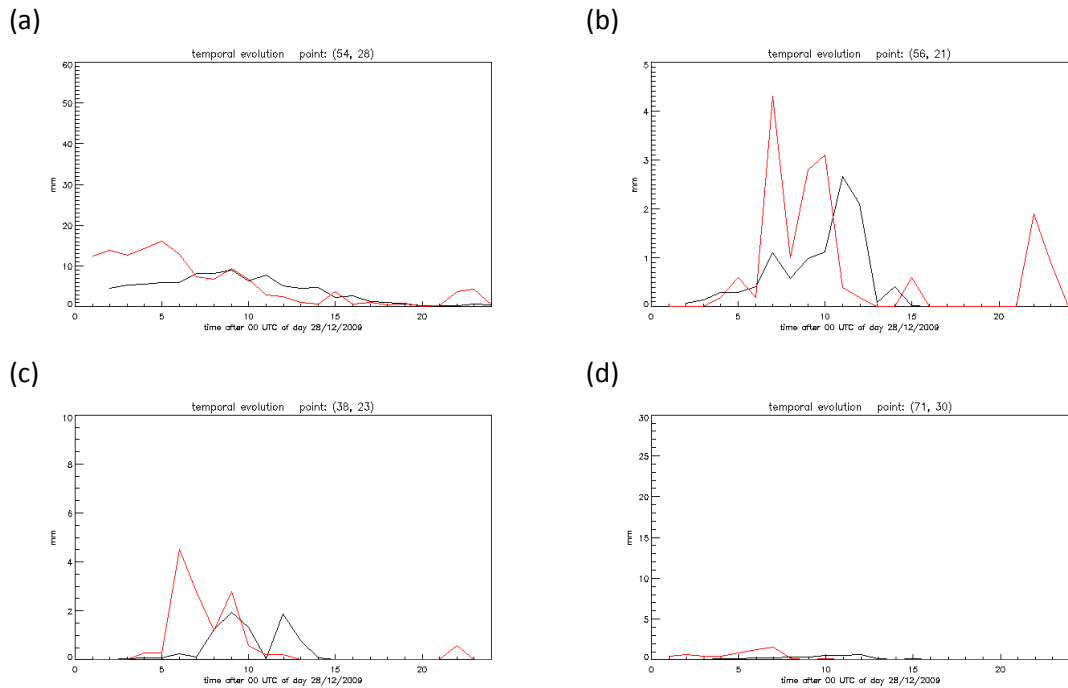


**Figura 4.21** - Precipitação acumulada no dia 28 de Dezembro de 2009 simulada pelo modelo.

A partir dos critérios estabelecidos em 3.2, são mostrados os resultados obtidos para as estações meteorológicas de Areeiro, Funchal, Ponta do Sol e Caniçal. Ao confrontar a evolução temporal da precipitação ao longo da corrida do modelo com o observado em superfície, tal como mostrado na **Figura 4.22**, se observa que em todas as quatro estações analisadas, o modelo sub-estima a precipitação, sendo que a maior variação relativa foi verificada na estação de Areeiro (**Figura 4.22.a**), com um valor superior a 30 mm. No caso das outras estações, como do Funchal (**Figura 4.22.b**), Ponta do Sol (**Figura 4.22.c**) e Caniçal (**Figura 4.22.d**), tal diferença é inferior à 5 mm. No caso da comparação dos valores de distribuição horária observada com a simulada pelo modelo (**Figura 4.23**), nota-se que o modelo, por vezes, sobre-estima ou sub-estima a precipitação, sendo verificado uma desfasagem dos máximos em todas as estações (**Figura 4.23.a, 4.23.b, 4.23.c e 4.23.d**), tendendo o modelo a atrasar a ocorrência da precipitação. No entanto, o comportamento da precipitação ao longo do dia é bem diagnosticado pelo modelo.



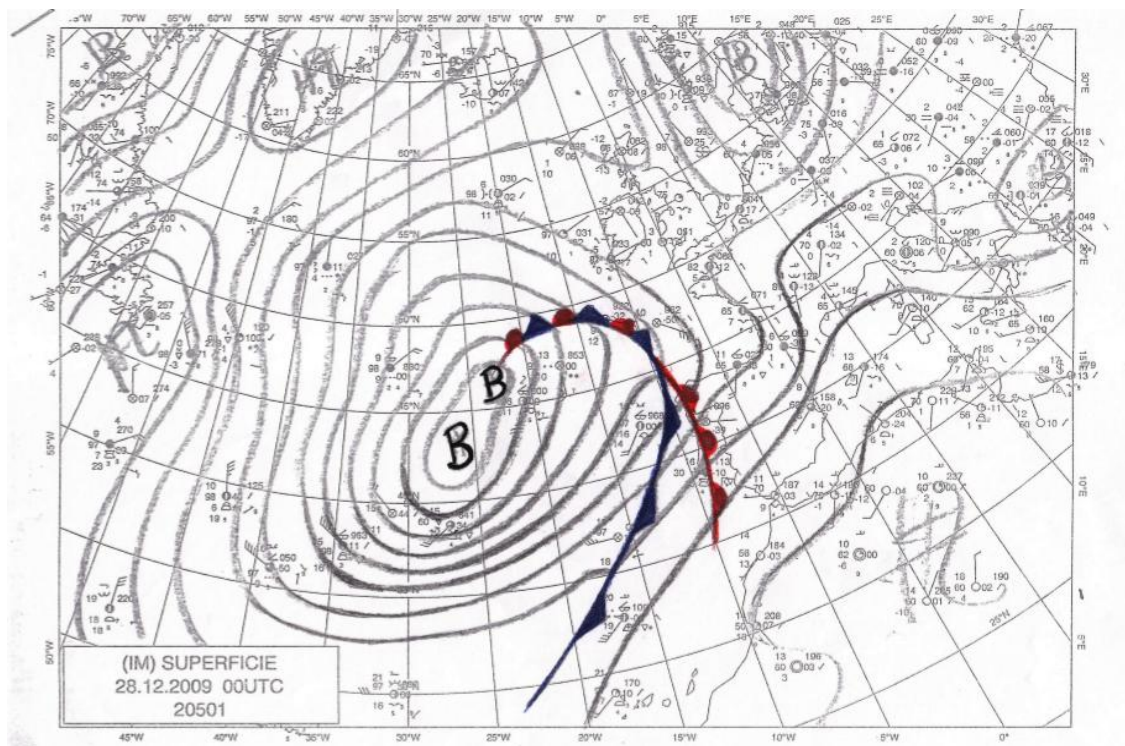
**Figura 4.22** – Evolução temporal da precipitação observada durante o dia 28/12/2009 em superfície (vermelho) e pela corrida do modelo (preto) em um ponto próximo da estação para: (a) Areeiro; (b) Funchal; (c) Ponta do Sol; (d) Caniçal.



**Figura 4.23** – Evolução da precipitação horária no dia 28/12/2009 em superfície (vermelho) e simulada pelo modelo (preto) em um ponto próximo da estação para: (a) Areeiro; (b) Funchal; (c) Ponta do Sol; (d) Caniçal.

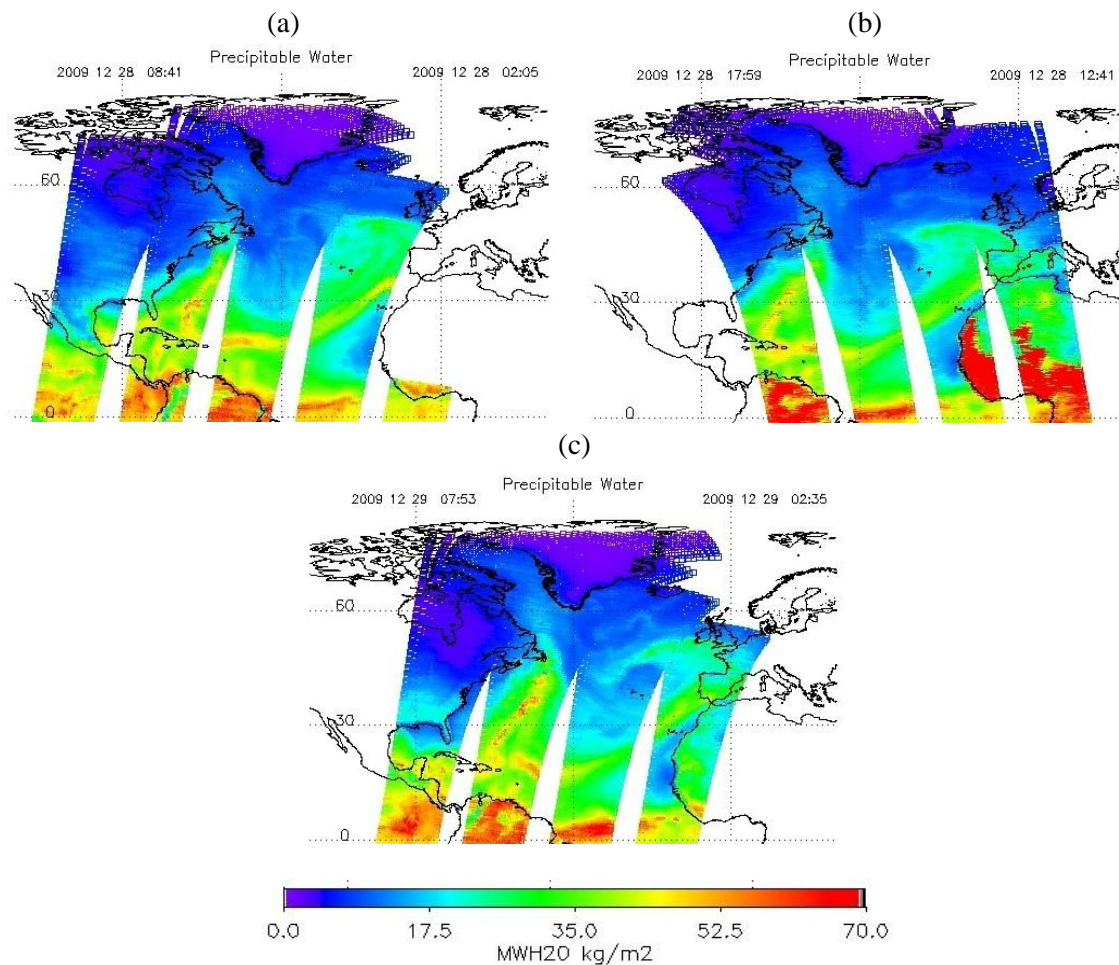
#### 4.3.2 – Aspectos de grande escala

Por meio da carta sinóptica das 00UTC do dia 28/12/2009 (**Figura 4.24**), identifica-se uma depressão frontal centrada aproximadamente em 45°N e 25°O, porém em estágio de oclusão. Pela carta verifica-se também que o ramo frio do sistema se estende até a região da Madeira, indicando que a ilha estava sob a actuação de uma frente fria nas primeiras horas do dia 28.



**Figura 4.24** – Carta sinóptica para às 00 UTC do dia 28/12/2009.

Pelas imagens de satélite (**Figura 4.25**), é notória a existência de uma banda de vapor de água com origem na região tropical, a qual se estende desde a região das Caraíbas até aproximadamente a latitude de 40°. Esta banda de vapor apresenta-se mais intensa na **Figura 4.25.a**, com valores próximos à 52.0 kg/m<sup>2</sup>, enquanto que na **Figura 4.25.b**, a mesma aparece com valores ao redor de 35.0 kg/m<sup>2</sup>, sobre a região da Madeira.

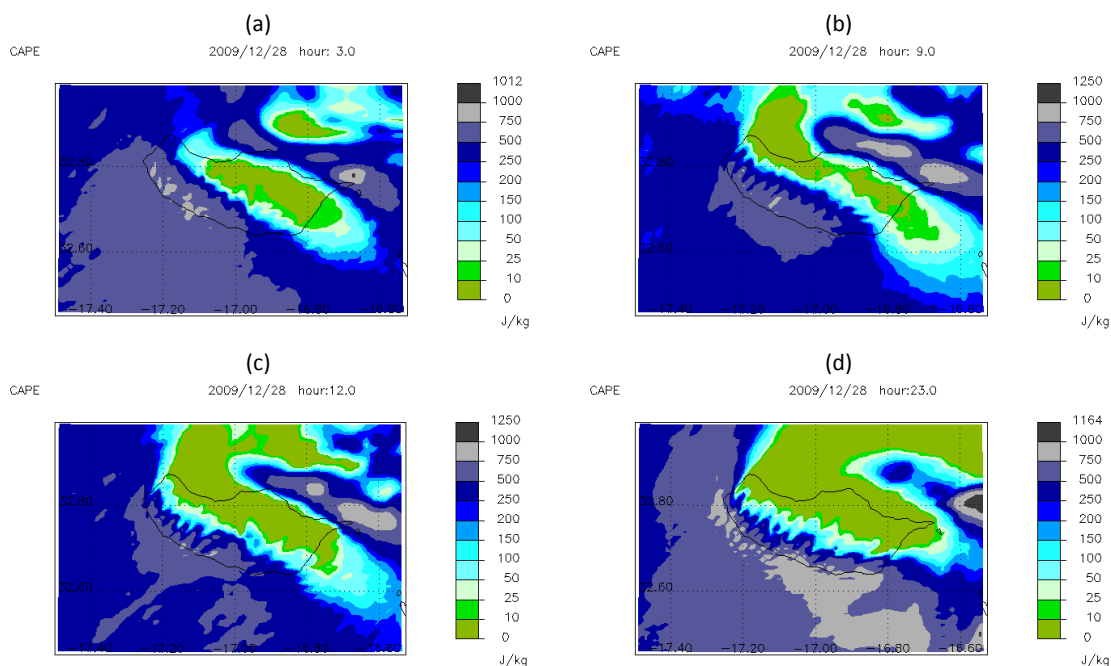


**Figura 4.25** – Imagens de satélite (Aqua - AIRS) referente à água precipitável no dia (a) 28/12/2009 – 8:41 UTC, (b) 28/12/2009 – 17:59 UTC e (c) 29/12/2009 – 7:53 UTC. A escala de cores representa a quantidade total de vapor de água integrada desde a superfície até o topo da atmosfera.

### 4.3.3 – Aspectos de mesoescala

#### 4.3.3.1 – Instabilidade Potencial

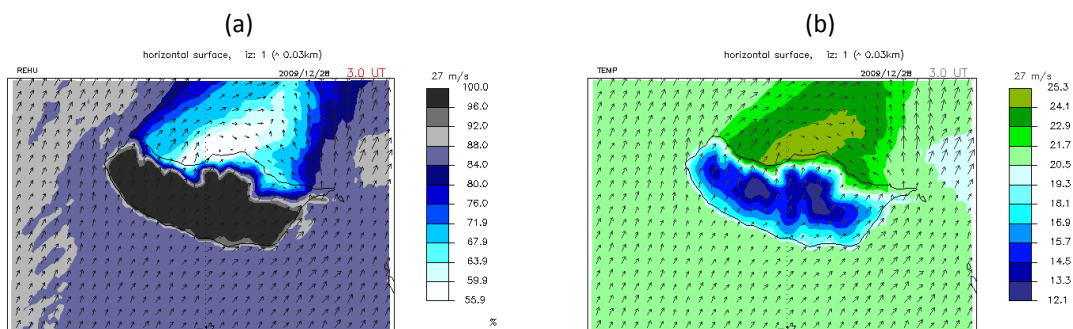
Todas as imagens referentes à simulação da energia potencial disponível para convecção (CAPE), para as 03 UTC, 09 UTC, 12 UTC e 23 UTC, como disposto na **Figura 4.26**, apontam para uma atmosfera pouco instável ao longo do dia. No entanto, os efeitos da presença da ilha sobre esta variável pode ser claramente verificada, notando-se que o modelo indica que na costa sul/sudoeste da ilha e sobre o oceano os valores variam entre 500 e 1000 J/kg, enquanto na zona norte/nordeste variam entre 0 e 500 J/kg.



**Figura 4.26** – Simulação da energia potencial disponível para convecção (CAPE) no dia 28/12/2009 às (a) 03 UTC, (b) 09 UTC, (c) 12 UTC e (d) 23 UTC.

#### 4.3.3.2 - Efeito de montanha observado nos níveis mais baixos do modelo

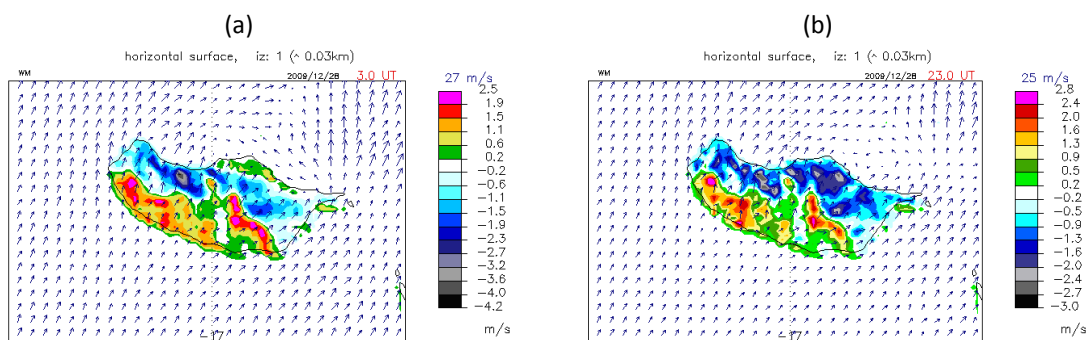
A simulação de humidade relativa no primeiro nível do modelo (**Figura 4.27.a**), mostra uma região de humidade superior a 84% sobre o oceano e aumentado sobre a ilha com valores próximos de 100%. Na região norte da ilha sobre o oceano, identifica-se uma região mais seca com humidade inferior a 80%. Em relação à temperatura no mesmo nível (**Figura 4.27.b**), o resultado da simulação às 03 UTC indica a existência de uma região também ao norte da ilha com temperaturas relativamente mais altas variando entre 21,7 °C e 25,3 °C. Essa região se diferencia, uma vez que sobre o resto do oceano as temperaturas simuladas se encontram entre 20,5 °C e 21,7 °C. Sobre a ilha o modelo indica temperaturas mais baixas, com uma mínima de 12,1 °C sobre o Pico Ruivo e Paul da Serra.



**Figura 4.27** – Simulação da (a) humidade relativa e (b) temperatura. Ambas as imagens são referentes às 03 UTC do dia 28/12/2009 e para o primeiro nível do modelo. Os vectores representam o escoamento horizontal neste nível.



A representação do escoamento e da velocidade vertical no primeiro nível do modelo às 03 UTC (**Figura 4.28.a**), mostra um escoamento predominantemente de sudoeste que favorece os movimentos ascendentes a sudoeste da ilha e descendentes a nordeste. Quanto à velocidade vertical, o modelo produz pequenos núcleos com valores superiores 1,9 m/s, não excedendo 2,5 m/s. Às 23 UTC (**Figura 4.28.b**) o escoamento se mantém de sudoeste com várias regiões com velocidades verticais entre 1,6 m/s e 2,4 m/s. Esse instante é o mesmo em que ocorreram alguns registos de precipitação.



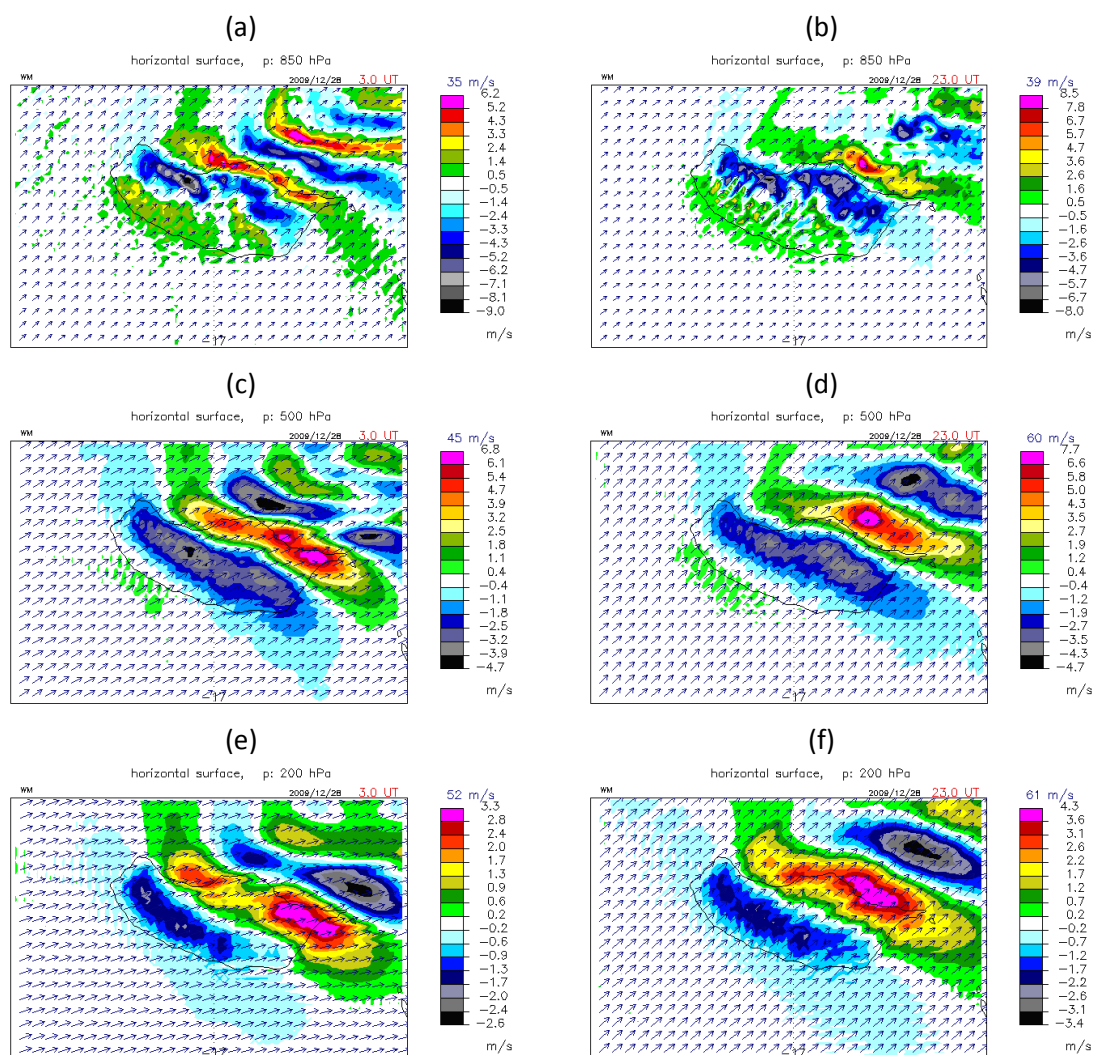
**Figura 4.28** – Simulação de velocidade vertical (escala de cores) e do vento horizontal (vectors) às (a) 03 UTC e (b) 23 UTC.

#### 4.3.3.3 – Velocidade vertical

Aos 850 hPa, às 03 UTC (**Figura 4.29.a**), os movimentos verticais impostos pela presença da ilha, apresentam-se bem definidos no modelo, mostrando um padrão de sucessão de movimentos ascendentes/descendentes que se estende na direção nordeste da ilha sobre o oceano. Sobre a região sul/sudoeste da ilha as regiões de movimento ascendente apresentam velocidades variando entre os 0,5 m/s e um máximo de 3,3 m/s. Nessa região o movimento vertical é menos intenso às 23 UTC (**Figura 4.29.b**), com poucas zonas sobre a ilha apresentando velocidades de entre 2,6 e 3,6 m/s. Nos dois instantes os ventos neste nível são de sudoeste.

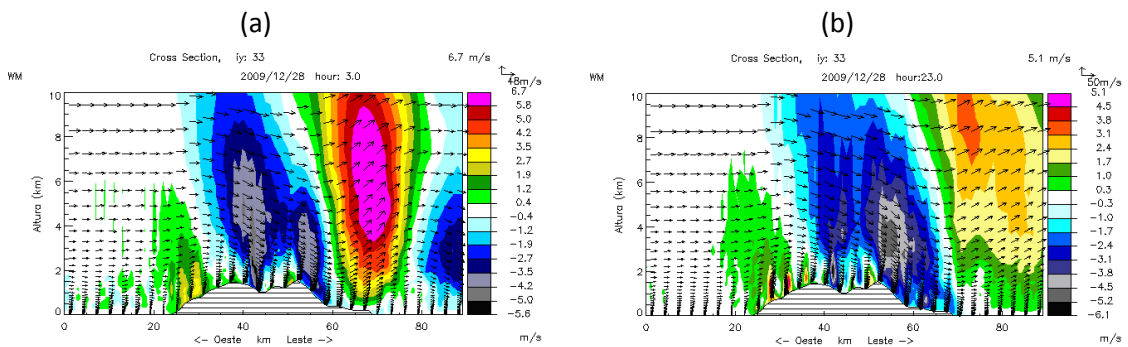
A sucessão de velocidades verticais positivas e negativas ocorrem também no nível de 500 hPa, no entanto, na região sul/sudoeste da ilha os movimentos ascendentes são de no máximo de 1,1 m/s, podendo-se destacar os movimentos descendentes com velocidades superiores a 2,5 m/s sobre a ilha às 03 UTC (**Figura 4.29.c**). As velocidades verticais nesse nível são mais intensas à sotavento da ilha sobre o oceano, onde os movimentos ascendentes variam entre 3,9 m/s e valores máximos superiores à 6,1 m/s. Ventos de sudoeste são simulados neste nível e predominam durante todo o dia. Às 23 UTC (**Figura 4.29.d**), os movimentos ascendentes a sudoeste da ilha têm intensidades inferiores à 1,2 m/s, sendo que as maiores velocidades são produzidas a nordeste da ilha.

Nos níveis mais altos da troposfera, para as 03 UTC, observa-se na **Figura 4.29.e**, além de um escoamento predominante de sudoeste, uma sucessão de regiões de velocidade vertical positivas e negativas, porém com intensidades inferiores às encontradas em níveis médios. Esta ondulação propaga-se sobre o oceano e é mais intensa a nordeste da ilha, não sendo simulada a presença de correntes ascendentes criadas à barlavento da ilha nos altos níveis. Às 23 UTC (**Figura 4.29.f**) a sucessão ainda é observada, assim como a ausência de regiões de movimentos ascendente na costa sul/sudoeste da ilha.



**Figura 4.29** – Movimentos verticais (escala de cores) e escoamento (vectors) nos níveis de (a) 850 hPa – 03UTC, (b) 850 hPa – 23 UTC, (c) 500 hPa – 03 UTC, (d) 500 hPa – 23 UTC, (e) 200 hPa – 03 UTC e (f) 200 hPa – 23 UTC.

Na secção vertical de sentido Leste-Oeste na secção  $y=33$  da grelha, **Figura 4.30**, os vectores indicam a componente zonal do vento e indicam claramente a influência da ilha no escoamento. Às 03 UTC (**Figura 4.30.a**), é notória a existência de uma região de movimentos ascendentes a oeste da ilha, com velocidades entre 1,9 m/s e 3,5 m/s até aproximadamente 2 km de altitude, sendo que sobre o centro e leste da ilha se tem uma região de intensos movimentos descendentes, desde os 10 km de altitude até a superfície, seguida por uma região de fortes movimentos ascendentes. Ao final do dia 28, destaca-se a presença de pequenos núcleos de movimento ascendente a oeste da Madeira relativamente próximos a superfície, excedendo por vezes 3,1 m/s (**Figura 4.30.b**).



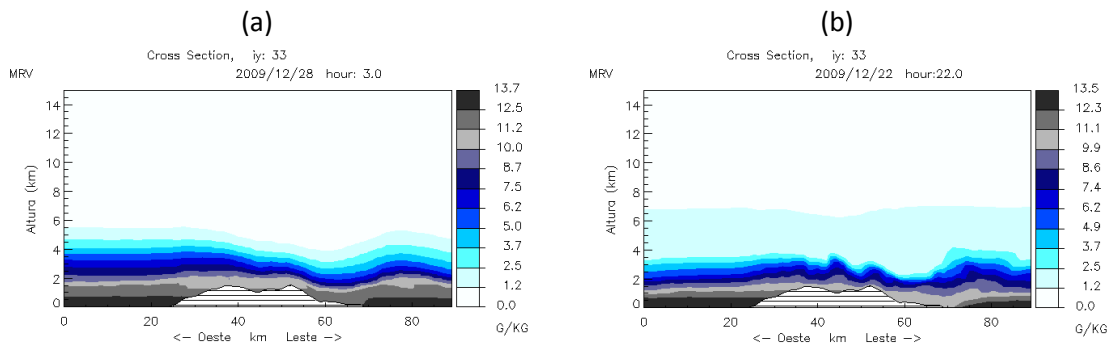
**Figura 4.30** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para a secção  $y=33$  da grelha mostrando movimentos verticais e escoamento (componente zonal do vento), com um limite superior de 10 km para (a) às 03 UTC e (b) às 23 UTC.

#### 4.3.3.4 – Razões de mistura

##### - Vapor

A simulação de razão de mistura de vapor de água às 03 UTC (**Figura 4.31.a**) mostra uma camada de razão de mistura com valores que variam de um máximo de 13,7 g/kg junto ao oceano e 10,0 g/kg até aproximadamente os 2 km de altitude. Os valores seguem diminuindo com a altura, sendo visível que entre os 4 e 5,5 km os valores variam entre 1,2 e 3,7 g/kg. Sobre a região mais alta da ilha os valores de razão de mistura variam entre 10,0 e 11,2 g/kg. O efeito de montanha está presente a leste, entretanto, num padrão de onda de amplitude maior. Às 22 UTC (**Figura 4.31.b**), o modelo não produz valores de razão de mistura tão altos quanto às 03 UTC, sendo estes de no máximo 9,9 g/kg próximo da superfície nos pontos mais altos da ilha. Na encosta oeste da ilha, os resultados mostram valores de razão de mistura superiores a 11,1 g/kg sobre a encosta até 1 km de altitude.

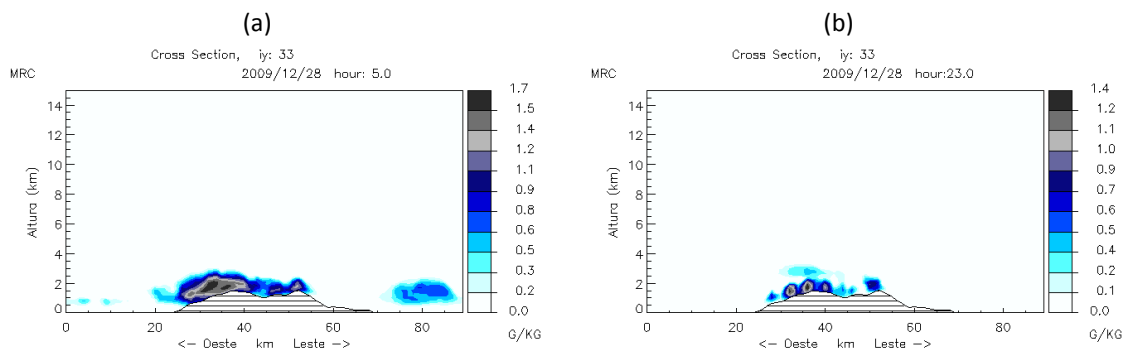




**Figura 4.31** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando a simulação de razão de mistura de vapor de água para (a) as 03 UTC e (b) as 22 UTC.

### - Água de nuvem

Ao considerar a simulação de razão de mistura de água de nuvem, pode ser observado na **Figura 4.32.a** que às 05 UTC, os maiores valores de razão de mistura se encontram nas regiões mais altas a oeste da ilha variando entre 1,4 g/kg e um máximo de 1,7 g/kg próximo da superfície. Essa camada de água líquida não chega a ultrapassar os 3 km de altitude. Neste caso é possível observar, na figura, condensação a leste da ilha sobre o oceano com um máximo de razão de mistura igual a 0,8 g/kg. Às 23 UTC (**Figura 4.32.b**), os máximos são inferiores aos encontrados às 05 UTC, chegando a 1,4 g/kg e apresentam-se na forma de núcleos sobre o topo oeste da ilha, estendendo-se até, no máximo, 2,5 km de altitude.

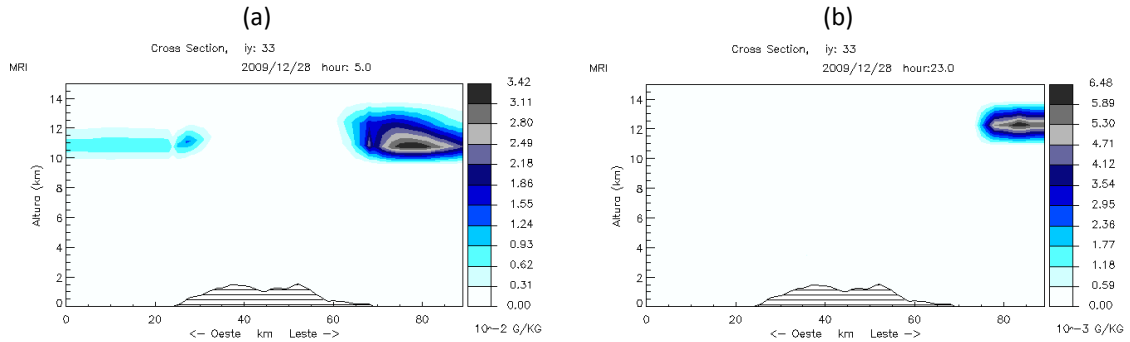


**Figura 4.32** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando a simulação da razão de mistura de água de nuvem para (a) as 05 UTC, (b) as 23 UTC.

### - Gelo

A razão de mistura de gelo na secção  $y=33$ , às 05 UTC (**Figura 4.33.a**), permite identificar uma região de razão de mistura com valores entre 0,31 e 0,93 g/kg a oeste da ilha sobre o oceano entre 10 e 12 km de altitude. O núcleo observado a leste da ilha com

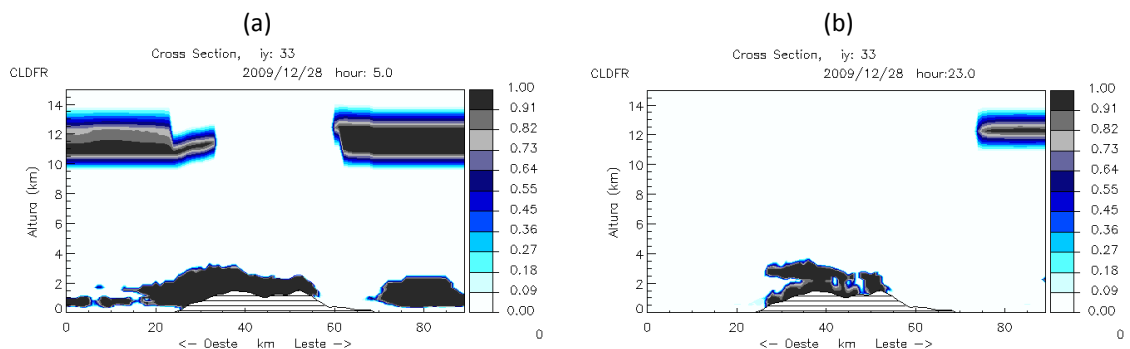
valores superiores de 3,11 g/kg, tem a sua formação devida às correntes verticais ascendentes criadas pela presença da ilha, como observado na análise da secção vertical das velocidades verticais (ver secção anterior). Às 23 UTC (**Figura 4.33.b**), o modelo não produz gelo sobre a região oeste ou sobre a ilha, dando origem somente a um núcleo a leste da ilha sobre o oceano.



**Figura 4.33** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste  $y=33$  da grelha mostrando os valores simulados da razão de mistura de gelo para (a) as 05 UTC e (b) as 23 UTC.

#### 4.3.3.5 - Nebulosidade

Pelos resultados da simulação às 05 UTC (**Figura 4.34.a**) identifica-se nebulosidade principalmente nos níveis mais baixos da atmosfera, tanto sobre a ilha quanto no oceano. A nebulosidade sobre a ilha não ultrapassa os 4 km de altitude. Entre 9,5 e 14 km de altitude também é possível observar na figura a presença de nuvens mais altas à oeste e à leste da ilha. Às 23 UTC, quando outros máximos relativos de precipitação foram observados em superfície (**Figura 4.34.b**), o modelo não indica a existência de nebulosidade em altos níveis a oeste ou sobre ilha, sendo que a sobre a Madeira as nuvens não ultrapassam os 4 km de altitude.

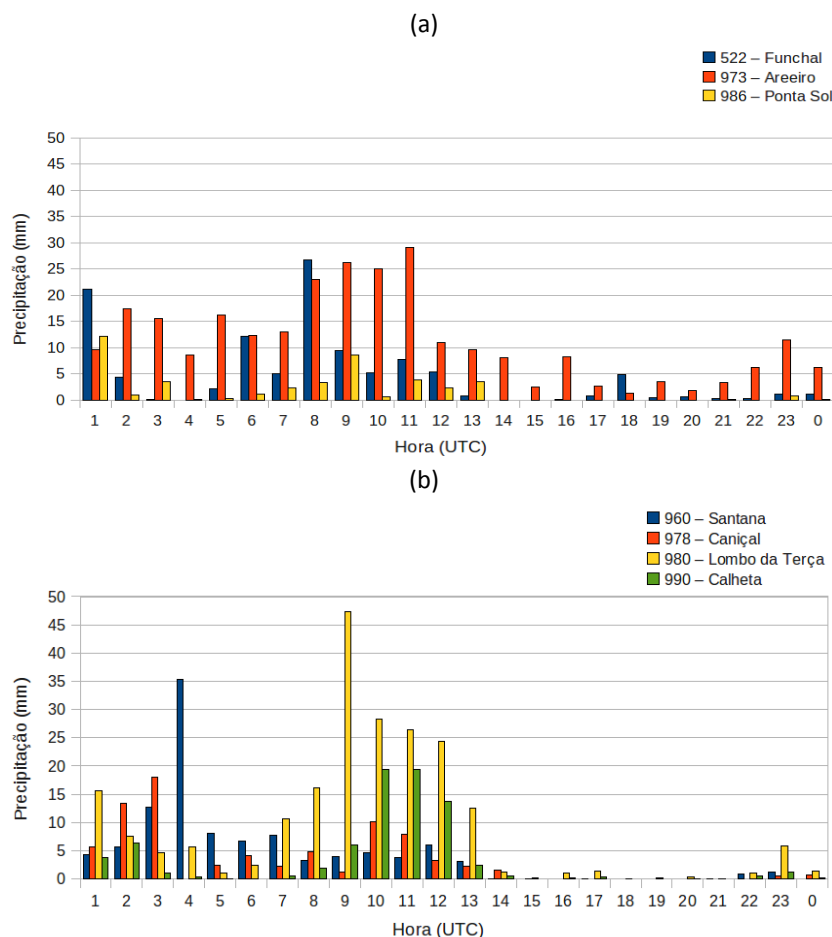


**Figura 4.34** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste em  $y=33$  da grelha mostrando a simulação de cobertura de nuvens para (a) as 05 UTC e (b) as 23 UTC.

#### 4.4 – CASO DE ESTUDO 3 – 02 de Fevereiro de 2010

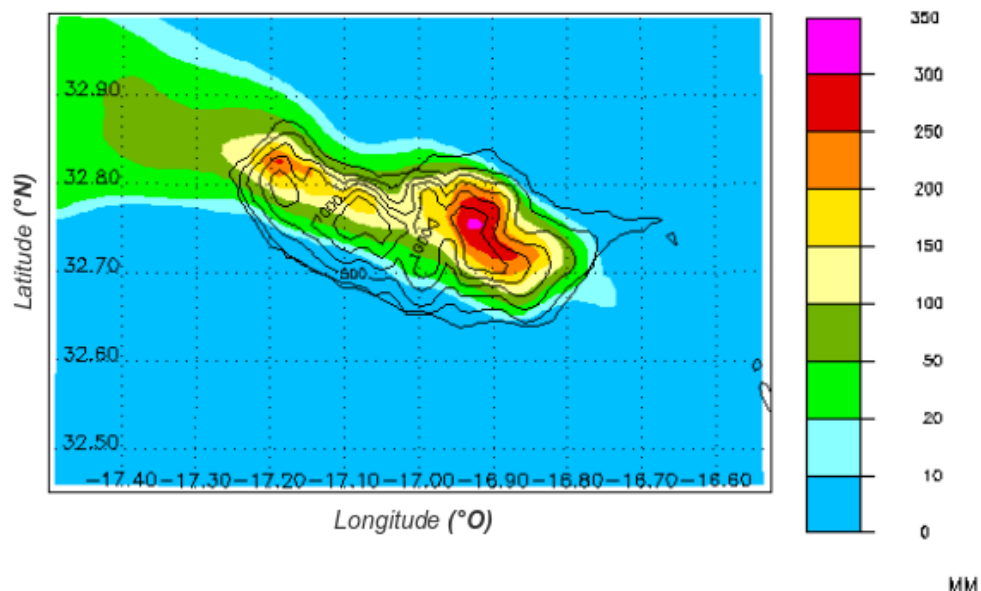
##### 4.4.1 – Análise de precipitação observada e simulada pelo modelo

Os gráficos apresentados na **Figura 4.35** representam a distribuição horária da precipitação ao longo do dia 02 de Fevereiro de 2010 sobre a ilha. Olhando para os mesmos, verifica-se que a precipitação sobre a ilha ocorreu essencialmente durante o período da madrugada e manhã, até aproximadamente às 13 UTC. A partir dessa hora, boa parte das estações ainda registam precipitação, mas em uma quantidade inferior a 10 mm/hr. No final do dia, às 23 UTC, foi registada precipitação acima de 15 mm em Areeiro e 5 mm em Lombo da Terça, **Figura 4.35.a** e **Figura 4.35.b**, respectivamente. Entretanto, neste caso também é possível verificar precipitação significativa nas estações de menor altitude.



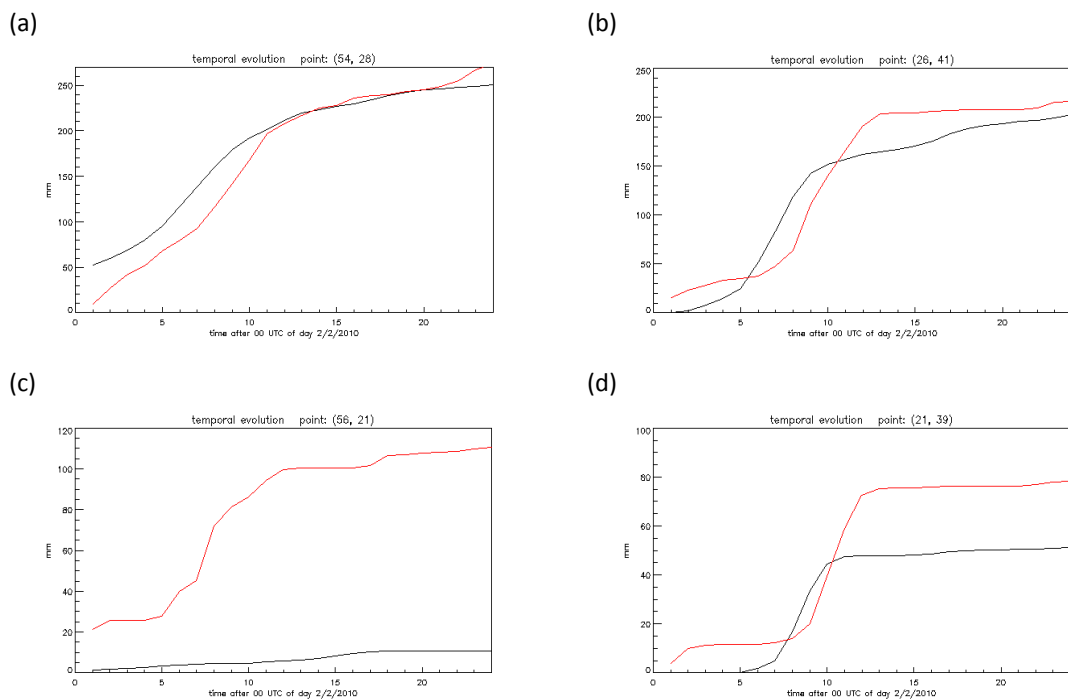
**Figura 4.35** – Precipitação horária no dia 02 de Fevereiro de 2010 para as estações meteorológicas de (a) Funchal, Areeiro e Ponta do Sol; (b) Santana, Caniçal, Lombo da Terça e Calheta.

Pela simulação da precipitação acumulada ao longo do dia 2 de Fevereiro (**Figura 4.36**), é possível observar que as regiões de maiores registos se encontraram nas zonas mais elevadas da ilha, principalmente junto ao pico de Areeiro (ver Anexo A), com um valor diário acumulado de aproximadamente 312 mm. O modelo indica também a ocorrência de precipitação sobre o oceano, no lado oeste da ilha, com valores acumulados variando entre 50 e 100 mm.

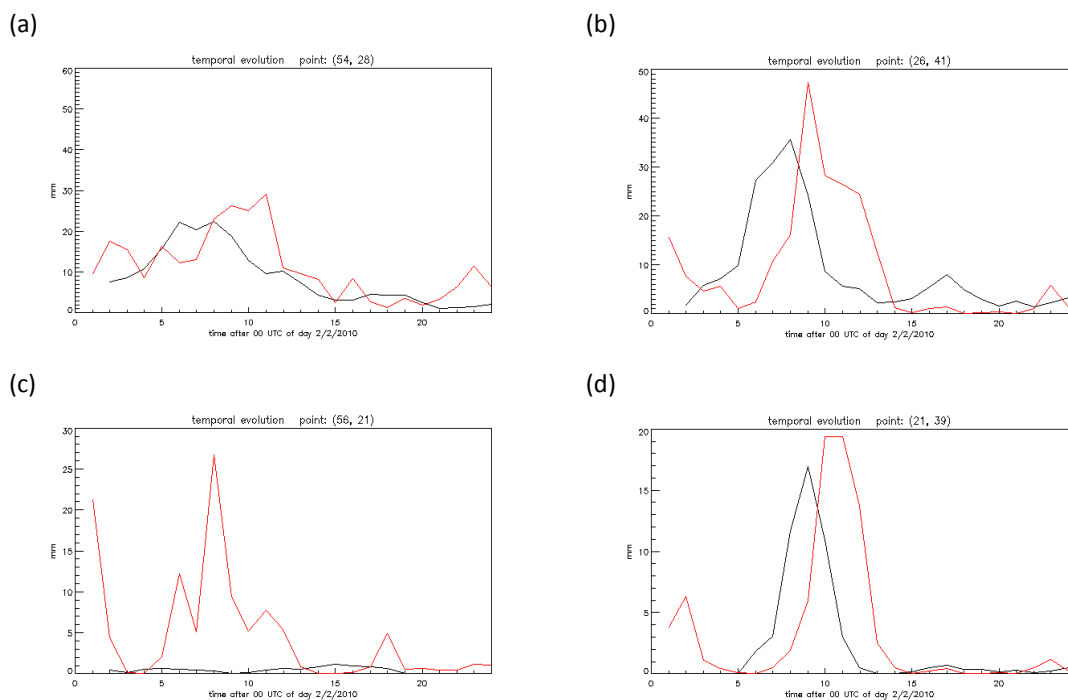


**Figura 4.36** - Precipitação acumulada no dia 02 de Fevereiro de 2010 simulada pelo modelo.

A partir dos critérios estabelecidos em 3.2, são mostrados agora os testes com as estações meteorológicas do Areeiro, Lombo da Terça, Funchal e Calheta. Ao confrontar a evolução temporal da precipitação ao longo da corrida do modelo com o observado em superfície, tal como mostrado na **Figura 4.37**, observa-se que em todas as quatro estações analisadas, o modelo acaba por sub-estimar a precipitação, sendo a maior diferença verificada na estação do Funchal (**Figura 4.37.c**), com um valor superior a 100 mm. No caso das outras estações, como do Areeiro (**Figura 4.37.a**), Lombo da Terça (**Figura 4.37.b**) e Calheta (**Figura 4.37.d**), tal diferença é inferior a 30 mm. No caso da comparação dos valores de distribuição horária observada com a simulada pelo modelo (**Figura 4.38**), nota-se que o modelo, por vezes, sobre-estima ou sub-estima a precipitação, sendo verificado um desfasamento dos máximos em quase todas as estações (**Figura 4.38.a, 4.38.b e 4.38.d**), excepto pelo facto de que na estação do Funchal (**Figura 4.38.c**) a diferença é bem elevada e os máximos registados à superfície não foram simulados pelo modelo.



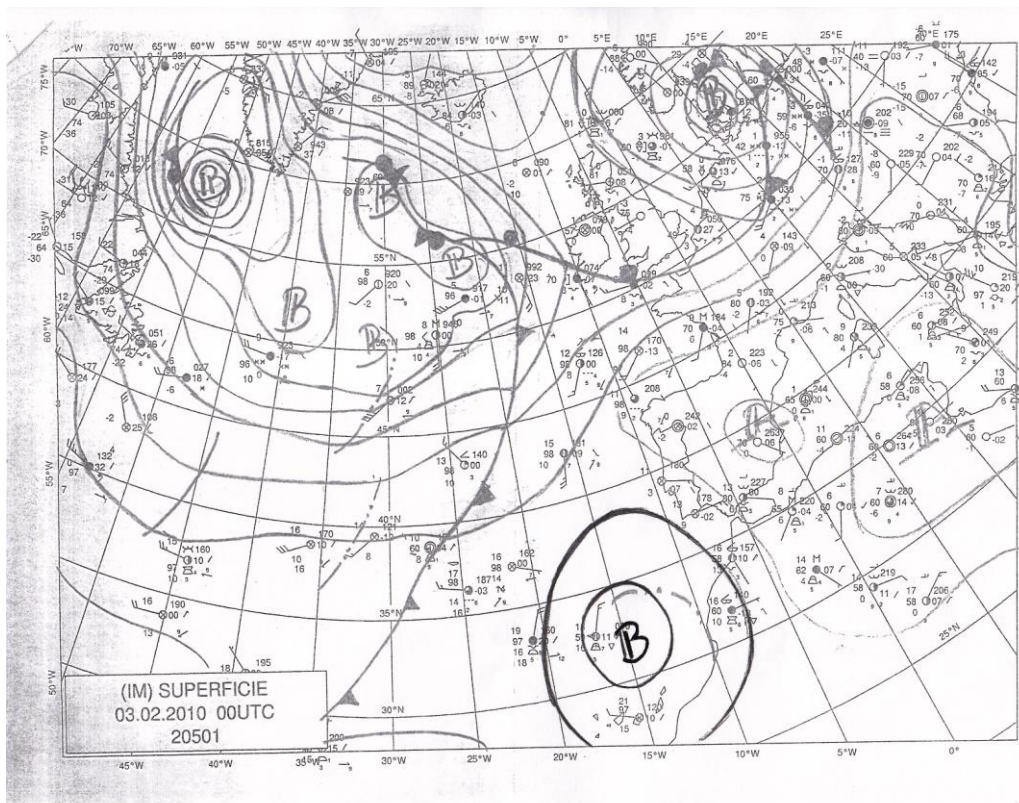
**Figura 4.37** – Evolução temporal da precipitação observada durante o dia 02/02/2010 à superfície (vermelho) e simulada pelo modelo (preto) em um ponto próximo da estação para: (a) Areiro; (b) Lombo da Terça; (c) Funchal; (d) Calheta.



**Figura 4.38** – Evolução da precipitação horária no dia 02/02/2010 em superfície (vermelho) e simulada pelo modelo (preto) em um ponto próximo da estação para: (a) Areiro; (b) Lombo da Terça; (c) Funchal; (d) Calheta.

4.4.2 – Aspectos de grande escala

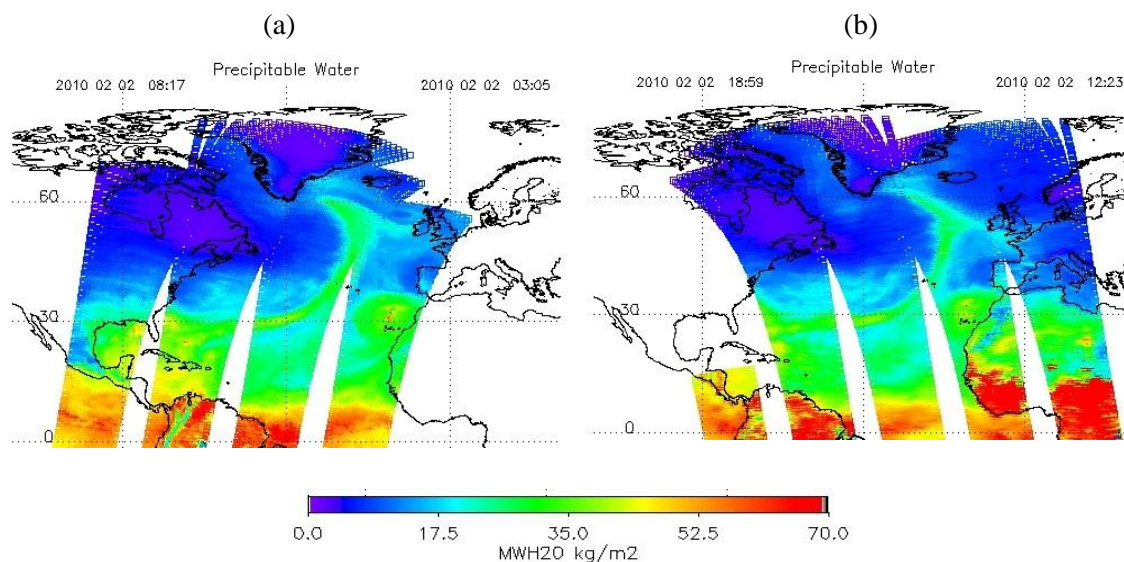
Por meio da carta sinóptica das 00UTC do dia 03/02/2010 (**Figura 4.39**), identifica-se um sistema de baixa pressão centrado em aproximadamente 33°N e 15°O, afectando directamente o tempo na região do Arquipélago da Madeira. A formação desse sistema depressionário ocorreu ao longo do dia 02, verificado por outras informações, as quais não foram utilizadas no presente trabalho.



**Figura 4.39** - Carta sinóptica para as 00 UTC do dia 03/02/2010.

Pela imagem de satélite AIRS referente a **Figura 4.40.a**, a presença de uma região com alta concentração de água precipitável é verificada próxima da ilha da Madeira com valores próximos de 70 kg/m<sup>2</sup>. Essa região também pode ser verificada na **Figura 4.40.b**, entretanto mais enfraquecida, onde os núcleos mais elevados apresentam valores inferiores a 52.0 kg/m<sup>2</sup>.



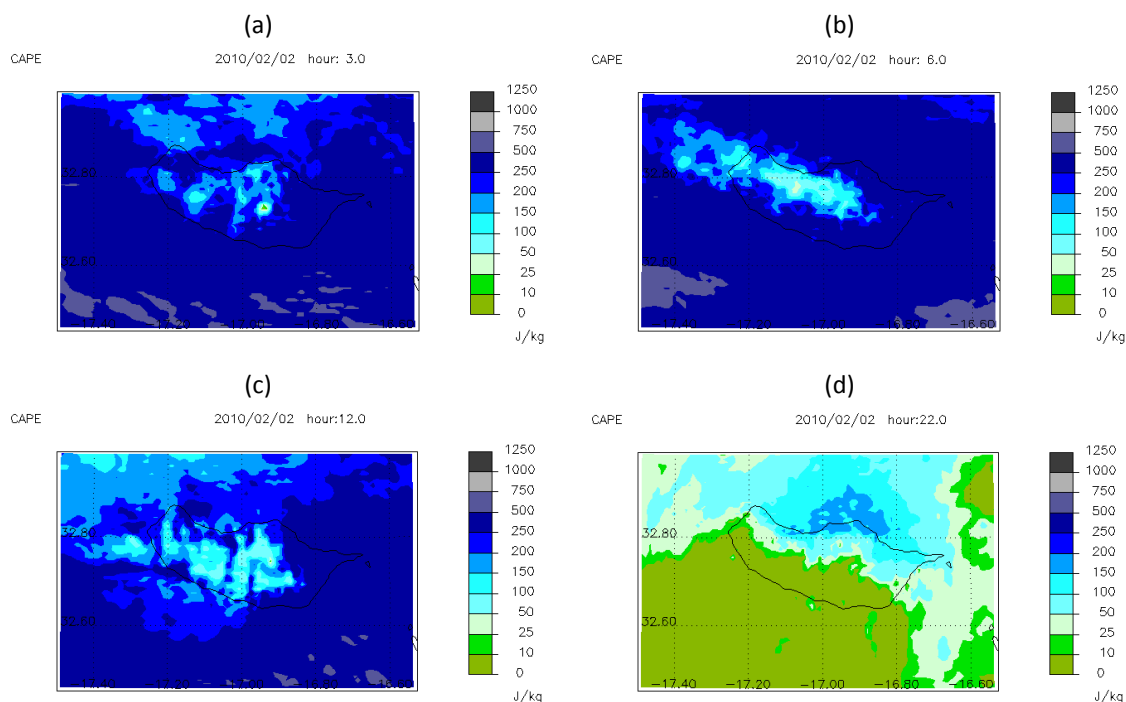


**Figura 4.40** - Imagens de satélite (Aqua - AIRS) referentes à água precipitável no dia (a) 02/02/2010 – 08:17 UTC e (b) 02/02/2010 – 18:59 UTC. A escala de cores representa a quantidade total de vapor de água integrada desde a superfície até o topo da atmosfera.

#### 4.4.3 – Aspectos de mesoescala

##### 4.4.3.1 – Instabilidade Potencial

Por meio da simulação da CAPE, representada pela **Figura 4.41**, verifica-se uma atmosfera pouco instável para toda a ilha e regiões em redor. Durante a parte da manhã do dia 2 de Fevereiro, quando os valores mais elevados foram observados à superfície, nas simulações das 03 UTC (**Figura 4.41.a**), 06 UTC (**Figura 4.41.b**) e 12 UTC (**Figura 4.41.c**), a variação de CAPE não varia muito de padrão, onde sobre a região leste da ilha e oceano adjacente os valores encontram-se entre 200 e 500 J/kg, por outro lado, na região central e oeste da ilha, valores entre 25 e 200 J/kg são identificados. Ao final do dia, às 22 UTC, pouco antes de precipitação ser observada em algumas regiões, valores mais baixos de CAPE são observados, variando entre 0 e 10 J/kg na metade sul/sudoeste da ilha e entre 25 e 200 J/kg no norte/nordeste da ilha (**Figura 4.41.d**).

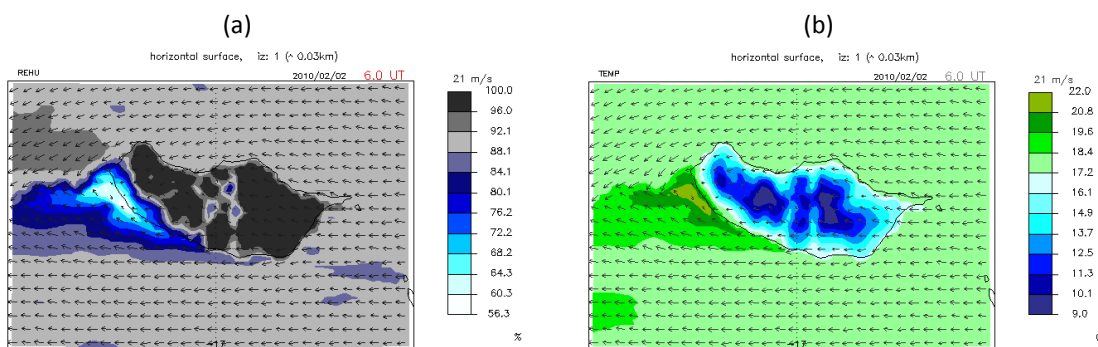


**Figura 4.41** – Simulação da energia potencial disponível para convecção (CAPE) no dia 02/02/2010 às (a) 03 UTC, (b) 06 UTC, (c) 12 UTC e (d) 22 UTC.

#### 4.4.3.2 - Efeito de montanha observado nos níveis mais baixos do modelo

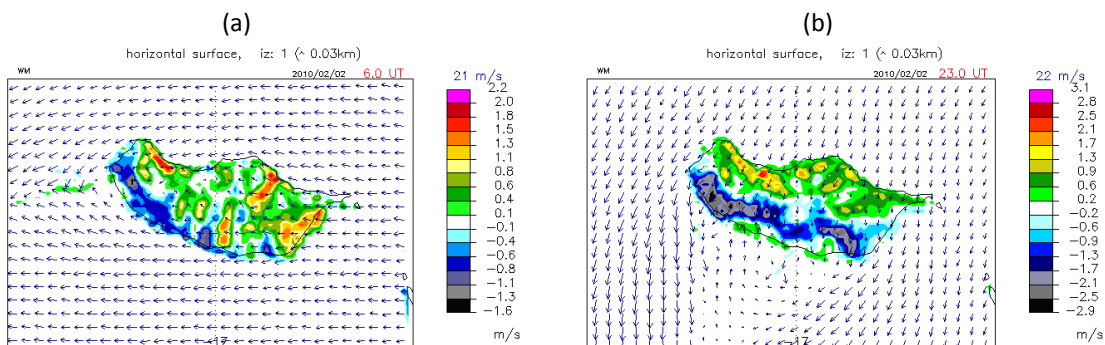
Tal como nos casos de estudo analisados anteriormente, o efeito de montanha na variação de humidade relativa e temperatura no primeiro nível do modelo são também nítidos neste caso. Às 06 UTC (**Figura 4.42.a**) verifica-se humidade superior a 88,1% no oceano, bem como valores próximos de 100% sobre a ilha e uma região mais seca a sotavento da ilha. Quanto à temperatura, às 06 UTC não se verificam valores tão elevados, no entanto o efeito é semelhante, com diferença na localização das regiões, sendo as regiões mais quentes observadas a oeste da ilha e se estendendo sobre o oceano, como se vê na **Figura 4.42.b**. Sobre o oceano as temperaturas ficam entre 17,2 °C e 18,4 °C, enquanto que a sotavento estas são superiores a 18,4 °C, chegando a um máximo de 22 °C. Nas regiões mais elevadas da ilha, temperaturas inferiores a 10 °C são observadas, tanto no pico de Areeiro como na região do Paul da Serra.





**Figura 4.42** – Simulação da (a) *humidade relativa* e (b) *temperatura*. Ambas as imagens são referentes às 06 UTC do dia 02/02/2010 e para o primeiro nível do modelo. Os vectores representam o escoamento horizontal neste nível.

Por meio da simulação do escoamento e velocidade vertical no primeiro nível do modelo para as 06 UTC do dia 2 de Fevereiro (**Figura 4.43.a**), observa-se um escoamento predominantemente de leste e algumas regiões de movimento ascendente mais intensas no norte e leste da ilha. Estas regiões apresentam velocidades entre 1,3 m/s e 2,0 m/s. O efeito de montanha no escoamento em baixos níveis é claramente visualizado às 23 UTC (**Figura 4.43.b**), onde a orientação Leste-Oeste da ilha, ao bloquear o escoamento, agora de Nordeste, favorece os movimentos ascendentes na região Norte da ilha e movimentos descendentes no Sul. Neste momento regiões de movimento ascendente com velocidade superior a 1,3 m/s são identificadas na costa noroeste da ilha, com núcleo de máximo entre 2,1 e 3,1 m/s.



**Figura 4.43** – Simulação de *velocidade vertical* (escala de cores) e do *vento horizontal* (vectores) às (a) 06 UTC e (b) 23 UTC.

#### 4.4.3.3 – Velocidade vertical

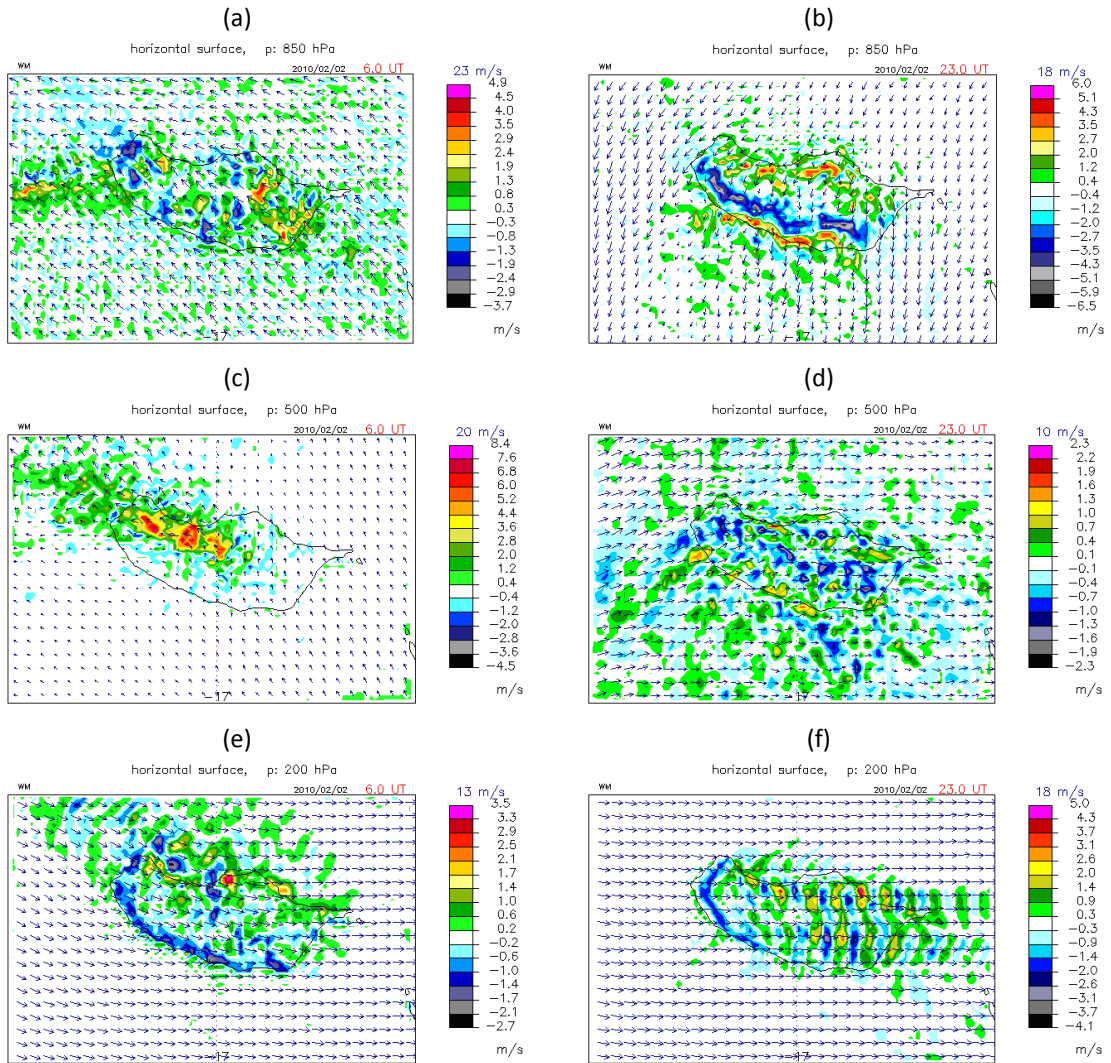
No nível de 850 hPa, às 06 UTC do dia 02 (**Figura 4.44.a**), os movimentos verticais ascendentes impostos pela presença da ilha não apresentam grandes intensidades, nem um padrão de variação bem definido neste nível, estabelecendo-se de forma desigual, com regiões de velocidades verticais ascendente tanto à leste da ilha quanto sobre o oceano. Na mesma simulação, verifica-se um escoamento de sudeste, e núcleos onde os movimentos ascendentes alcançam velocidades superiores a 3,5 m/s, no leste da ilha. Às

23 UTC (**Figura 4.44.b**), uma mudança da direcção do escoamento é observada, agora sendo de nordeste. Nesta hora, as regiões de movimentos verticais se encontram bem definidas, com movimentos verticais ascendentes ao norte da ilha e descendentes ao sul, seguida por outra banda de movimentos ascendentes. Contudo, movimentos ascendentes são identificados com velocidades entre 3,5 m/s e 5,1 m/s em algumas regiões ao norte da ilha.

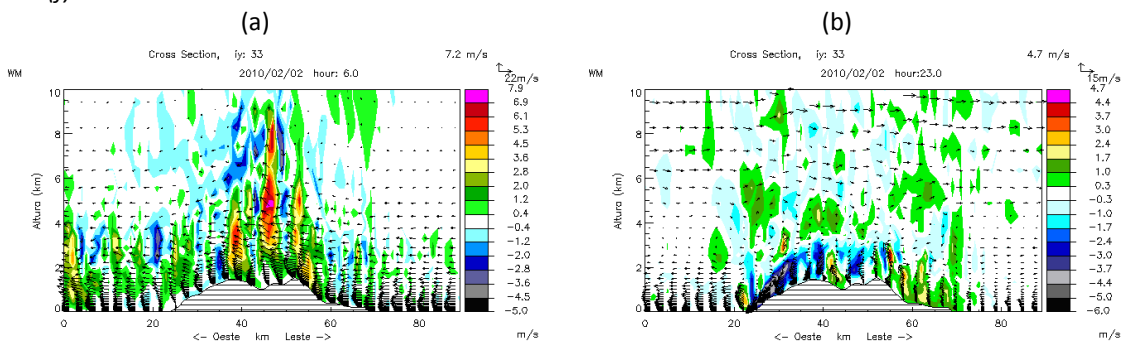
Em 500 hPa, às 06 UTC (**Figura 4.44.c**), é possível observar uma banda de movimentos ascendente se estendendo da região noroeste da ilha em direcção ao noroeste sobre o oceano. Entretanto, as maiores velocidades destes movimentos ascendentes são observadas sobre a ilha, sendo em boa parte superiores a 4,4 m/s. Alguns núcleos com velocidade entre 6,8 m/s e 8,4 m/s também podem ser identificados. Às 23 UTC (**Figura 4.44.d**), não se verifica um padrão de variação dos movimentos verticais, onde as regiões de movimento ascendente e descendente encontram-se de maneira aleatória, seja sobre o oceano, seja sobre a ilha. Neste horário, o escoamento predomina de oeste e os movimentos ascendentes apresentam intensidades inferiores à 1,3 m/s, excepto um pequeno núcleo que excede 1,9 m/s ao norte da ilha.

No nível de 200 hPa, para as 06 UTC (**Figura 4.44.e**), é observado um escoamento predominantemente de noroeste. Regiões de movimento vertical descendente são principalmente identificadas ao sul da ilha, bem como as de movimento ascendente ao norte. Entretanto, essas regiões não apresentam fortes intensidades como observado nos níveis médios, variando em grande parte entre 0,2 e 1,4 m/s. Às 23 UTC (**Figura 4.44.f**), um escoamento de oeste, bem como uma sucessão de regiões de movimentos verticais ascendentes e descendentes pode ser verificada, onde os movimentos ascendentes apresentam velocidades superiores a 1,4 m/s sobre a ilha.

Tomando a secção vertical de sentido Leste-Oeste no ponto  $y=33$  da grelha (indicado na Figura 3.1), como mostrado na **Figura 4.45**, às 06 UTC (**Figura 4.45.a**), na região mais alta da ilha, movimentos verticais são influenciados basicamente pela topografia, sendo na costa leste identificado um núcleo de movimento ascendente com velocidade superior a 2,8 m/s. Essa região de movimentos ascendentes predomina sobre a região central da ilha a qual se estende até aproximadamente 8 km de altitude, com velocidades superiores a 6,1 m/s. Regiões de movimento ascendente também são observadas a leste da ilha sobre o oceano, porém com intensidades inferiores às observadas sobre a ilha. Às 23 UTC (**Figura 4.45.b**), na parte leste da ilha é possível verificar movimento ascendente por toda a encosta, contrariamente aos movimentos observados na encosta oeste da ilha, onde intensos movimentos descendentes são identificados com velocidades superiores a 2,4 m/s. Destaca-se ainda um núcleo de movimentos ascendentes a leste da ilha com velocidade superior a 3 m/s, o mesmo é verificado a aproximadamente 2,5 km de altitude.



**Figura 4.44** – Simulação de velocidade vertical (escala de cores) e escoamento (vectors) nos níveis de (a) 850 hPa – 06 UTC, (b) 850 hPa – 23 UTC, (c) 500 hPa – 06 UTC, (d) 500 hPa – 23 UTC, (e) 200 hPa – 06 UTC e (f) 200 hPa – 23 UTC.

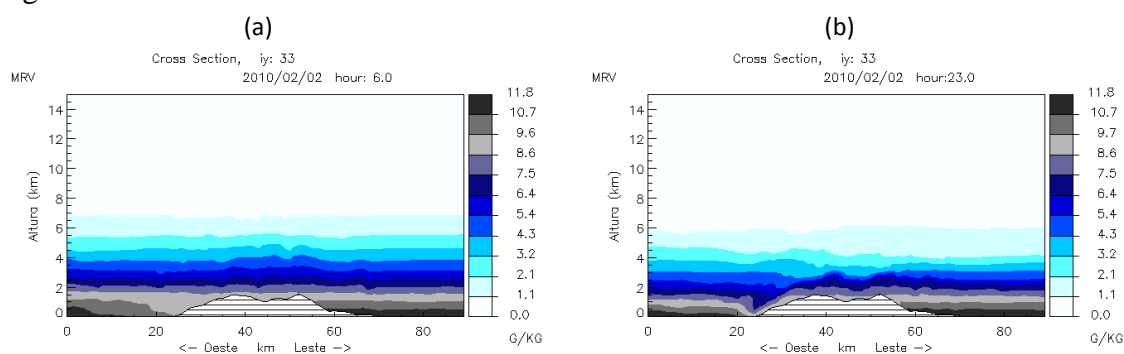


**Figura 4.45** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando movimentos verticais e escoamento (componente zonal do vento), com um limite superior de 10 km para (a) as 06 UTC e (b) as 23 UTC.

## 4.4.3.4 – Razões de mistura

**- Vapor**

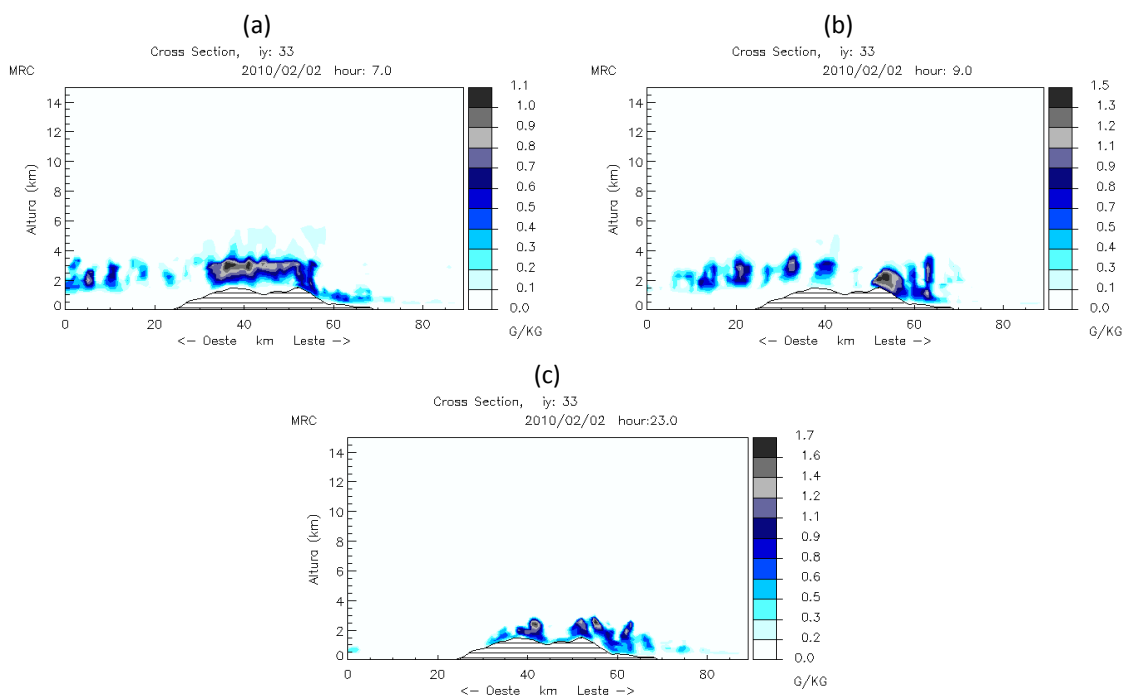
Pela simulação de razão de mistura de vapor de água para as 06 UTC (**Figura 4.46.a**), uma camada de razão de mistura com valores acima de 9,6 g/kg é verificada a leste da ilha até aproximadamente 1km de altitude. Sobre a região mais alta da ilha os valores de razão de mistura variam entre 7,5 e 9,6 g/kg junto à superfície, diminuindo com a altitude. Apesar dos valores de razão de mistura simulados às 23 UTC (**Figura 4.46.b**), serem parecidos aos verificados às 06 UTC, a oeste da ilha verifica-se uma região com diminuição da razão de mistura, onde o perfil serve como indicativo dos efeitos de foehn (ver secção 2.1.1). Nesta região a razão de mistura fica em torno de 6,4 e 7,5 g/kg.



**Figura 4.46** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando a simulação de razão de mistura de vapor para (a) as 06 UTC e (b) às 23 UTC.

**- Água de nuvem**

A secção vertical para o ponto  $y=33$  da grelha, mostra a simulação de razão de mistura de água de nuvem (**Figura 4.47**). Às 07 UTC (**Figura 4.47.a**) observa-se uma região de água líquida entre 2 e 4 km de altitude, sendo mais densa sobre a região oeste da ilha com razões de mistura entre 0,9 g/kg e máximo de 1,1 g/kg. Às 09 UTC (**Figura 4.47.b**), se verifica que os máximos de água condensada se encontravam nas regiões mais elevadas da ilha, porém mais intensos na parte leste, sendo identificada junto à superfície uma região cujos valores de razão de mistura variam entre 1,1 e 1,3 g/kg e um máximo de 1,5 g/kg sobre o pico de Areeiro, na parte leste. Às 09 UTC é possível verificar ainda que condensação ocorreu não somente sobre a ilha, mas também sobre o oceano, como observado a oeste da ilha. Essa região de água líquida, tanto sobre a ilha quanto sobre o oceano não chega a ultrapassar os 4 km de altitude. Às 23 UTC (**Figura 4.47.c**), regiões de água condensada são encontradas principalmente sobre a ilha, em grande parte a razão de mistura varia entre 0,6 e 1,1 g/kg, excepto pela presença de pequenos núcleos em aproximadamente 2,5 km de altitude com no máximo 1,7 g/kg. Ao fim da noite é possível verificar que estas regiões não ultrapassam os 3 km de altitude.



**Figura 4.47** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando a simulação da razão de mistura de água de nuvem para (a) as 07 UTC, (b) as 09 UTC, (c) as 23 UTC.

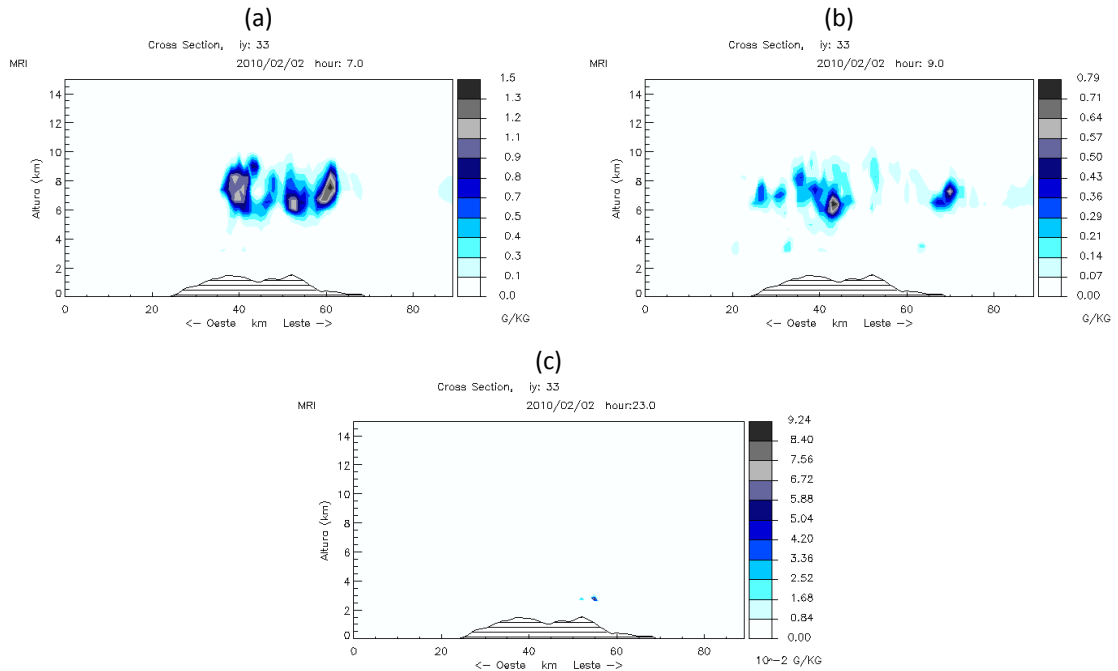
#### - Gelo

Na simulação da razão de mistura de gelo para o ponto  $y=33$ , às 07 UTC (**Figura 4.48.a**), identificam-se núcleos de razão de mistura entre 6 e 9 km de altitude com valores entre 0,9 e 1,2 g/kg. Estes núcleos são verificados principalmente sobre a ilha. Às 09 UTC (**Figura 4.48.b**), a formação de gelo ainda é verificada sobre a ilha, porém com menor intensidade que às 07 UTC, onde o núcleo mais intenso não chega a registar máximo superior a 0,7 g/kg. Às 23 UTC (**Figura 4.48.c**), não se verifica razões de mistura de gelo significativas sobre a ilha, sendo observado um pequeno núcleo sobre o cume leste com valores acima de  $5,04 \times 10^{-2}$  g/kg a aproximadamente 3 km de altitude.

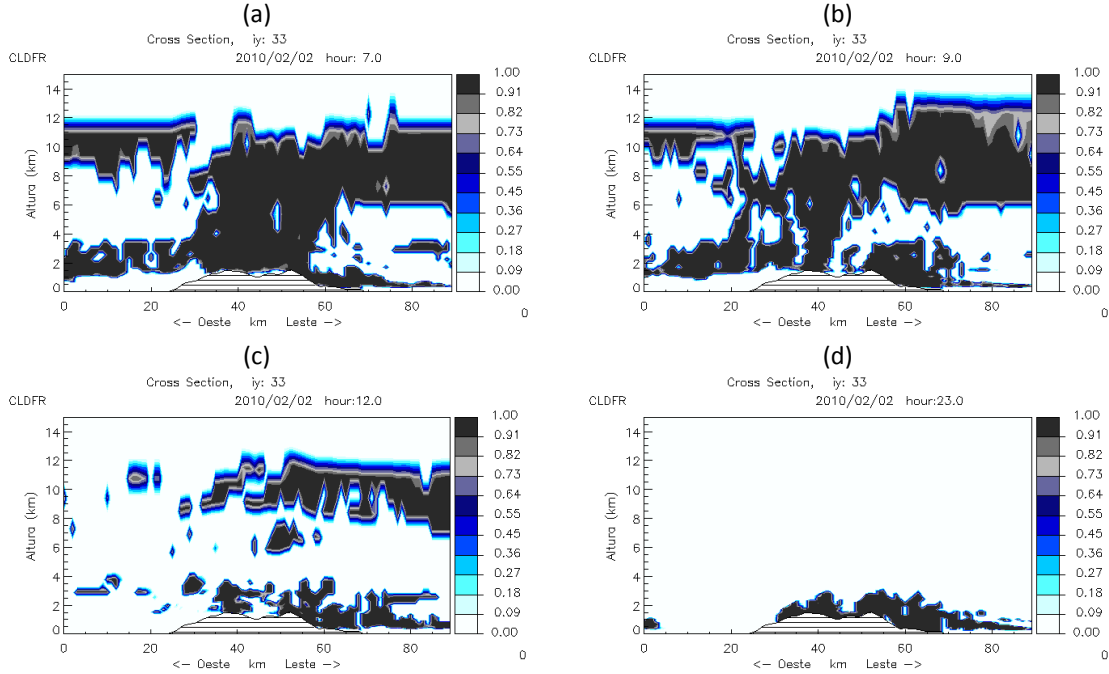
#### 4.4.3.6 – Nebulosidade

Pela simulação das 07 UTC (**Figura 4.49.a**) identifica-se nebulosidade tanto nos níveis mais baixos da atmosfera, como em níveis mais altos. Entretanto, destaca-se a nebulosidade sobre a ilha, a qual se encontra desde a superfície até aproximadamente 12 km de altitude. Às 09 UTC (**Figura 4.49.b**), observa-se uma diminuição da nebulosidade sobre a ilha, se estendendo até altos níveis, sendo isto verificado somente sobre o pico oeste da ilha. Na encosta leste, a nebulosidade se mantém mais junto à superfície, verificada desde as zonas mais baixas até as regiões mais elevadas da ilha, assim como nuvens acima dos 6 km de altitude. Uma diminuição da nebulosidade é mais evidente às 12 UTC (**Figura 4.49.c**), verificando-se em maior quantidade sobre a parte leste da ilha, tanto nos níveis baixos como mais elevados. Às 23 UTC, quando

outros máximos relativos de precipitação foram observados à superfície (**Figura 4.49.d**), não se observa nebulosidade em níveis altos a oeste da ilha, estando localizada somente sobre a ilha e não ultrapassando 3 km de altitude.



**Figura 4.48** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando a simulação da razão de mistura de gelo para (a) as 07 UTC, (b) as 09 UTC e (c) 23 UTC.

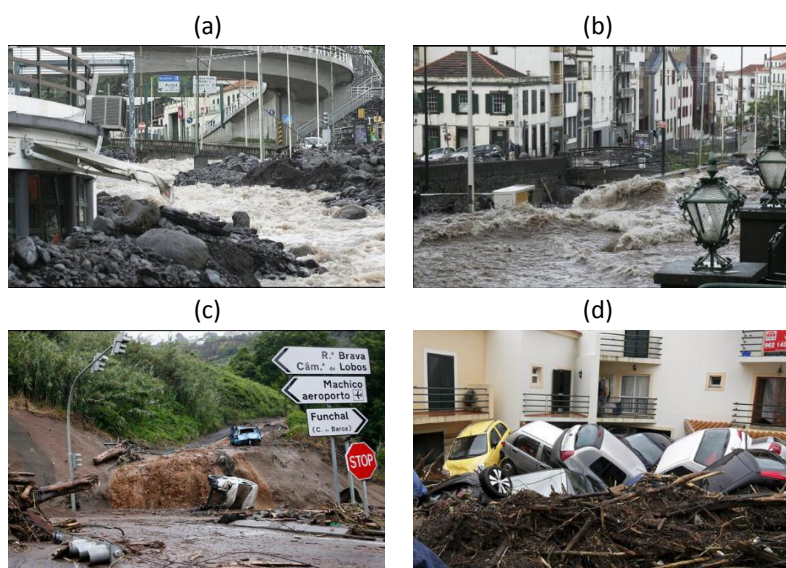


**Figura 4.49** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando a simulação de cobertura de nuvens para (a) as 07 UTC e (b) as 09 UTC, (c) as 12 UTC e (d) as 23 UTC.



#### 4.5 – CASO DE ESTUDO 4 – 20 de Fevereiro de 2010

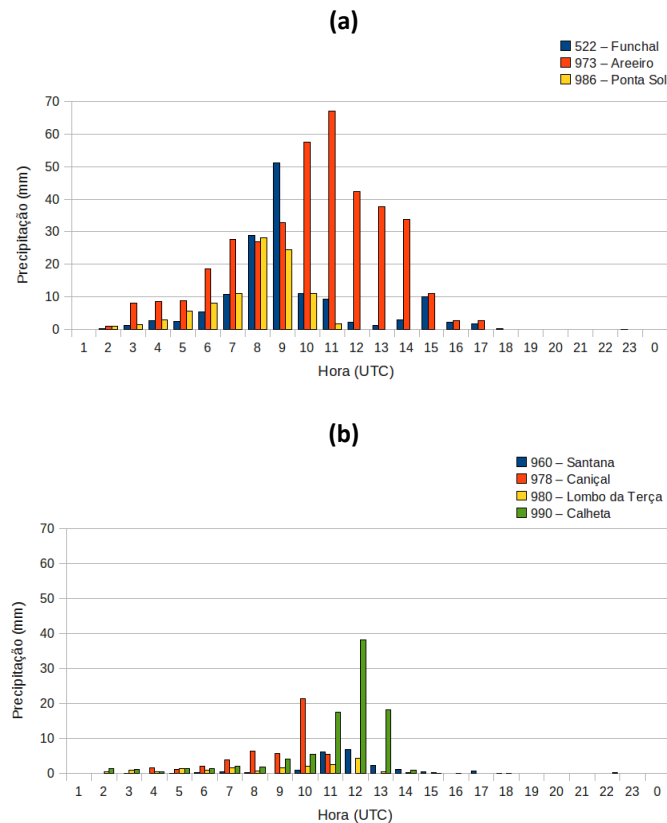
O quarto caso de estudo corresponde ao evento que esteve na origem da catástrofe observada no dia 20 de Fevereiro de 2010, que acabou por afectar diversos concelhos da ilha, principalmente os localizados na vertente sul. Nesse evento foram registados mais de 40 mortes, centenas de feridos, bem como os prejuízos económicos que somaram milhões de euros. Diversos serviços foram afectados, como transporte, comunicação e saneamento, piorando a situação. A **Figura 4.50** apresenta algumas fotografias tiradas no dia 20 na ilha.



**Figura 4.50** - Imagens da ilha da Madeira registadas no dia 20 de Fevereiro de 2010. Fonte: Internet [1].

##### 4.5.1 - Análise da precipitação observada e simulada pelo modelo

Muitas das estações de superfície avariaram devido aos deslizamentos de terra, ou até mesmo pela alta quantidade de precipitação, sendo que algumas acabaram por parar de registar ao longo da tarde. Assim, o facto de algumas estações terem registos iguais a zero no fim do dia 20, não implica necessariamente que não tenha ocorrido precipitação. A **Figura 4.51** mostra a distribuição horária da precipitação no dia 20 de Fevereiro de 2010. Os maiores valores de precipitação horária acumulada ocorreram por às 11 UTC na estação de Areeiro, 67 mm, (**Figura 4.51.a**), às 12 UTC em Calheta, 38,1 mm (**Figura 4.51.b**) às 08 UTC na Ponta do Sol, 28,2 mm, às 09 UTC no Funchal, 51,2 mm (**Figura 4.51.a**) e às 10 UTC na estação de Caniçal, 21,3 mm. Nas estações de Santana e Lombo da Terça, os máximos não ultrapassaram os 10 mm, como é possível observar na **Figura 4.51.b**.



**Figura 4.51** - Precipitação horária no dia 20 de Fevereiro de 2010 para as estações meteorológicas de (a) Funchal, Areiro e Ponta do Sol; (b) Santana, Caniçal, Lombo da Terça e Calheta.

A simulação em alta resolução da precipitação diária acumulada no dia 20 sobre a ilha (**Figura 4.52**), indica que os acumulados máximos terão ocorrido sobre a região mais elevada da ilha, destacando-se na parte central uma região com precipitação acumulada acima de 250 mm, chegando à 326 mm sobre a região do Paul da Serra (ver **Anexo A**). Sobre o oceano, a simulação indica valores muito mais baixos, perto de zero a Oeste da Ilha, e entre 20 e 50 mm a Sudeste.

A partir dos critérios estabelecidos em 3.2, representam-se na **Figura 4.53** os resultados obtidos para as estações meteorológicas de Areiro, Funchal, Ponta do Sol e Calheta. Ao confrontar a evolução temporal da precipitação ao longo da corrida do modelo com o observado à superfície, em todas as quatro estações analisadas, o modelo sub-estima a precipitação total acumulada, com uma diferença particularmente acentuada sobre o Funchal. No caso da comparação dos valores de distribuição horária observada com a simulada pelo modelo (**Figura 4.54**), nota-se um desfaseamento na ocorrência dos máximos na estação do Funchal (**Figura 4.54.a**) e Ponta do Sol (**Figura 4.54.c**). Nas outras duas, o modelo prognosticou bem o comportamento da precipitação (**Figuras 4.54.b** e **4.54.d**).



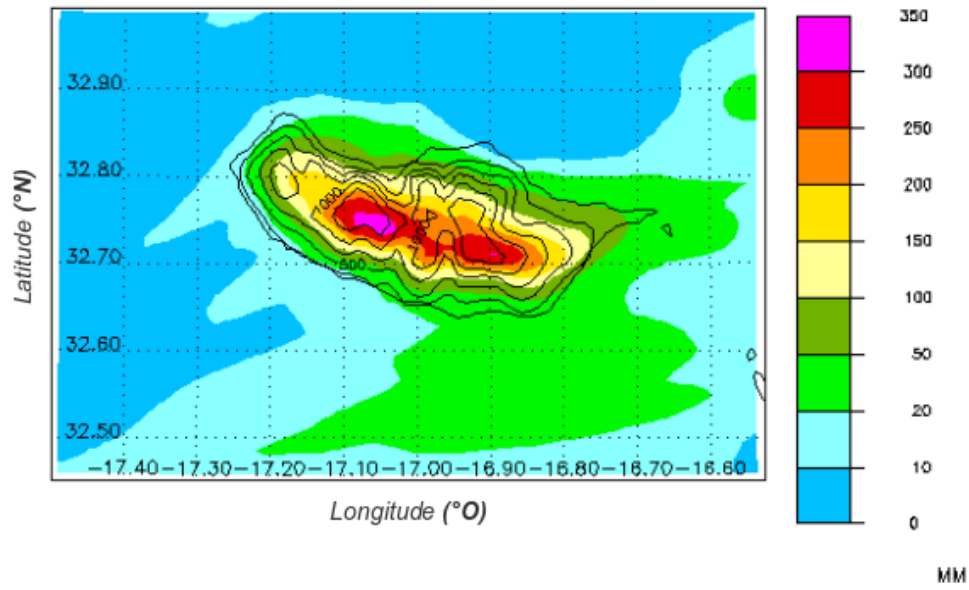


Figura 4.52 – Precipitação acumulada no dia 20 de Fevereiro de 2010 simulada pelo modelo.

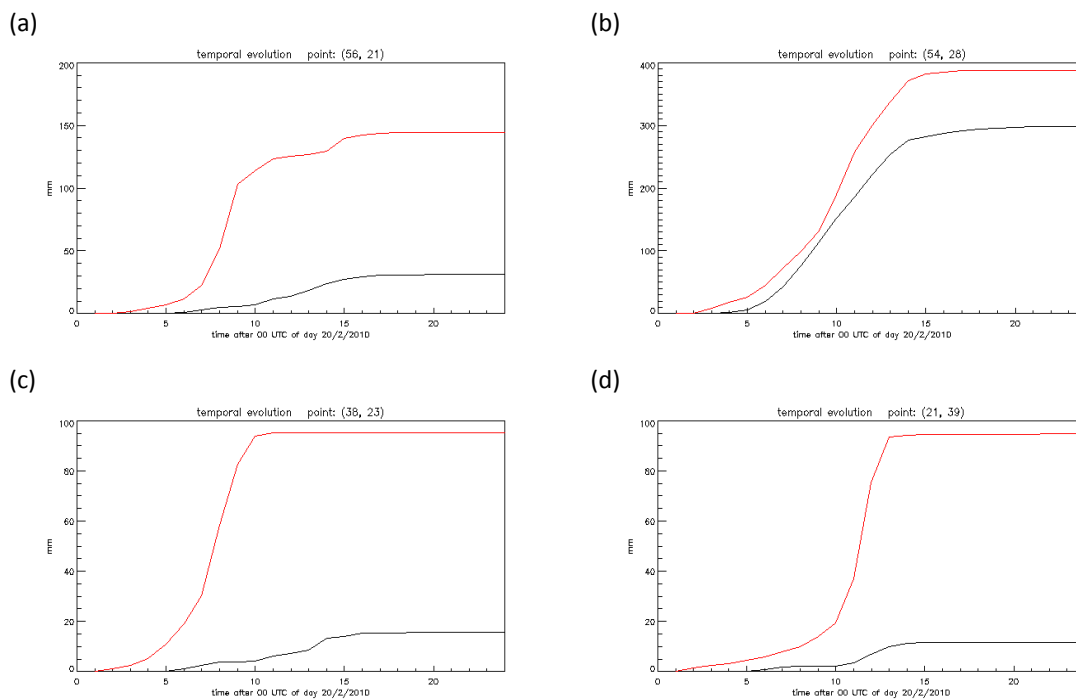
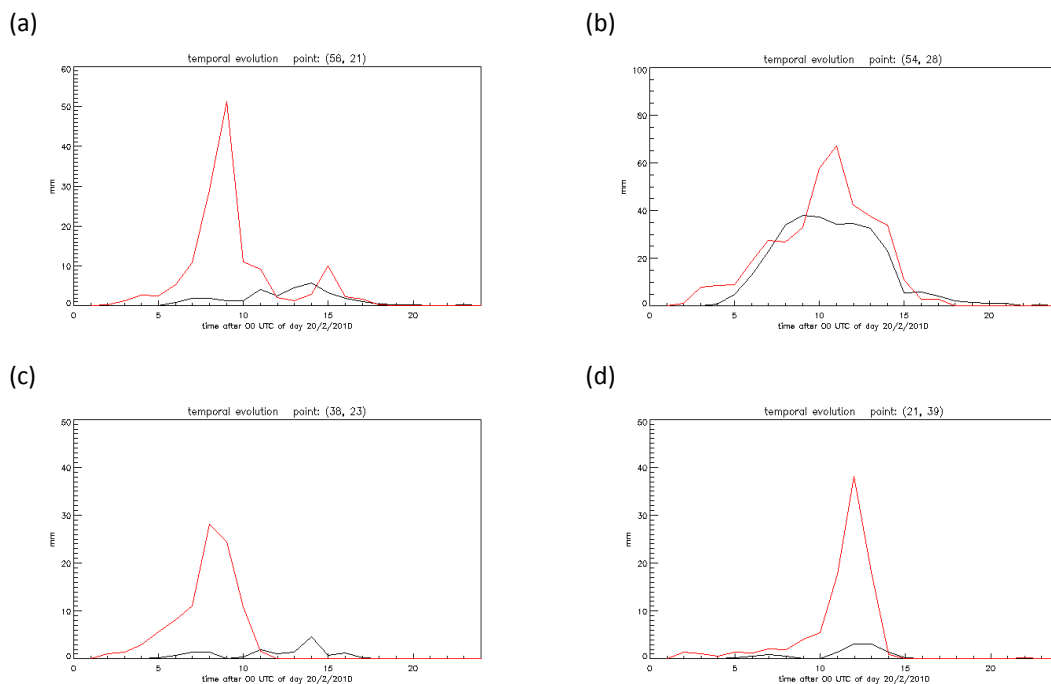


Figura 4.53 – Evolução temporal da precipitação observada durante o dia 20/02/2010 (vermelho) e simulada pelo modelo (preto) em um ponto próximo da estação para: (a) Funchal, (b) Areiro, (c) Ponta do Sol, (d) Calheta.



**Figura 4.54** – Distribuição horária da precipitação no dia 20/02/2010 em estação meteorológica de superfície (vermelho) e simulada pelo modelo (preto) em um ponto próximo da estação para: (a) Funchal, (b) Areeiro, (c) Ponta do Sol e (d) Calheta.

#### 4.5.2 – Aspectos de grande escala

Às 18 UTC do dia 20/02/2010, pela análise da carta sinóptica disposta na **Figura 4.55** é possível identificar uma depressão frontal centrada em aproximadamente 40°N e 18°O, cuja frente fria se encontra directamente sobre a região do Arquipélago da Madeira. Visto a carta ser das 18 UTC, provavelmente no final da manhã a região da ilha encontrava-se ainda no sector quente do sistema, não sendo ainda afectada directamente pela passagem da frente fria.

A imagem satélite (**Figura 4.56.a**) indica a presença de uma região com alta concentração de água precipitável próxima da ilha da madeira com valores superiores a 52,5 kg/m<sup>2</sup>. Essa região também pode ser verificada na **Figura 4.56.b**, entretanto um pouco mais enfraquecida, onde os núcleos mais elevados apresentam valores inferiores a 52.5 kg/m<sup>2</sup>. Essa banda de vapor de água tem origem na região tropical, estende-se desde a região das Caraíbas até aproximadamente a latitude de 30°, afectando directamente a atmosfera sobre a ilha da Madeira.

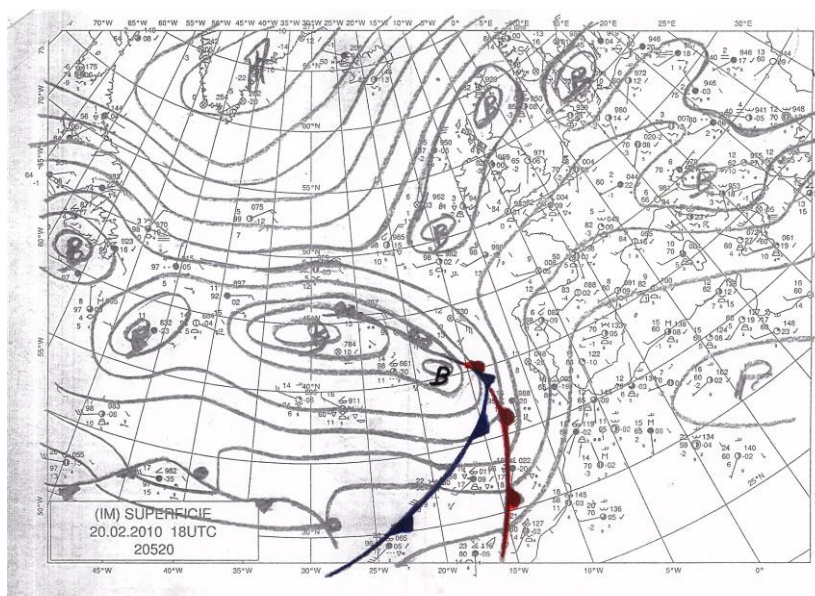


Figura 4.55 - Carta sinóptica para às 18 UTC do dia 20/02/2010.

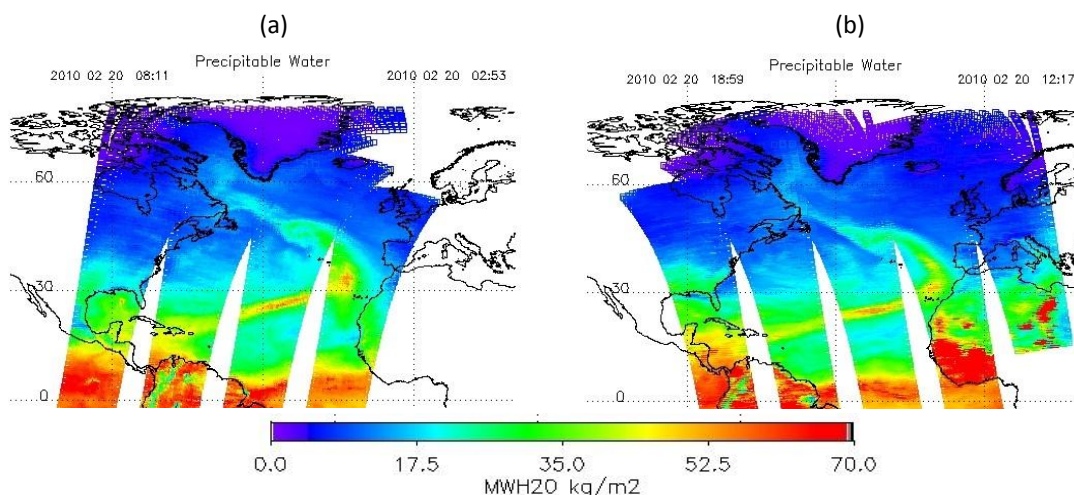


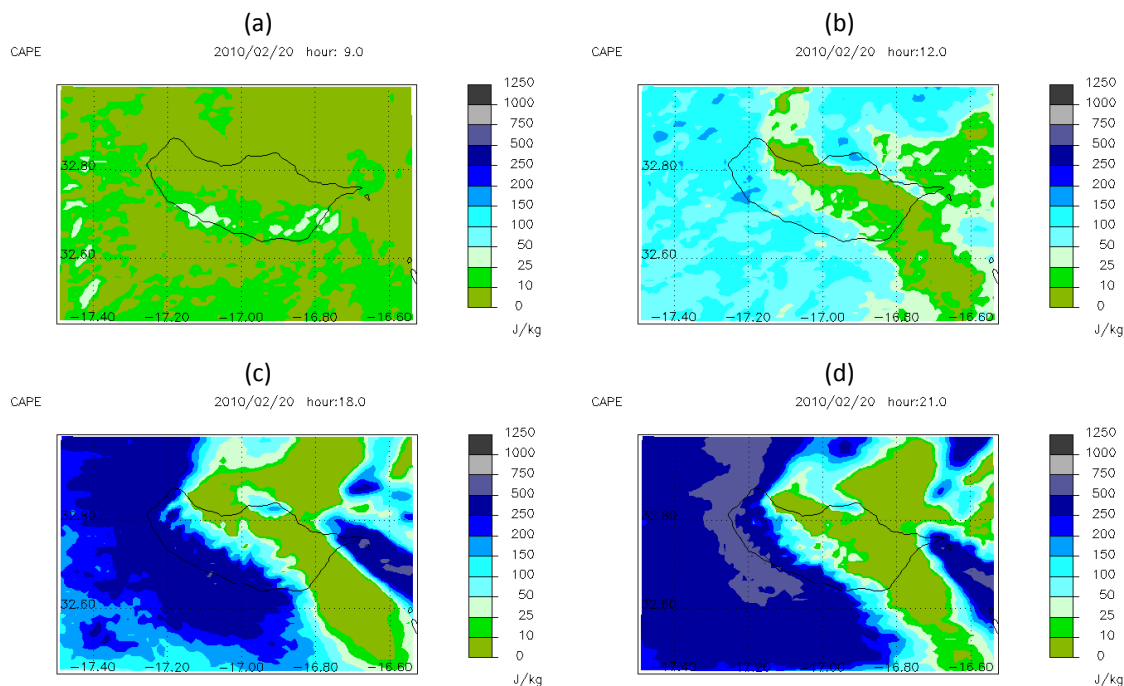
Figura 4.56 – Imagens de satélite Aqua-AIRS referente à água precipitável no dia (a) 20/02/2010 – 08:11 UTC e (b) 20/02/2010 – 18:59 UTC. A escala de cores representa a quantidade total de vapor de água integrada desde a superfície até ao topo da atmosfera.

### 4.5.3 – Aspectos de mesoescala

#### 4.5.3.1 – Instabilidade Potencial

A **Figura 4.57** representa a CAPE simulada em alguns momentos do dia 20, principalmente aos mais próximos da ocorrência dos maiores valores de precipitação. As figuras mostram baixos valores de CAPE durante o período da manhã, visto que às 09 UTC (**Figura 4.57.a**), não se verificam regiões com CAPE superiores a 50 J/kg e, às 12 UTC (**Figura 4.57.b**), estes não ultrapassam 200 J/kg. Às 18 UTC (**Figura 4.57.c**),

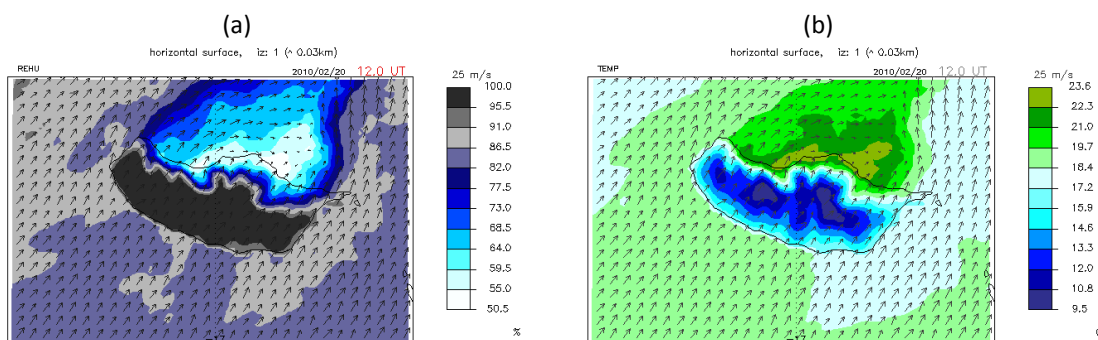
há um aumento da instabilidade, com valores de CAPE entre 200 e 500 J/kg a sul da ilha sobre o oceano. No entanto, sobre grande parte da ilha, o modelo identifica valores inferiores à 150 J/kg. Às 21 UTC na região oeste/sudoeste da ilha (**Figura 4.57.d**), o modelo produz uma área de CAPE entre 500 e 750 J/kg. Em todo o caso, os valores simulados neste dia não chegam a ultrapassar os 1000 J/kg, caracterizando uma atmosfera pouco instável.



**Figura 4.57** – Simulação da energia potencial disponível para convecção (CAPE) no dia 20/02/2010 às (a) 09 UTC, (b) 12 UTC, (c) 18 UTC e (d) 21 UTC.

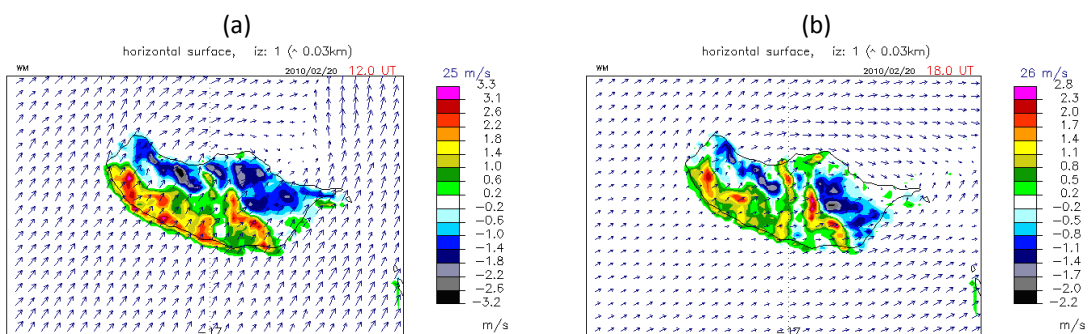
#### 4.5.3.2 - Efeito de montanha observado nos níveis mais baixos do modelo

A simulação da humidade relativa e temperatura do ar no primeiro nível do modelo às 12 UTC pode ser vista na **Figura 4.58**. Em relação à humidade relativa, a simulação aponta para uma atmosfera húmida (**Figura 4.58.a**) com valores acima de 82% sobre o oceano. Como nos casos analisados anteriormente, o que se faz relevante na simulação é a presença de uma região com valores próximos de 100% de humidade relativa sobre a ilha e uma região mais seca, com humidade relativa inferior a 68,5% na região de ventos descendentes, como verificado pelos vectores que indicam o escoamento na horizontal. No caso da temperatura para o mesmo nível e hora (**Figura 4.58.b**), além das baixas temperaturas verificadas sobre a ilha, com valores inferiores a 10,8 °C nas zonas mais elevadas, uma região com valores entre 17,2 °C e 19,7 °C sobre o oceano é simulada. A sotavento da ilha, uma região mais quente é identificada com temperaturas entre 19,7 °C e 23,6 °C.



**Figura 4.58** – Simulação da (a) *humidade relativa* e (b) *temperatura do ar*. Ambas as imagens são referentes às 12 UTC do dia 20/02/2010 e para o primeiro nível do modelo. Os vectores representam o escoamento horizontal neste nível.

A simulação de velocidade vertical, assim como o escoamento horizontal no primeiro nível do modelo estão representadas na **Figura 4.59**. Pela **Figura 4.59.a**, às 12 UTC observa-se um escoamento predominantemente de sudoeste e zonas de movimentos verticais ascendentes na parte sul da ilha. Em grande parte dessa região são estimadas velocidades acima de 1 m/s, com núcleos com intensa velocidade, entre 2,2 m/s e 3,3 m/s. Às 18 UTC (**Figura 4.59.b**), o escoamento predominante continua de sudoeste, no entanto, o movimento vertical ascendente ao sul da ilha encontra-se mais fraco, com máximos entre 2,0 e 2,8 m/s.



**Figura 4.59** – Simulação de *velocidade vertical* (escala de cores) e do *vento horizontal* (vectores) para (a) às 12 UTC e (b) às 18 UTC.

#### 4.5.3.3 – Velocidade vertical

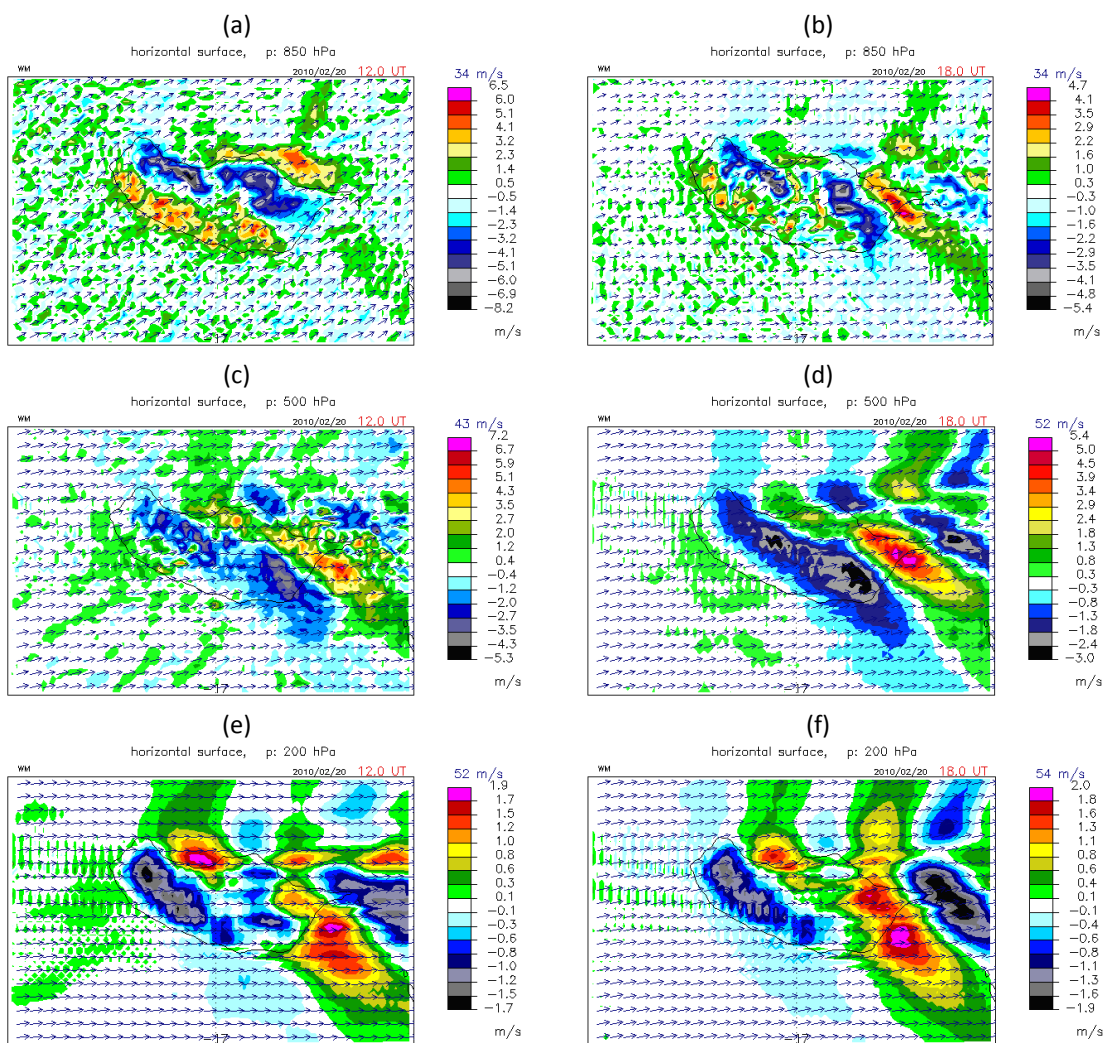
No nível de 850 hPa, às 12 UTC do dia 20 (**Figura 4.60.a**), o modelo indica que o escoamento predominante é de sudoeste e os movimentos verticais ascendentes ocorrem tanto sobre o oceano, com velocidades inferiores à 2,3 m/s, como ao sul/sudoeste da ilha, variando de 2,3 a 6,0 m/s. Às 18 UTC observa-se na **Figura 4.60.b** um enfraquecimento dos movimentos verticais ascendentes sobre a ilha, uma vez que na

região sul/sudoeste as velocidades são inferiores à 2,2 m/s em boa parte, excepto em pequenos núcleos que excedem esta velocidade. Os movimentos ascendentes são mais intensos, sobre a região nordeste da ilha, onde o modelo produz velocidades que excedem 3,5 m/s e chegam até um máximo de 4,7 m/s. Uma sucessão de bandas com velocidades verticais positivas e negativas pode ser observada na **Figura 4.60.c** no nível de 500 hPa às 12 UTC. As correntes ascendentes a sul/sudoeste da ilha apresentam nesse nível velocidades inferiores à 2 m/s, sendo mais intensas sobre o oceano a nordeste da ilha (velocidades superiores a 5,1 m/s). Às 18 UTC (**Figura 4.60.d**), as regiões de movimentos verticais são mais amplas e uniformes em relação às 12 UTC, e os movimentos ascendentes à sudoeste da ilha possuem velocidades inferiores a 0,8 m/s.

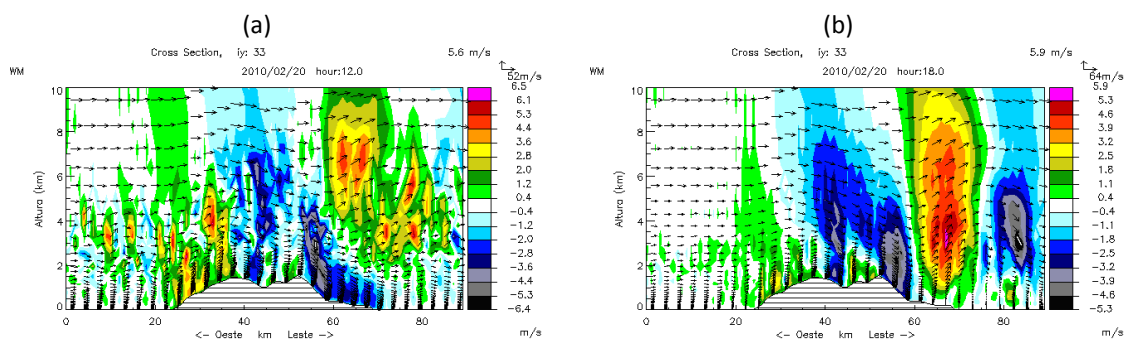
Aos 200 hPa, às 12 UTC (**Figura 4.60.e**), ainda é possível observar uma perturbação devido à presença da ilha, visto que além do escoamento ser de oeste, regiões de velocidade vertical positiva e negativa podem ser identificadas, porém com velocidades não tão intensas como nos níveis inferiores. A oeste da ilha, regiões de movimento ascendente são simuladas com velocidades inferiores à 0,6 m/s. Às 18 UTC (**Figura 4.60.f**), não se observa amplas regiões de movimentos ascendentes a oeste da ilha, sendo possível destacar as correntes descendentes sobre a ilha e ascendentes a leste/norte da ilha. Esses movimentos gerados devido à presença da ilha são mais intensos, com velocidades superiores a 1,3 m/s, tanto de movimentos descendentes como ascendentes.

A **Figura 4.61** representa a secção vertical de sentido Leste-Oeste na secção  $y=33$  da grelha para o escoamento (componente zonal do vento) e velocidades verticais. Às 12 UTC (**Figura 4.61.a**), regiões de movimento vertical ascendente são identificadas na encosta oeste da ilha, com velocidades superiores a 2,8 m/s, estendendo-se desde à superfície até aproximadamente 5,5 km de altitude com um núcleo de velocidade superior à 4,4 m/s. Às 18 UTC (**Figura 4.61.b**), o movimento ascendente na encosta oeste é mais fraco com velocidades inferiores a 3,2 m/s, estendendo-se da superfície até aproximadamente 1,5 km de altitude. No entanto, movimento vertical ascendente com velocidade inferior a 1,1 m/s é observado até acima dos 6 km de altitude a oeste da ilha, contrapondo-se ao movimento descendente verificado na encosta leste. Esta região de intenso movimento descendente é seguida por uma região de intensas velocidades verticais logo a leste, a qual se estende desde a superfície até os 10 km de altitude.





**Figura 4.60** – Velocidade vertical (escala de cores) e escoamento (vectores) nos níveis de (a) 850 hPa – 12 UTC, (b) 850 hPa – 18 UTC, (c) 500 hPa – 12 UTC, (d) 500 hPa – 18 UTC, (e) 200 hPa – 12 UTC e (f) 200 hPa – 18 UTC.

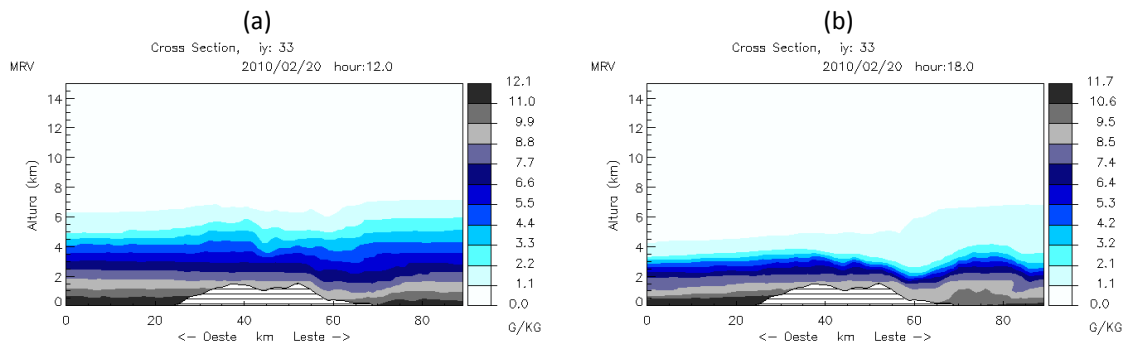


**Figura 4.61** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para a secção  $y=33$  da grelha mostrando movimentos verticais e escoamento (componente zonal do vento), com um limite superior de 10 km (a) às 12 UTC e (b) às 18 UTC.

4.5.3.4 – Razões de mistura

- Vapor

Às 12 UTC (**Figura 4.62.a**), a simulação indica altos valores de razão de mistura de vapor de água do lado oeste da ilha sobre o oceano, com valores entre 9,9 g/kg e 12,1 g/kg até aproximadamente 1 km de altitude. Próximo da superfície sobre os pontos mais elevados da ilha, o modelo simula uma razão de mistura entre 8,8 g/kg e 9,9 g/kg. A razão de mistura de vapor diminui gradualmente com a altura, até aproximadamente 6 km de altitude. Entretanto, entre 5 km e aproximadamente 6 km uma camada de razão de mistura varia entre 1,1 e 2,2 g/kg. Às 18 UTC (**Figura 4.62.b**), esta camada com razão de mistura se encontra até pouco mais de 4 km de altitude a oeste da ilha, a partir dos 3,5 km a razão de mistura varia entre 1,1 e 2,1 g/kg. Sobre as regiões mais elevadas da ilha altos valores ainda são observados, variando entre 7,4 g/kg e 9,5 g/kg. Em adição a esta situação verifica-se também a existência de um “vale” na razão de mistura do vapor a leste da ilha, servindo como indicativo de movimento descendente.



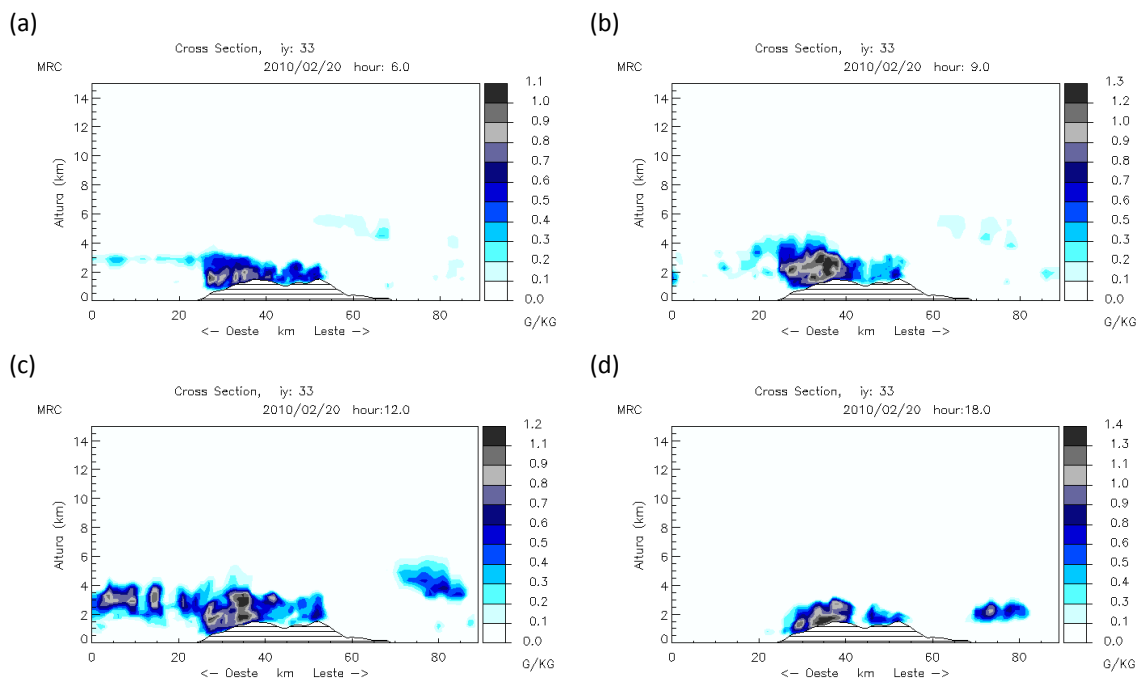
**Figura 4.62** – Seção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando a simulação de razão de mistura de vapor (a) às 12 UTC e (b) às 18 UTC.

- Água de nuvem

A seção vertical para a seção  $y=33$  da grelha mostra a simulação de razão de mistura de água de nuvem (**Figura 4.63**). Às 06 UTC (**Figura 4.63.a**), os máximos são encontrados nas regiões mais elevadas do lado oeste da ilha com valores superiores a 0,7 g/kg próximo à superfície. Essas regiões ampliam-se e os valores intensificam-se nas horas seguintes, de modo que às 09 UTC (**Figura 4.63.b**), uma região com uma maior densidade de água condensada, com razão de mistura entre 1,0 e 1,3 g/kg, é prognosticada sobre a região oeste da ilha até aproximadamente 4 km de altitude. Às 12 UTC, é possível ver na **Figura 4.63.c** uma região de água condensada, tanto sobre a ilha quanto sobre o oceano à oeste, não ultrapassando, no entanto, os 4 km de altitude. Na maioria da encosta oeste da ilha os valores de razão de mistura simulada são superiores



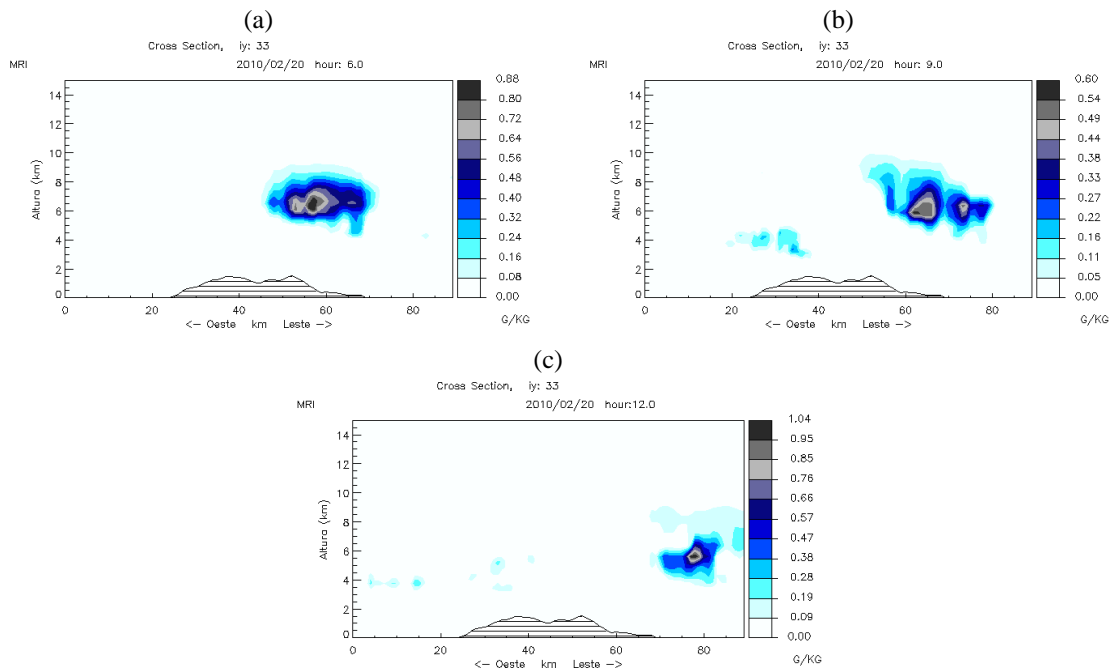
à 0,7 g/kg, com um núcleo de máximo igual à 1,2 g/kg. Às 18 UTC (**Figura 4.63.d**), o modelo já não gera condensação a oeste da ilha sobre o oceano, mas sim um núcleo sobre o oceano à leste. A esta hora, o modelo indica que os máximos de razão de mistura de água de nuvem ocorreram sobre o pico do lado oeste da ilha, com valores entre 1,1 e 1,4 g/kg junto à superfície, e não ultrapassando também os 4 km de altitude.



**Figura 4.63** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste secção  $y=33$  da grelha mostrando a simulação da razão de mistura de água de nuvem (a) às 06 UTC, (b) às 09 UTC, (c) às 12 UTC e (d) às 18 UTC.

## - Gelo

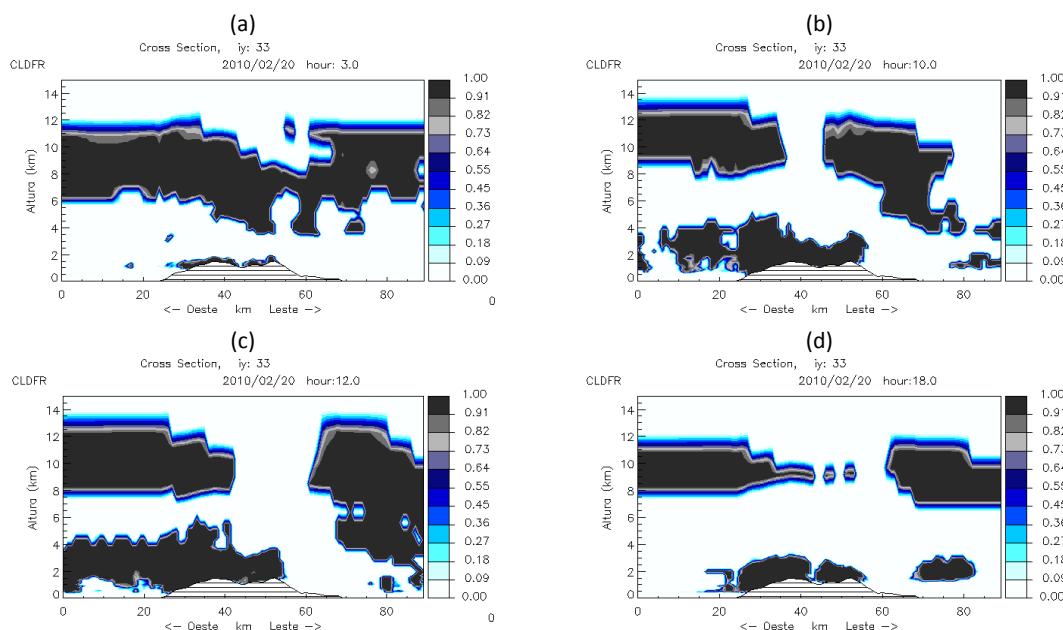
Na simulação da razão de mistura de gelo para secção  $y=33$  para às 06 UTC (**Figura 4.64.a**) não se verifica formação de gelo sobre a região oeste da ilha, somente ao leste, com valores variando entre 0,4 g/kg e 0,88 g/kg. Nessa região, entre 5 km e 8 km de altitude, o modelo continua a simular a existência de gelo ainda às 09 UTC (**Figura 4.64.b**), porém mais enfraquecido, visto que os valores não ultrapassam 0,6 g/kg. Neste instante, é possível observar na figura regiões com gelo sobre o oeste da ilha, com razões da ordem de 0,1 g/kg à 0,22 g/kg, em aproximadamente 4 km de altitude. Às 12 UTC (**Figura 4.64.c**), não se verifica sobre a ilha regiões com razão de mistura superior a 0,38 g/kg, sendo de destacar somente o deslocamento do núcleo observado anteriormente entre 5 km e 8 km de altitude para leste.



**Figura 4.64** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando a simulação da razão de mistura de gelo (a) às 06 UTC, (b) às 09 UTC e (c) 12 UTC.

#### 4.5.3.5 - Nebulosidade

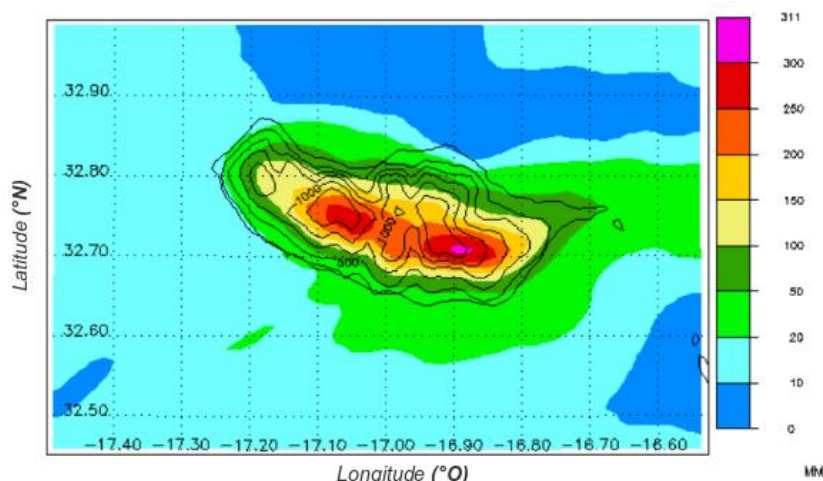
A secção vertical apresentada na **Figura 4.65** representa a simulação de fracção de nuvens para a secção  $y=33$ . Às 03 UTC (**Figura 4.65.a**), é possível verificar a presença de nuvens altas (6 a 12 km) provavelmente precedendo a passagem da frente fria. No entanto, em baixos níveis, principalmente sobre a ilha não se observa grande nebulosidade, a não ser mesmo nos níveis junto à superfície. Às 10 UTC (**Figura 4.65.b**), vê-se nebulosidade principalmente logo acima da ilha, sendo mais intensa na região oeste e se estendendo até aproximadamente 5 km de altitude. Essa camada de nuvens baixas também é gerada sobre o oceano a oeste da ilha. Entre os 8 km e 14 km de altitude é prognosticada ainda a presença de nuvens altas a oeste da ilha. Às 12 UTC (**Figura 4.65.c**), as características são semelhantes as observadas às 10 UTC, porém mais intensas, visto uma cobertura de nebulosidade mais densa nos baixos níveis. Essa situação não se verifica às 18 UTC (**Figura 4.65.d**), quando as nuvens baixas estão menos desenvolvidas.



**Figura 4.65** – Secção vertical de sentido Leste-Oeste para o ponto  $y=33$  da grelha mostrando a simulação de cobertura de nuvens (a) às 03 UTC e (b) às 10 UTC, (c) às 12 UTC e (d) às 18 UTC.

#### 4.5.4 – Análise do prognóstico do MESO-NH para o dia 20/02/2010

Nesta secção são apresentados os resultados obtidos por meio da simulação do MESO-NH em modo de previsão (forçamento obtido a partir das previsões do Centro Europeu), sendo possível verificar que o modelo simulou elevados valores de precipitação total acumulada sobre a ilha durante o dia 20 (**Figura 4.66**). Assim como observado pelo diagnóstico (ver Figura 4.52), o valor da precipitação acumulada é máximo nas regiões mais elevadas da ilha, sendo superior a 300 mm próximo ao pico Areeiro. Os mínimos de precipitação, com valores inferiores a 50 mm são observados sobre o oceano.



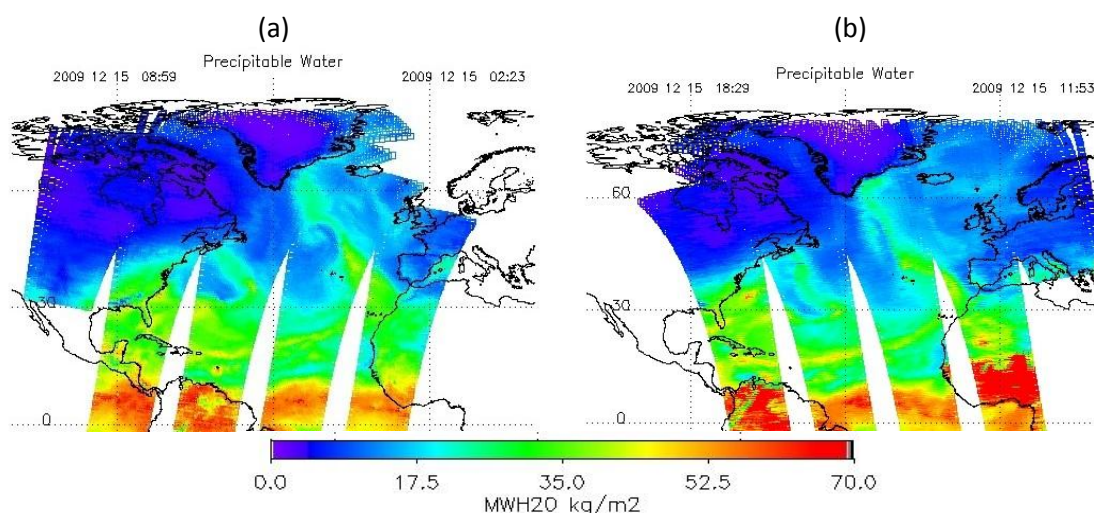
**Figura 4.66** – Prognóstico da precipitação acumulada no dia 20 de Fevereiro de 2010 simulada pelo MESO-NH com início às 1200 UTC do dia 19/02/2010.

#### 4.6 – CASOS ADICIONAIS: interpretação das imagens de satélite

Uma vez verificada a existência de uma banda de água precipitável com origem na região tropical, que se estende desde a região das Caraíbas até aproximadamente a latitude de 30°, afectando directamente o regime de precipitação em três dos quatro casos analisados anteriormente, nesta secção é realizada a interpretação das imagens de satélite para outros três casos de elevados registos de precipitação na ilha da Madeira, observados principalmente na estação de Areeiro. Os mesmos foram superiores a 125 mm e identificados na secção 4.1, mas não escolhidos para simulação do MESO-NH.

##### 4.6.1 – Caso 15 de Dezembro de 2009

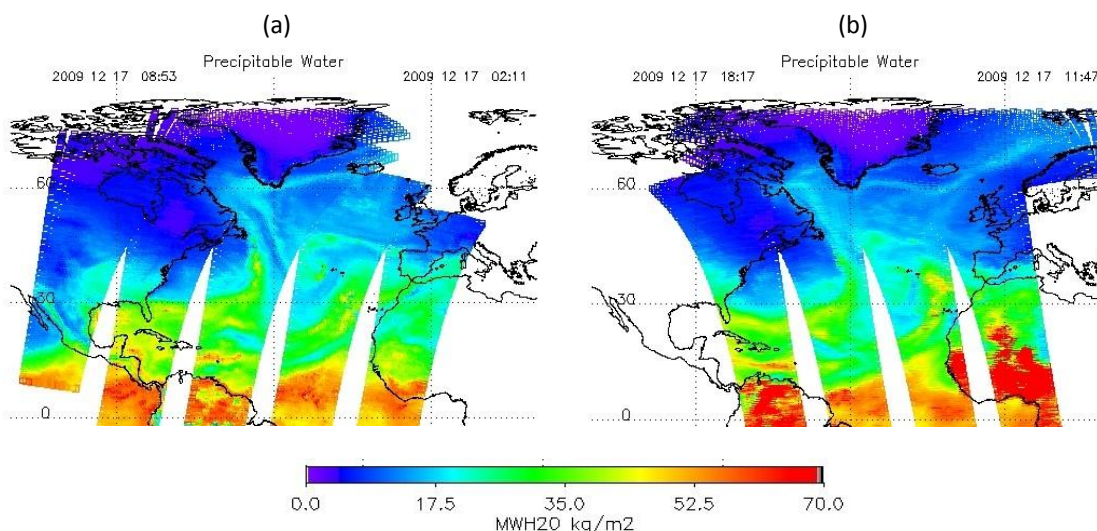
No dia 15 de Dezembro de 2009, foram registados 129,2 mm na estação de Areeiro, podendo ser observado pela **Figura 4.67** valores de água precipitável superiores a 35.0 kg/m<sup>2</sup>. Esses valores relativamente altos de água precipitável estão alinhados ao longo de uma banda que se estende desde as Caraíbas até às latitudes subtropicais.



**Figura 4.67** - Imagens de satélite Aqua-AIRS referente a água precipitável no dia (a) 15/12/2009 – 08:59 UTC e (b) 15/12/2009 – 18:29 UTC. A escala de cores representa a quantidade total de vapor de água integrada desde a superfície do oceano até o espaço.

##### 4.6.2 – Caso 17 de Dezembro de 2009

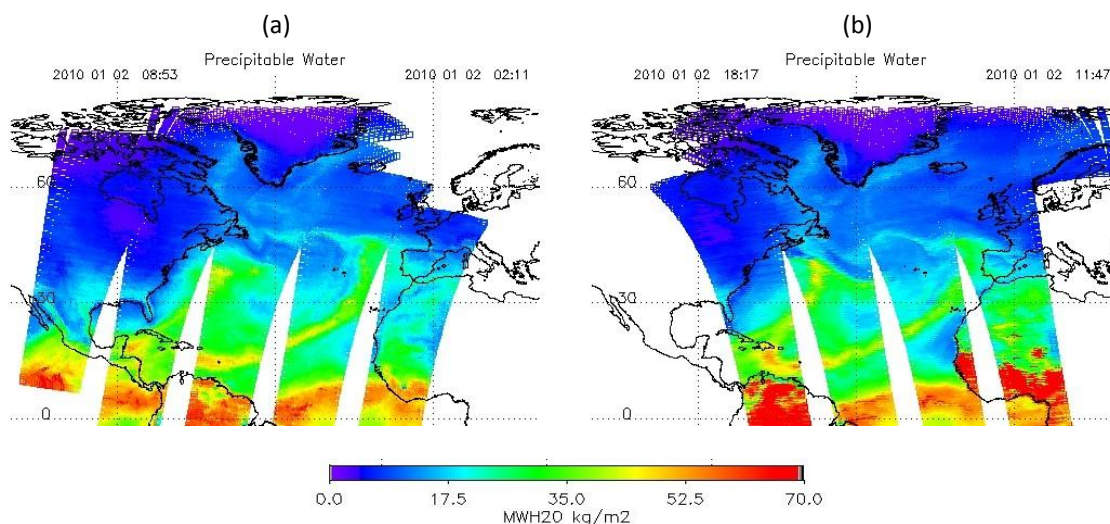
O segundo caso desta secção é referente ao dia 17/12/2009 em que a precipitação diária acumulada observada na estação de Areeiro foi de 131,5 mm. Neste dia, nas imagens de satélite (**Figura 4.68**) é visível o transporte de humidade dos trópicos para a região da Madeira, sendo identificados valores de água precipitável superiores a 40 kg/m<sup>2</sup> (**Figura 4.68.b**).



**Figura 4.68** - Imagens de satélite (Aqua-AIRS) referente à água precipitável no dia (a) 17/12/2009 – 08:53 UTC e (b) 17/12/2009 – 18:17 UTC. A escala de cores representa a quantidade total de vapor de água integrada desde a superfície do oceano até o espaço.

#### 4.6.2 – Caso 02 de Janeiro de 2010

Este caso corresponde ao dia 02/01/2010 em que foram registados 168,9 mm na estação de Areiro. Na **Figura 4.69.a** identifica-se facilmente a presença da banda com alta concentração de água precipitável, compondo o rio atmosférico. Na **Figura 4.69.b** vê-se que esta banda atinge a região da ilha da Madeira, porém com valores de água precipitável um pouco mais baixos, em redor de 35,0 kg/m<sup>2</sup>.



**Figura 4.69** - Imagens de satélite referente a água precipitável no dia (a) 02/01/2010 – 08:53 UTC e (b) 02/01/2010 – 18:17 UTC. A escala de cores representa a quantidade total de vapor de água integrada desde a superfície do oceano até o espaço.





## CAPÍTULO 5 – DISCUSSÃO DOS CASOS

Nesta secção é realizada a discussão de cada caso individualmente, sendo realçadas as principais características de cada um em relação aos possíveis mecanismos de formação/intensificação de precipitação.

### *5.1 – CASO 1 = 22/12/2009*

No dia 22/12/2009 a precipitação observada esteve estritamente localizada sobre a ilha, principalmente nas regiões mais elevadas (acima de 1000 m), verificado tanto pelos registos à superfície como pela simulação numérica. A precipitação fraca e contínua observada em Areeiro ao longo da tarde, esteve relacionada com a pouca instabilidade atmosférica, verificada pelos valores de CAPE inferiores a 250 J/kg durante a manhã e início da tarde. Os núcleos de movimento ascendente com velocidades de no máximo 1,3 m/s (no 1º nível do modelo) e 1,9 m/s (em 850 hPa), contribuíram também para que a nebulosidade formada não tivesse forte desenvolvimento vertical, uma vez verificado pela simulação de fracção de nuvem que esta não ultrapassava os 2,5 km de altitude. Essa característica pôde ser confirmada por meio da velocidade vertical simulada aos 500 hPa e aos 200 hPa, onde os movimentos ascendentes na costa sul/sudoeste da ilha no início da tarde não eram superiores a 0,6 m/s e 0,8 m/s, respectivamente. Destaca-se tal região devido ao facto de os ventos observados em baixos níveis serem predominantemente de sul (no 1º nível do modelo) e sudoeste (em 850 hPa). Essas características se intensificaram ao longo do dia, indicando o modelo que a atmosfera se tornou moderadamente instável às 18 UTC, precedendo os máximos de precipitação observados às 20 UTC. Nesse período, de acordo com o modelo, os núcleos de movimentos ascendente na parte sul/sudoeste da ilha apresentavam máximos de 2,7 m/s (no 1º nível do modelo) e valores superiores a 4,2 m/s (850 hPa), que não se estendiam até aos médios e altos níveis. Esse aspecto aliado com o aquecimento diurno e a alta quantidade de vapor em baixo nível, verificado tanto pela simulação de razão de mistura de vapor de água quanto pelas imagens de satélite, favoreceram a formação de nuvens densas junto à superfície, com valores simulados entre 1,5 e 2 g/kg, em toda região mais elevada da ilha, não ultrapassando as nuvens os 3,5 km de altitude nos períodos dos máximos de precipitação. A simulação de fracção de nuvem mostrou a presença de nuvens altas, no entanto, não se atribui a precipitação observada a actuação do

mecanismo seeder-feeder. Em suma, esses aspectos indicam que a precipitação no dia 22/12/2009 se iniciou de forma fraca e contínua, devido principalmente ao escoamento anabático criado pela orografia acentuada da ilha. Ao fim da tarde, devido a condições favoráveis tanto de meso como de larga escala, essa característica acabou por se intensificar, resultando em altos valores de precipitação acumulada sobre a ilha, confirmando assim, o efeito da orografia na intensificação de precipitação, uma vez que sobre o oceano não se verificou precipitação acima de 10 mm.

## 5.2 – CASO 2 = 28/12/2009

Este caso correspondeu a um alto registo de precipitação em Areeiro, sendo o mais elevado do mês de Dezembro de 2009. A precipitação mais intensa neste dia foi observada durante a madrugada e manhã, porém se manteve, fraca e contínua, em Areeiro ao longo do dia. Após as 22 UTC, um outro pico de precipitação foi observado, no entanto, apresentou baixos valores. Neste caso, a precipitação esteve concentrada principalmente sobre a ilha, tendo no entanto, de acordo com o modelo, afectado uma pequena região sobre o oceano. Os valores simulados da CAPE indicaram uma atmosfera pouco instável ao longo de todo o dia. Nos níveis mais baixos (1º nível do modelo e 850 hPa) e médios (500 hPa) foi prognosticado escoamento predominantemente de sudoeste ao longo do dia. Durante o período de máximos de precipitação, os núcleos de movimentos verticais ascendente criados na metade sul/sudoeste da ilha às 03 UTC apresentaram máximos de 2,5 m/s (1º nível do modelo), 3,3 m/s (850 hPa) e 1,1 m/s (500 hPa). Essas regiões de movimentos verticais ascendentes não foram observadas em 200 hPa, favorecendo assim, a formação de nebulosidade nos níveis mais baixos, sobre a ilha. Os altos valores de razão de mistura de vapor de água (~11 g/kg) e de água de nuvem (máximo de 1,7 g/kg), confirmaram a formação de nebulosidade baixa, porém muito densa. A ausência de formação de gelo pelo modelo sobre a ilha também apontou para a presença de nebulosidade sem grande desenvolvimento vertical. Pelos resultados tem-se que a precipitação mais intensa ocorreu basicamente devido à ascensão forçada de ar húmido, na presença do rio atmosférico que colaborou na formação de nebulosidade densa sobre o topo da ilha. A precipitação simulada sobre o oceano não esteve necessariamente relacionada com a passagem do sistema frontal, mas sim com a dinâmica estabelecida devido o ar em baixos níveis contornar a ilha e convergir em seguida, característico de um tipo de mecanismo de formação de precipitação orográfica (ver Capítulo 1 - **Figura 2.7.f**). No caso da ilha da Madeira esse mecanismo não é muito relevante, visto que ocorre sobre o oceano, porém em outras regiões do globo, esse pode ser muito importante, visto que pode accionar convecção profunda e estar associado a condições de mau tempo. No caso da precipitação registada ao final do dia, outro mecanismo foi identificado, estando



relacionado a precipitação a barlavento da ilha devido a um bloqueio do escoamento de altos níveis, que ao contornar a ilha, ou seja, apresentar movimentos verticais descendentes sobre a ilha, bloqueia o escoamento de baixo nível, originando a formação de precipitação, porém não muito intensa e bem localizada, como foi verificado.

### **5.3 – CASO 3 = 02/02/2010**

Neste dia, os altos registos de precipitação foram observados em diversas estações, sendo mais intensa durante a madrugada e manhã. Ao longo da tarde também se verificou precipitação, porém muito fraca, sendo um pouco mais intensa às 23 UTC. Uma região de precipitação sobre o oceano também foi identificada pela simulação, bem como uma atmosfera pouco instável para toda a região da ilha. O máximo de precipitação ocorreu principalmente devido à formação de um sistema de baixa pressão com centro ao sul do Arquipélago da Madeira, o qual afectou directamente o tempo na ilha. Alta concentração de água precipitável foi identificada, estando associada a esse sistema. Neste caso, o escoamento de leste em baixos níveis durante a parte da manhã favoreceu a formação de regiões de movimentos ascendente ao leste da ilha, com velocidades verticais entre 1,3 m/s e 2,0 m/s (1º nível do modelo). Aos 850 hPa, o modelo indica um escoamento de sudeste, e intensas velocidades de movimento vertical ascendente sobre a ilha, com valores superiores a 4,4 m/s e núcleos de máxima velocidade superiores a 8,0 m/s. Nos altos níveis ainda foram verificados movimentos ascendentes, porém mais fracos (máximo de 1,4 m/s). Em geral, durante a manhã, foram verificados sobre a ilha intensos movimentos verticais, assim como altos valores de razão de mistura de vapor de água (máximo de 9,6 g/kg no topo da ilha), de água de nuvem (máximos da ordem de 1,5 g/kg) e de gelo (máximo de 1,2 g/kg). Por meio da simulação de facção de nuvem, é possível identificar o mecanismo seeder-feeder actuando de forma a intensificar a precipitação já existente em baixos níveis, sendo densa a quantidade de nebulosidade em toda a troposfera. Para além deste mecanismo, a ocorrência de disparo convectivo por ascensão também deverá ter ocorrido, uma vez que o modelo indica que a nebulosidade se estende desde a superfície da ilha, até aproximadamente 12 km de altitude. A alta quantidade de água líquida em baixos níveis seguida por uma intensa região de gelo logo acima, contribuem para esta afirmação. A precipitação simulada sobre o oceano esteve relacionada tanto com a actuação do sistema de grande escala como com o facto de o escoamento contornar a ilha e convergir logo em seguida em baixos níveis. Em relação à precipitação observada no final da noite, esta esteve relacionada principalmente ao mecanismo de ascensão forçada, visto neste período o modelo mostrar ausência de nuvens altas, nebulosidade baixa sobretudo sobre a Ilha e baixos registos de precipitação.

#### **5.4 – CASO 4 = 20/02/2010**

Este foi o caso mais intenso entre os estudados, sendo verificado que a precipitação ocorreu principalmente durante a manhã com máximo na estação de Areeiro. A simulação mostrou que os maiores valores de precipitação acumulada ocorreram sobre a região mais elevada da ilha, havendo ainda uma região de valores acumulados significativos sobre o oceano. Em relação à análise de mesoescala, o modelo permitiu concluir estar-se na presença de uma atmosfera pouco instável ( $CAPE < 1000 \text{ J/kg}$ ) ao longo do dia, assim como um escoamento de sudoeste nos baixos níveis (1º nível do modelo e 850 hPa). Neste caso, segundo o modelo, as regiões de movimentos verticais ascendente ocorreram na costa sul/sudoeste da ilha, com núcleos de intensa velocidade variando entre 2,2 m/s e 3,3 m/s (1º nível do modelo) e entre 2,3 m/s e 6 m/s (850 hPa). Aos 500 hPa o modelo não gera intensas velocidades de movimento ascendente (velocidades inferiores a 2 m/s). Aos 200 hPa velocidades inferiores a 0,6 m/s puderam ser identificadas pelo modelo a oeste da ilha. Valores significativos de razão de mistura de vapor de água (máximo de 9,9 g/kg sobre a ilha) e de água de nuvem (máximos da ordem de 1 g/kg) também foram simulados. Esses aspectos actuando em conjunto com a orografia da Madeira e com o padrão de larga escala, ou seja, a passagem de uma frente fria e a presença do rio atmosférico, favoreceram a intensificação da precipitação na região. Quanto aos mecanismos de formação ou intensificação de precipitação orográfica, a passagem do sistema frontal, precedido pela actuação do rio atmosférico em baixos níveis, agiram de forma a intensificar o processo de precipitação na ilha, podendo caracterizar mais uma vez o mecanismo de seeder-feeder, onde a precipitação de nuvens médias e altas contribuíram para a intensificação da precipitação de nuvens mais baixas, estas puramente orográficas. Assim, as condições locais, orografia e alta quantidade de humidade em baixos níveis, foram cruciais para o desenvolvimento de alta quantidade de precipitação, os quais reverteram-se na catástrofe observada neste dia.

## **CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS**

O presente trabalho foi elaborado tendo como objectivo analisar as principais características atmosféricas associadas a episódios de intensa precipitação na Ilha da Madeira, ocorridos durante o inverno de 2009/2010. Neste contexto, foram feitas simulações numéricas de alta resolução horizontal para os quatro casos mais intensos observados durante o período de estudo. Para além dos quatro casos simulados, a análise de imagens de satélite foi realizada para mais três casos.

Por mais que o estudo de somente quatro casos (simulados) não seja suficiente para obter conclusões definitivas acerca de episódios de intensa precipitação na ilha da Madeira, alguns pontos importantes foram observados por meio do desenvolvimento do trabalho, podendo dividir as conclusões em três partes como segue abaixo.

### *1) Geração de precipitação sobre a ilha da Madeira:*

A orografia da Madeira actua como principal factor na formação e intensificação da precipitação sobre a ilha, sendo possível identificar diversos mecanismos de formação e intensificação de precipitação do tipo orográfica. Também foi confirmado que os maiores valores de precipitação acumulada ocorreram nas regiões mais elevadas da ilha, principalmente sobre o Pico de Areeiro e região do Paul da Serra;

O relevo pronunciado faz com que diversos efeitos de montanha também sejam identificados, nomeadamente a geração de ondas de Lee e o estabelecimento de regiões mais quentes e secas a sotavento da ilha (efeito foehn). Essas regiões possuem uma variação espacial em função da direcção do escoamento médio em baixos níveis e, consequentemente, do padrão de escoamento sinóptico observado;

O escoamento anabático observado sobre a ilha favorece a ascensão de parcelas de ar com alta concentração de vapor de água, esse aspecto é suficiente para que nuvens mais densas se formem no topo da ilha, dando origem a altos registos de precipitação. No entanto as simulações numéricas não indicam, na maioria dos casos, a ocorrência de

intensos movimentos verticais ascendentes nas encosta exposta ao escoamento médio em baixos níveis e que estes movimentos estão confinados até, no máximo, aos 500 hPa.

De entre os casos de intensa precipitação estudados no trabalho, só em um a atmosfera pôde ser caracterizada como moderadamente instável. Em todos os outros a CAPE simulada indica uma atmosfera pouco instável, a qual não favorece o disparo de convecção profunda. Portanto, eventos de intensa precipitação na ilha da Madeira não estão necessariamente associados a instabilidade termodinâmica, mas sim ao efeito orográfico que força a ascensão de parcelas de ar;

A alta quantidade de vapor de água na região é suprida não somente devido à presença do oceano adjacente mas principalmente pela presença dos rios atmosféricos (Ralph et al., 2006; Neiman et. al., 2008), os quais se estendem desde a região das Caraíbas até aproximadamente as latitudes subtropicais, transportando, por vezes, alta quantidade de vapor de água de origem tropical para a região do Arquipélago da Madeira. Esse aspecto só não foi verificado no caso do dia 02/02/2010, dia em que a precipitação teve a sua origem num núcleo de baixa pressão centrado ao sul da ilha, afectando directamente o arquipélago.

## *2) Utilização do modelo numérico:*

A utilização do modelo numérico MESO-NH reproduziu de forma satisfatória as principais características relacionadas com os quatro eventos simulados, uma vez que se reconhece a dificuldade de observação/simulação de precipitação em regiões montanhosas. Entretanto, reconhece-se que o modelo, por vezes, tem sub-estimado a precipitação.

## *3) Previsão de intensa precipitação:*

No âmbito de verificar a eficiência do MESO-NH na previsão de intensa precipitação na ilha da Madeira, foi realizada a simulação de alta resolução para o caso mais intenso (20/02/2010), confirmando o facto de que é possível obter previsões de precipitação para a ilha da Madeira com base em modelos atmosféricos com elevada resolução horizontal (~ 1km);

A quantidade de água precipitável na atmosfera obtida por meio de satélites também pode auxiliar no prognóstico. Sabendo que os rios atmosféricos são responsáveis por boa parte do transporte de vapor de água da região tropical para as latitudes mais altas, e

visto que estes estiveram presente em seis dos sete casos analisados, a utilização desta informação pode ser de grande valia como auxílio na previsão de eventos extremos de precipitação na Madeira;

Após as conclusões obtidas pelo desenvolvimento do trabalho, foi elaborado o seguinte modelo conceptual da geração de intensos registos de precipitação na ilha da Madeira observados no inverno de 2009/2010:

A geração de precipitação sobre a ilha da Madeira está directamente relacionada com o factor orográfico, uma vez que o relevo pronunciado bloqueia o escoamento em baixos níveis forçando-o a escoar encosta acima. Ao se elevar, o ar húmido arrefece até alcançar a saturação e inicia-se o processo de condensação, consequentemente, a precipitação ocorre, estando localizada principalmente nas localidades mais elevadas da ilha. A elevação das parcelas de ar não ocorre com intensas velocidades verticais, entretanto, esse processo pode ser intensificado pelo padrão de grande escala, como pela passagem de sistemas dinâmicos de tempo, tais como frentes ou baixas pressões. Por outro lado, os rios atmosféricos actuam de forma a fornecer as condições necessárias para intensificação da precipitação orográfica, visto que são ricos em vapor de água e juntamente com os ventos de sudoeste em baixos níveis, favorecem o transporte de humidade para as regiões mais altas da ilha, colaborando com a formação de nuvens mais densas, porém sem muito desenvolvimento vertical.

## **SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS**

Para estudos futuros é sugerido:

- Realizar novas simulações de precipitação com o modelo MESO-NH no âmbito de prognosticar eventos mais extremos de precipitação em região de orografia complexa;
- Estudar casos de intensa precipitação na ilha da Madeira observados em outros períodos, não somente no inverno;
- Realizar a comparação dos resultados obtidos com os observados em estudos para outras ilhas subtropicais;
- Avaliar o desempenho do modelo Meso-NH e efectuar testes de sensibilidade a diferentes parametrizações da micro-física das nuvens em relação às simulações de precipitação por meio de cálculos estatísticos;



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

### A

- Arakawa, A., and F. Mesinger, 1976: Numerical methods used in atmospheric models, GARP Tech. Rep., 17. WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp.
- Aumann, H., M. T. Chahine, C. Gautier, M. Goldberg, E. Kalnay, L. McMillin, H. Revercomb, P. Rosenkranz, W. Smith, D. Staelin, L. Strow, and J. Susskind, 2003: AIRS/AMSU/HSB on the Aqua mission: Design, science objectives, data products, and processing systems. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **41**, 253-264.

### B

- Banfield, C. E., D. R. Hudak, and A. D. Thomson, 2000: Orographic influences during winter precipitation events on the Avalon Peninsula, Newfoundland. *Meteorol. Appl.*, **7**, 297–311.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart and E. Richard, 2001: A mass flux convection scheme for regional and global models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 869-886.
- Bergeron, T., 1950: Über den Mechanismus der ausgiebigen Niederschläge. *Ber. Deut. Wetterd.*, **12**, 225-232.
- Bergeron, T., 1968: On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Proceedings, International Cloud Physics Conference, Toronto*.
- Bougeault, P., and P. Lacarrère, 1989: Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1872-1890.
- Buzzi, A., and L. Foschini, 2000: Mesoscale Meteorological Features Associated with Heavy Precipitation in the Southern Alpine Region. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 131-146.
- Byers, H. R., and R. R. Braham Jr., 1949: *The Thunderstorm*, U.S. Government Printing Office, 287 pp.

### C

- Cândido, D. H., and L. H. Nunes, 2008: Influência da orografia na precipitação em uma porção do interior paulista (Orographic influence in the precipitation in an area of São Paulo State). *Geosp.*, **24**, 8-27.
- Carlson, T. N., 1991: *Mid-Latitude Weather Systems*. HarperCollins Academic, 507 pp.
- Clark, T. L., and R. D. Farley, 1984: Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: a possible mechanism for gustiness. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 329-350.
- Costa, M.J., R. Salgado, D. Santos, V. Levizzani, D. Bortoli, A. M. Silva and P. Pinto, 2010: Modelling of orographic precipitation over Iberia: a springtime case study. *Adv. Geosci.*, **25**, 103–110. doi:10.5194/adgeo-25-103-2010.
- Cotton, W. R., and R. A. Anthes, 1989: *Storm and Cloud Dynamics*. California, Academic Press., 880p.

## D

- Demko, J. C. and B. Geerts, 2010: A Numerical Study of the Evolving Convective Boundary Layer and Orographic Circulation around the Santa Catalina Mountains in Arizona. Part II: Interaction with Deep Convection. *Monthly Weather Review*, **138**, 3603-3622.
- Doswell, C. A., and D. W. Burgess, 1993: Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards*, Geophys. Monogr. No. **76**, Amer. Geophys. Union, 161-172.
- Doswell, C. A., H. E. Brooks, and R. A. Maddox, 1996: Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. *Weather and Forecasting*, **11**, 560-581.
- Doyle, J. D. and D. R. Durran. 2002: The Dynamics of Mountain-Wave-Induced Rotors. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 186-201.
- Doyle, J. D., and R. B. Smith, 2003: Mountain waves over the Hohe Tauern: Influence of upstream diabatic effects. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 799-823.
- Durran, D. R., 1989: Improving the anelastic approximation. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1453-1461.
- Durran, D.R., 2003: Lee waves and mountain waves. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. Holton, J.R., J. Pyle and J.A. Curry eds. Elsevier Science Ltd., pp. 1161-1170.

## E

- Epifanio, C. C., and T. Qian, 2008: Wave–Turbulence Interactions in a Breaking Mountain Wave. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3139-3158.
- Esteban, M. A., and Y. L. Chen, 2008: The impact of trade wind strength on precipitation over the windward side of the island of Hawaii. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 913-928.

## F

- Figueira, C., S. Prada, M. Sequeira, M. A. Gaspar, M. O. Silva, 2006: Estudo da precipitação oculta em dois tipos de vegetação da ilha da Madeira. Livro de resumos das comunicações do 8º Congresso da Água: 179 e Actas em CD-ROM: 10 pág.
- Frumau, K. F. A., L. A. S. Bruijnzeel, and C. Tobón, 2011: Precipitation measurement and derivation of precipitation inclination in a windy mountainous area in northern Costa Rica. *Hydrol. Process.*, **25**, 499-509.

## G

- Gal-Chen, T., and R. C. J. Somerville, 1975: On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *J. Comput. Phys.*, **17**, 209-228.
- Gregory, D., J.-J. Morcrette, C. Jakob, and A. C. M. Beljaars, and T. Stockdale, 2000: Revision of convection, radiation, and cloud schemes in the ECMWF integrated forecasting system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126A**, 1685-1710.



## H

- Henz, J. F., 1972: An operational technique of forecasting thunderstorms along the lee of a mountain range, *J. of Applied Meteorology*, **11**, 1284-1292.
- Hobbs, P. V., R. C. Easter, and A. B. Fraser, 1973: A theoretical study of the flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain: Part II. Microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 813–823.
- Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 4th ed. Elsevier, Burlington, MA. 535p.
- Houze, R. A., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573p.

## I

- Insel, N., C. J. Poulsen, and T. A. Ehlers, 2010: Influence of the Andes Mountains on South American moisture transport, convection, and precipitation. *Clim. Dyn.*, **35**, 1477-1492.

## K

- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *Meteor. Monographs*, **46**, 165-170.
- Kaiser, K., 2011: Preliminary Study of Pesticide Drift into the Maya Mountain Protected Areas of Belize. *Bull Environ Contam Toxicol*, **86**, 56-59.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monog.*, **10**, N° 32, 84pp.
- Kirshbaum, D. J., and R. B. Smith, 2009: Orographic precipitation in the tropics: Large-eddy simulations and theory. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 2559-2578.

## L

- Lascaux, F., E. Richard, and J.-P. Pinty, 2006: Numerical simulations of three MAP IOPs and the associated microphysical processes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 1907-1926.
- Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hérelil, P. Mascart, V. Masson, J. P. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vila-Guerau de Arellano, 1998: The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part 1: Adiabatic Formulation and Control Simulation, *Ann. Geophys.*, **16**, 90-109.
- Lin, Y. L., 2007: *Mesoscale Dynamics*. Cambridge University Press. First Ed., 630p.
- Lindeman, J., 2008: A numerical study of topographical effects on flow regimes in the lower atmosphere. Ph.D. thesis, George Mason University, 151 pp.
- Lipps, F., and R. S. Hemler, 1982: A scale analysis of deep moist convection and some related numerical calculations. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2192-2210.

Lynch, A.H., and J. J. Cassano, 2006: *Applied Atmospheric Dynamics*. John Wiley and Sons, West Sussex, 280p.

## M

Morcrette, J.-J., L. Smith, and Y. Fouquart, 1986: Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parametrizations. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **59**, 455-469.

Morcrette, J.-J., 1991: Radiation and cloud radiative properties in the ECMWF operational weather forecast model. *J. Geophys. Res.*, **96D**, 9121-9132.

## N

Neiman, P. J., F. M. Ralph, G. A. Wick, Y. H. Kuo, T. K. Wee, Z. Z. Ma, G. H. Taylor and M. D. Dettinger, 2008: Diagnosis of an Intense Atmospheric River Impacting the Pacific Northwest: Storm Summary and Offshore Vertical Structure Observed with COSMIC Satellite Retrievals, *Monthly Weather Review*, 136(11), 4398-4420, 10.1175/2008mwr2550.1.

Noilhan, J.; and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.

## O

Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.

## P

Panziera, L., and U. Germann, 2010: The relation between airflow and orographic precipitation on the southern side of the Alps as revealed by weather radar. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**, 222-238.

Pathirana, A., M. Yamaguchi, and T. Yamada, 2003: Idealized simulation of airflow over a mountain ridge using a mesoscale atmospheric model, *Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE*, **47**, 31-36.

Pielke, R.A., 1984: *Mesoscale Meteorological Modeling*. 1<sup>st</sup> Edition, Academic Press, New York, N.Y., 612 pp.

Pielke, R. A., 2002: *Mesoscale Meteorological Modeling*. 2<sup>nd</sup> Edition, Academic Press, Sao Diego, 676p.

Pinty, J.-P. and Jabouille, P. 1998: A mixed-phase cloud parameterization for use in a mesoscale non hydrostatic model: Simulations of a squall line and of orographic precipitation. pp. 217–220 in Proceedings of Conference on Cloud Physics, 17–21 August 1998, Everett, USA.

Pinty, J.-P., Richard, E. and Tabary, P. 2002: Fine-scale simulations of the MAP-IOP 2A precipitating system: comparison with radar data and sensitivity to the hail category. Proceedings of Conference on Cloud Physics, 3–8 June 2002, Ogden, USA

Prada, S., and M. O. Silva, 2001: Fog Precipitation on the Island of Madeira (Portugal). *Environmental Geology*, **41**, 384-389.

- Prada, S., M. O. Silva, and J. V. Cruz, 2005: Groundwater behaviour in Madeira, volcanic island (Portugal). *Hydrogeology Journal*, **13**, 800-812.
- Prada, S., M. M. Sequeira, C. Figueira, and M. O. Silva, 2009: Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira island (Portugal), *Agricultural and Forest Meteorology*, **149**, 1179-1187.
- Pujol, O.; J. Georgis, M. Chong, and F. Roux, 2005: Dynamics and microphysics of orographic precipitation during MAP-IOP3, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **131**, 2795–2819.
- Purdie, H., B. Anderson, W. Lawson, and A. Mackintosh, 2011: Controls on spatial variability in snow accumulation on glaciers in the Southern Alps, New Zealand; as revealed by crevasse stratigraphy. *Hydrol. Process.*, **25**, 54–63.

## R

- Ralph, F. M., P. J. Neiman, G. A. Wick, S. I. Gutman, M. D. Dettinger, D. R. Cayan and A. B. White, 2006: Flooding on California's Russian River: Role of atmospheric rivers, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 33(13), L13801, 10.1029/2006GL026689.
- Rauber, R. M., 1992: Microphysical structure and evolution of a central Sierra Nevada orographic cloud system. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 3–24.
- Redelsperger, J.-L., and G. Sommeria, 1981: Méthode de représentation de la turbulence d'échelle inférieure à la maille pour un modèle tridimensionnel de convection nuageuse. *Boundary- Layer Meteor.*, 21(4), 509-530.
- Roe, G. H., 2005: Orographic Precipitation. *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* **33**, 645-671.
- Romatschke, U., and R. A. Houze Jr., 2010: Extreme Summer Convection in South America. *Journal of Climate*, **23**, 3761-3791.
- Rotunno, R., and R. A. Houze Jr., 2007: Lessons on orographic precipitation from the mesoscale alpine programme. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 811–830.

## S

- Salgado, R. and P. Le Moigne, 2010: Coupling of the FLake model to the Surfex externalized surface model. *Boreal Env. Res.*, **15**, 231–244.
- Santos, F. D. e P. Miranda, 2006: Alterações climáticas em Portugal. Cenários, impactos e medidas de adaptação. Projecto SIAM II, Gradiva Publicações, Lisboa, 506 pág.
- Schlüter, I., and G. Schädler, 2010: Sensitivity of heavy precipitation fore casts to small modifications of large scale weather patterns for the Elbe River, in press, *J. Hydrometeorol.* , **11**, 770 -780.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.*, **21**, 87-230.
- Smith, R. B., Q. Jiang, M. G. Fearon, P. Tabary, M. Dorninger, J. D. Doyle, and R. Benoit, 2003: Orographic precipitation and air mass transformation: An Alpine example. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 433–454.
- Smith, R. B., and I. Barstad, 2004: A linear theory of orographic precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**, 1377-1391.

- Smith, R. B., 2006: Progress on the theory of orographic precipitation. *Special Paper 398: Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*, S. D. Willett et al., Eds., Geological Society of America, 1-16.
- Smith, R. B., J. D. Doyle, Q. F. Jiang, and S. A. Smith, 2007: Alpine gravity waves: Lessons from MAP regarding mountain wave generation and breaking. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**, 917-936.
- Smith, R. B., P. Schafer, D. J. Kirshbaum, and E. Regina, 2009a: Orographic precipitation in the tropics: Experiments in Dominica. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1698–1716.
- Smith, R. B., P. Schafer, D. J. Kirshbaum, and E. Regina, 2009b: Orographic enhancement of precipitation inside Hurricane Dean. *J. Hydrometeorol.*, **10**, 820–831.
- Sotillo, M. G., C. Ramis, R. Romero, S. Alonso, and V. Homar, 2003: Role of orography in the spatial distribution of precipitation over the Spanish Mediterranean zone. *Clim. Res.*, **23**, 247–261.
- Stohl, A., C. Forster, and H. Sodemann, 2008: Remote sources of water vapor forming precipitation on the Norwegian west coast at 60°N—A tale of hurricanes and an atmospheric river. *J. Geophys. Res.*, **113**, D05102, doi:10.1029/2007JD009006.

## T

- Teixeira, M.A.C., Miranda, P.M.A. and Argañ, J.L., 2008: Mountain waves in two-layer sheared flows: critical level effects, wave reflection and drag enhancement; *Journal of the Atmospheric Sciences*, **65**, 1912-1926.

## Y

- Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of rainfall distributions over Taiwan during the Taiwan Area Meso scale Experiment (TAMEX). *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1457–1469.

## W

- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 1977: *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Academic Press. 467 p.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science: An introductory survey*, 2nd ed. Elsevier, Burlington, MA. 483p.
- Wilhelmson, R., and Y. Ogura, 1972: The pressure perturbation and the numerical modelling of a cloud, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1295-1307.
- Wulfmeyer V, Behrendt A, Kottmeier C, Corsmeier U, Barthlott C, Craig GC, Hagen M, Althausen D, Aoshima F, Apagaus M, Bauer H-S, Bennett L, Blyth A, Brandau C, Champollion C, Crewell S, Dick G, Di Girolamo P, Dorninger M, Dufournet Y, Eigenmann R, Engelmann R, Flamant C, Foken T, Gorgas T, Grzeschik M, Handwerker J, Hauck C, Höller H, Junkermann W, Kalthoff N, Kiemle C, Klink S, König M, Krauss L, Long CN, Madonna F, Mobbs S, Neiningen B, Pal S, Peters G, Pigeon G, Richard E, Rotach MW, Russchenberg H, Schwitalla T, Smith V, Steinacker R, Trentmann J, Turner DD, van Baelen J, Vogt S, Volkert H, Weckwerth T, Wernli H, Wieser A, Wirth M., 2011: The Convective and Orographically induced Precipitation Study (COPS): The scientific strategy, the field phase, and research highlights. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI:10.1002/qj.752.

## Z

Zängl G, 2007. Small-scale variability of orographic precipitation in the Alps: Case-studies and semi-idealized numerical simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**, 1701–1716.

### INTERNET:

1 - Página da web: [http://economico.sapo.pt/noticias/as-fotos-da-tragedia-na-madeira\\_82082.html](http://economico.sapo.pt/noticias/as-fotos-da-tragedia-na-madeira_82082.html). Acesso em: 5 Julho de 2011.

2 – Página da web: <http://sabine77.wordpress.com/category/frente-de-libertacao-do-arquipelago-da-madeira-flama/>. Acesso em : 17 de Julho de 2011.

# Anexo A

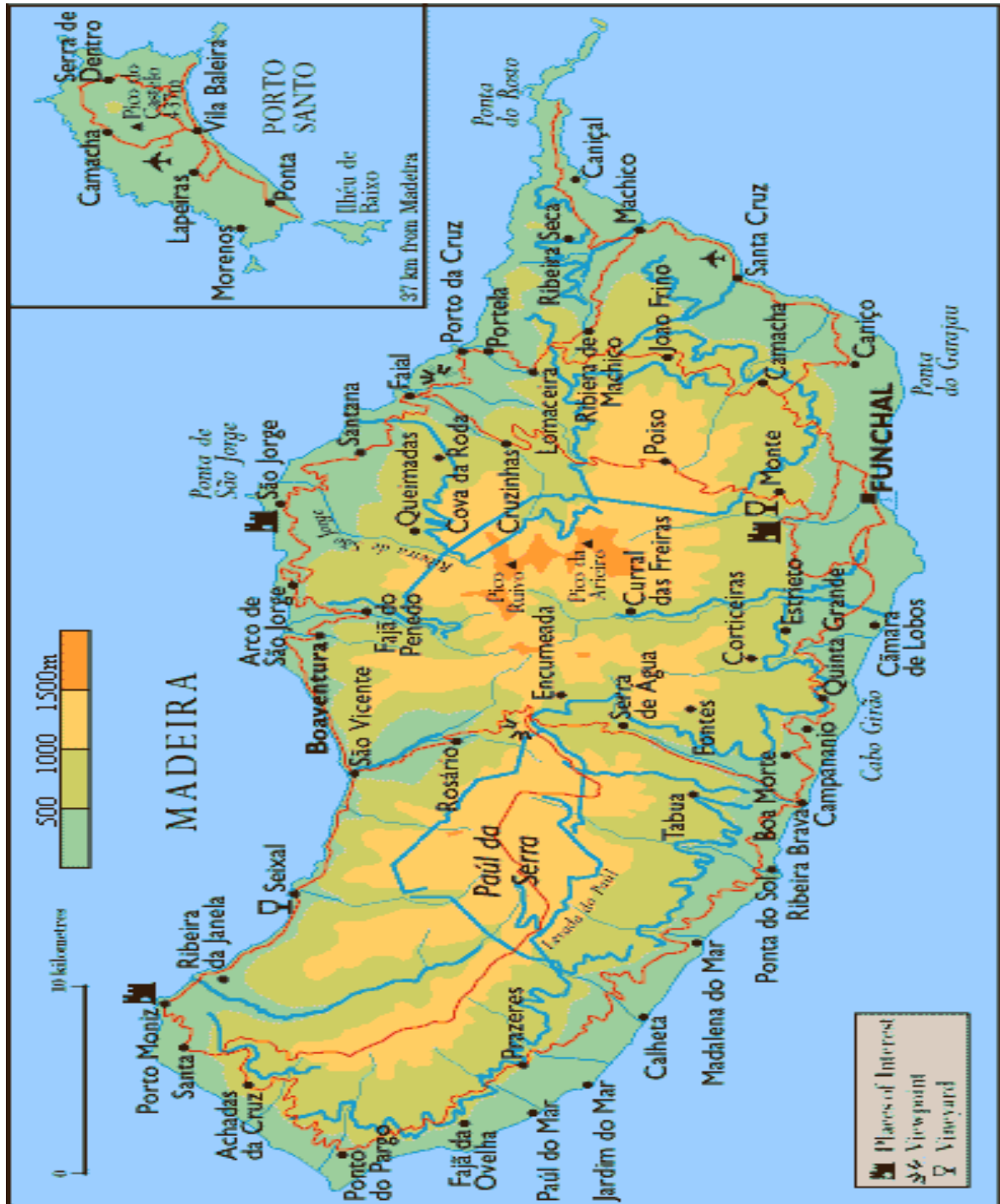


Figura A.1 – Relevo e concelhos da ilha da Madeira. Fonte: Internet [2]