



UNIVERSIDADE DE ÉVORA  
Departamento de Física

# Interacção solo - atmosfera em clima semi-árido

Rui Paulo Vasco Salgado

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do  
grau de Doutor em Física

Orientador:

Professor Doutor Pedro M. A. Miranda

*Esta tese não inclui as críticas e sugestões do júri*

Évora - 2005



UNIVERSIDADE DE ÉVORA

Departamento de Física

# Interacção solo - atmosfera em clima semi-árido

Rui Paulo Vasco Salgado



Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a obtenção do  
grau de Doutor em Física

Orientador:

Professor Doutor Pedro M. A. Miranda

169 083

*Esta tese não inclui as críticas e sugestões do júri*

Évora - 2005

---

**À Clara, à Catarina e à Inês**



---

## Agradecimentos

Agradeço:

A toda a equipa que participou no projecto CICLUS, e em particular aos que puseram de pé a experiência CICLUS de observações meteorológicas: ao António Grilo, ao Sérgio Aranha, os voluntariosos e competentes técnicos do Departamento de Física, e ao Paulo Canhoto então estudante e técnico do CGE e actualmente meu colega, pelo apoio na instalação e na manutenção das estações e, acima de tudo, pelo companheirismo. Ao Renato de Carvalho, ao Victor Prior e ao Luís Filipe Nunes, colegas e amigos do Instituto de Meteorologia, pela participação empenhada na experiência. E ao Pedro Soares, claro, pelo que aprendemos em conjunto.

Ao Departamento de Física da Universidade de Évora, pelas condições e apoio concedidos ao desenvolvimento do trabalho, nomeadamente pela concessão de dispensa de serviço docente. Um vivo agradecimento a todos os colegas do Departamento e em particular ao seu actual Presidente, João Corte Real, pela disponibilidade e ânimo, e ao Heitor Reis, pela amizade e pela colaboração que temos mantido no âmbito do mestrado e na orientação conjunta da dissertação do Jorge Neto, a quem também agradeço a confiança e o estímulo que esse desafio representou. Ao Mouhaydine Tlemçani pela troca de ideias e as discussões que mantemos no gabinete e fora dele.

Ao Centro de Geofísica de Évora, pelas condições que me ofereceu para a realização do trabalho, nomeadamente a disponibilidade de meios de cálculo, de equipamento de observação e de apoio técnico. Agradecer ao Centro é também agradecer à Ana Maria Silva, responsável pela primeira pelo desenvolvimento que este tem vivido nos últimos anos.

Ao CNRM/GMME (Groupe de Météorologie de Moyenne Echelle du Centre National de Recherches Météorologiques) pelo acolhimento durante a minha estadia, de mais de um ano, em Toulouse. Em particular, aos membros da equipa do MC2 (Modelling the Continental Cycles) que me proporcionaram um afectuoso e estimulante ambiente de trabalho, nomeadamente ao Aaron Boone, à Florence Habets, à Sophie Voirin e ao Valery Masson. Um agradecimento muito especial ao Joël Noilhan, pelas ideias e a disponibilidade constante na orientação do trabalho e ao Pierre Lacarrère, pelo bom humor e pelo paciente, dedicado e experiente apoio ao trabalho de modelação numérica e à discussão dos seus resultados. À Sylvie Doniers pelo trabalho efectuado na classificação dos regimes de tempo. Ao Juan Escobar pelo apoio, à distância, na utilização do MesoNH sobre Linux.

Ao Pedro Miranda, pela amizade, as ideias e a lúcida e paciente orientação.

Esta tese beneficiou do apoio do Projecto CICLUS (Climate Impact of Changes in Land Use) – Praxis XXI nº3/3.2/EMG/1968/95 e da bolsa de doutoramento PRAXIS XXI/BD/15988/98



## Índice

Agradecimentos.....	iii
Introdução.....	1
Capítulo 1 Interacção atmosfera superfície e mudança climática.....	5
1.1 O uso dos solos e as alterações climáticas.....	5
1.2 O Impacto de projectos de irrigação no clima regional.....	7
1.3 Impacto das albufeiras no clima local .....	14
1.4 A Albufeira e o perímetro de rega de Alqueva.....	20
Capítulo 2 Modelos .....	23
2.1 O Sistema de modelação atmosférica em mesoscala – Meso-NH.....	23
2.2 Interacção Superfície Atmosfera: o modelo ISBA .....	27
2.2.1 As Equações de Evolução.....	28
2.2.2 Cálculo dos fluxos superficiais .....	31
2.2.3 Parâmetros .....	35
2.2.4 Resolução numérica das Equações .....	37
2.2.5 Introdução da transferência de vapor de água no modelo ISBA_NL .....	38
2.3 Preparação dos campos de parâmetros de superfície.....	43
2.3.1 Tipos de cobertura da superfície: Ecoclimap.....	43
2.3.2 Criação de mapas globais de solo para utilização em simulações atmosféricas a partir dos mapas de solo da FAO/UNESCO .....	45
Capítulo 3 Circulação de Verão sobre o Sul de Portugal .....	49
3.1 O sistema da depressão térmica ibérica e o clima no Sul de Portugal.....	49
3.2 Configuração da experiência numérica .....	52
3.2.1 Casos de estudo: 24 e 25 de Julho de 1998 .....	52
3.2.2 Características do modelo e opções físicas.....	53
3.2.3 Inicialização dos parâmetros e variáveis do modelo .....	54
3.2.4 Simulações auxiliares .....	58
3.3 Validação dos resultados da simulação .....	59
3.3.1 Variáveis meteorológicas junto à superfície.....	59
3.3.2 Perfis verticais sobre Évora .....	65
3.4 Análise dos resultados .....	70
3.4.1 Evolução dos perfis verticais sobre Évora.....	70
3.4.2 Análise de Balanço .....	73
3.4.3 Simulação unidimensional.....	75
3.4.4 Evolução da distribuição espacial da temperatura e humidade do ar no sudoeste da Península.....	77

3.4.5 Fluxos de energia à superfície .....	81
3.4.6 O Campo da pressão ao nível médio do mar .....	83
3.4.7 Circulação junto à superfície .....	86
3.4.8 Evolução da camada limite planetária .....	93
3.4.9 Brisa de mar .....	95
3.4.10 Estrutura vertical.....	98
3.4.11 Trajectórias e circulação à escala peninsular .....	102
3.5 Conclusão .....	104
<b>Capítulo 4 Impacto da irrigação e da albufeira no clima regional .....</b>	<b>109</b>
4.1 Metodologia.....	109
4.1.1 Campo da irrigação e da albufeira .....	109
4.1.2 Experiências realizadas.....	111
4.1.3 Configuração das experiências numéricas.....	112
4.2 Caso de estudo de 24 e 25 de Julho de 1998 .....	113
4.2.1 Alterações na partição dos fluxos energéticos à superfície .....	114
4.2.2 Impacto nos campos superficiais de temperatura, humidade e vento .....	119
4.2.3 Alterações na estrutura vertical dos campos atmosféricos .....	126
4.2.4 Efeitos sobre a circulação atmosférica.....	130
4.2.5 O problema do impacto na precipitação .....	133
4.3 Regimes de tempo mais frequentes no Verão e impacto da irrigação .....	136
4.3.1 Classificação objectiva dos estados do tempo .....	136
4.3.2 Metodologia e Configuração das experiências .....	141
4.3.3 Impacto da irrigação nas situações sinópticas mais frequentes no Verão.....	142
4.3.4 Impacto médio da irrigação em Julho e Agosto.....	153
4.4 Impacto da irrigação em situações de convecção húmida .....	157
4.4.1 Selecção de casos de estudo e configuração das experiências.....	157
4.4.2 Impacto na precipitação .....	159
4.5 Tentativa de avaliar os efeitos locais da albufeira no período do Verão .....	166
4.5.1 Metodologia da simulação de alta resolução (1km) .....	166
4.5.2 Primeiros resultados.....	169
4.5.3 Rolos Convectivos Horizontais .....	172
4.5.4 Experiências sobre a influência da resolução horizontal nas características dos rolos numéricos.....	176
4.5.5 Testes com diferentes parametrizações de convecção .....	184
<b>Capítulo 5 Impacto da Albufeira na formação e desenvolvimento de nevoeiro .....</b>	<b>189</b>
5.1 Introdução .....	189
5.2 Metodologia.....	189

---

5.3 Temperatura da água da albufeira .....	191
5.4 Validação das simulações numéricas.....	194
5.5 Efeitos a uma escala regional .....	210
5.5.1 Impacto sobre o campo do nevoeiro.....	211
5.5.2 Efeitos sobre outras variáveis meteorológicas.....	219
5.6 Sensibilidade à temperatura da água.....	235
5.6.1 Relação entre a anomalia do nevoeiro e a temperatura da água .....	235
5.6.2 Sensibilidade à temperatura num caso de estudo.....	237
5.7 Efeitos locais .....	240
5.7.1 Metodologia das simulações de alta resolução (1km) .....	240
5.7.2 Impacto sobre o campo do nevoeiro.....	243
5.7.3 Impacto no campo da temperatura do ar e do vento .....	248
5.8 Discussão dos resultados .....	250
Capítulo 6 Conclusões .....	253
Referências .....	261
Capítulo 7 Apêndice A Experiência CICLUS .....	273
7.1 Observações meteorológicas à superfície.....	273
7.2 Campanhas intensivas de observações aerológicas .....	277
7.3 Instrumentação .....	282
7.4 Base de dados .....	283



## Introdução

A mudança climática devida à acção do Homem constitui um dos grandes desafios do próximo século. Nas últimas décadas o interesse por esta temática cresceu exponencialmente, devido especialmente ao aumento rápido das concentrações de gases de estufa e à generalização de resultados de simulações numéricas com modelos de circulação global indicando impactos potenciais muito elevados sobre o clima mundial durante o século XXI. Existem, no entanto, outras facetas da mudança climática que precisam de ser compreendidas não só pela sua importância no clima local como pela possibilidade da sua interacção com a mudança da composição atmosférica. Entre elas salientam-se as alterações climáticas que resultam de modificações extensas do uso do solo, incluindo desflorestação, irrigação e urbanização.

Na região mediterrânica a modificação do uso do solo com maior impacto potencial sobre o clima é provavelmente a transição de uma agricultura de sequeiro para agricultura de regadio. Neste clima o desenvolvimento vegetal é frequentemente limitado pela disponibilidade de água, sendo de esperar uma alteração drástica na partição dos fluxos energéticos à superfície devida à irrigação. Em Portugal continental iniciou-se recentemente uma transformação em grande escala nesta direcção: a construção do empreendimento do Alqueva.

A importância potencial do Alqueva no clima regional foi imediatamente reconhecida, tendo o Estudo de Impacto Ambiental incluído um capítulo bastante desenvolvido sobre esse tema. Nesse trabalho (Salgado, 1996 e Miranda et al., 1995), desenvolveu-se uma metodologia pioneira de estudo do impacto climático recorrendo a um modelo físico com representação explícita da circulação atmosférica e do balanço energético e hídrico do solo, e a observações locais de fluxos de superfície, que permitiram estimar o impacto do empreendimento na temperatura e humidade atmosféricas. À data desse trabalho (1994-1995) existiam, no entanto, diversas limitações tanto no que se refere à capacidade de cálculo como à inexistência de observações adequadas da estrutura térmica e hídrica da camada limite atmosférica.

O projecto *Climate Impact of Changes in Land Use* (*CICLUS*, FCT), realizado em parceria com grupos de investigação de diferentes instituições, desenvolveu um extenso programa de observações meteorológicas, adiante designado por experiência *CICLUS*. A experiência *CICLUS* constituiu a maior campanha de observação sistemática da circulação atmosférica já realizada no Alentejo, reunindo dois anos de dados numa rede de estações de superfície relativamente densa, com 2 períodos de observação intensiva em altitude.

Os dados recolhidos, particularmente na campanha intensiva que decorreu em Julho de 1998, permitiram, em conjunto com simulações numéricas com o modelo atmosférico MesoNH, melhorar o conhecimento da circulação de Verão sobre a região Sul de Portugal e o seu enquadramento na

circulação de escala peninsular. O escoamento local é o resultado da interacção complexa entre a circulação de larga escala, dominada pelo anticiclone dos Açores, a formação e desenvolvimento de uma depressão térmica sobre a Península, os sistemas de brisas de mar nas costas Ocidental e Sul e a existência de elevados fluxos de energia à superfície que produzem o desenvolvimento de uma camada limite instável. Apesar da existência de estudos sobre circulações de mesoscala, sobre diversas regiões costeiras da Península, nenhum incluía no seu domínio o Sudoeste peninsular que, como indicado no presente trabalho, apresenta aspectos distintivos relevantes.

A Caracterização da circulação sobre a região permitiu uma discussão mais rigorosa dos efeitos atmosféricos induzidos pela criação de heterogeneidades na superfície. Neste âmbito foram discutidos os seguintes impactos da albufeira e do plano de rega de Alqueva: o impacto da irrigação no clima local/regional e na circulação atmosférica no período de Verão, em que são maiores os contrastes entre a zona irrigada e a sua envolvente; (ii) o desenvolvimento de brisas de lago no Verão e no Inverno; (iii) os efeitos sobre a precipitação convectiva; (iv) os efeitos da albufeira sobre o campo do nevoeiro no período de Inverno.

Os efeitos atmosféricos das alterações na superfície foram estimados com base na simulação de casos de estudo reais. Cada experiência numérica incluiu uma simulação de controlo correspondente à situação pré Alqueva e uma outra onde a superfície foi alterada, introduzindo a albufeira e o perímetro de rega. O par de simulações partiu das mesmas condições atmosféricas iniciais e de forçamento, fornecidas pelas análises do modelo global de previsão do tempo ARPEGE (Météo France). Considerou-se o cenário extremo, com a albufeira à sua cota máxima e toda a área irrigada coberta por culturas de regadio e com o solo à capacidade de campo. Os impactos foram estimados a partir das anomalias entre cada par de simulações.

Utilizaram-se algumas metodologias no sentido de tornar os resultados generalizáveis. Para o caso das experiências de Verão procedeu-se a uma classificação objectiva dos regimes de tempo sobre a região a partir das análises do Centro Europeu de Previsão do tempo do geopotencial aos 700 hPa, no período 1979-1999. A classificação permitiu identificar alguns casos de estudo representativos das situações sinópticas mais frequentes no período de Verão. Conjugando os resultados encontrados em cada um dos casos de estudo e conhecendo a frequência de ocorrência da classe a que pertencem estimaram-se os impactos sobre todo o período. No estudo do impacto sobre o nevoeiro no Inverno procedeu-se ao lançamento de um programa de simulações englobando 3 meses do ano de 2003 (90 casos de estudo). Deste modo foi possível proceder ao tratamento estatístico dos resultados e à determinação de tendências que permitem extrapolar as conclusões de modo a obter estimativas dos impactos em diferentes situações. Por último, o escalamento dos impactos pela área irrigada permite obter resultados utilizáveis na estimativa de alterações do uso dos solos da mesma escala e em condições climáticas semelhantes.

A tese está organizada do seguinte modo. No capítulo 1 procede-se a uma revisão do estado da arte actual do conhecimento sobre as interacções solo-atmosfera e sobre os impactos climáticos da alteração do uso dos solos, em particular em regiões semi-áridas. Neste capítulo inclui-se uma descrição do projecto de Alqueva que inclui a albufeira, cujas comportas foram encerradas em Fevereiro de 2002, e o perímetro de rega. O MesoNH e, em particular, as parametrizações físicas mais relevantes para o presente estudo, é apresentado no capítulo 2 Inclui-se uma descrição das bases de dados utilizadas para gerar os parâmetros necessários à representação da superfície e do solo e, em particular, da base de dados da textura do solo criada, no âmbito do presente trabalho, a partir dos mapas digitais do solo da FAO. No capítulo 3, a circulação sobre a região numa situação típica de Verão é estudada com o recurso a simulações numéricas. Os resultados das simulações numéricas são detalhadamente confrontados com observações efectuadas durante a campanha *CICLUS* e contribuem para a elucidação de alguns dos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos responsáveis pela estrutura vertical observada. No capítulo 4 os impactos atmosféricos da alteração do uso dos solos decorrentes da implementação do plano de rega de Alqueva são discutidos com base num conjunto de simulações de casos reais. No capítulo 5 discute-se o efeito da albufeira na formação e evolução do nevoeiro no período de Inverno. Por último apresentam-se as conclusões gerais da tese. Em anexo apresenta-se uma descrição sumária da experiência *CICLUS*.



# **Capítulo 1**

## **Interacção atmosfera superfície e mudança climática**

### **1.1 O uso dos solos e as alterações climáticas.**

O impacto do Homem no clima é actualmente um ponto de grande interesse, trabalho e debate na comunidade científica. De entre as actividades humanas susceptíveis de induzir alterações climáticas encontra-se a alteração do uso dos solos, seja pela desflorestação, pela intensificação da agricultura, com ou sem irrigação artificial, ou pela urbanização.

Diversos estudos têm evidenciado efeitos climáticos locais ou regionais de alteração do uso dos solos (ver por exemplo Pielke e Avissar, 1990, Henderson-Sellers, 1995). Avissar e Liu (1996), Pielke (2001), Chase et al. (1996, 2000), Weaver e Avissar (2001), e Baidya Roy e Avissar (2002) entre outros indicam que a alteração e a fragmentação da superfície podem alterar os regimes de escoamento atmosférico e hídrico. Alterações na superfície com uma escala longitudinal da ordem dos 10 km podem afectar o padrão local da precipitação.

Gates e Lies (2001) concluíram, utilizando simulações com um modelo de circulação global (CGM), que o aumento da desflorestação na região mediterrânea contribuía para a diminuição da precipitação de Verão. Os seus resultados mostraram importantes diferenças regionais, com os maiores impactos europeus a verificarem-se na Península Ibérica, onde a redução precipitação seria mais acentuada e estatisticamente significativa. Estes resultados estão de acordo com os de Reale e Shukla (2000) indicando que a existência de mais vegetação no período romano clássico terá contribuído para uma maior precipitação de Verão. Por sua vez, os resultados de Kalnay e Cai (2003) sugerem que o impacto da urbanização e outras alterações no uso dos solos sejam responsáveis por um decréscimo na amplitude térmica diária e um aquecimento médio de 0.27 °C.

Nos últimos anos têm sido publicados vários trabalhos que sugerem que determinadas alterações no uso dos solos podem ter impactos significativos no clima em pontos remotos. Uma síntese destes estudos pode ser vista em Pielke (2001), Kabat et al. (2003), Pitman (2003) ou Marland et al. (2003). Artigos recentes indicam que as alterações na floresta amazónica podem ter consequências em zonas afastadas (Wearth e Avissar, 2002, Gedney e Valdez, 2000). O trabalho de Xue (1997) defende que a desertificação do Sahel é a consequência de uma retroacção positiva com a destruição da vegetação regional.

O problema pode ser muito complexo porque o sinal do efeito não é sempre o mesmo, e um mesmo tipo de alteração na ocupação do solo pode ter efeitos globais contrários. A reflorestação, por exemplo, na zona equatorial contribuirá para o arrefecimento global enquanto que em altas

latitudes pode ter o efeito contrário pois o factor dominante pode ser a diminuição da cobertura de neve, diminuindo o albedo (e. g. Claussen et al., 2001).

A escala espacial de uma perturbação na superfície para que esta possa ter um efeito global depende da sua localização (Marland et al. 2003). Na região equatorial onde são frequentes grandes ciclones tropicais e furacões, perturbações com uma dimensão linear da ordem das centenas de quilómetros podem ter efeitos climáticos globais (Pielke, 2001. ou Werth e Avissar 2002). Apesar de haver poucos estudos de sensibilidade, admite-se que noutras regiões serão provavelmente necessárias alterações em áreas mais extensas para que os efeitos sejam globais (Marland et al. 2003).

No âmbito do debate em torno das alterações globais diversos autores vêm defendendo (Cox et al., 2000, Pielke et al., 2002; Chase et al., 2000 e 2001, Wear e Avissar, 2001, Claussen et al., 2001) que as alterações no albedo da superfície e na partição dos fluxos superficiais de energia decorrentes das alterações no uso dos solos podem ser da mesma magnitude que os induzidos pela emissão de gases com efeito de estufa e que por isso têm que ser incluídos nas simulações climáticas. O efeito das alterações do albedo da superfície podem ser comparados quantitativamente com o efeito provocado pelas emissões de gases com efeito de estufa através do conceito de forçamento radiativo (Betts, 2000). Nos estudos do IPCC (IPCC, 2001) aponta-se que a alteração do uso da terra desde 1850 possa ter um impacto radiativo global de  $-0.2 \pm 0.2 \text{ Wm}^{-2}$ , um valor modesto, e de sinal contrário, quando comparado com os valores do forçamento devido ao aumento da concentração de CO<sub>2</sub> ( $1.46 \text{ Wm}^{-2}$ ) ou os  $2.3 \text{ Wm}^{-2}$  devido ao conjunto dos gases com efeito de estufa. A este efeito global corresponderá, segundo as mesmas projecções, um arrefecimento global de  $0.14^\circ\text{C}$ .

No entanto o impacto das alterações nos fluxos de energia à superfície não pode ser quantificado exclusivamente em termos do forçamento radiativo global, pois os impactos remotos de alterações na superfície em diferentes localizações podem ter sinais contrários, pelo que as médias globais tendem a subestimar os reais efeitos das alterações na superfície. Um exemplo da simulação do impacto da alteração do uso dos solos à escala global pode ser visualizada na Figura 1.1 retirada do trabalho de Hansen et. al. (1998), que indica que o impacto global pode ser bem mais importante que o impacto médio global de  $-0.21 \text{ W/m}^2 / -0.14^\circ\text{C}$ , também indicado no mesmo trabalho.

Neste sentido têm sido propostos alguns métodos para uma mais correcta quantificação que incluem uma melhor representação da superfície em modelos de larga escala, nomeadamente através da inclusão de uma parametrização das circulações de mesoscala como um processo de subescala (Dalu et al., 2000 ou Weaver e Avissar, 2001) ou a definição (Pielke et al., 2002) de um 'regional climate-change potential' (RCCP), que poderá ser definido pela variação de qualquer um dos termos do balanço energético à superfície (H ou LE, G ou Rn).

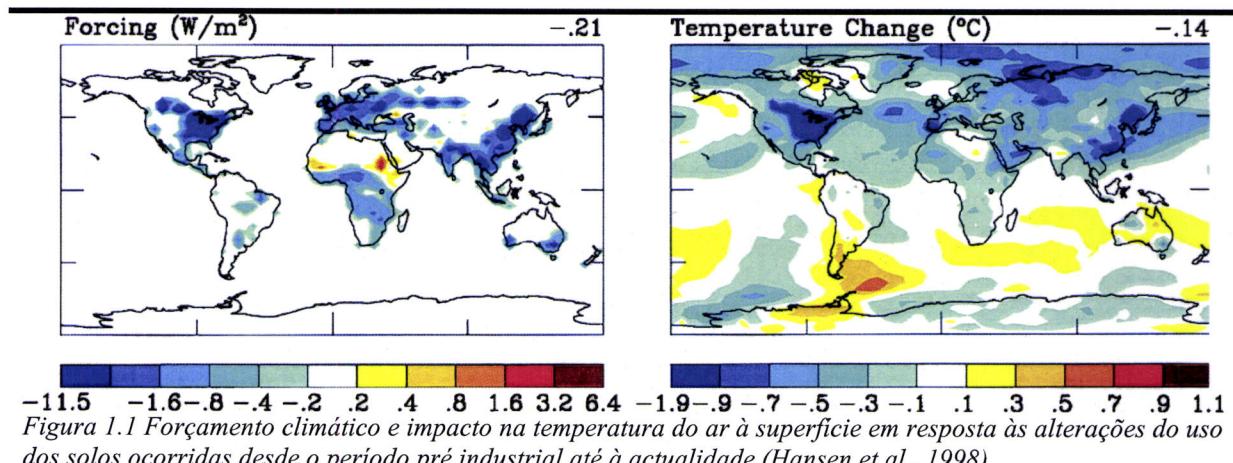


Figura 1.1 Forçamento climático e impacto na temperatura do ar à superfície em resposta às alterações do uso dos solos ocorridas desde o período pré industrial até à actualidade (Hansen et al., 1998)

## 1.2 O Impacto de projectos de irrigação no clima regional

O aumento do conteúdo em água no solo e da cobertura vegetal são as consequências imediatas da irrigação. Este aumento induz, de imediato, alterações na partição dos fluxos energéticos à superfície e na temperatura da superfície. A influência do aumento da evapotranspiração e da criação de contrastes horizontais nos fluxos energéticos à superfície depende da circulação de larga escala e da dimensão da área perturbada. Em escalas suficientemente pequenas, os gradientes horizontais das variáveis circunscrevem-se à camada superficial local. Em escalas maiores, a heterogeneidade nos fluxos energéticos pode gerar gradientes horizontais de temperatura e humidade em toda a extensão vertical da Camada Limite Planetária, CLP. Estes gradientes horizontais no campo da densidade podem induzir circulações de mesoscala que, em condições sinópticas favoráveis, podem determinar o desenvolvimento de cumulus de baixa altitude. Por último, são possíveis impactos no padrão da precipitação, dando origem a uma distinta climatologia local com aumento da nebulosidade e precipitação. A ideia de que a vegetação pode causar alterações climáticas não é nova. Brooks (1928) apresenta uma revisão de alguns estudos históricos onde alterações na precipitação são relacionadas com alterações na florestação.

Contrastes na temperatura da superfície e nos fluxos energéticos à superfície entre uma área irrigada e a sua vizinhança estão bem documentados na literatura. Vários resultados podem ser encontrados, por exemplo em Dzerdzevskii (1963), sobre a estepe semi-árida do Trans Volga na antiga União Soviética; em Charney (1975); Segal e Arrit (1992) e Mahmood et al. (2004), sobre algumas regiões nos Estados Unidos; em Lyons et al. (1993), sobre o Oeste da Austrália. Bonan (2001) apresenta uma análise dos máximos e mínimos diários da temperatura do ar que mostram que a temperatura máxima nos campos cultivados do centro Oeste dos Estados Unidos é menor do que a que se regista sobre as florestas no Nordeste, de que resulta uma diminuição na amplitude térmica diária. Este autor conclui que este arrefecimento acontece numa escala regional e que está correlacionado com as variações sazonais do crescimento das culturas. Recorrendo à análise

estatística dos valores médios mensais da temperatura junto da superfície, McPearson et al. (2004) mostraram que as culturas de trigo de Inverno têm um impacto dramático no ambiente junto à superfície no domínio regional.

Estudos numéricos e analíticos indicam que os contrastes nos fluxos de calor sensível criados por heterogeneidades na superfície em escalas de dezenas de km podem induzir circulações térmicas de mesoscala com intensidades comparáveis às brisas de mar. Conceptualmente similares às brisas de mar e de lago, estas circulações são por vezes designadas por circulações não clássicas de mesoscala (NCMC). Este termo proposto por Smith e Mahrt (1981) inclui circulações atmosféricas induzidas por gradientes térmicos devidos a contrastes nas propriedades radiativas, mecânicas, térmicas ou hídricas da cobertura do solo. Vários estudos têm indicado que os contrastes no conteúdo em água no solo e na vegetação são os mais susceptíveis de gerar fortes gradientes térmicos na CLP (Zhang e Anthes, 1982; Wetzel e Chang, 1988, Siebert et. al., 1992; Jacquemin e Noilhan, 1990).

Os resultados numéricos apresentados por Ookouchi et al. (1984) sugerem que no caso extremo de uma descontinuidade entre uma região com solo saturado e uma região com o solo muito seco, a intensidade do escoamento térmico junto à superfície é similar à de uma brisa de mar, nas mesmas condições de atmosféricas de larga escala. Neste estudo, a intensidade da circulação atingiu valores de  $\sim 5\text{ms}^{-1}$ , correspondendo a diferenças de temperatura da superfície da ordem dos  $18\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Os estudos numéricos de Mahfouf et al (1987), Yan e Anthes (1988), Avissar e Pielke (1989), André et al. (1990), Dalu et al. (1991), Segal e Arrit (1992), Avissar e Chen (1993) estão em acordo com estas conclusões.

O impacto da irrigação no balanço energético à superfície nos planaltos dos Estados Unidos está discutido em Adegoke et al. (2003). Com este objectivo, os autores realizaram simulações com o modelo atmosférico RAMS a 10 km de resolução para um período de 15 dias de Verão e concluíram que a média da temperatura da superfície sobre o domínio e os fluxos superficiais de energia são muito sensíveis ao aumento da irrigação. Os resultados destes autores indicam, por exemplo, que na simulação de controlo (correspondendo à actual superfície irrigada) a média espacial da temperatura do ar aos 2m é  $3.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  mais baixa e o fluxo de calor latente 42% mais elevado do que nas simulações correspondentes à superfície natural. A análise de séries longas de dados climatológicos na região indica a existência de uma tendência para a diminuição da temperatura máxima diária sobre as zonas mais intensamente irrigadas, confirmando o efeito de arrefecimento produzido pela irrigação.

Outros estudos com modelos atmosféricos mostraram que superfícies mais húmidas tendem a produzir mais precipitação convectiva do que superfícies secas. Walker e Rowntree (1977) concluíram que a aridez da superfície na África Ocidental influencia fortemente a precipitação

regional e que as anomalias (negativas) no conteúdo em água contribuem para a persistência dos períodos de seca. Rowntree e Boltom (1983) simularam a resposta da atmosfera a anomalias no conteúdo em água no solo na Europa, concluindo que as anomalias negativas tendem a persistir e têm um efeito importante nos valores simulados da precipitação, temperatura e humidade. Dirmeyer (1994) conclui, com base em simulações sobre regiões continentais nas latitudes médias, que baixos valores de humidade no solo em conjunto com vegetação esparsa criam condições para a ocorrência de secas severas. De Ridder (1997) concluiu que na maioria das situações, excepto no caso de uma atmosfera muito seca, o potencial de convecção profunda, quantificado a partir da temperatura potencial equivalente, aumenta com o aumento da fracção de superfície irrigada. Este autor mostrou ainda que quanto maior é o gradiente vertical de humidade na CLP, maior é a sensibilidade da temperatura potencial equivalente à fracção de superfície irrigada.

Avissar e Liu (1996) utilizaram a versão 3D do modelo RAMS para investigar a estrutura tridimensional e a evolução de nuvens convectivas de baixa altitude e a precipitação sob superfícies homogéneas e heterogéneas. Os resultados confirmaram que o aumento do conteúdo em água no solo afecta o regime de precipitação quer pelo aumento da quantidade de vapor presente na atmosfera quer pela indução de circulações de mesoscala, induzidas pelas heterogeneidades horizontais. Com base nestes resultados, os autores defendem que uma superfície com uma descontinuidade importante no conteúdo em água no solo tem mais possibilidade de alterar o regime de precipitação do que uma superfície homogeneamente irrigada.

Os efeitos no clima local da alteração do uso dos solos nas planícies do Norte do Colorado (EUA), onde regiões de prados foram substituídas por culturas irrigadas e não irrigadas, foram estudados por Chase *et al.* (1999) recorrendo a dados de observações e a simulações numéricas de alta resolução. Os autores detectaram alterações na dinâmica do escoamento de mesoscala que induziram alterações no estado do tempo que não se limitaram às regiões directamente afectadas pelas alterações na superfície. Os resultados das simulações numéricas indicam efeitos não lineares na magnitude e no padrão da precipitação e nebulosidade, com regiões com mais precipitação e outras com menos.

O impacto das circulações de mesoscala induzidas por contrastes superficiais de humidade na convecção profunda foi estudado por Lynn *et al.* (1998) com a ajuda de um modelo bidimensional de nuvens. Nas simulações realizadas, as descontinuidades na humidade do solo induziram a formação de frentes de brisa que deram origem ao desenvolvimento de convecção profunda. Este desenvolvimento é condicionado pelo padrão das descontinuidades à superfície e pelo campo do vento prevalecente, sendo que os episódios de precipitação mais significativa ocorrem quando a intensidade do vento prevalecente ou o seu cisalhamento são relativamente elevadas.

A questão da escala a partir da qual as heterogeneidades superficiais são suficientes para induzir circulações térmicas organizadas no domínio da mesoscala tem sido estudada por vários autores. André et al. (1990) sugerem que se as heterogeneidades na superfície tiverem um comprimento característico superior a 10 km, a resposta da atmosfera organiza-se coerentemente no domínio da mesoscala. Pielke (1984) conclui que gradientes horizontais no campo do fluxo de calor sensível superiores a  $30 \text{ Wm}^{-2}\text{km}^{-1}$  induzem circulações detectáveis na análise estatística de dados observacionais enquanto as circulações induzidas por gradientes da ordem dos  $300 \text{ Wm}^{-2}\text{km}^{-1}$  são visíveis em todos os casos. Anthes (1984) sugere, com base numa teoria linear, que perturbações na superfície com comprimentos de onda da ordem dos 50-100 km são eficientes na geração de convecção húmida. Recorrendo a uma análise de escala, Segal e Arrit (1992) deduziram uma expressão que relaciona o valor mínimo da largura da área perturbada,  $L_m$ , necessário ao desenvolvimento de escoamentos térmicos com a intensidade do vento sinóptico,  $U_L$ , e a diferença, ao meio-dia, no fluxo de calor sensível entre a superfície perturbada e a área vizinha,  $\Delta H$ . A expressão indica, por exemplo, que para o caso extremo de  $\Delta H=400\text{Wm}^{-2}$  e  $U_L<5\text{ms}^{-1}$ , as circulações de mesoscala são detectáveis mesmo para  $L_m<10\text{km}$ . Para valores de  $\Delta H$  desta magnitude as circulações são ainda visíveis sob ventos de  $7 \text{ ms}^{-1}$  se a escala das perturbações à superfície for da ordem dos 20-30km. Ao contrário, um vento sinóptico da ordem dos  $5\text{ms}^{-1}$  é suficiente para suprimir todas as circulações induzidas por  $\Delta H=100\text{Wm}^{-2}$ .

Dalu et al. (1991), com base numa análise linear e Chen e Avissar (1994), utilizando simulações 2D, concluíram que as circulações de mesoscala mais intensas se desenvolvem quando a largura característica da heterogeneidade é da ordem do número local de Rossby da deformação, dado por:

$$R_0 = h_0 \frac{N}{\sqrt{f^2 + \lambda^2}},$$

onde  $h_0$  é a altura da camada limite,  $f$  o parâmetro de Coriolis,  $N$  a frequência de Brunt-Väisälä e  $\lambda$  o tempo de relaxação devido ao atrito. Apesar de  $R_0$  variar normalmente entre 80 e 140 km, Chen e Avissar (1994) mostraram que mesmo descontinuidades da ordem dos 20 km podem induzir circulações de mesoscala com intensidades consideráveis.

Recentemente, foram realizados vários estudos com simulações na escala dos grandes turbilhões (Large eddy simulation, LES). Avissar et al. (1998) concluíram que acidentes topográficos e heterogeneidades nos fluxos superficiais de energia à superfície no domínio da micro  $\beta$  escala não têm mais do que um modesto impacto no desenvolvimento da camada limite convectiva sobre superfícies húmidas. Também com base em experiências LES, Avissar e Smith (1998) concluíram que a existência de vento, mesmo fraco ( $2.5\text{ms}^{-1}$ ), é suficiente para reduzir consideravelmente impacto de heterogeneidades na superfície num CLP seca, até uma escala de 40 km. Se a intensidade do vento prevalecente for superior a  $5 \text{ ms}^{-1}$ , os impactos das heterogeneidades superficiais

realistas, a esta escala, são virtualmente nulos. Em escalas maiores os impactos podem ser mais pronunciados, especialmente quando a humidade do ar é elevada.

Na realidade, circulações tão pronunciadas como as indicadas pelos estudos numéricos não têm sido descritas com tanta certeza em estudos observacionais. Na maioria das situações potencialmente geradoras de circulações térmicas, a escala das áreas perturbadas, a sua não uniformidade, a inexistência de um linha de fronteira bem definida e a presença de uma orografia complexa, sugerem uma redução da intensidade deste tipo de circulações quando comparadas com as brisas geradas pelo contraste terra – mar. No entanto, há algumas evidências observacionais da existência de circulações térmicas induzidas por contrastes na superfície da terra, por vezes associadas ao desenvolvimento de nuvens. Smith et al. (1994) e Wai e Smith (1998) mostraram que dados das observações realizadas no âmbito da campanha FIFE (The First ISLSCP - International Satellite and Surface Climatology Project - Field Experiment / fifth intensive field campaign, que decorreu entre 23 de Julho a 12 de Agosto de 1989) indicam a existência de um ciclo diurno na circulação da CLP em resposta às variações espaciais no coberto vegetal e no conteúdo em água no solo. Estas circulações têm uma extensão vertical de 500m e são mantidas por gradientes na temperatura superficial no interior de um domínio de 16km<sup>2</sup>.

Observações de satélite analisadas por Rabin et al. (1990) confirmam que heterogeneidade na cobertura dos solos pode condicionar o padrão espacial da distribuição de nuvens convectivas. Os autores verificaram que as nuvens se formam mais cedo sobre as regiões caracterizadas por altos valores de fluxo de calor sensível e tendem a extinguir-se sobre regiões caracterizadas por elevados fluxos de calor latente. As imagens de satélite apresentadas por Bougeault et al. (1991) mostram a formação de nuvens cumuliformes ao longo dos limites da floresta de Landes (França) como resultados do desenvolvimento de circulações de mesoscala da zona cultivada para a floresta. Esta brisa foi correctamente reproduzida nas simulações 3D realizadas pelos autores.

Beljaars et al. (1996) realizaram um conjunto de simulações com um modelo global de previsão e notaram uma forte retroacção positiva entre as condições hídricas da superfície e a precipitação no centro dos Estados Unidos durante um evento de precipitação intensa que ocorreu em Julho de 1993. Os autores mostraram que este mecanismo está mais ligado aos efeitos das diferenças na partição dos fluxos energéticos na estrutura termodinâmica da CLP do que à injecção local de vapor de água. De acordo com os autores, esta conclusão é válida em diversas escalas espaciais. Analisando o mesmo evento, Betts et al. (1994) mostraram que o aumento da evaporação e a redução do aquecimento junto à superfície contribuem para uma troposfera menos estável criando condições para o desenvolvimento de convecção profunda, aumentando por essa via a precipitação convectiva.

Taylor et al. (1997), utilizando dados da campanha HAPEX-Sahel (1992), observaram a formação de zonas de convergência associadas a circulações térmicas geradas pelos gradientes horizontais nas propriedades da CLP originados pela variabilidade na superfície induzida pela precipitação.

Ao contrário, Zhong e Doran (1997) concluíram que, em escalas de aproximadamente 300km, a variabilidade nos fluxos superficiais de energia tem um efeito reduzido na estrutura vertical média da atmosfera e na distribuição das nuvens. Na mesma direcção Hubbe et al. (1997), utilizando dados com elevados contrastes térmicos sobre escalas de aproximadamente 100km, concluíram que não existem evidências observacionais de circulações térmicas.

Estão reportados na literatura alguns estudos numéricos e observacionais onde se discute a influência climática da alteração do uso dos solos associada a projectos de irrigação. Em particular, alguns trabalhos garantem que a irrigação de uma extensa região árida em Israel, no âmbito do Sistema Nacional de Água, foi seguido de alterações climáticas locais. Rosenan (1963), por exemplo, conclui que a precipitação sobre Tel Aviv aumentou na sequência da irrigação na área envolvente. Alpert e Mandel (1986) mostraram que os dados exibem uma tendência para a diminuição da amplitude térmica diária e nos ventos à superfície. Otterman et al. (1990) observaram a existência de um aumento da precipitação em Outubro (período em que a precipitação é essencialmente de origem convectiva). Estes últimos resultados são também confirmados pelo trabalho de Bem-Gai et al. (1993). Os efeitos das alterações do uso dos solos em Israel foram igualmente estudados por De Ridder e Gallée (1998) com base em simulações numéricas 2D. Os resultados indicaram que a irrigação reduziu a amplitude térmica diária e a intensidade do vento. Estes autores mostraram que a irrigação aumenta o potencial de convecção húmida, não directamente pelo efeito da injecção de vapor de água à superfície, mas antes pelos efeitos dinâmicos associados.

O aumento da irrigação nas grandes planícies dos Estados Unidos fornece evidências adicionais do aumento da precipitação como resultado de alterações no uso dos solos. Schickedanz (1976) e Schickedanz e Ackermann (1977) mostraram um aumento estatisticamente significativo na precipitação de Verão sobre as regiões irrigadas quando comparada com a observada sobre as regiões vizinhas não irrigadas. Utilizando os mesmos dados, Barnston e Schickedanz (1984) concluíram que este aumento da precipitação induzido pela precipitação só ocorre quando as condições de larga escala são favoráveis à existência de convergência nos níveis baixos e movimento vertical ascendente. Recorrendo à Análise às Componentes Principais, estes autores encontraram um aumento de cerca de 25% na precipitação sobre as regiões irrigadas e as suas vizinhanças, no período 1931-70, na região dos planaltos do Texas. Estes autores também observaram que a temperatura à superfície sofreu uma redução de aproximadamente 2°C devido à irrigação. No entanto, utilizando a mesma técnica de análise sobre a mesma região, mas para um período posterior (1948-1997), Moore e Roistaczer (2001) não encontraram mais do que uma fraca

evidência de que a irrigação induz precipitação. A existir, concluem os autores, o seu impacto é pequeno comparado com outros factores que determinam o clima na região. Confrontando os seus resultados com os anteriores, os autores sugerem a possibilidade de existência de uma espécie de “interruptor” neste efeito, com a existência de um nível de irrigação a partir do qual um acréscimo de irrigação não induz um aumento proporcional de precipitação. Esta sugestão está de acordo com os resultados de Entekhabi et al. (1992), Ziegler et al. (1997) e Weaver e Avissar (2001). Posteriormente, os mesmos autores procederam a uma análise mais cuidadosa dos efeitos da irrigação, utilizando uma resolução temporal e espacial mais fina (Moore e Roistaczer, 2002). Neste trabalho, os autores encontraram evidências da existência de áreas com uma anomalia positiva na precipitação, com centro a cerca de 90 km das zonas irrigadas, para jusante. Nestas zonas a irrigação será responsável por entre 6 a 18% da precipitação total de Verão. Este aumento da quantidade de água precipitada corresponderá a cerca de 10% da água evaporada à superfície.

Plantico et al. (1990) mostraram que a precipitação de Verão média sobre os Estados Unidos aumentou em cerca de 1% durante os últimos 100 anos e atribuíram esse aumento ao aumento das áreas irrigadas. Segal et al. (1998) estudaram este possível impacto recorrendo a simulações de mesoscala a uma resolução horizontal de 90 km com o modelo MM5, considerando dois tipos de condições à superfície, uma correspondendo à situação observada 100 anos atrás (não irrigada) e outra correspondendo à situação actual (com irrigação). Os resultados sugerem uma tendência para um ligeiro aumento da precipitação, que em alguns dos casos de estudo foi de 1.7%. Em geral, este aumento de precipitação foi simulado sobre locais onde as simulações com a superfície não irrigada indicavam já a existência de precipitação. Os autores notam que as simulações realizadas só resolvem sistemas com uma dimensão horizontal de mais de 360km, pelo que são necessárias simulações com resoluções mais finas para poder avaliar o contributo de sistemas de escalas inferiores na precipitação.

Chen et al. (2001) realizaram um conjunto de simulações numéricas de alta resolução (1km) para estudar um evento de precipitação convectiva intensa no Colorado. Os autores concluíram que alterações no conteúdo em água no solo, mesmo em escalas relativamente pequenas podem ter uma influência significativa na precipitação e na sua distribuição espacial, mesmo em áreas distantes. Estas conclusões sobre a sensibilidade da precipitação à humidade do solo são consistentes com as conclusões de Chase et al. (1999)

A influência das alterações antropogénicas no clima de Verão (Junho e Julho) do Sul da Florida foi estudada por Pielke et al. (1999). Nesta região, a vegetação natural, assente em parte sobre zonas pantanosas, com altos valores de humidade no solo, foi substituída nos últimos 100 anos por superfícies urbanas e zonas agrícolas, com menor conteúdo em água no solo. Os autores concluem que esta alteração foi responsável por um aumento médio sobre toda a região da temperatura

máxima diária de aproximadamente 0.7°C e uma diminuição da precipitação da ordem dos 11% nesta época do ano.

Por outro lado, Lohar e Pal (1995) encontraram uma tendência de decréscimo da precipitação no período (Março) que antecede a época das monções no Sudoeste de Bengala na Índia. Este decréscimo acompanha o aumento da actividade agrícola na região e é explicável, de acordo com os autores, pelo aumento do conteúdo em água no solo que por sua vez reduz diminui a intensidade das circulações de brisa de mar e como tal a penetração para o interior de massas de ar húmido.

Taylor e Lebel (1998) examinaram 2 anos de dados provenientes de uma densa rede de udómetros no Sudoeste do Níger e concluíram que existe uma evidência observacional de retroacção positiva entre o conteúdo em água no solo e a precipitação em condições semi-áridas. Estes autores sugerem que as anomalias positivas de humidade junto à superfície aumentam actividade nos sistemas convectivos que atravessam a região. Este estudo mostrou que o padrão da precipitação na região do Sahel exibe um fenómeno de persistência em escalas de aproximadamente 10km.

A existência de uma retroacção positiva entre a humidade do solo e a precipitação, que se designa por vezes por reciclagem de vapor de água (*moisture recycling*), tem sido investigada a uma escala continental em diversos estudos observacionais, nomeadamente por Brubaker et al (1993), Lare e Nicholson (1994), e Findell e Eltahir (1997).

### **1.3 Impacto das albufeiras no clima local**

Não existem na literatura científica muitas referências ao impacto das albufeiras artificiais no clima local/regional. A maioria dos estudos sobre o tema encontra-se dispersa em relatórios técnicos, alguns dos quais resultantes de estudos de impacto ambiental, normalmente de difícil acesso e muitas vezes escritas nas línguas locais. O relatório mais completo que se conseguiu encontrar é um relatório da Comissão Internacional das Grandes Barragens (CIGB/ICOLD) datado de 1996 (ICOLD, 1996). Neste parágrafo e sempre que se não indicar explicitamente uma outra, a referência será este estudo.

Só recentemente alguns projectos que foram objecto de estudos detalhados de impacto ambiental levaram em conta aspectos climáticos. No caso de reservatórios mais antigos só existem dados depois concluídos os projectos pelo que a comparação com a situação anterior é difícil, podendo no entanto os dados ser confrontados com dados recolhidos em zonas próximas, mas suficientemente afastadas, para estarem fora da zona de influência das albufeiras.

Apesar de pouco estudadas, pode afirmar-se que as alterações climáticas causadas pelas albufeiras são em geral tão pequenas que é difícil distinguir entre os efeitos associados à presença da massa de água e a natural flutuação do sistema climático local. Os efeitos variam de acordo com as

dimensões do reservatório, a topografia e o clima prevalecente no local onde se inserem. É por isso perigoso extrapolar resultados de um caso estudado para um outro projecto.

De forma sintética pode dizer-se que a presença de uma albufeira actua no clima: i) reduzindo o albedo, aumentando a energia absorvida pela superfície; ii) através de transferências de energia entre a água e o ar; iii) reduzindo o atrito superficial, aumentando a intensidade do vento; iv) alterando a evapotranspiração.

Desta interacção são expectáveis impactos ao nível da temperatura e humidade do ar, intensidade e direcção do vento, precipitação, formação de nevoeiros e geada.

### ***1) Temperatura do ar***

A massa de água tem o efeito de reduzir a amplitude térmica da temperatura local, resfriando o ar na primavera e verão e aquecendo o ar no Outono e Inverno. O aquecimento pode também ser sentido à noite e o arrefecimento durante o dia.

Observações junto à albufeira de Rybinsk ( $4580 \text{ km}^2$ ) na Rússia mostram uma diminuição da amplitude térmica no princípio do verão da ordem dos  $3^\circ \text{C}$  e um aumento da temperatura durante a noite da mesma ordem no fim do verão, quando comparadas com os dados recolhidos em estações mais afastadas do lago.

Dois anos de observações (ENCKD, 1993) realizadas na barragem de Aswan (Alto Nilo, Egipto), com a utilização de uma estação montada num jangada sob o lago e uma outra localizada em terra a 4 km da barragem, revelaram que durante o período de primavera e verão a temperatura do sobre a água é mais baixa do que na estação sobre a terra. As maiores diferenças observam-se em Junho e Julho, com diferenças nas médias mensais superiores a  $2^\circ\text{C}$ . Estes valores são mais elevados (da ordem dos 4,  $5^\circ\text{C}$ ) quando a direcção do vento é tal que o ar que atinge a estação sobre terra não passou pelo lago e o que atinge a estação sobre o lago vem de atravessar a superfície da albufeira. Em Novembro, Dezembro e Janeiro a temperatura do ar sobre o lago é mais elevada do que sob a terra, com a diferença nas médias mensais a atingir valores de cerca de  $1^\circ\text{C}$ .

A comparação entre 10 anos de dados registados junto à barragem de Keban ( $675 \text{ km}^2$ ) na Turquia após o seu enchimento e os dados registados nos 10 anos anteriores indica uma ligeira diminuição ( $\sim 0.5^\circ\text{C}$ ) da temperatura média do ar durante a Primavera, Verão e mesmo durante o Inverno, e um, também ligeiro ( $\sim 0.5^\circ\text{C}$ ), aumento da temperatura no Outono (Ilisu Engineering Group, 2001). Um relatório sobre os impactos das barragens na Índia (Rangachari et al., 2000) garante que nalguns dos casos analisados houve uma diminuição da amplitude térmica, com a diminuição das temperaturas máximas e o aumento das temperaturas mínimas.

Há também referências a estudos sobre barragens que indicam não ter havido alterações sensíveis na temperatura do ar. São os casos de Tarbela ( $260\text{km}^2$ ) no Paquistão, Tucurúi ( $2850\text{ km}^2$ ) no Brasil (La Rovere e Mendes, 2000) e Aslantas ( $49\text{ km}^2$ ) na Turquia (Agrin Co. Ltd., 2000).

## **2) *Humidade do ar***

Observações na Rússia indicam que a humidade relativa do ar é maior nas zonas adjacentes aos lagos, quando comparada com zonas mais afastadas. O mesmo foi observado junto à albufeira de Tarbela no Paquistão onde se regista um aumento de 5 a 10% na média mensal da humidade relativa numa zona de 15 km em redor do Lago. No estudo sobre esta albufeira, de dimensão semelhante à de Alqueva, foi analisada uma série de dados de 30 anos, 15 dos quais anteriores à conclusão da barragem.

As observações efectuadas em Aswan, Egipto, já anteriormente citadas, indicam que a humidade relativa sobre o lago é em média mais 10% do que sobre terra, tanto de Verão como de Inverno. As diferenças maiores são observadas em dias em que o ar que atinge a estação do aeroporto não passa sobre a albufeira, enquanto que a que atinge a estação sobre o lago atravessou a Albufeira. Nestes dias há registos de diferenças na humidade relativa da ordem de 30%

Também em Keban, a humidade relativa média do ar durante na Primavera terá aumentado depois da criação da albufeira de 57.3% para 68.3%. No entanto, estas observações indicam que no Verão não se registou qualquer tipo de alteração e que no Outono a humidade relativa do ar terá mesmo baixado de 31.3 para 28.7 (Ilisu Engineering Group, 2001).

Há também referências do aumento da humidade relativa do ar junto às albufeiras de Aslantas ( $49\text{ km}^2$ ) na Turquia e Tucurúi ( $2850\text{ km}^2$ ) no Brasil.

## **3) *Vento***

A criação de uma extensa superfície livre de água, de baixa rugosidade, oferece menos resistência ao escoamento do ar, aumentando a intensidade do vento. Observações no lago Rybinsky, na Rússia, mostram que a frequência de ventos fortes nas proximidades do lago vem multiplicada por 25 no período nocturno e por 3 durante o dia quando comparada com estações mais distantes. No lago de Ob (mar de Ob,  $1000\text{ km}^2$ ), também na Rússia, verifica-se igualmente um aumento considerável do número de dias com ventos fortes, com a intensidade vento a ser, em média, 25 a 40 % superior do que nas regiões mais distantes. Nestes dois casos também se observou uma diminuição do número de dias de calma durante o verão.

Em Aswan a intensidade média diária do vento a 2m medida sobre o lago é em cerca de 90% dos dias superior à medida a 4 km da barragem sobre terra. Junto à relativamente pequena albufeira de Arenal ( $86\text{ km}^2$ ), na Costa Rica, a comparação de 4 anos de dados obtidos depois da barragem concluída com outros 4 anos de dados anteriormente medidos, permitiu concluir (Fernandez et al.,

1986) que a intensidade do vento aumentou consideravelmente, em todos os meses do ano. Neste caso o aumento da média mensal da intensidade do vento aos 6m foi de aproximadamente  $2\text{ ms}^{-1}$ , ultrapassando os  $3\text{ ms}^{-1}$  em alguns meses, sendo este efeito mais pronunciado de noite que de dia. Os autores não detectaram nenhuma alteração significativa na direcção do vento.

Em termos da direcção do vento, a criação de uma albufeira contribui em geral para o alongamento das rosas de vento no sentido da direcção do maior diâmetro da albufeira.

Para além dos efeitos mecânicos associados à diminuição da rugosidade da superfície, os contrastes térmicos entre a superfície da água e a da terra podem induzir a formação de brisas de lago. Estas circulações térmicas têm sido objecto de diversos estudos observacionais e numéricos. Existe nomeadamente uma relativamente longa lista de trabalhos sobre as brisas induzidas pelos Grandes Lagos dos Estados Unidos (ver, por exemplo, Hastie et al., 1999, Lyons, 1972, Comer e McKendry, 1993, Sills e Moroz; 1996) de onde se conclui que as brisas de lago se estendem, por vezes, até mais de 40 km de distância das margens do lago. Filonov (2002), em estudo sobre uma outra região, garante que as brisas de lago no lago Chapala (México,  $75 \times 25\text{ km}^2$ , a 1500m de altitude) são visíveis em 83% dos dados de vento observados e que durante o dia a intensidade da brisa junto à superfície pode atingir os  $8\text{-}10\text{ms}^{-1}$ , sendo que em geral não ultrapassa os  $4\text{ms}^{-1}$ .

#### **4) Evaporação e Precipitação**

A influência da presença de uma grande massa de água na precipitação local continua a ser objecto de muita controvérsia. Os efeitos a existirem podem ter sinais contrários.

Três factores podem contribuir para alterações na precipitação local. O aumento da evaporação, com a injecção de vapor de água na atmosfera; alterações na estabilidade atmosférica, aumentando-a principalmente no verão e durante o período diurno, ou diminuindo-a principalmente nas noites de Inverno.

É bem sabido que o aumento da evaporação por si só não contribui para o eclodir de precipitação local. Só no caso de existirem condições dinâmicas para a sua eclosão é que uma maior evaporação pode contribuir para uma maior precipitação. Por outro lado nem em todos os casos a substituição de cobertos vegetais por superfícies de água aumenta a evaporação. Em zonas climáticas frias ou temperadas, onde a disponibilidade de água no solo se mantém acima do ponto de emurchimento das plantas durante a totalidade ou grande parte do verão a criação de albufeiras pode mesmo resultar numa diminuição da evaporação, devido principalmente à menor temperatura da superfície da água. Um exemplo indicado em ICOLD (1996) de diminuição da evaporação é o caso da albufeira de Caniapiscau ( $2000\text{ km}^2$ ) no Canada onde a evaporação sobre o lago é menor do que quando a superfície estava coberta por floresta.

Conclusões semelhantes podem ser encontradas em estudos sobre lagos naturais. Lofgren e Zhu (1999) calcularam dos fluxos energéticos sobre os grandes lagos, durante o período 1992-1995 e mostram que a evaporação mensal sobre os grandes lagos dos Estados Unidos (Michigan, Huron, Erie, Ontário e Superior) atinge os mínimos anuais em Maio, Junho e Julho, chegando em alguns casos a ser negativa. Os valores negativos correspondem à condensação de vapor de água na superfície ou à precipitação de nevoeiro. Os valores negativos são sempre de pequena amplitude (da ordem de alguns  $\text{Wm}^{-2}$ ) pois correspondem a situações em que a atmosfera está muito estável e portanto a turbulência é ténue. Os valores mais elevados de evaporação são observados em Janeiro (entre 50 a 70  $\text{Wm}^{-2}$ ), altura em que, para além da diferença entre a Temperatura da superfície do lago e a do ar ser grande, a humidade absoluta do ar é muito reduzida. Venäläinen et al. (1997) mostraram que a evaporação sobre pequenos lagos escandinavos é inferior à evapotranspiração sobre as florestas vizinhas durante o fim da Primavera e início do Verão (Maio e Junho) e superior no fim do Verão (Agosto e Setembro).

Quanto às alterações na estabilidade o impacto na precipitação será potencialmente negativo na Primavera e Verão (mais estabilidade, menos convecção) e positivo nos dias e noites frias do Outono e Inverno (menor estabilidade, mais convecção). O seu impacto dependerá por isso da climatologia local da precipitação.

No tocante às circulações induzidas pelo contraste térmico terra-água o seu efeito será sempre a de gerar zonas de movimento vertical ascendente. A possibilidade de que este dê origem à formação de nuvens e por último à queda de precipitação, depende da magnitude da diferença das temperaturas, da humidade do ar e de condições topográficas que podem amplificar ou diminuir o seu efeito.

Em termos de observações, há registos de que passou a haver precipitação em Aswan no Egipto, desde a criação do lago Nasser ( $6248 \text{ km}^2$ ), onde anteriormente a precipitação anual era nula. No Gana, na zona do lago Volta ( $8502 \text{ km}^2$ ), observou-se uma alteração do regime de precipitação, cujo máximo passou de Outubro para Julho/Agosto. Um aumento regular com um pico em Julho foi igualmente observado junto à barragem de Tarbela no Paquistão, onde a precipitação média anual passou dos 762 mm nos 15 anos anteriores ao enchimento para 1016 mm nos 15 anos subsequentes. Uma maior precipitação anual foi igualmente reportada em Kenyir ( $370 \text{ km}^2$ ), na Malásia. A série de dados de Keban, na Turquia, também indica um ligeiro aumento da precipitação da ordem dos 5 a 10%, excepto no Inverno. Hutchinson (1973) garante igualmente que houve um aumento da precipitação devido à criação do lago Kariba ( $5000 \text{ km}^2$ ) na Zâmbia.

Por outro lado, existem registos de observações que indicam que a presença das novas albufeiras induziu uma diminuição nos níveis de precipitação. Uma quebra de 5 a 7% na precipitação foi observada na zona do lago Ómega, no Volga, durante o verão. Observações no Fraser Valley

(Canada) mostram uma diminuição de 20% na precipitação de verão e um aumento de 10% na precipitação de Inverno. Na região do lago de Rybinsk foi sentida uma diminuição da precipitação da ordem dos 10 mm em Julho, ou seja cerca de um terço menos do que as zonas em redor. Observações no lago natural de Michigan (Grandes Lagos, 58000 km<sup>2</sup>), indicam a existência de um efeito inibidor do desenvolvimento de trovoadas e aguaceiros, de que resulta uma precipitação inferior em 6% à observada em zonas adjacentes. Gibson e Haar (1990) concluíram que as massas de água suprimem o desenvolvimento de nuvens sobre a água, mas as brisas de lago induzem o aparecimento de máximos de nebulosidade nas zonas adjacentes.

### **5) Nevoeiro**

As observações mostram que, em geral, os nevoeiros ocorrem mais frequentemente depois de as barragens terem sido construídas. O aumento dos dias com nevoeiro é referido em vários estudos, mas nenhum dos consultados apresenta dados quantitativos.

Os nevoeiros sobre as águas dos lagos podem ter dois tipos de origem. Num caso ocorrem com ar mais frio sobre águas quentes, em dias, ou noites de relativa calma. Neste caso o nevoeiro forma-se a partir da evaporação do lago. É um tipo de nevoeiro que ocorre com frequência em climas quentes. Em climas frios, onde ocorrem principalmente no Outono, isto pode ser um problema sério, pois pode dar origem a geadas e à deposição de cristais sólidos num raio de algumas centenas de metros em torno do lago. Temperaturas do ar da ordem dos -30°C e ventos fracos sob lagos não gelados são condições ideais para a ocorrência deste tipo efeitos. No Lago Diefenbaker (430 km<sup>2</sup>) no Canada têm sido observados este tipo de “muros” de nuvens, com a deposição de cristais de gelo de 50 a 70 mm de espessura nas margens do lago e até cerca de 3 km de distância.

Em outros casos os nevoeiros podem formar-se pela advecção de ar quente e húmido sobre a superfície fria do lago, principalmente se este estiver gelado. Neste caso a formação do nevoeiro é devida não ao aumento do vapor de água mas à diminuição da temperatura. Este fenómeno é comum em climas temperados e frios, durante a noite ou madrugada, principalmente sobre grandes lagos com uma área de mais de 1000 km<sup>2</sup>.

Ryznar (1977) analisou dados de visibilidade em 2 estações, respectivamente a 1 e 19 km do lago Michigan e conclui que o número de horas de nevoeiro na estação a 1km de distância é cerca do dobro do verificado na mais distante.

### **6) Escala dos impactos**

No relatório do ICOLD (1996) afirma-se que as observações permitem concluir que:

- 1) Os efeitos climáticos são de microscala (0 a 50 km), raramente entrando na mesoscala (50 a 150 km)
- 2) Os efeitos sazonais são mais marcados que os anuais

- 3) Uma pequena albufeira a alta altitude e/ou em zona onde a humidade e a precipitação são elevadas tem um efeito climático desprezável;
- 4) Os impactos sazonais e anuais de pequenas albufeiras na temperatura, vento e precipitação são insignificantes a partir de 20 km.
- 5) As albufeiras de média e grande dimensão (600 a 2000km<sup>2</sup>) têm uma zona de influência máxima de 15 a 20 km;
- 6) As muito grandes albufeiras (mais de 4500km<sup>2</sup>) poderão influenciar episodicamente uma área de 40 a 50 km, no que toca ao vento e precipitação;
- 7) A influência climática de uma albufeira circunscreve-se a uma vizinhança da albufeira cujo limite está à distância percorrida pelo ar na sua deslocação sobre a superfície de água.

Apesar de os efeitos climáticos das albufeiras serem locais, o relatório defende que devem ser efectuadas previsões para todas as novas albufeiras de dimensão significativa. Os modelos físicos matemáticos são considerados como a ferramenta mais promissora para esta previsão, à medida que a capacidade de cálculo e a fiabilidade dos modelos aumenta.

#### **1.4 A Albufeira e o perímetro de rega de Alqueva**

O estudo dos possíveis impactos no clima da região do empreendimento de Alqueva foi a motivação primeira para a realização do presente trabalho. O projecto de Alqueva que inclui um sistema de rega que irá permitir a irrigação de uma vasta região do Alentejo desenvolve-se a partir da barragem construída no rio Guadiana, imediatamente a jusante da confluência do rio Degebe e a montante da confluência do rio Ardila. A albufeira estende-se, rio acima, por cerca de 83 km, ao longo dos concelhos de Portel, Mourão, Reguengos de Monsaraz e Alandroal.

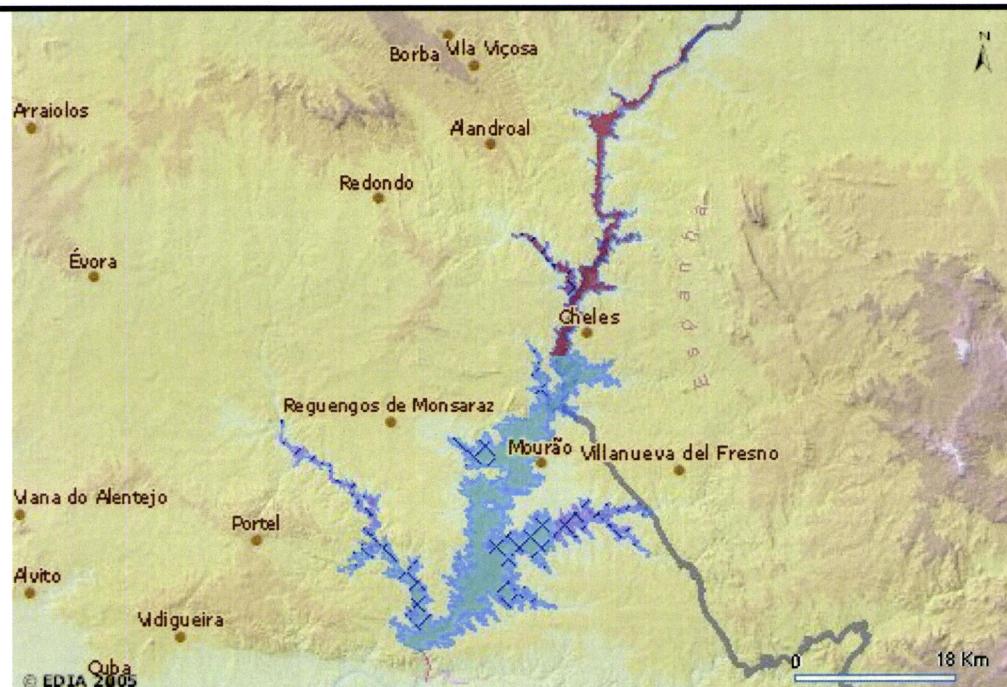
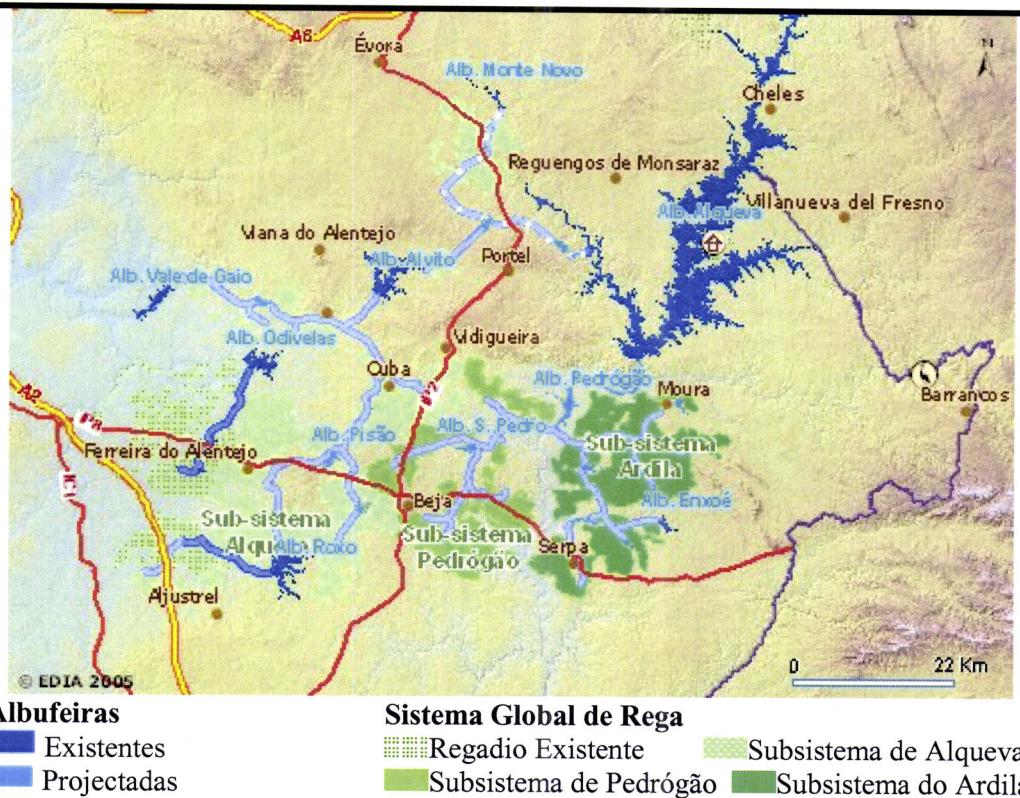


Figura 1.2 Albufeira de Alqueva. Imagem fornecida pela Empresa de Desenvolvimento e Infra-estruturas do Alqueva (EDIA), a partir do seu sítio Web em <http://www.edia.pt/>

A cota do nível de pleno armazenamento é de 152m e a cota do nível máximo de cheia é de 152.8m. Ao nível da cota de pleno armazenamento, a área inundável é de 250 km<sup>2</sup> e o volume de água armazenada é de  $4.15 \times 10^9 \text{ m}^3$ . As comportas da barragem foram encerradas em Fevereiro de 2002. Até à presente data, a albufeira atingiu o seu nível mais elevado no final de Setembro de 2004, 148.68m, a que correspondia um volume armazenado de  $3\ 462\ 203 \times 10^3 \text{ m}^3$  e uma área inundada de aproximadamente 200 km<sup>2</sup>.

De acordo com a Empresa de Desenvolvimento e Infra-estruturas (EDIA, 2005), prevê-se actualmente que o Sistema Global de Rega de Alqueva venha a beneficiar uma área com cerca de 1150km<sup>2</sup>. Será constituído por 15 barragens de regularização, 314 km de canais a céu aberto, 9 estações elevatórias principais, 6 centrais micro-hídricas, 31 depósitos de regularização e 56 estações elevatórias secundárias, 2 240 km de condutas enterradas, cerca de 10 000 hidrantes, e cerca de 1 000 km de estradas e redes de drenagem.

O Perímetro de Rega de Alqueva divide-se em três subsistemas, de acordo com as diferentes origens de água: o subsistema de Alqueva, com origem de água na albufeira de Alqueva: beneficia as áreas a Oeste de Beja e do Centro Alentejo; o subsistema de Pedrógão, com origem de água na albufeira de Pedrógão: beneficia as áreas a Este de Beja até ao rio Guadiana; e o subsistema do Ardila, com origem de água, igualmente, na albufeira de Pedrógão: beneficia as áreas da margem esquerda do Guadiana nos concelhos de Moura e Serpa (EDIA, 2005).



#### Albufeiras

- Existentes
- Projectadas

#### Sistema Global de Rega

- |                            |                           |
|----------------------------|---------------------------|
| ■■■ Regadio Existente      | ■■■ Subsistema de Alqueva |
| ■■■ Subsistema de Pedrógão | ■■■ Subsistema do Ardila  |

Figura 1.3 Albufeira de Alqueva e o perímetro de rega de acordo com o previsto em 2005. Imagem fornecida pela Empresa de Desenvolvimento e Infra-estruturas do Alqueva (EDIA), a partir do seu sitio Web em <http://www.edia.pt/>

Do Sistema global ainda só se encontra concluído um primeiro perímetro, que abrange uma área de 5767ha, a Ocidente de Ferreira do Alentejo. A primeira campanha de rega com esta infra-estrutura foi realizada em 2004 tendo sido irrigada cerca de 30% da área total. Entre as culturas regadas, destaca-se com maior predominância o milho, a beterraba e o girassol (EDIA, 2005).

## **Capítulo 2**

### **Modelos**

#### **2.1 O Sistema de modelação atmosférica em mesoscala – Meso-NH**

O Meso-NH (Lafore et al., 1998) é um modelo atmosférico de mesoscala, não hidrostático desenvolvido em conjunto pelo Laboratório de Aerologia (Toulouse, França) e o CNRM (Météo-France). É um modelo numérico capaz de simular movimentos atmosféricos desde a escala dos grandes turbilhões (Large eddy scale, LES) (dezenas de metros) até à escala sinóptica (centenas de km).

Desenvolvido para servir de ferramenta de investigação sobre processos atmosféricos de pequena e mesoscala, o modelo é baseado no sistema anelástico modificado de Lipps e Helmer (1982), permitindo uma representação correcta das ondas gravíticas. A inclusão da orografia no modelo é efectuada através da utilização da coordenada vertical que segue o terreno (Chen e Sommerville, 1975),  $\bar{z} = H(z - z_s)/(H - z_s)$ , onde H é a altura do topo do modelo e  $z_s$ , a altitude da superfície em cada local. O modelo suporta a utilização de 3 sistemas de projecção conforme: Mercator, Lambert e Estereográfico Polar.

Uma descrição detalhada pode ser encontrada na documentação científica, disponível em <http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh/>, e, no que concerne à dinâmica do modelo, em Lafore et al. (1998). A discretização espacial é baseada num método de diferenças finitas centradas sobre o sistema de grelhas deslocadas do tipo C de Arakawa (Arakawa e Mesinger, 1976). A discretização temporal é explícita baseada no esquema “leapfrog”, aplicando-se um filtro temporal (Asselin, 1972).

A variável termodinâmica utilizada nas equações de evolução é a temperatura potencial,  $\theta$ . As várias substâncias presentes nas simulações, incluindo a água nas suas diferentes fases, são representadas no modelo por razões de mistura (quociente entre a massa da substância e a massa de ar seco). O tratamento da substância água é flexível, podendo ser consideradas até 7 formas diferentes: vapor, água líquida das nuvens, água líquida da chuva, neve e 3 categorias de gelo (cristais de gelo, *graupel*, e *hail*). O sistema de equações de prognóstico é composto por equações de evolução para as três componentes do momento linear, para  $\theta$ , para a energia cinética turbulenta (*TKE*) e para cada uma das razões de mistura presentes. Como a equação da continuidade está escrita na forma de diagnóstico, é necessário resolver, iterativamente, uma equação elíptica não linear de 2<sup>a</sup> ordem (Skamarock, et al., 1997) para determinar os gradientes de pressão nas equações do momento linear.

A advecção das variáveis termodinâmicas e das variáveis passivas pode ser calculada através de um método centrado de segunda ordem com correção dos fluxos (esquema FCT, Zalesak, 1979, Lafore et al., 1998) ou através do método MPDATA de Smolarkiewicz and Grabowsky (1990), mais sofisticado e mais lento.

O Meso-NH permite a simulação simultânea de diversas escalas de movimentos, pela chamada técnica do aninhamento de grelhas (“grid nesting”), recorrendo à integração simultânea das equações em várias grelhas com a mesma resolução vertical, mas diferentes resoluções horizontais (Stein et al., 2000). O modelo pode ser inicializado e forçado com análises ou previsões do modelo do centro europeu para a previsão do tempo (ECMWF) ou do modelo francês de previsão numérica do tempo, ARPEGE. Pode ainda ser utilizado no estudo de trajectórias de partículas e ser acoplado a um modelo de química da atmosfera.

Podem ser utilizadas diferentes condições fronteira laterais: cíclicas, de parede fixa ou abertas. É igualmente possível utilizar em simultâneo campos de larga escala provenientes de análises ou previsões do ARPEGE ou do ECMWF para forçar os valores nas fronteiras laterais.

O pacote de opções físicas inclui modelos para a parametrização de:

**a) Nuvens e precipitação:**

Estão disponíveis dois modelos explícitos de microfísica para representar os processos de precipitação em nuvens quentes Kessler (1969), e os processos que envolvem a existência de água nas três fases (Pinty e Jabouille, 1998; e Caniaux et al, 1994).

**b) Convecção:**

O modelo de convecção foi desenvolvido por Bechtold *et al.* (2001) a partir da formulação de Kain e Fritsch (1993). Procura representar de forma eficiente a convecção pouco profunda e profunda em modelos de mesoscala e de previsão do tempo.

O efeito das nuvens nas variáveis conservativas do modelo é expressa, como usual neste tipo de modelos, com base na aproximação de fluxo-de-massa, que considera a existência de áreas de fluxos ascendentes e descendentes no interior de cada coluna do modelo. As propriedades médias do conjunto dos fluxos ascendentes e descendentes são determinadas utilizando um modelo de nuvens 1D em que estas são consideradas plumas em estado estacionário. A intensidade dos fluxos convectivos é controlada pela imposição de que toda a *CAPE* (*Convective Available Potential Energy*) tem de ser removida num determinado tempo de ajustamento, que é de 3 horas para nuvens pouco profundas e de 1 hora para nuvens profundas. A convecção só é accionada em condições de instabilidade condicional na camada abaixo do nível de condensação, condição que é

averiguada com base no método da partícula, e quando a espessura das nuvens a que der origem for maior do que determinados valores.

Este modelo procura representar tanto o desenvolvimento de nuvens pouco profundas (*shallow convection*) como o de nuvens profundas (*deep convection*). Apesar do mesmo formalismo, cada um destes 2 processos é caracterizado por diferentes valores de alguns dos parâmetros (raio das nuvens, tempo de ajustamento, profundidade máxima, etc.)

### c) Camada limite planetária

O modelo de turbulência presente no MesoNH foi desenvolvido combinando o esquema quase 1D de Bougeault e Lacarrère (1989) com a parametrização dos fluxos turbulentos 3D desenvolvida por Redelsperger e Sommeria (1981). As equações do momento de segunda ordem são separadas numa contribuição isotrópica e outra anisotrópica, considerando as equações relativas a esta última como estacionárias. Deste modo os fluxos turbulentos são diagnosticados em função da energia cinética turbulenta,  $TKE$ , de um comprimento de mistura,  $l$  e de um conjunto de coeficientes calibrados por Redelsperger e Sommeria (1981). A contribuição isotrópica reverte para a equação de prognóstico de  $TKE$ , que é resolvida explicitamente. Nesta aproximação, os efeitos de Coriolis, da curvatura da Terra e os momentos de terceira ordem nas equações anisotrópicas são desprezados. Uma descrição detalhada, desta parametrização de ordem 1.5, pode ser encontrada em Cuxart et al. (2000).

A formulação do comprimento de mistura assenta no trabalho de Bougeault e Lacarrère (1989) que postula que este comprimento é dado, em cada nível, pela distância que uma partícula, animada por uma energia cinética igual à  $TKE$  desse nível, percorreria verticalmente contra as forças de flutuação, induzidas pela diferença entre a densidade da partícula e a do meio envolvente.

O esquema de turbulência pode ser accionado nos modos 1D e 3D. No primeiro caso só são considerados os fluxos verticais, o que é suficiente para resoluções espaciais até à ordem dos km. O modo 3D comprehende o cálculo tridimensional dos fluxos e é necessário com resoluções mais finas, nomeadamente em estudos de LES.

Em associação com o modelo de turbulência é possível accionar um esquema de condensação de sub-escala (Bechtold et al., 1993), que se baseia nas conclusões de Sommeria e Deardorff (1977) que mostraram que é possível diagnosticar o valor da água líquida,  $r_c$ , com base nos valores de  $\theta_v$  e  $r_v$  na grelha do modelo e das respectivas variâncias. Os valores das variâncias são fornecidos pelo esquema de turbulência que por sua vez é modificado de forma a entrar em linha de conta com o valor de  $r_c$  no cálculo do comprimento de mistura.



**d) Radiação**

Os fluxos radiativos são calculados utilizando o modelo de radiação do Centro Europeu de Previsão do Tempo, descrito em Mocrette (1989 e 1991). Este modelo fornece os valores do fluxo radiativo líquido em cada ponto, valores que são utilizados no termo do aquecimento/arrefecimento radiativo na equação de evolução de  $\theta$ . Além disso fornece os valores dos fluxos radiativos descendentes, de pequeno e grande comprimento de onda, à superfície que são fornecidos aos modelos de transferência superfície-atmosfera. Esquematicamente, o esquema de radiação procura parametrizar os seguintes processos físicos:

*Radiação solar:* duas formulações de fluxo utilizadas em conjunto com o método de distribuição de trajetórias dos fotões para 2 bandas espectrais: (0.25-0.68  $\mu\text{m}$  e 0.68-4.0  $\mu\text{m}$ ). Tem em conta:

- Difusão de Rayleigh (com expressões paramétricas para a espessura óptica)
- Absorção e difusão pelos aerossóis (parâmetros de Mie para 5 tipos de aerossóis baseados em modelos climatológicos)
- $\text{H}_2\text{O}$  (2 intervalos)
- Gases uniformemente misturados (1 intervalo)
- $\text{O}_3$  (2 intervalos)
- Absorção e difusão pelas gotas de água e cristais de gelo presentes nas nuvens

*Radiação de grande comprimento de onda:* Considera seis bandas espectrais entre 0 e 2620  $\text{cm}^{-1}$ . Os coeficientes de absorção são ajustados de AFGL 1982, e feitos depender da temperatura e pressão. Considera os seguintes constituintes:

- $\text{H}_2\text{O}$  (6 intervalos espectrais)
- $\text{CO}_2$  (Sobreposição entre 500 e 1250  $\text{cm}^{-1}$  em 3 intervalos)
- $\text{O}_3$  (Sobreposição entre 970 e 1110  $\text{cm}^{-1}$ )
- $\text{CH}_4$  (Sobreposição nos intervalos 3 e 6)
- $\text{N}_2\text{O}$  (Sobreposição nos intervalos 3 e 6)
- CFC – 11 (Sobreposição no intervalo 6)
- Gotas de água e cristais de gelo presentes nas nuvens
- Aerossóis

**e) Interacção Superfície - Atmosfera**

Como os fenómenos em estudo dependem da interacção superfície-atmosfera, para um estudo mais pormenorizado de camada limite abordaremos em mais pormenor os modelos que parametrizam esta interacção. Esses modelos são o "Interaction between the Soil Biosphere and Atmosphere" (ISBA, Interacção entre o Solo, a Biosfera e a Atmosfera) (Noilhan e Planton, 1989; Noilhan e Mahfouf, 1996) e o "Town Energy Budget" (TEB; Balanço Energético de Cidade, Masson, 2000). Na região directamente em estudo não existem grandes áreas urbanas pelo que a utilização do TEB não é relevante para os problemas em estudo.

Sobre as superfícies de água é utilizada a parametrização de Charnock (1955) que fornece o comprimento de rugosidade. A temperatura da superfície é mantida constante durante o período de cada simulação.

**2.2 Interacção Superfície Atmosfera: o modelo ISBA**

Desenvolvido originalmente por Noilhan e Planton (1989) para utilização em previsão numérica do tempo, modelação de mesoscala e de clima, o ISBA procurou minimizar o número de variáveis independentes e de parâmetros, preservando a representação dos processos físicos mais relevantes que controlam as trocas de energia e massa entre o solo, o coberto vegetal e a atmosfera. Uma das vantagens desta minimização advém de, em regra, não se poder tirar partido de representações mais finas, por falta de dados observados para as escalas em que se pretende trabalhar.

Incluindo o ISBA no modelo de mesoscala PERIDOT da *Météo-France*, Bougeault *et al.* (1991a,b) demonstraram as potencialidades do modelo em reproduzir a evolução observada da atmosfera durante os dias de céu limpo da campanha HAPEX-MOBILHY (André *et al.*, 1986). A partir daí o modelo tem sido testado e utilizado num vasto conjunto de estudos de mesoscala e escala global. Um conjunto de testes de sensibilidade pode ser revisto em Jacquemin e Noilhan (1990). Outros testes e validações, nomeadamente em zonas semi-áridas podem ser encontrados em Noilhan *et al.* (1991), também utilizando dados da HAPEX-MOBILHY, em Braud *et al.* (1993) com validação a partir de dados da experiência EFEDA (realizada no Sul de Espanha em 1991- Bolle *et al.*, 1993) ou em Giordani *et al.* (1993).

Actualmente o ISBA está inserido no modelo operacional de previsão do tempo ARPEGE, (a implementação está descrita em Giordani, 1993) e na sua versão de área limitada, ALADIN, que actualmente é utilizada em Portugal no Instituto de Meteorologia. A descrição da utilização do ISBA em modelação de clima, pode ser revista em, por exemplo, Manzi e Planton (1993), Mahfouf *et al.* (1995), Douville *et al.* (1995) ou Etchevers *et al.* (1999).

O ISBA tem sido enriquecido com um conjunto de opções de modo a melhorar a representação de alguns processos físicos e a permitir o seu acoplamento com modelos hidrológicos e climáticos.

Entre estes enriquecimentos incluem-se, entre outros, a introdução de uma parametrização do escoamento superficial de sub-escala (Habets et al., 1999), a introdução de uma 3<sup>a</sup> camada de solo (ISBA-3L, Boone et al., 1999), a introdução de um modelo interactivo de evolução da vegetação para utilização em modelos climáticos (ISBA-Ags, Calvet et al., 1998), a inclusão de uma representação do gelo no solo (Boone et al., 2000) e a adição de um modelo explícito de neve (ISBA-ES, Boone e Etchevers, 2000).

De entre estas novas opções, só a introdução da 3<sup>a</sup> camada no solo, que corresponde à adição de um reservatório profundo de água, por debaixo do nível das raízes, poderia ter interesse para o presente trabalho. No entanto o seu impacto só é importante em simulações longas (Boone et al., 1999), pelo menos de alguns dias, que não é o caso das simulações realizadas no âmbito do presente trabalho. Por esse motivo, na apresentação do modelo segue-se a versão original (Noilhan e Planton, 1989), com as correções e melhoramentos introduzidos em Noilhan e Mahfouf (1986)

### 2.2.1 As Equações de Evolução

O modelo simula a evolução de 5 variáveis de prognóstico: a temperatura de superfície,  $T_s$ , representativa do conjunto solo descoberto mais vegetação; a temperatura do solo profundo,  $T_2$ ; o conteúdo volumétrico de água na camada superficial do solo (de profundidade igual a 10 cm),  $w_g$ ; o conteúdo volumétrico médio de água no solo,  $w_2$  e a quantidade de água interceptada pelas plantas,  $W_r$ .

As equações de evolução, baseadas no método “force restore” de Bhumralkar (1975), Blackadar (1976) e Deardorff (1977) são as seguintes (Noilhan e Planton, 1989):

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C^{-1} (R_N + H + \lambda E) + 2\pi\tau^{-1}(T_s - T_2) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \tau^{-1} (T_s - T_2) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{geq}) \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr}) - \frac{C_3}{d_2 \tau} \max[0, w_2 - w_{cc}] \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = veg \cdot P - E_r \quad (W_r \leq W_{r_{\max}}) \quad (2.5)$$

Onde  $R_N$  é o fluxo radiativo líquido à superfície,  $H$  o fluxo de calor sensível,  $E$  a evapotranspiração,  $P$ , a precipitação e  $\tau$  o tempo de 1 dia (em s). O significado das outras variáveis será dado na discussão que se segue.

O coeficiente  $C$  da equação (2.1) é uma capacidade térmica por unidade de superfície e é, tal como a variável  $T_s$ , um coeficiente global representativo do conjunto solo descoberto e coberto vegetal, igual à média pesada:

$$C = (1 - \text{veg}) \cdot C_g + \text{veg} \cdot C_v \quad (2.6)$$

onde  $C_g$  é a capacidade térmica superficial do solo descoberto, dada por

$$C_g = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{K_T C_T \tau}{\pi}} \quad (2.7)$$

A dependência da condutividade térmica,  $K_T$ , e de  $C_T$ , com a textura do solo e com o conteúdo volumétrico de água no solo é calculada a partir das expressões analíticas apresentadas em McCumber e Pielke (1981). Com base nessas expressões e em (2.2), Noilhan e Planton (1989) ajustaram a seguinte lei de potência:

$$C_g = C_{gsat} \left( \frac{w_2}{w_{sat}} \right)^{b/2\log 10} \quad (2.8)$$

onde  $C_{gsat}$  é o valor da capacidade térmica no caso de solo saturado que depende exclusivamente da textura do solo (ver Tabela 2-2).

$C_v$  é a correspondente capacidade para as plantas, cujo valor é estipulado em  $C_v = 5 \times 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2} \text{K}^{-1}$  (Noilhan e Mahfouf, 1996). Este valor é uma ordem de grandeza inferior ao de  $C_g$ , de modo a dar conta da redução do fluxo de calor para o solo na presença de uma camada de vegetação. Assim, em terrenos completamente cobertos de vegetação,  $C$  tende para  $C_v$ , o primeiro termo do lado direito da equação (2.1) passa a dominar e o fluxo de calor para o solo,  $G$ , tende para zero. No limite,  $T_s$  é a solução da equação de diagnóstico de conservação da energia à superfície na ausência de  $G$ :  $R_N + H - \lambda E = 0$ . Este método é semelhante ao seguido em outros modelos de superfície, mais detalhados, incluindo os que recorrem a uma parametrização explícita de uma camada de vegetação (cf. Dickinson, 1984).

As equações de evolução para a água no solo (2.3) e (2.4) são similares às equações propostas por Deardorff (1977). Na evolução de  $w_g$  não se considera a água retirada da camada superficial pela evapotranspiração das plantas, só entrando a evaporação directa a partir da superfície do solo,  $E_g$ . A transpiração,  $E_{tr}$ , só é contabilizada na equação de evolução de  $w_2$  (2.4). Admite-se que a profundidade da camada superficial do solo tem o valor  $d_1 = 10\text{cm}$  (Noilhan e Planton, 1989).

$P_g$  é a precipitação que atinge o solo descoberto e é igual à precipitação que não atinge a vegetação mais a que escorre desta para o solo, a partir do momento em que a quantidade água retida pelas plantas,  $W_r$ , atinge o seu valor máximo,  $W_{r\max}$ . Isto é:  $P_g = (1-\text{veg})P + W_r - W_{r\max}$ .

No que respeita à equação de balanço da água à superfície (2.3), no termo de relaxação aparece o  $w_{geq}$  em vez de  $w_2$  presente na equação original de Deardorff (1977).  $w_{geq}$  representa o valor de equilíbrio de  $w_s$  correspondente a um dado  $w_2$ , que só é igual ao próprio  $w_2$  no caso em que o equilíbrio entre a gravidade e as forças de capilaridade, determina um perfil constante para  $w$  em toda a camada de solo considerada, o que não é em geral verdade, nomeadamente em solos arenosos. Os valores de  $w_{geq}$  em função de  $w_2$  foram calculados por Noilhan e Planton (1989) utilizando as especificações hidráulicas de Clapp e Hornberger (1978) e a condição de equilíbrio entre as forças gravítica e de capilaridade quando não há saturação:

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = 1 \quad (2.9)$$

Quando se atinge a saturação,  $\psi$  é limitado pelo máximo valor  $\psi_{\max}$ . Assim, foi ajustado a seguinte expressão:

$$\frac{w_{geq}}{w_{sat}} = \frac{w_2}{w_{sat}} - a \left( \frac{w_2}{w_{sat}} \right)^p \left[ 1 - \left( \frac{w_2}{w_{sat}} \right)^{8p} \right] \quad (2.10)$$

Os dois parâmetros,  $a$  e  $p$  (inteiros), dependem exclusivamente da textura do solo.

As parâmetros adimensionais de “force e restore”,  $C_1$  e  $C_2$  da equação (2.3), propostas por Deardorff (1977), foram objecto de uma parametrização mais fina por Noilhan (1987), utilizando um modelo unidimensional detalhado com 26 níveis para resolver as equações de Fourier e de Darcy. Os resultados da aplicação deste modelo a um vasto número de casos sugerem uma dependência de  $C_2$ , que caracteriza a velocidade com que o perfil de água no solo tende para o equilíbrio, em função de  $w_2$  e de  $C_1$  em função de  $w_g$ . As expressões propostas são as seguintes (Noilhan e Planton, 1989):

$$C_1 = C_{1sat} \left( \frac{w_{sat}}{w_g} \right)^{\frac{b}{2}+1} \quad (2.11)$$

$$C_2 = C_{2ref} \frac{w_2}{w_{sat} - w_2 + w_l} \quad (2.12)$$

onde  $w_l = 0.01$  é um valor numérico pequeno que permite definir o limite de  $C_2$  no caso do solo estar saturado. Os novos parâmetros  $C_{1sat}$ , o valor de  $C_1$  quando  $w_s = w_{sat}$ , e  $C_{2ref}$ , o valor de  $C_2$  quando  $w_2 = 0.5w_{sat}$ , dependem exclusivamente do tipo de solo. Na parametrização de  $C_1$  só é tida

em conta a difusão de água na fase líquida, (na equação de Darcy só é utilizado o coeficiente de difusão da água líquida). Braud *et al.* (1993) propõem uma extensão desta formulação de modo a incluir a difusão de água sob a forma de vapor, que, de acordo com os autores, é a forma dominante quando a temperatura superficial é elevada em solos muito secos ( $w_g < w_{wilt}$ ).

O 3º termo da equação (2.4),  $(C_3/d_2\tau)\max(0., w_2 - w_{cc})$ , não considerado na versão original de Noilhan e Plnaton (1989), representa a drenagem gravítica da água para fora da coluna de solo. O coeficiente  $C_3$  caracteriza a taxa de variação do conteúdo em água tendente ao seu valor à capacidade campo, que corresponde ao valor em que as forças de capilaridade compensam a força gravítica.  $C_3$  depende das características texturais do solo e é calculado a partir da expressão deduzida por Mahfouf e Noilhan (1995) e constante da Tabela 2-2. Na versão standard do ISBA, a água drenada sai do volume de simulação, correspondendo a um escoamento vertical para baixo do solo. Quando o ISBA acoplado a modelos hidrológicos a quantidade de água drenada é utilizada na parametrização do escoamento horizontal, superficial e sub superficial.

A equação (2.5) de evolução da água interceptada pelas plantas é igual à proposta por Deardorff (1978).  $W_{rmax}$  é o volume de água (por unidade de superfície),  $W_r$ , que as plantas podem interceptar e é, de acordo com a proposta de Dickinson (1984), igual a:

$$W_{rmax} = 0.2 \cdot \text{veg} \cdot \text{LAI} \quad (\text{mm}) \quad (2.13)$$

## 2.2.2 Cálculo dos fluxos superficiais

O modelo resolve uma única equação de balanço de energia à superfície, em acordo com a definição de um único valor de  $T_s$  e  $w_g$  representativos do conjunto solo-vegetação. O fluxo radiativo resultante,  $R_N$ , é a soma algébrica da parte absorvida da radiação solar global,  $R_G$ , que atinge a superfície com a radiação atmosférica descendente,  $R_A$ , que também chega à superfície e com a radiação terrestre irradiada pela superfície, que pode ser calculada pela lei de Stefan - Boltzman. Isto é:

$$R_N = (1 - \alpha)R_G + \varepsilon(R_A - \sigma T_s^4) \quad (2.14)$$

Os fluxos de vapor de água e energia são calculados através do método aerodinâmico. O fluxo de calor sensível pode ser dada por:

$$H = \rho c_p C_H U (T_s - T_a) \quad (2.15)$$

onde  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante,  $\rho$ ,  $U$  e  $T_a$  são a densidade, a intensidade do vento e a temperatura do ar no primeiro nível do modelo atmosférico.  $C_H$  é o coeficiente de transferência convectiva de entalpia que depende da estabilidade da atmosfera.

O fluxo de vapor de água,  $E$ , é a soma da evaporação do solo,  $E_g$ , com a evapotranspiração a partir das plantas,  $E_{tr}$  e da evaporação da água retida nas folhas.  $E_g$  é calculada através de:

$$E_g = \frac{(1 - veg) \rho}{r_a} [h q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (2.16)$$

onde  $r_a = (C_H \cdot U)^{-1}$  é a resistência aerodinâmica. A humidade relativa da superfície,  $h$ , é estimada a partir de:

$$h = \begin{cases} \frac{1}{2} \left[ 1 - \cos \left( \frac{w_g}{w_{cc}} \pi \right) \right], & \text{se } w_g < w_{cc} \\ 1, & \text{se } w_g \geq w_{cc} \end{cases} \quad (2.17)$$

onde  $w_{cc}$  é a capacidade de campo, valor acima do qual se pode considerar que o solo evapora à taxa potencial. Este parâmetro depende exclusivamente das características texturais do solo.

Em solos muito secos, esta expressão contribui para sobreestimar o orvalho (Mahfouf e Noilhan, 1991), uma vez que frequentemente  $h \cdot q_{sat}(T_s) < q_a$ . À falta de melhor parametrização, é frequente reduzir drasticamente este fluxo descendente impondo a condição (Mahfouf e Noilhan, 1991; Braud *et al.*, 1993):

$$h = \begin{cases} q_a / q_{sat}(T_s) & \text{se } h \cdot q_{sat}(T_s) \leq q_a \leq q_{sat}(T_s) \\ 1 & \text{se } q_{sat}(T_s) < q_a \end{cases}$$

Isto quer dizer que só se permite a deposição de orvalho quando a humidade específica da atmosfera é superior à humidade específica de saturação à temperatura da superfície, que só se verifica se a temperatura do ar for superior à da superfície.

A transpiração das plantas é dada por:

$$E_{tr} = veg \frac{(1 - \delta)}{r_a + r_s} \rho [q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (2.18)$$

onde  $r_s$  é a resistência estomatal e  $\delta$ , a fracção de vegetação coberta por água, é, seguindo Deardorff (1978), dada por:

$$\delta = \left( \frac{W_r}{W_{r_{max}}} \right)^{2/3} \quad (2.19)$$

A evaporação a partir da água retida nas plantas é:

$$E_{tr} = veg \frac{\delta}{r_a} \rho [q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (2.20)$$

Considera-se em geral que a resistividade estomatal,  $r_s$ , depende fundamentalmente (Jarvis, 1976): de uma resistência mínima,  $r_{s\min}$ , que é função do tipo de vegetação e da fase de crescimento em que se encontra (com valores da ordem das dezenas de  $s \cdot m^{-1}$ ; da radiação solar (1); da disponibilidade em água na vizinhança das raízes (2); da temperatura (3); da humidade relativa da atmosfera (4); da disponibilidade em  $CO_2$  (5). De uma forma geral pode escrever-se (Garratt, 1992):

$$r_s = \frac{r_{s\min}}{LAI} F_1 F_2 F_3 F_4 \quad (2.21)$$

O factor  $F_1$  traduz a influência da radiação fotossinteticamente activa, que se admite ser igual a  $0.55 \cdot R_G$ . Utilizando a formulação de Dickinson (1984), o modelo considera:

$$F_1 = \frac{1+f}{f + \frac{r_{s\min}}{r_{s\max}}} \quad \text{onde} \quad f = \frac{2}{LAI} \frac{0.55R_G}{R_{GL}} \quad (2.22)$$

e  $R_{GL}$  é uma constante que depende do tipo de vegetação:  $100 \text{ Wm}^{-2}$  no caso de uma área cultivada e  $30 \text{ Wm}^{-2}$  no caso de floresta.

$F_2$  traduz o efeito do stress hídrico, e é expresso de acordo com Thompson *et al* (1981),

$$F_2 = \begin{cases} 1 & \text{se } w_2 > 0.75w_{cc} \\ \frac{w_{cc} - w_{wilt}}{w_2 - w_{wilt}} & \text{se } w_{wilt} < w_2 \leq 0.75w_{cc} \\ 10^6 & \text{se } w_2 \leq w_{wilt} \end{cases} \quad (2.23)$$

$F_3$  representa o efeito da humidade atmosférica e é parametrizado de acordo com Sellers *et al.* (1986):

$$F_3 = [1 - \gamma(e_{sat}(T_s) - e_a)]^{-1}, \quad (2.24)$$

onde  $\gamma$  um é parâmetro empírico dependente do tipo de vegetação: 0 no caso de culturas e 0.04 no caso de floresta - de modo que a influência deste factor é nula no caso de solos agrícolas e muito pequena em zonas florestais.

$F_4$ , que dá conta da influência da temperatura do ar, é calculado de acordo com Dickinson (1984):

$$F_4 = [1.0 - 0.0016(298.0 - T_a)^2]^{-1} \quad (2.25)$$

O modelo de superfície tem ainda que fornecer ao modelo atmosférico o fluxo de momento linear,  $\tau$ , calculado também pelo método aerodinâmico:

$$\tau = \rho C_D U^2 \quad (2.26)$$

onde  $C_D$  é o coeficiente de arrastamento. Inicialmente, no modelo desenvolvido por Noilhan e Planton (1989) o cálculo dos coeficientes  $C_D$  e  $C_H$  era efectuado de acordo com a formulação de Louis (1979), que permite o seu calculo explícito evitando a necessidade de recorrer a métodos iterativos. Esta formulação (Louis, 1979) não distingue entre os diferentes comprimentos de rugosidade, característica comum à maioria dos modelos de superfície. As evidências experimentais de que o quociente  $z_{0m}/z_{0h}$  é em geral bastante superior à unidade (e.g. Brutsaert, 1982, Garratt *et al.*, 1993) e a certeza de que este quociente tem influência na partição dos fluxos energéticos à superfície, colocou a necessidade de introduzir a distinção entre  $z_{0m}$  e  $z_{0h}$ . Braud *et al.* (1993), por comparação dos resultados de simulações com o modelo ISBA e de dados EFEDA, mostraram que a hipótese  $z_{0m}=z_{0h}$  conduz a distorções significativas na simulação da temperatura superficial em regiões semi-áridas sob intensa radiação solar.

Neste sentido, Mascart *et al.* (1994) propuseram alterações à formulação proposta por Louis (1979) para tornar explícito o cálculo dos fluxos na camada limite superficial. Para esse efeito, os autores utilizaram diferentes funções,  $F_m$  e  $F_h$ , bem como diferentes comprimentos de rugosidade ( $z_{0m}$ , para a transferência de momento linear  $z_{0h}$ , para as transferências de energia e vapor de água) no cálculo de  $C_D$  e  $C_H$ :

$$C_D = C_{DN} F_m \left( \frac{z}{z_{0m}}, Ri \right) \quad e \quad C_H = C_{DN} F_h \left( \frac{z}{z_{0m}}, Ri \right) \quad (2.27)$$

onde  $C_{DN}$  é o coeficiente de arrastamento em condições de estabilidade indiferente:

$$C_{DN} = \frac{k^2}{\left[ \ln(z/z_{0m}) \right]} \quad (2.28)$$

e  $F_h$  e  $F_m$ , correspondem a uma extensão da função  $F$  de Louis (1979) e são expressas por:

$$F_m = \begin{cases} 1 - \frac{b_1 Ri}{1 + C_m |Ri|^{1/2}}, & se \quad Ri \leq 0. \\ \frac{1}{(1 + b_2 Ri)^2} & se \quad Ri > 0. \end{cases} \quad (2.29)$$

$$F_h = \begin{cases} \left[ \frac{\ln(z/z_{0m})}{\ln(z/z_{0h})} \right] \left[ 1 - \frac{b_1 Ri}{1 + C_h |Ri|^{1/2}} \right], & se \quad Ri \leq 0. \\ \left[ \frac{\ln(z/z_{0m})}{\ln(z/z_{0h})} \right] \left[ \frac{1}{(1 + b_2 Ri)^2} \right] & se \quad Ri > 0. \end{cases} \quad (2.30)$$

Os coeficientes  $C_h$  e  $C_m$  são determinados utilizando o procedimento proposto por Louis (1979), utilizando o limite de convecção livre ( $Ri \rightarrow \infty$ ):

$$C_{m,h} = C_{m,h}^* a^2 b_1 \left[ \frac{\ln(z/z_{0m})}{\ln(z/z_{0m,h})} \right] \left( \frac{z}{z_{0m,h}} \right)^{p_{m,h}} \quad (2.31)$$

onde  $C_{m,h}^*$  e  $p_{m,h}$  são constantes que foram ajustadas às funções de Businger (1973) por polinómios de 3º grau em  $\mu = \ln(z_{0m}/z_{0h})$  (Mascart *et al.*, 1994):

$$\begin{aligned} C_{m,h}^* &= 6.8741 + 2.6933\mu - 3.601\mu^2 + 0.0154\mu^3 \\ C_{h}^* &= 3.2165 + 4.3431\mu + 5.36\mu^2 - 0.0781\mu^3 \\ p_m &= 0.5233 - 0.0815\mu + 0.0135\mu^2 + 0.001\mu^3 \\ p_h &= 0.5802 - 0.1571\mu + 0.0327\mu^2 - 0.0026\mu^3 \end{aligned} \quad (2.32)$$

De acordo com os autores, esta nova formulação, inserida no esquema numérico do ISBA, garante um ajustamento às funções implícitas de Businger significativamente mais fino que a formulação original quando  $z_{0m}/z_{0h}$  é superior à unidade. Quanto maior o quociente entre os comprimentos de rugosidade, mais significativa é a diferença entre as duas formulações. No intervalo  $1 < z_{0m}/z_{0h} < 200$ , que corresponde ao intervalo típico dos valores reais o ajuste, indicam os autores, é bastante razoável. Os autores mostram ainda que a utilização de diferentes comprimentos de rugosidade e das correspondentes funções F reduz significativamente a sobreavaliação dos fluxos verticais de entalpia no caso da aplicação do modelo a dados da campanha EFEDA (Bolle *et al.*, 1993), que se verifica quando é utilizada a formulação de Louis.

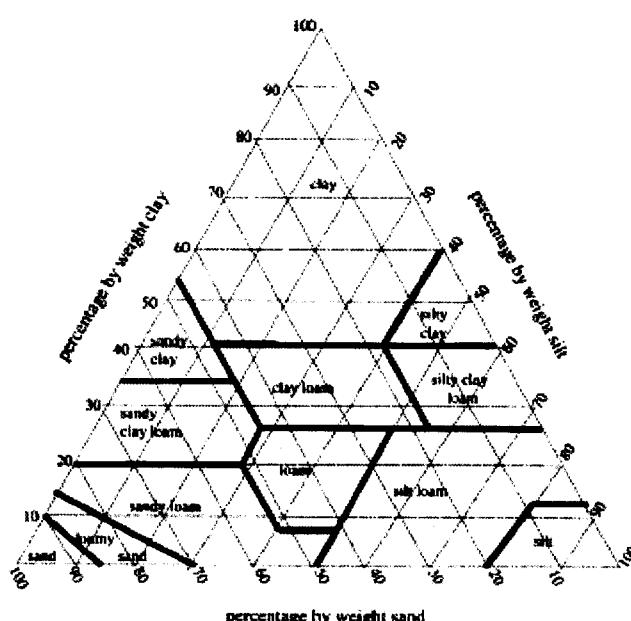
### 2.2.3 Parâmetros

Para serem resolvidas, as equações anteriores exigem o conhecimento dos 17 parâmetros, sumariados na Tabela 2-1. Infelizmente, não é actualmente possível conhecerlos com exactidão a não ser para escalas locais. Em estudos de mesoscala, ou de escala superior, os 17 parâmetros têm que ser inferidos a partir de um número mais reduzido, designados (Bougeault *et al.*, 1991a) por parâmetros primários, sobre os quais existem, em princípio, fontes de informação disponíveis. Os parâmetros primários considerados são: tipo textural do solo; tipo de vegetação, profundidade do solo; e albedo. Os parâmetros necessários à integração das equações, adiante designados por secundários, são calculados a partir dos primários e contêm a informação básica acerca da superfície em estudo, isto é das características físicas do solo e da vegetação, que variam em escalas de tempo superiores às das variáveis de prognóstico, em qualquer dos casos superior a 1 dia. Alguns, como o valor de saturação do conteúdo volumétrico de água no solo,  $w_{sat}$ , dependem exclusivamente da textura do solo e não variam no tempo. Outros, como a fracção de vegetação,

veg, podem variar numa escala de tempo de uma semana no período de maior crescimento das culturas. Em qualquer dos casos, a escala de tempo da evolução dos parâmetros é sempre superior a um dia, pelo que em estudos de mesoscala podem ser considerados constantes.

*Tabela 2-1 Parâmetros de superfície, e respectivas dimensões, considerados no modelo ISBA*

Parâmetro secundário	Notação	Unidade
Valor de saturação do conteúdo volumétrico da água no solo	$w_{sat}$	$m^3 \cdot m^{-3}$
Conteúdo volumétrico de água no solo no ponto de murchamento	$w_{wilt}$	$m^3 \cdot m^{-3}$
Conteúdo volumétrico de água no solo à capacidade de campo	$w_{cc}$	$m^3 \cdot m^{-3}$
Capacidade térmica superficial para solos saturados	$C_{Gsat}$	$K \cdot m^2 \cdot J^{-1}$
declive da curva de retenção	$b$	adimensional
Valor de $C_1$ para solos saturados	$C_{1sat}$	adimensional
Valor de $C_2$ quando $w_2=0.5w_{sat}$	$C_{2ref}$	adimensional
Coeficientes para o cálculo de $w_{eq}$	$a, p$	adimensional
Coeficiente de drenagem gravítica	$C_3$	adimensional
Profundidade do solo	$d_2$	m
Fracção de vegetação	$veg$	adimensional
Resistência estomatal mínima	$R_{smin}$	$s \cdot m^{-1}$
Índice de área folheada	LAI	$m^2 \cdot m^{-2}$
comprimentos de rugosidade	$z_0, z_{0h}$	m
Albedo	$\alpha$	adimensional
Emissividade	$\epsilon$	adimensional



*Figura 2.1 Classificação textural do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos. Reproduzido de Cosby et al. (1984) (copyright by the American Geophysical Union)*

Em português as texturas presentes no diagrama triangular designam-se por: arenosa (sand), arenoso-franca (loamy sand), franco-arenosa (sandy loam), franca (loam), franco-argilosofrancosa (sandy-clay-loam), franco-limosa (silt loam), limosa (silt), franco-argilo-limosa (silty clay loam), franco-argilosa (clay loam), argilosa limosa (silty clay), e argilosa arenosa (sandy clay).

Os parâmetros que dependem da textura do solo são calculados a partir da classificação de Clapp e Hornberger (1978) e das calibrações efectuadas por Noilhan e Planton (1989).

Utilizando dados de 1448 amostras de solos, Clapp e Horneberger (1978) e Cosby et al. (1984) estimaram a média e o desvio padrão de cada um dos parâmetros hidráulicos em cada uma das classes texturais da USDA (United States Department of Agriculture), englobadas no diagrama triangular indicado na Figura 2.1.

Utilizando técnicas de regressão multilinear, Cosby et al. (1984)

mostraram que as características hidráulicas dependem fundamentalmente da distribuição do tamanho das partículas e que a maior parte da variabilidade das propriedades do solo pode ser relacionada simplesmente com a percentagem de areia e argila.

Segundo esta sugestão, Noilhan e Lacarrère (1994) procuraram ajustes lineares e polinomiais entre os vários parâmetros e o conteúdo em areia e argila. Estes cálculos foram efectuados para os parâmetros de Clapp e Horneberger ( $w_{sat}$ ,  $b$ ), bem como para os que foram acrescentados por Noilhan e Planton ( $b$ ,  $C_{gsat}$ ,  $C_{1sat}$ ,  $C_{2ref}$ ,  $a$ ,  $p$ ). As expressões resultantes estão reproduzidas na Tabela 2-2.

De acordo com os autores, os coeficientes de regressão das expressões obtidas são superiores a 0.90, excepto para a relação linear entre  $C_{gsat}$  e a percentagem de areia (0.78). Na maioria dos casos, a percentagem de argila mostrou ser um melhor predictor.

Estas relações podem ser usadas quando são conhecidas as percentagens de argila e areia existente no solo e tornam mais fácil a produção de cartas de superfície em diferentes escalas, pois podem efectuar-se médias entre as percentagens “conhecidas” numa determinada escala para efectuar a agregação para uma escala superior. Médias que, atendo à não linearidade de algumas das expressões, nomeadamente as que permitem o cálculo de  $C_{1sat}$  e  $C_{2ref}$ , não devem ser simplesmente aritméticas.

#### 2.2.4 Resolução numérica das Equações

A evolução das variáveis de prognóstico do solo  $T_s$ ,  $T_2$ ,  $w_g$ ,  $w_2$  e  $w_r$ , é calculada através da resolução das equações (2.1) - (2.5) com base no forçamento atmosférico que inclui a Radiação solar incidente, a Radiação atmosférica descendente, a precipitação, a intensidade do vento, a temperatura e a humidade do ar a um determinado nível na camada limite superficial. O algoritmo utilizado é o seguinte:

- i) Cálculo dos coeficientes  $C_D$ ,  $C_H$ , utilizando a formulação proposta por Mascart (secção 2.2.2),  $r_s$  (2.21),  $C$  (2.6),  $h$  (2.17) e  $\delta$  (2.19). Nestes cálculos utilizam-se os valores da intensidade do vento, temperatura e humidade do ar (forçamento) e os valores das variáveis de prognostico no passo de tempo anterior, adiante identificado por  $(+)$ .

*Tabela 2-2 Expressões derivadas por Noilhan e Lacarrère (1995) para o cálculo dos parâmetros de solo do modelo ISBA em função das percentagens de argila ( $X_{arg}$ ) e de areia ( $X_{areia}$ ) existente no solo*

Parâmetro	Expressão
$w_{sat}$	$(-1.08 \times X_{areia} + 494.305) \times 10^{-3}$
$w_{wilt}$	$37.1342 \times X_{arg}^{0.5} \times 10^{-3}$
$w_{cc}$	$0.0890467 \times X_{arg}^{0.3496}$
B	$0.137 \times X_{arg} + 3.501$
$C_{gsat}^{-1}$	$(-0.008 \times X_{areia} + 3.96) \times 10^{-6}$
$C_{1sat}$	$(5.58 \times X_{arg} + 84.88) \times 10^{-3}$
$C_{2ref}$	$13.815 \times X_{arg}^{-0.954}$
A	$0.73242 \times X_{arg}^{-0.539} + 3.501$
p	$0.134 \times X_{arg} + 3.4$
$C_3$	$5.327 \times X_{arg}^{-1.043}$

ii) Actualização da temperatura de superfície (cálculo de  $T_s^{(+)}$ ), efectuada a partir de uma versão linearizada da equação (2.1) em torno de  $T_s^{(-)}$ :

$$\begin{aligned}
 C \frac{T_s^{(+)} - T_s^{(-)}}{\Delta t} = & (1-\alpha)R_G + \varepsilon(R_A - \sigma T_s^{(-)4} + 4\sigma T_s^{(-)3}\Delta(T_s)) - \rho c_p C_H u_a (T_s^{(+)} - T_a) - \\
 & - \rho \lambda \frac{(1-veg)}{r_a} \left[ (h(q_{sat}(T_s^{(-)}) - q_a) + h \frac{\partial q_{sat}(T_s^{(-)})}{\partial T} \Delta(T_s)) \right] - \\
 & - \rho \lambda \frac{veg \cdot \delta}{r_a} \left[ q_{sat}(T_s^{(-)}) - q_a + \frac{\partial q_{sat}(T_s^{(-)})}{\partial T} \Delta(T_s) \right] - \\
 & - \rho \lambda \frac{veg(1-\delta)}{r_a + r_s} \left[ q_{sat}(T_s^{(-)}) - q_a + \frac{\partial q_{sat}(T_s^{(-)})}{\partial T} \Delta(T_s) \right]
 \end{aligned} \tag{2.33}$$

iii) Actualização de  $T_2$ , por resolução de (2.2), discretizada no tempo de forma implícita, com  $T_s^{(+)}$  e  $T_2^{(+)}$  no lado direito da equação.

iv) Cálculo dos fluxos superficiais de entalpia e vapor de água,  $H$ ,  $E_{tr}$ ,  $E_g$  e  $E_r$  com base no valor actualizado de  $T_s$  e nos valores no passo de tempo anterior de  $w_g$ ,  $w_2$  e  $W_r$ . Estes fluxos constituem o forçamento para a componente atmosférica do Meso-NH.

v) Cálculo dos coeficientes  $C_1$  e  $C_2$  e de  $w_{eq}$  que entram nas equações de balanço do conteúdo volumétrico de água no solo, com base nos valores  $w_g^{(-)}$ ,  $w_2^{(-)}$  e  $W_r^{(-)}$ .

vi) Actualização de  $w_g$ ,  $w_2$  e  $W_r$ , recorrendo às equações de balanço, (2.3)-(2.5), discretizadas explicitamente, utilizando, no lado direito das equações, os valores  $w_g^{(-)}$ ,  $w_2^{(-)}$  e  $W_r^{(-)}$  e os fluxos de vapor de água calculados em iv).

## 2.2.5 Introdução da transferência de vapor de água no modelo ISBA\_NL

A versão standard do ISBA, descrita na secção anterior inclui uma parametrização para as transferências de vapor de água no solo, desenvolvida por Braud et al. (1993). A versão de múltiplas, N, camadas, desenvolvida por Boone (1999), ISBA\_NL, não entra em conta com as transferências de água na fase de vapor. Como tem sido mostrado em diversos estudos, as transferências de vapor no solo jogam um papel importante em solos secos. A sua parametrização é por isso importante em aplicações em zonas de climas semi-áridos. Nesse sentido, introduziu-se uma parametrização das transferências de água na fase de vapor, seguindo a formulação de Braud et al. (1993).

De acordo com Passerat et al. (1989), o fluxo de vapor no solo, na ausência de gelo pode ser descrita por:

$$F = \left( k + \frac{D_{vh}}{\rho_w} \right) \frac{\partial \Psi}{\partial z} + \frac{D_{vt}}{\rho_w} \frac{\partial T}{\partial z} - k \tag{2.34}$$

onde  $D_{vh}$  e  $D_{vT}$  são, respectivamente, a condutividade isotérmica e a difusividade do vapor. Tal como Braud et al. (1993), só se vão considerar as transferências devidas aos gradientes de pressão, ou seja:

$$F = \left( k + \frac{D_{vh}}{\rho_w} \right) \frac{\partial \Psi}{\partial z} - k \quad (2.35)$$

Recorrendo à teoria de Philip e De Vries (1957), pode calcular-se  $D_{vh}$  através da expressão:

$$D_{vh} = \frac{\alpha p}{(p - p_v(T))} \frac{D_{va}(T) Fa(w) g p_v(T)}{(RT)^2} \quad (2.36)$$

onde  $\alpha=0.66$  é um factor de tortuosidade,  $p$  é a pressão total do ar,  $p_v(T)$  é a pressão de vapor no interior do solo,  $R_v$  é a constante dos gases para o vapor de água e

$$D_{va}(T) = c^* \frac{p_0}{p} \left( \frac{T}{T_0} \right)^{n^*}$$

é o coeficiente de difusão molecular do vapor de água no ar, com  $c^*=2.17 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$ ,  $n^*=1.88$  e  $T_0=273.16 \text{ K}$ , e

$$Fa(w) = \begin{cases} (n-w) \left[ 1 + w(n-w_k)^{-1} \right] & \text{for } w > w_k \\ n & \text{for } w < w_k \end{cases} \quad (2.37)$$

é uma função que procura representar os efeitos que a presença de água líquida nos poros exerce ao dificultar o movimento das partículas de vapor de água. Em (2.37),  $n$  é a porosidade do solo e  $w_k$  é um valor crítico do conteúdo em água,  $w$ , abaixo do qual a água líquida no interior dos poros não é contínua. Estes dois parâmetros dependem da textura do solo. No presente exercício consideram-se os valores utilizados por Braud et al. (1993) para o local de Barra da experiência EFEDA.

Esta formulação assume que as fases líquida e de vapor estão em equilíbrio termodinâmico (Passerat et al., 1989), o que implica que:

$$\rho_v(\psi, T) = \rho_{vs}(T) e^{\frac{g\psi}{R_v T}} \quad \text{ou} \quad h_{soil} = e^{\frac{g\psi}{R_v T}} \quad (2.38)$$

onde  $h_{soil}$  é a humidade relativa do ar no interior dos poros. Se definirmos, como Braud et al. (1983)  $S_L$ :

$$S_L = \frac{w}{w_{sat}} \quad (2.39)$$

as expressões anteriores podem ser expressas em função de  $S_L$ ,

$$K = \varphi K_{sat} S_L^{2b+3}, \quad \Psi = \Psi_{sat} S_L^{-b}, \quad h_{soil} = e^{\frac{g\Psi_{sat} S_L^{-b}}{R_v T}} \quad (2.40)$$

$$Fa(S_L) = \begin{cases} (n - w_{sat}^2 S_L^2) [1 + w_{sat} S_L (n - w_k)^{-1}] & \text{for } w > w_k \\ n & \text{for } w < w_k \end{cases} \quad (2.41)$$

$$D_{vh} = \frac{\alpha p g D_{va}(T) p_{vsat}(T)}{(RT)^2} \frac{Fa(S_L) h_{soil}(S_L)}{p - h_{soil}(S_L) p_{vsat}(T)} \quad F = -d_c \frac{\partial S_L}{\partial z} - K \quad (2.42)$$

Onde  $d_c$  é agora:

$$d_c = b \Psi_{sat} \left( \varphi K_{sat} S_L^{2b+3} + \frac{D_{vh}(S_L)}{\rho} \right) S_L^{-b-1} \quad (2.43)$$

O método de Newton-Raphson utilizado em Boone (1999) para resolver a equação da continuidade implica que se recalculem as derivadas dos fluxos em ordem ao conteúdo de água no solo:

$$\frac{\partial d_c}{\partial w_{Lj}} \quad e \quad \frac{\partial d_c}{\partial w_{Lj+1}}$$

Neste sentido pode escrever-se:

$$\frac{\partial d_c}{\partial w} = -b \Psi_{sat} \left[ \frac{\partial K}{\partial w} + \frac{\partial}{\partial w} \left( \frac{D_{vh}}{\rho} \right) \right] S_L^{-b-1} - (-b-1) b \Psi_{sat} \left( K + \frac{D_{vh}}{\rho} \right) S_L^{-b-2} \frac{\partial S_L^{-b-2}}{\partial w} \quad (2.44)$$

Onde

$$\frac{\partial}{\partial w} \left( \frac{D_{vh}}{\rho} \right) = \frac{\alpha p g D_{va}(T) p_{vsat}(T)}{(RT)^2} \left[ \frac{h_{soil}(S_L)}{p - h_{soil}(S_L) p_{vsat}(T)} \frac{\partial Fa(S_L)}{\partial S_L} \frac{\partial S_L}{\partial w} - Fa(S_L) \frac{p \frac{\partial h_{soil}(S_L)}{\partial w}}{[p - h_{soil}(S_L) p_{vsat}(T)]^2} \right]$$

e

$$\frac{\partial Fa(S_L)}{\partial S_L} = \begin{cases} -\frac{2w_{sat}^2}{n-k} S_L + \frac{w_k w_{sat}}{n-k} & \text{for } w > w_k \\ n & \text{for } w < w_k \end{cases} \quad (2.45)$$

$$\frac{\partial h_{soil}(S_L)}{\partial S_L} = -b \frac{g \Psi_{sat}}{R_v T} h_{soil} S_L^{-b-1} \quad (2.46)$$

Para testar o impacto da introdução desta parametrização do fluxo de vapor no solo realizaram-se um conjunto de simulações numéricas, só com o modelo do solo e em que o forçamento

atmosférico foi imposto a partir de observações. Para o efeito foram utilizadas diferentes séries temporais de dados medidos na experiência *CICLUS*. Foram igualmente realizadas experiências com diferentes números de níveis.

Apresentam-se de seguida resultados de simulações forçadas a partir das séries temporais de 10 meses de dados observados na estação automática de Portel (ver apêndice). O mesmo conjunto de dados atmosféricos foi utilizado para forçar: a versão ISBA standard, que inclui uma parametrização do fluxo de vapor no solo; a versão multicamadas (n-camadas) sem fluxo de vapor; a versão n-camadas com a referida parametrização. Nas versões n-camadas, tomou-se n=5 (camadas: 100-80; 80-60, 60-40, 40-20, 20-0cm).

Nestas simulações de "longa duração", fizeram-se evoluir os parâmetros respeitantes à vegetação (veg, LAI) utilizando os valores climatológicos referentes à região em estudo (Champeaux et al., 1999, cf. ponto sobre as simulações 3D no Capítulo 3). Para os valores referentes à textura do solo foram utilizados valores medidos *in situ*. Os parâmetros utilizados estão indicados nas Tabela 2-2 e Tabela 2-3.

*Tabela 2-3 Valores de LAI e veg impostos na simulação de longa duração*

Mês	Out	Nov	Dez	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul
<b>LAI</b>	1	1	1	1	2	3	3	2	1	1
<b>veg</b>	0.45	0.45	0.45	0.45	0.7	0.83	0.83	0.7	0.45	0.45

*Tabela 2-4 Parâmetros da superfície e do solo*

Argila %	Areia %	Emissividade	$z_0$ (m)	$z_{0H}$ (m)	Rsmín	albedo
<b>25</b>	23	0.98	0.1	0.01	150	0 *

\*O albedo é 0, pois utilizou-se como forçamento a radiação solar líquida (diferença entre a radiação solar global descendente e a radiação solar reflectida).

Na Figura 2.2 compara-se a evolução, ao longo de todo o período, do conteúdo em água nas 5 camadas consideradas nas simulações com o ISBA-NL. Como era de esperar, o impacto da introdução da difusão de vapor só se torna sensível quando a quantidade de água no solo se torna reduzida, i.e. quando  $w_n$  se encontra abaixo do ponto de emurchecimento (*wilting point*,  $w_{wilt}$ ), o que acontece a partir do início de Junho para as 2 camadas mais superficiais e a meados de Junho para as intermédias. Na camada mais profunda não se chega a atingir  $w_{wilt}$ .

A partir desse ponto, altura em que as plantas não são capazes de extrair água da camada de solo, inibindo-se a evapotranspiração, o facto de se ter em conta as trocas na fase de vapor incrementa o transporte vertical da substância água no solo, aumentando a evaporação à superfície e diminuindo consequentemente a quantidade de água no solo.

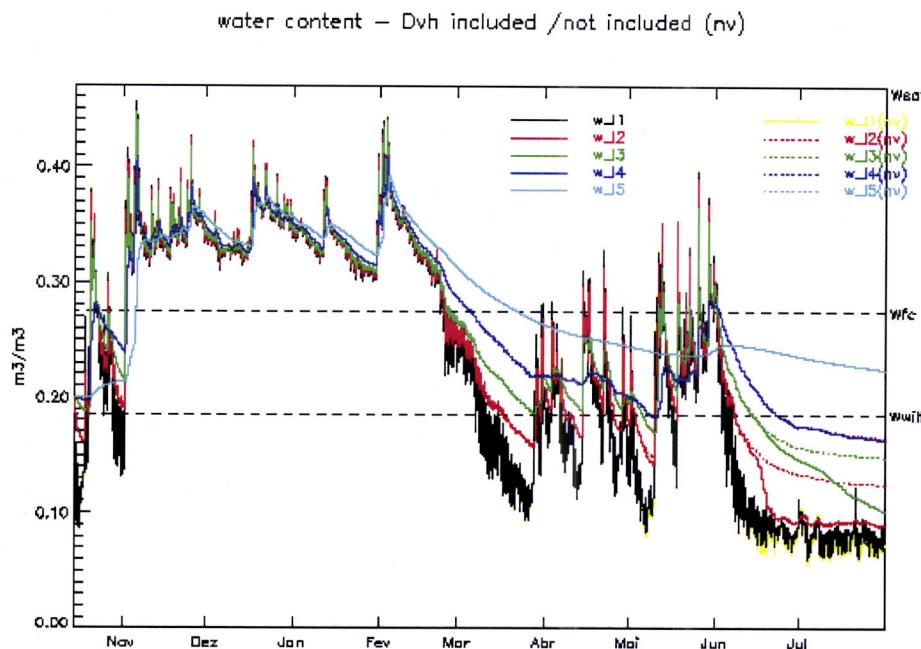


Figura 2.2 Evolução do conteúdo volumétrico de água (líquida) no solo a vários níveis nas simulações em que se inclui a fase de vapor (linhas contínuas) e em que esta não é considerada (a tracejado).

Na Figura 2.2 comparam-se os resultados das três experiências numéricas com dados "observados" em relação à evaporação. Assim, traça-se aí a evaporação acumulada a partir do dia 21 de Julho e até ao final da campanha intensiva CICLUS. Os dados "observados" foram obtidos pelo método aerodinâmico a partir dos dados das observações meteorológicas na estação de Portel (4 níveis para a temperatura do ar e 2 níveis para a intensidades do vento.

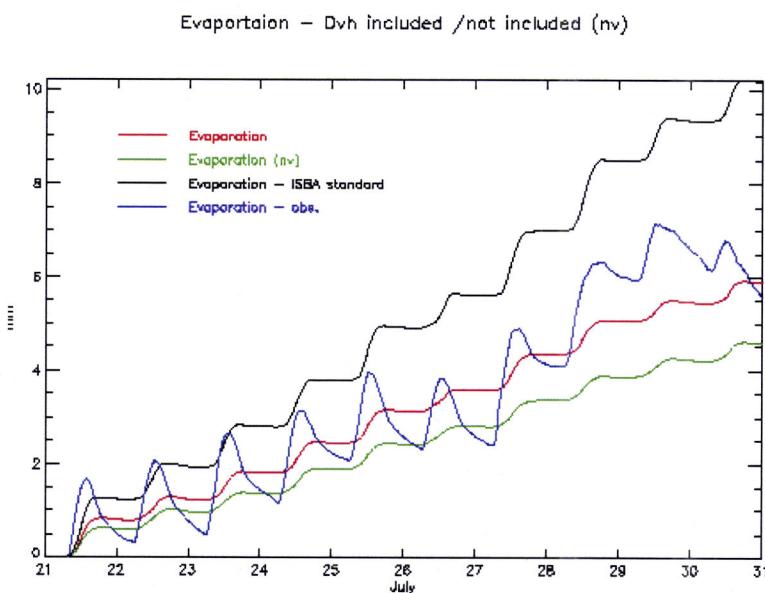


Figura 2.3 Evaporação acumulada nas diferentes simulações e evaporação acumulada estimada a partir de observações:

A curva respeitante ao ISBA\_NL com parametrização de fluxo de vapor é a que mais se aproxima da observada. Estes resultados indicam assim que a introdução da parametrização das transferências na fase vapor pode conduzir a uma melhor representação da evaporação.

### **2.3 Preparação dos campos de parâmetros de superfície**

A utilização do ISBA para fornecer ao modelo atmosférico as condições fronteira inferiores impõe a existência de informação sobre as características da superfície do solo e do coberto vegetal. Ou seja, é necessário construir campos superficiais dos vários parâmetros. No quadro do sistema Meso-NH, esses campos são criados por um conjunto de rotinas (designadas por PREP\_PGD) a partir de dados específicos sobre o domínio em causa ou da informação constante em bases de dados globais, ou utilizando ambas as fontes. As bases de dados globais que integram o sistema Meso-NH são as indicadas na Tabela 2-5.

*Tabela 2-5 Bases de dados globais do sistema Meso-NH*

<b>Tipo de dados</b>	<b>Nome da base de dados</b>	<b>Resolução</b>
<b>Cobertura da superfície</b>	ECOCLIMAP	1km
<b>Orografia</b>	GTOPO30	1km
<b>Fracção de argila</b>	Clay_fao	10km
<b>Fracção de areia</b>	Sand_fao	10km

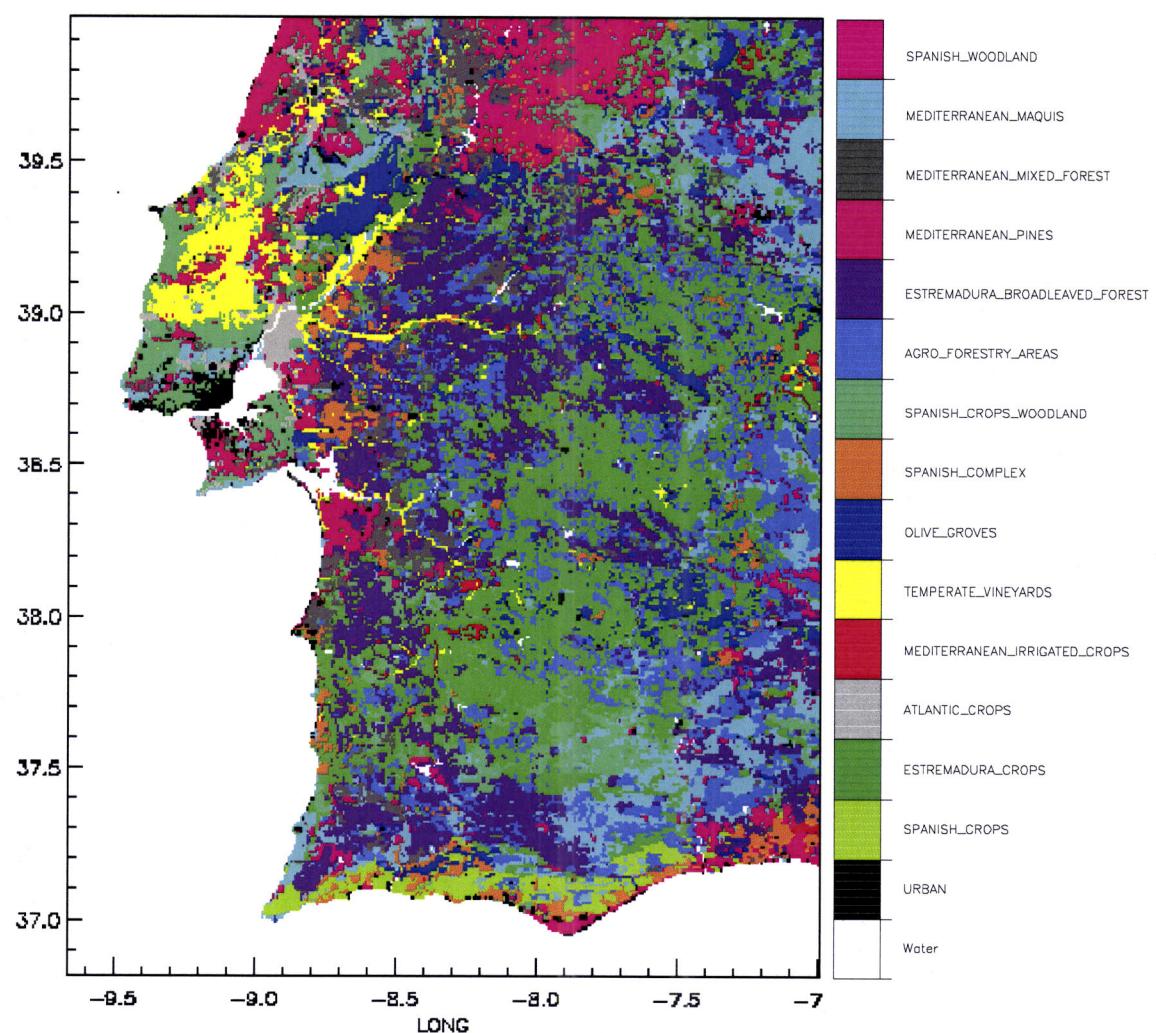
As bases de dados sobre a textura do solo (fracção de argila e de areia) foram criadas no âmbito do presente trabalho a partir do mapa digital do solo da FAO (Organização das Nações Unidas para a Alimentação e a Agricultura - FAO, 1988) e estão descritas na secção 2.3.2..

A maioria dos parâmetros de superfície é deduzida a partir da base de dados de cobertura da superfície, designada por Ecoclimap e descrita detalhadamente em Masson et al. (2003). Na próxima secção apresentam-se sumariamente as características desta base de dados.

#### **2.3.1 Tipos de cobertura da superfície: Ecoclimap**

A base de dados de tipo de cobertura da superfície, Ecoclimap (Masson et al., 2003), foi criada com o objectivo de fornecer os parâmetros de superfície necessários aos modelos de transferência Solo-Vegetação-atmosfera existentes nos modelos meteorológicos e climáticos e está acessível em [http://www.cnrm.meteo.fr/gmme/PROJETS/ECOCLIMAP/page\\_ecoclimap.htm](http://www.cnrm.meteo.fr/gmme/PROJETS/ECOCLIMAP/page_ecoclimap.htm). A base de dados foi construída combinando mapas de ocupação da superfície, mapas climáticos e mapas do Índice de Vegetação NDVI (*Normalised Difference Vegetation Index*), o que conduziu à classificação da superfície do globo em 215 tipos de cobertura de superfície, que inclui tipos de superfície de água, urbana e com vegetação natural ou cultivada.

Sobre a Europa, as linhas de costa bem como a ocupação dos solos foram obtidos a partir da base de dados CORINE (Heymann et al., 1993) com uma resolução de 250m. Sobre as regiões europeias não abrangidas pelo CORINE, os dados da ocupação dos solos foram extraídos da base de dados PELCOM (Mucher et al., 2001). O mapa climático sobre a Europa foi obtido a partir dos resultados do projecto FIRS [Comissão Europeia (EC), 1995]. A combinação destes dois tipos de informação com mapas de NDVI a 1km de resolução (Eidenshink e Faundeen, 1994) inferidos das observações satélite com o sensor AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) dos satélites NOAA, conduziu à identificação de 90 tipos de superfície.



*Figura 2.4 Mapa do Sul de Portugal com o tipo de cobertura de superfície (classificação ECOCLIMAP). Coordenadas latitude – longitude, resolução linear é de 30'' (~1 km).*

Quer os parâmetros que descrevem as superfícies urbanas, quer os que são dependentes da vegetação, estão tabelados para cada tipo de superfície. No caso da vegetação, os parâmetros primários são o LAI, o tipo de vegetação e a altura das árvores, e os seus valores evoluem ao longo

de um ciclo anual, contendo a ECOCLIMAP valores diferentes para cada período de 10 dias. A maioria dos outros parâmetros dependentes da vegetação (albedo, emissividade, veg,  $z_0$ ,  $r_{smín}$ , etc.) é calculada a partir destes parâmetros primários, normalmente a partir do LAI.

O mapa do Sul de Portugal com o tipo de superfície segundo a classificação do ECOCLIMAP está contido na Figura 2.4. Nesta figura incluíram-se unicamente os tipos de superfície relevantes na região e os tipos de superfície urbana foram englobados num única unidade cartográfica. O tipo dominante na região sob influência do projecto de Alqueva (ver Capítulo 1) é o correspondente a culturas da Estremadura (*Estremadura\_Crops, classe 163*).

### **2.3.2 Criação de mapas globais de solo para utilização em simulações atmosféricas a partir dos mapas de solo da FAO/UNESCO**

De acordo com o descrito na secção 2.2.3, os parâmetros térmicos e hídricos do solo que dependem da sua textura podem ser calculados a partir da percentagem de argila e de areia presentes no solo utilizando as expressões propostas por Noilhan e Lacarrère (1995) indicadas na Tabela 2-2. Para a sua utilização é necessário que esta informação esteja disponível em cartografia digital. Nesse sentido, construiu-se uma base de dados global da percentagem de areia e argila a partir da informação contida no mapa digital do solo da FAO (Organização das Nações Unidas para a Alimentação e a Agricultura - FAO, 1988). Esta base de dados é actualmente utilizada pelo Meso-NH na preparação dos campos superficiais das simulações atmosféricas sobre superfícies reais e está descrita em Salgado et al. (1999).

#### **a) Os mapas digitais do solo da FAO**

O mapa digital do solo da FAO foi criado com base no Mapa Mundial do Solo publicado pela FAO entre 1974 e 1978 à escala de 1:5000000, que foi revisto e corrigido. A classificação original compreendia 4930 diferentes unidades cartográficas que correspondiam a diferentes classes de solo (106, no total) e associação destas classes elementares. De acordo com as indicações fornecidas pela FAO (1998), o processo de digitalização foi efectuado utilizando uma projecção geográfica e uma resolução de  $5' \times 5'$ . Os dados são fornecidos em grelha referenciada pela latitude e longitude, com 4320 colunas e 2160 linhas.

Em conjunto com o mapa, a FAO (1988) indica para cada classe de solo algumas propriedades do solo a partir das quais é possível derivar mapas globais. Para os presentes objectivos a informação relevante fornecida pela FAO são a textura e a profundidade do solo.

#### **b) Textura**

Em FAO (1988) são reconhecidas três classes texturais: grosseira, fina e média. A classe de textura grosseira inclui solos das classes texturais (ver Figura 2.1) arenosa, arenoso-franca e franco-arenosa

com menos de 18% de argila e mais de 65% de areia. A classe de textura média compreende os solos de textura franco-arenosa, franca, franco-argilosso-arenosa, franco-limosa, limosa, franco-argilo-limosa e franco-argilosa com menos de 35% de argila e menos de 65% de areia. A classe fina inclui os solos de textura argilosa, argilosa limosa, argilosa arenosa e franca argilosa com mais de 35% de argila. Esta classificação textural refere-se aos 30 cm do solo junto à superfície.

Para cada unidade cartográfica, indica-se em FAO (1988) as percentagens do solo de textura fina, de solo de textura média e de solo de textura fina. Para ser utilizada pelo ISBA esta informação tem de ser convertida nos parâmetros percentagem de argila,  $X_{arg}$  e percentagem de areia,  $X_{areia}$ .

Neste sentido, atribuiu-se a cada classe textural um valor médio de  $X_{arg}$  e de  $X_{areia}$ , indicados na Tabela 2-6:

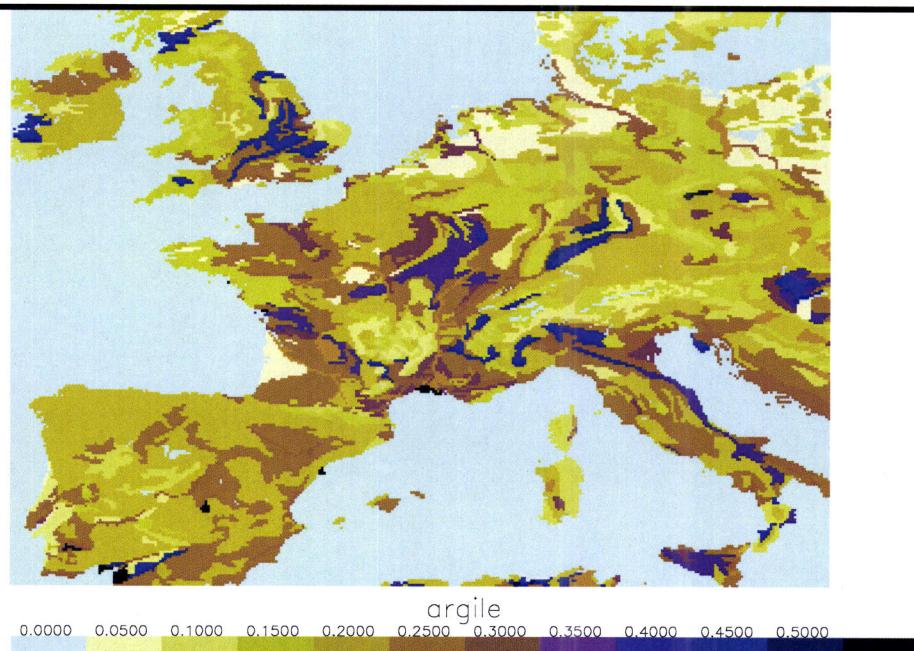
*Tabela 2-6 Percentagens médias de argila e de areia existentes no solo*

Classe textural	Tipo de solo USDA	$X_{areia}$ (%)	$X_{arg}$ (%)
<b>Fino</b>	Argiloso	22	58
<b>Médio</b>	Franco	43	19
<b>Grosseiro</b>	Arenoso	92	3

Os valores de  $X_{arg}$  e  $X_{areia}$  foram obtidos calculando a média linear em cada elemento de área. Ou seja:

$$X_{arg} = (3 \times \%Fino + 19 \times \%Médio + 58 \times \%grosseiro) / 100 \quad (2.47)$$

$$X_{areia} = (92 \times \%Fino + 43 \times \%Médio + 22 \times \%grosseiro) / 100 \quad (2.48)$$



*Figura 2.5 Fracção de argila no solo de acordo com a base de dados clay\_fao.*

Deste modo obtiveram-se valores de  $X_{\text{arg}}$  e  $X_{\text{areia}}$  para todo o Globo que estão arquivados nas bases de dados clay\_fao e sand\_fao que integram o conjunto de bases de dados de superfície do Meso-NH. A título de exemplo, mostram-se os campos da percentagem de argila na Figura 2.5 e da percentagem de areia na Figura 2.6 sobre a Europa ocidental.

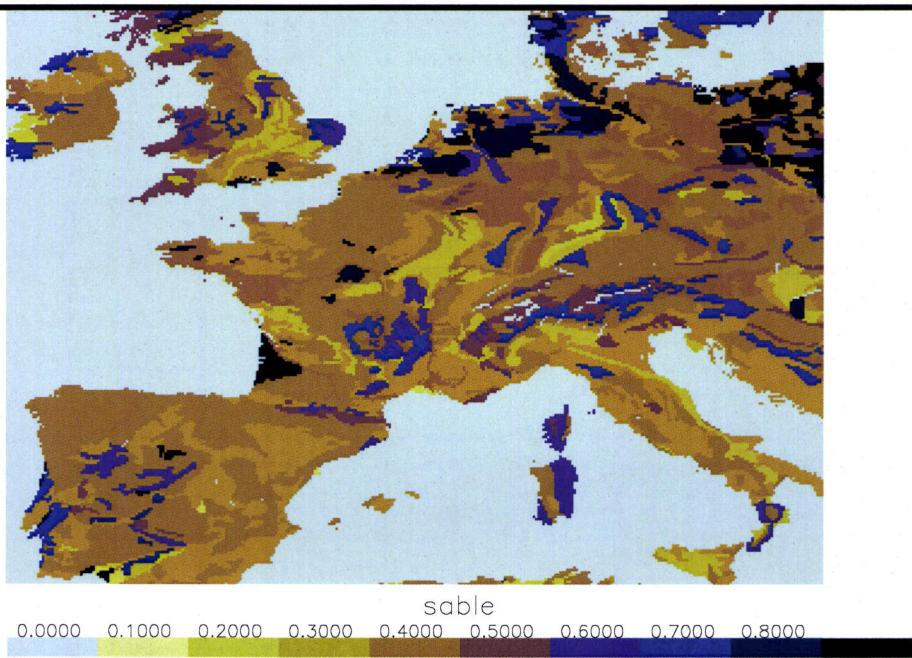


Figura 2.6 Fracção de areia no solo de acordo com a base de dados clay\_fao.

### c) Profundidade do Solo

A profundidade do solo é outro parâmetro que se pode inferir do mapa digital dos solos. A FAO (1988) distingue 5 classes de profundidade (<10cm, 10-50cm, 50-100cm, 100-150cm e 150-300cm) e fornece os algoritmos necessários para calcular a percentagem de ocorrência de cada uma destas classes em cada uma das unidades cartográficas.

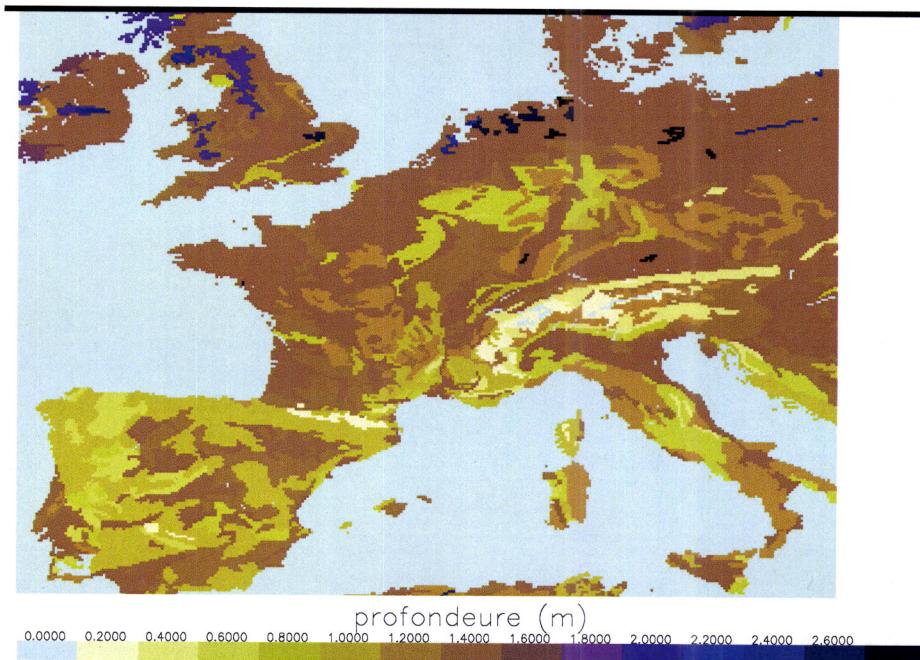
Tendo em conta as características do ISBA, assumiu-se para cada classe uma profundidade igual ao seu limite superior, como indicado na Tabela 2-7. Tal como para os parâmetros texturais, calculou-se uma profundidade média do solo para cada unidade cartográfica utilizando a expressão:

$$d_2(m) = (0.1 \times \%VS + 0.5 \times \%S + 1.0 \times \%MD + 1.5 \times \%D + 3.0 \times VD) / 100 \quad (2.49)$$

Tabela 2-7 Profundidade do solo

Classe de profundidade do solo (FAO, 1988) (cm)		Valor considerado (m)
Muito pouco profundo (VS)	< 10	0.1
Pouco Profundo (S)	10-50	0.5
Moderadamente Profundo (MD)	50-100	1
Profundo	100-150	1.5
Muito Profundo	150-300	3

Os valores assim calculados para a profundidade do solo foram arquivados numa base de dados designada por `depth_fao` (ver Figura 2.7), que pode ser acedida pelas rotinas do Meso-NH que preparam os campos superficiais para as simulações de casos reais. No entanto, por omissão, o Meso-NH utiliza os valores de profundidade do solo dados pela base de dados Ecoclimap de modo a uma melhor compatibilização entre este parâmetro e os parâmetros dependentes da vegetação.



*Figura 2.7 Profundidade do solo de acordo com a base de dados `depth_fao`*

De notar que algumas unidades cartográficas do mapa digital correspondem a superfícies sem solo ou sobre o qual não existe informação. Os valores assumidos para esses casos estão indicados na Tabela 2-8.

*Tabela 2-8 Unidades cartográficas especiais presentes no mapa digital do solo da FAO (1988)*

Unidade cartográfica	Profundidade do solo (cm)	%Argila	%Areia
Sem dados	0	0	0
Oceano	0	0	0
Água	0	0	0
Glaciar	10	0	0
Rocha	10	0	0
Sal	10	0	0

## Capítulo 3

### Circulação de Verão sobre o Sul de Portugal

#### 3.1 O sistema da depressão térmica ibérica e o clima no Sul de Portugal

A circulação atmosférica de Verão sobre a Península Ibérica é determinada fundamentalmente pela localização, intensidade e padrão do anticiclone dos Açores e pela existência, localização e intensidade da depressão térmica peninsular. A pressão média à superfície em Julho, calculada por Gaertner et al. (1993) e reproduzida na Figura 3.1, mostra que o sistema de altas pressões dos Açores, normalmente centrado sobre as ilhas dos Açores se estende em crista sobre o mar Cantábrico até às Ilhas Britânicas e à Europa central. A fraca actividade de escala sinóptica associada a este tipo de situação e o forte contraste térmico entre a temperatura da superfície sobre a península e a temperatura do mar circundante criam as condições para o desenvolvimento da depressão térmica sobre a Península que é igualmente visível no campo médio da pressão à superfície (Figura 3.1).

Em altitude, acima dos 850 hPa, o campo da pressão não é habitualmente perturbado pela depressão quente, e a região está sob a influência do sistema anteciclónico. As circulações associadas a estes sistemas criam uma inversão de subsidência no topo da camada limite planetária (CLP). Perto do topo da CLP, o movimento vertical ascendente induzido pela convecção térmica e pela convergência nos níveis baixos reforça a divergência anteciclónica.

As depressões térmicas são um fenómeno meteorológico frequente durante os meses quentes em muitas zonas áridas, especialmente em latitudes baixas. São particularmente frequentes as depressões no Noroeste de África, sobre os planaltos do Irão e da China, no sudoeste dos Estados Unidos e no Oeste Australiano.

As depressões térmicas são perturbações pouco profundas, geralmente confinadas entre a superfície e os 700 hPa (cf. Rácz e Smith, 1999). Podem ser vistas como sistemas ciclónicos com máximos de vorticidade associados a gradientes horizontais de fluxos de calor sensível.

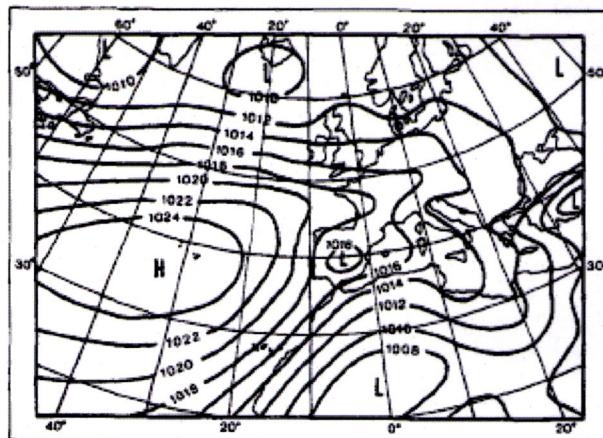


Figura 3.1 Pressão média à superfície no mês de Julho. Isóbaras traçadas de 2 em 2 hPa. Figura retirada de Gaertner et al (1993).

Na Europa, no entanto, a Península Ibérica é o único local onde um sistema deste tipo se desenvolve com frequência, adquirindo um carácter quase permanente durante o Verão (Linés, 1977; Font, 1983). A localização geográfica da Península, circundada por águas superficiais frias, e a sua complexa orografia, com dois planaltos semi-áridos no centro e algumas cadeias montanhosas, são responsáveis pela geração de elevados contrastes superficiais de temperatura e pressão entre o interior e a periferia. Nas análises climatológicas do hemisfério Norte, a depressão térmica sobre a Península é visível desde o fim da Primavera e durante todo o Verão, especialmente entre Junho e Agosto (e.g. Petterson, 1956; Lefevre and Nielson-Gammon, 1995; Trigo et al., 1999).

Existem alguns trabalhos publicados sobre a caracterização da depressão térmica ibérica (Gaertner et al., 1993, Portela e Castro, 1996) e da sua relação com as brisas de mar, de montanha e os seus efeitos no transporte de poluentes nomeadamente na Catalunha (Millan et al., 1991, 1997, 2000; Soriano et al., 2001), na região de Valência (Millan et al., 1998, Miao et al., 2003 e Palau et al. 2005), na costa oriental de Castilla – La Mancha (Kottmier et al., 2000) e no País Basco (Alonso et al., 2000). Não existe no entanto nenhum trabalho publicado sobre a circulação atmosférica no sul de Portugal sob a influência deste sistema, lacuna que se procura preencher com o presente trabalho.

Utilizando 9 anos de análises do Centro Europeu (ECMWF), Portela e Castro (1996) concluíram que este tipo de sistema ocorre em mais de 50% dos dias dos meses de Julho e Agosto. Em alguns anos, a percentagem de dias com formação de depressão térmica visível nas análises ultrapassou os 70% nos meses de Julho e de Agosto. A depressão térmica não se desenvolve entre Novembro e Fevereiro, mas em Março e Outubro as análises indicam que, em média, ocorrem em cerca de 10% dos dias. A frequência da ocorrência de depressões térmicas sobre a península revela alguma variabilidade inter anual, sendo mais elevada em anos mais secos (Portela e Castro, 1996).

Assumindo como centro da depressão o ponto da grelha ( $0.5^{\circ}$  de resolução) das análises do ECMWF onde a pressão tem o seu mínimo relativo, Portela e Castro (1996) concluíram que o centro da depressão se situa preferencialmente sobre o sudoeste da Península. Em 52 % dos casos analisados, o centro do sistema localizou-se sobre a região situada entre os  $7^{\circ}$  e  $5.5^{\circ}$  W e os  $38^{\circ}$  e  $39.5^{\circ}$  N, região que compreende as cidades de Elvas, Badajoz e Cáceres e se estende até ao Noroeste de Sevilla. Nesse mesmo trabalho, os autores confirmaram que a depressão térmica peninsular é pouco profunda, um resultado que está de acordo com a teoria sobre estes sistemas. De acordo com os seus resultados, em mais de 50% dos casos a depressão não chega aos 750 hPa, nunca ultrapassando o nível dos 550 hPa.

A depressão ibérica pode ser vista como a organização à escala peninsular de um conjunto de circulações de brisa de mar e de vale e de células convectivas de escala inferior. Mais do que uma

única depressão com um centro bem definido, como o que é visível no campo médio apresentado na fig 1 ou nas análises diárias efectuadas na escala dos modelos de previsão do tempo, a depressão térmica é constituída por um conjunto de células convectivas que vão crescendo ao longo do dia, interagindo entre si e dando origem, normalmente a meio da tarde a uma circulação organizada à escala peninsular (cf. Millan et al., 2000). Resultados de simulações numéricas realizadas por estes autores (Millan et al. 1997, 1998 e 2000) indicam a formação, a meio da tarde de várias linhas de convergência localizadas sobre as principais cadeias montanhosas da Península. As mesmas simulações indicam que a estrutura fina do campo horizontal do vento varia de dia para dia.

A organização das brisas na escala peninsular é acompanhada pela rotação dos ventos por acção da força de Coriolis o que dá origem ao conhecido regime de nortada ao longo da costa ocidental portuguesa que pode assim ser visto como uma componente do sistema da depressão ibérica. As brisas de mar existem durante quase todo o ano ao longo da costa. No entanto é no Verão que penetram até dezenas de km para o interior e passam a fazer parte sistema da depressão térmica ibérica. No avanço para o interior as brisas vão incorporando circulações de montanha, anabáticas (*upslope circulatory cells*). O desenvolvimento do sistema de baixas de pressão amplifica o efeito de convergência produzido pelos ventos superficiais que sopram da costa para o interior. Sob o efeito directo das brisas do mar, ar marítimo é advectado para o interior da Península. De acordo com Millán et al. (1991) as emissões costeiras que acompanham o escoamento atingem locais situados a mais de 100 km da linha de costa.

Millan et al (2000) sugerem que existe um efeito dinâmico de compensação ao desenvolvimento da convergência sobre a Península que se traduz no aumento da subsidência sobre o Oceano Atlântico e o Mediterrâneo.

Durante a noite, a relaxação dos processos convectivos, com a formação de uma camada superficial (CS) estável, determina o desacoplamento entre a CS e uma camada limite residual, camada que tende a acompanhar a circulação geostrófica da atmosfera livre. Este processo de desacoplamento relativamente à superfície e de ajustamento geostrófico produz uma oscilação inercial que está na origem dos conhecidos jactos nocturnos de baixa altitude, onde os ventos podem ser significativamente supergeostróficos (cf. Garratt, 1992).

Durante o Verão a climatologia na metade Sul de Portugal é explicável, em larga medida, pela dinâmica das circulações atmosféricas forçada por estes contrastes térmicos terra - mar à escala peninsular. De acordo com a monografia sobre a climatologia ibérica de Font (1983) a região em estudo inclui uma fina região marítima junto à costa ocidental, com uma largura de 10 a20 km. Para Este e até cerca de 100 km a influência marítima vai decrescendo e o clima poderá ser definido como “semi-marítimo”. O clima na região leste do domínio é claramente continental. Uma larga fracção da região em estudo pode ser caracterizada como semi-árida, sendo muito reduzida a

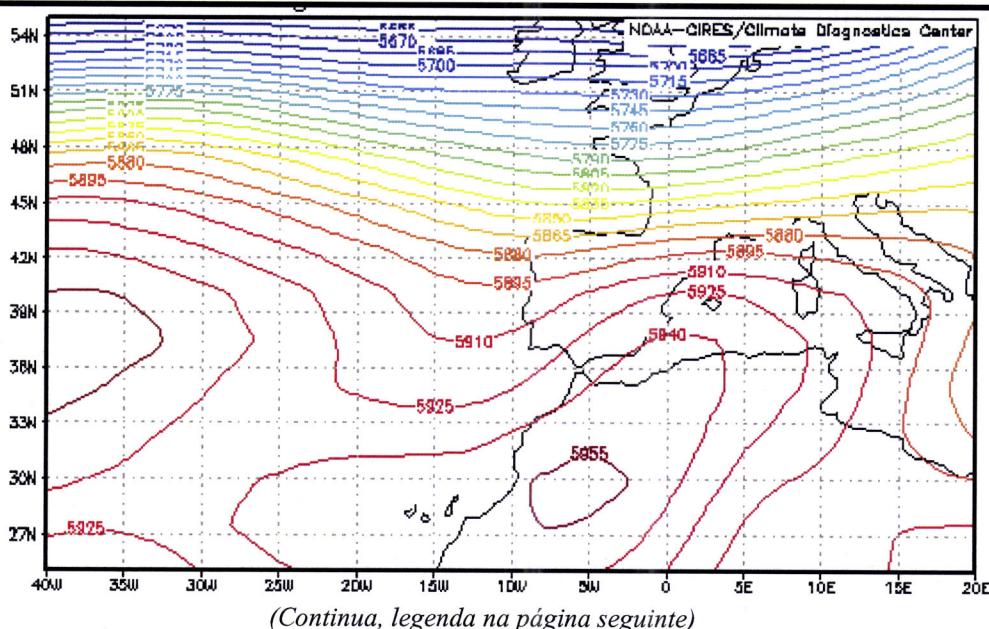
precipitação durante Verão. No período 1961-1990 a precipitação acumulada em Junho, Julho e Agosto é de cerca de 30 mm, com apenas 3 mm em Agosto (Salgado, 1996). A esparsa precipitação de Verão na maior parte da Península é de origem convectiva, associada ao aquecimento da superfície, elevado conteúdo em vapor de água e instabilidade em altitude (Serrano et al., 1998).

### 3.2 Configuração da experiência numérica

#### 3.2.1 Casos de estudo: 24 e 25 de Julho de 1998

Os dias 24 e 25 de Julho de 1998, incluídos no período de observações intensivas da campanha CICLUS (ver Apêndice), foram seleccionados como casos de estudo para simulação numérica. Para além da existência de observações que permitem validar alguns dos resultados, estabeleceu-se nestes dias uma circulação sinóptica típica para condições de Verão, em acordo com o descrito em 3.1 e visível na Figura 3.2.

Nestes dias, como documentado nas análises do NCEP (ver Figura 3.2), o anticiclone dos Açores estendia-se em crista do centro do Atlântico para a Europa central, compreendendo, à superfície vários centros de altas pressões, nomeadamente um localizado a sudoeste da Irlanda. Nos níveis próximos da superfície, a existência da depressão térmica ibérica é visível nas cartas sinóptica da pressão ao nível médio do mar, com especial clareza na correspondente às 18 TU, reproduzida na Figura 3.2. Sobre a região em estudo, o escoamento à superfície é caracterizado por ventos fracos a moderados de Norte. Acima dos 850 hPa prevalecem os ventos de Oeste e de Sudoeste, como pode ser visto na carta do geopotencial aos 500 hPa presente na Figura 3.2. A esse nível o sistema anticiclónico estende-se em crista pela região mediterrânea.



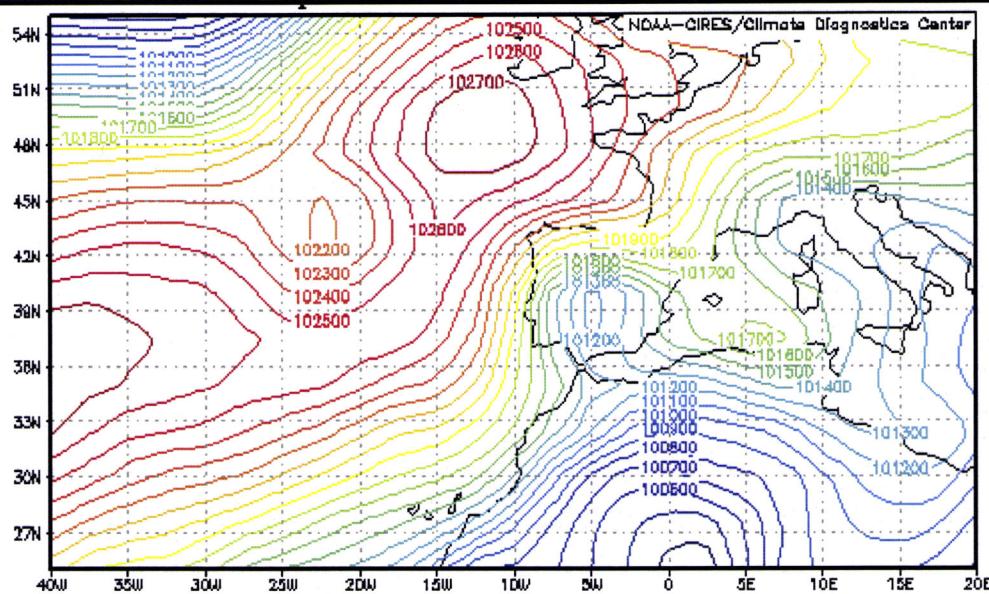


Figura 3.2 Análises NCEP: pressão ao nível médio do mar rás 18 TU do dia 24/07 (em cima) e média do campo do Geopotencial aos 500 hPa nos dias 24 e 25 de Julho de 1998 (em baixo). Imagem fornecida pelo NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, a partir do seu sítio Web em <http://www.cdc.noaa.gov/>.

### 3.2.2 Características do modelo e opções físicas

O domínio horizontal da simulação 3D, a 5km de resolução, representado na Figura 3.3, cobre uma área de  $450 \times 450$  km $^2$ . O domínio inclui o Sudoeste da Península e vários pontos sobre o Oceano Atlântico, a Oeste e a Sul e foi escolhido de modo a deixar as fronteiras laterais suficientemente afastadas da região em estudo e permitir uma correcta representação da advecção marítima que se sabe ser importante na circulação sobre a região. Na vertical foram considerados 40 níveis, da superfície até cerca de 20km de altitude, distribuídos principalmente pela baixa troposfera. O primeiro nível termodinâmico está cerca de 10m acima da superfície. O modelo foi

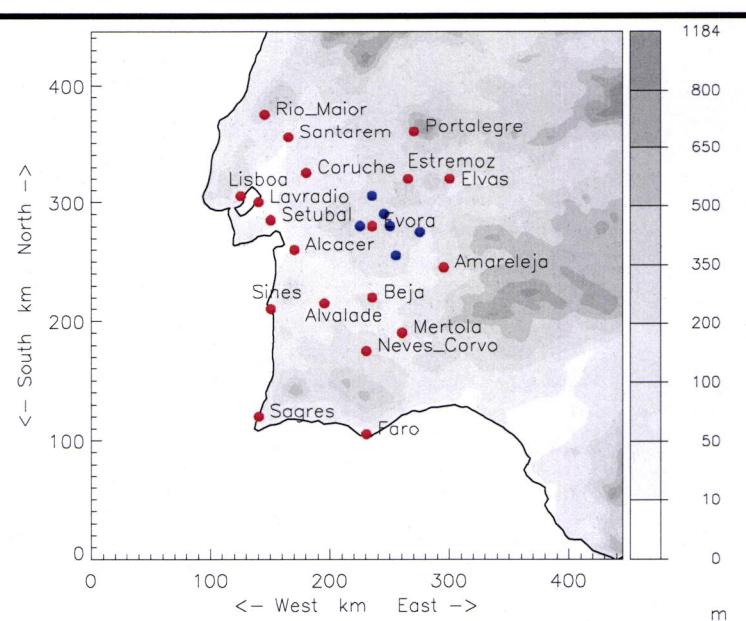


Figura 3.3 Domínio de simulação e orografia. A localização das estações sinópticas está assinalada com marcas vermelhas. As estações utilizadas na campanha Ciclus estão assinaladas com marcas azuis.

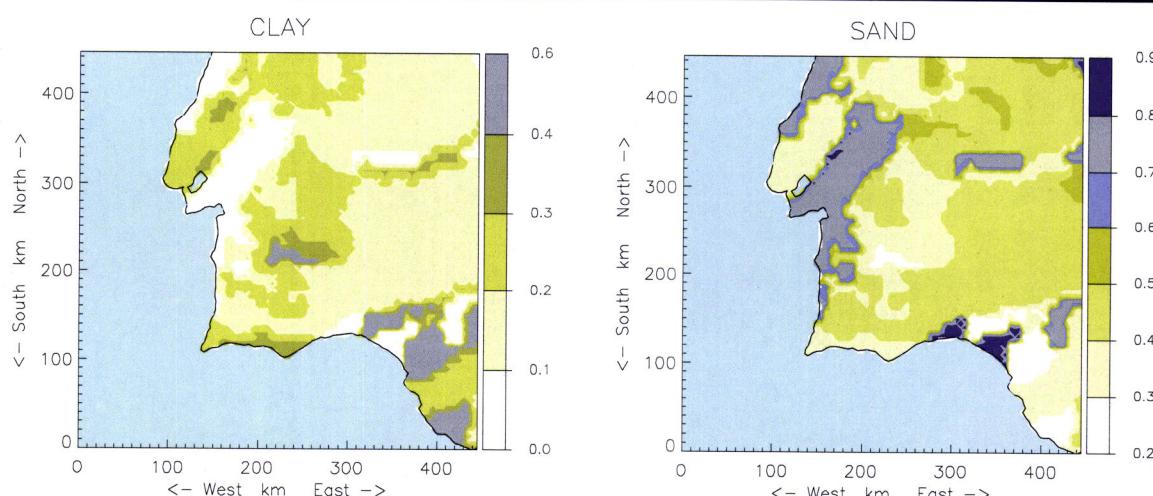
integrado por 48 horas, com início às 0000 TU do dia 24. Algumas das características do modelo, domínio e opções consideradas neste estudo estão indicadas na Tabela 3-1.

*Tabela 3-1 Características e opções do modelo utilizadas na experiência c242507\_5km*

Dinâmica	Sistema de equações anelásticas de Lipps e Hemler, 1982
Domínio	450 × 450 km <sup>2</sup> (ver )
Resolução horizontal	5 km × 5 km
Níveis verticais	40 níveis, desde a superfície até aos 20 km, com 20 níveis nos primeiros 2 km. 1º nível a 10 m
Parametrizações Físicas:	
Nuvens estratiformes e precipitação explícita	Modelo de nuvens quentes baseado em Kessler (1969) com 3 variáveis de prognóstico, vapor de água, água das nuvens e água da chuva
Camada limite planetária	Modelo de evolução da energia cinética turbulenta baseada no comprimento de mistura de Bougeault e Lacarrére (1989)
Convecção	Modelo desenvolvido a partir da formulação de Kain e Fritsch (1993) (Bechtold et al., 2001)
Transferências Superfície-Atmosfera	ISBA (Interaction Surface Biosphere Atmosphere, Noilhan e Planton, 1989) sobre as superfícies naturais e cultivadas; TEB (Town energy Budet, Masson, 2000) sobre as superfícies urbanas; Charnock (1955) comprimento de rugosidade sobre as superfícies de água.
Bases de dados utilizadas para criar os campos superficiais	Ecoclimap a 1 km de resolução (Masson, 2003) FAO global soil map (FAO, 1998; Salgado, 1999) GTOPO 30 (USGS, 1997)
Radiação	Modelo do Centro Europeu de Previsão do Tempo (Mocrette, 1991)
Difusão horizontal	Operador $\nabla^4$
Condições fronteira laterais	Abertas, também designadas por radiativas

### 3.2.3 Inicialização dos parâmetros e variáveis do modelo

Os campos superficiais da percentagem de argila e de areia no solo, parâmetros que caracterizam a textura do solo, calculados para o domínio de simulação a partir da base de dados da FAO (ver secção 2.3.2), estão representados na Figura 3.4.



*Figura 3.4 Cartas da textura do solo no domínio de simulação: Argila (CLAY) e Areia (SAND) em fração.*

De acordo com o apresentado no Capítulo 2, os campos superficiais dos parâmetros dependentes da vegetação são obtidos a partir da ocupação dos solos contida em Ecoclimap (Masson, 2003) e uma tabela de conversão em função da data do ano. Os dados são agregados para a grelha do modelo seguindo a metodologia descrita em Noilhan e Lacarrère (1995). Os campos do índice de área foliar (LAI) e de fracção de vegetação (veg) assim obtidos, para o domínio da simulação a 5km de resolução estão representados Figura 3.5. Sobre a região onde decorreu a experiência *CICLUS*, valores de LAI inferiores a  $1\text{ m}^2\text{m}^{-2}$  e de veg entre 0.3 e 0.5 são consistentes com o carácter semi árido da região

Os campos atmosféricos são inicializados e forçados por interpolação horizontal, vertical e temporal das análises do modelo ARPEGE correspondentes às 00 TU do dia 24 (inicialização) e às 06, 12, 18 dos dias 24 e 25 de Julho de 1998 (forçamento). O campo ARPEGE da pressão ao nível médio do mar às 18 TU, utilizado como forçamento está representado na Figura 3.2. A comparação entre os campos iniciais interpolados para os 2m e os valores observados na rede de observações sinópticas, mostra que a análise sobrestima os valores da temperatura e subestima os valores da humidade relativa (ver Figura 3.6 e discussão na secção 3.3.1). As diferenças na temperatura são superiores a 3K em algumas estações. Por outro lado, acima da camada limite superficial os valores analisados estão em bom acordo com os perfis verticais observados sobre Évora, representados na Figura 3.6. As diferenças nos níveis superficiais são devidas a uma insuficiente representação do arrefecimento nocturno à superfície.

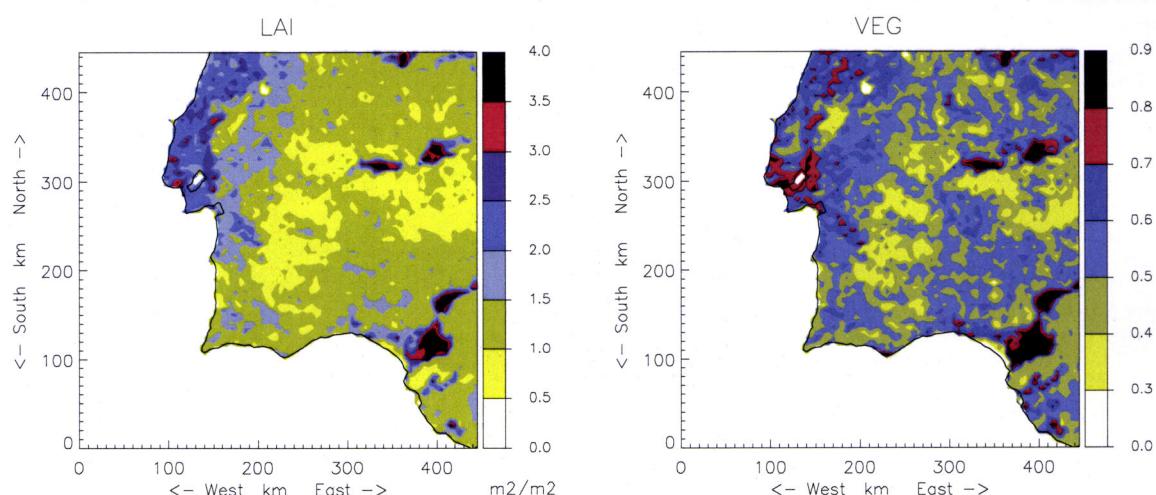


Figura 3.5 Campos superficiais de LAI ( $\text{m}^2\text{m}^{-2}$ ) e de veg (fracção) no domínio de simulação

As variáveis de evolução do modelo de transferência superfície – atmosfera ISBA (ver capítulo 2),  $T_s$ ,  $T_2$ ,  $w_g$ ,  $w_2$ ,  $W_r$  são também inicializadas a partir das análises ARPEGE, modelo que utiliza igualmente o ISBA, utilizando o algoritmo de interpolação descrito em Giard e Bazile (2000). As Temperaturas de superfície são interpoladas linearmente para a grelha do modelo de mesoscala e corrigidas de acordo com a altitude.

No que respeita à humidade do solo, como as bases de dados que fornecem os parâmetros texturais do solo são diferentes nos dois modelos, a interpolação directa dos valores do conteúdo volumétrico de água no solo,  $w_g$ ,  $w_2$ , poderia conduzir a valores inconsistentes de humidade relativa. Uma vez que a variável relevante na parametrização da evaporação à superfície é a humidade específica do solo é fisicamente mais consistente garantir a sua conservação aquando da interpolação dos valores de larga escala para o domínio mais fino. Assim, primeiro calcula-se a humidade específica do solo na grelha da análise utilizando os valores da textura do solo nessa escala. De acordo com o ISBA, a humidade relativa do solo no reservatório superficial,  $h_g$ , e no reservatório profundo,  $h_2$  é dada por:

$$h_{ug} = 0.5 \left[ 1 - \cos \left( \pi \frac{w_g}{w_{fc}} \right) \right] \text{ if } w_g < w_{fc} \quad (3.1)$$

$$h_{ug} = 1 \text{ if } w_g > w_{fc}$$

$$h_{u2} = \frac{w_2 - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} \quad (3.2)$$

Onde  $w_{fc}$ ,  $w_{wilt}$  and  $w_{sat}$  são, respectivamente, o conteúdo volumétrico da água à capacidade de campo, no ponto de emurchecimento das plantas e no ponto de saturação (ver Capítulo 2). Estes valores dependem exclusivamente da textura do solo e são calculados utilizando a formulação contínua proposta por Noilhan e Lacarrère (1985).

Os valores da humidade relativa são de seguida interpolados para a grelha das simulações de mesoscala. Por último, os valores do conteúdo volumétrico em água na grelha do mesonh são obtidos recorrendo de novo às equações (3.1) e (3.2), com os valores de  $w_{fc}$ ,  $w_{wilt}$  and  $w_{sat}$  calculados agora a partir das fracções de argila e areia no solo na grelha do Meso-nh. Os valores iniciais de  $w_g$  e  $w_2$  assim calculados para as 00 TU do dia 24 de Julho de 1998 estão representados na Figura 3.7.

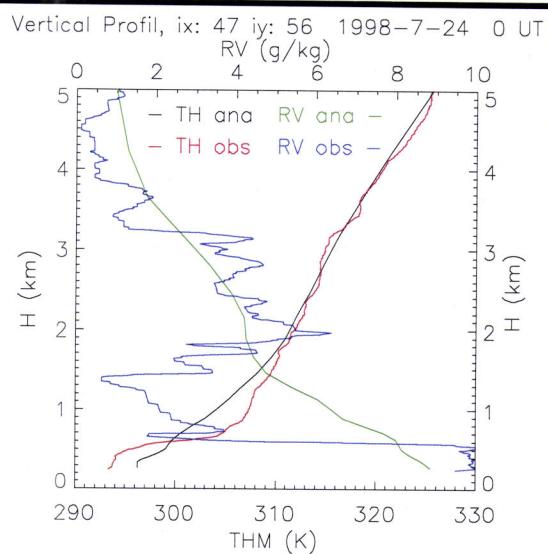
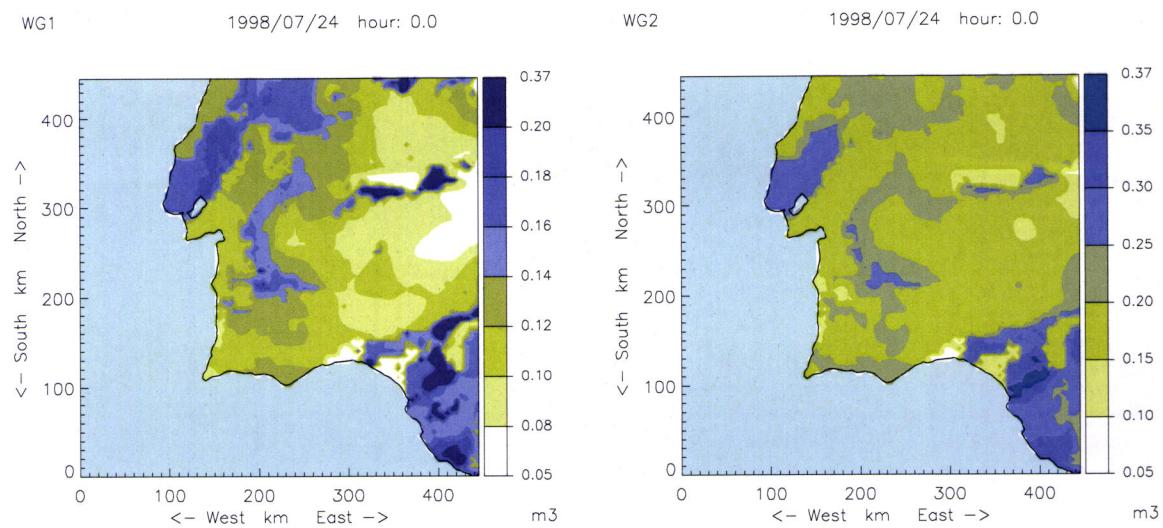


Figura 3.6 Perfis de temperatura potencial (TH) e razão de mistura (RV) sobre Évora às 00 TU do dia 24: observado (obs) e análise arpege (ana).



*Figura 3.7 Campos iniciais do conteúdo volumétrico de água no solo ( $\text{em } \text{m}^3/\text{m}^3$ ) no reservatório superficial ( $w_g$ ) e no reservatório profundo ( $w_2$ )*

Os valores de  $w_g$  e de  $w_2$  sobre os pontos correspondentes à classe de culturas mediterrânicas irrigadas na base de dados Ecoclimap foram artificialmente aumentados para o valor do conteúdo de água no solo à capacidade de campo,  $w_{fc}$ . Com esta alteração pretende simular-se a irrigação que ocorre nessas zonas e foi efectuada nesta simulação tendo em vista a compatibilização com os resultados da experiência que procura estimar os efeitos da irrigação na atmosfera, que serão apresentados no Capítulo seguinte. Este aumento artificial está patente nas manchas escuras existentes na Figura 3.7 na bacia do Guadiana (em Espanha) e junto à foz do Guadalquivir. Na região onde decorreu a campanha CICLUS os valores de  $w_g$  variam entre  $0.09$  e  $0.13 \text{ kg m}^{-3}$  e os de  $w_2$  entre  $0.15$  e  $0.2 \text{ kg m}^{-3}$ , em geral ligeiramente abaixo dos valores do ponto emurcheчamento. Estes valores são consistentes com os valores medidos em amostras de solo recolhidas junto às estações de superfície e que estão registados na Tabela 3-1. Os valores de  $w_g$  devem ser comparados com os valores medidos no primeiro nível e os de  $w_2$  com os medidos no 2º nível.

*Tabela 3-2 Medidas de conteúdo volumétrico em água no solo, efectuadas em algumas estações CICLUS no dia 23 de Julho de 1998. A localização das estações pode ser conferida no Apêndice.*

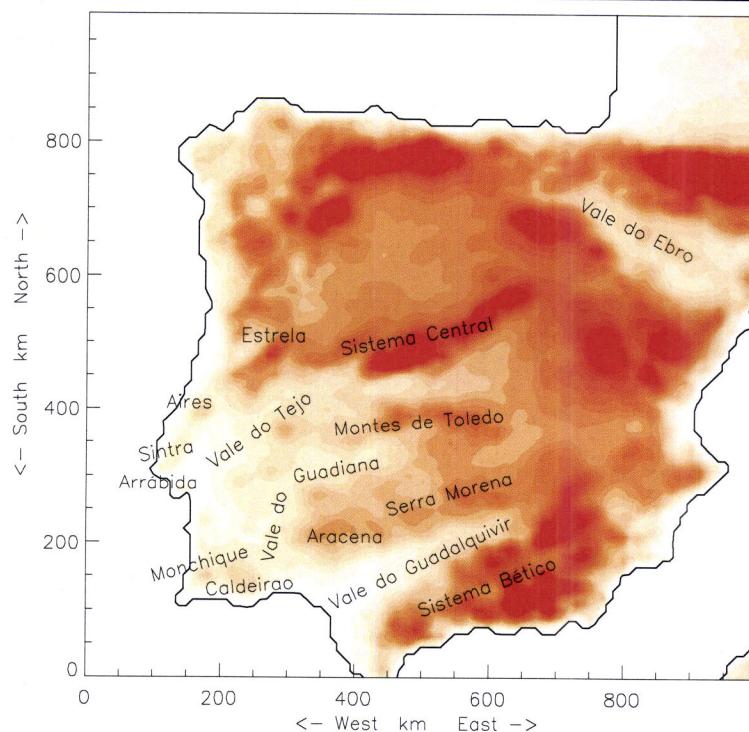
Estação	Conteúdo volumétrico de água no solo ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )	
	Camada 0-0.1 m	Camada 0.1-0.4 m
Espinheira	0.13	0.17
Casa Alta	0.11	0.12
Choupal	0.10	0.11
Barrosinha	0.15	0.21

Para os casos de estudo e uma vez que nos dias anteriores não ocorreu precipitação, o campo da água interceptada pelas folhas,  $W_r$ , foi inicializada a zero em todo o domínio.

### 3.2.4 Simulações auxiliares

Realizou-se uma simulação adicional de 24 horas, sobre um domínio maior mas uma resolução mais baixa, com o objectivo de relacionar a circulação sobre a região em estudo com a circulação sobre o conjunto da Península. Neste caso considerou-se um domínio de  $1000 \times 1000 \text{ km}^2$ , cobrindo toda a Península, com uma resolução de 10km. Na vertical foram utilizados os mesmos 40 níveis da experiência a 5 km de resolução e a simulação iniciou-se às 0000 TU do dia 24. Foram accionadas as mesmas opções físicas do Meso-NH consideradas na simulação a 5km (ver Tabela 3-1). O domínio de simulação considerado nesta simulação está indicado na Figura 3.8, onde se representa a orografia, bem como se assinalam alguns dos acidentes do relevo que serão referidos nas análises e discussões subsequentes.

Realizou-se também uma simulação unidimensional sobre a vertical de Évora, accionando a versão 1D do Meso-nh. O período considerado foi o mesmo da experiência 3D a 5km de resolução: das 00 TU do dia 24 às 00 TU do dia 26 de Julho de 1998. O perfil inicial para esta simulação foi obtido a partir dos dados da radiosondagem lançada de Évora às 0 TU do dia 24 de Julho. Os dados de vento das radiosondagens lançadas durante esse período foram utilizados para forçar a evolução temporal do perfil do vento. Tomaram-se para valores dos parâmetros de superfície e para valores iniciais das variáveis de prognóstico do modelo de interacção solo-atmosfera (ISBA) os correspondentes valores sobre Évora na simulação 3D a 5 km de resolução. Na vertical foram considerados 80 níveis, desde a superfície até aos 20 km, com 26 níveis nos primeiros 2 km e o 1º nível a 10 m da superfície. Utilizaram-se as mesmas parametrizações físicas consideradas nas simulações 3D (ver Tabela 3-1).



*Figura 3.8 Domínio utilizado nas simulações a 10 km de resolução. Orografia e linha de costa (na resolução do modelo). Indicam-se alguns dos acidentes do relevo que serão citados no texto. Retirou-se a palavra “Serra” à designação das serras, para facilitar a leitura da figura.*

### 3.3 Validação dos resultados da simulação

Os resultados da simulação a 5 km de resolução respeitantes aos dias 24 e 25 de Julho de 1998 foram confrontados com dado das estações automáticas da rede sinóptica do Instituto de Meteorologia existentes no domínio de simulação, com dados das estações de superfície da campanha CICLUS e com dados de altitude provenientes das radiosondagens lançadas de Évora no decorrer do período intensivo da referida campanha. A localização das estações está indicada na Figura 3.3.

#### 3.3.1 Variáveis meteorológicas junto à superfície

As metodologias para a validação de resultados de simulações de mesoscala são objecto actual de discussão e investigação, não existindo indicadores únicos. Uma boa discussão de como efectuar comparações entre previsões e simulações pode ser lida em Bougeault (2003) ou em [http://www.bom.gov.au/bmrc/wefor/staff/eee/verif/verif\\_web\\_page.html](http://www.bom.gov.au/bmrc/wefor/staff/eee/verif/verif_web_page.html). É comum utilizarem-se técnicas idênticas às utilizadas na validação dos modelos de previsão do tempo, domínio onde há muito mais experiência. Na validação de modelos de alta resolução é necessário no entanto ter em conta algumas diferenças.

Uma das primeiras é a de que, a esta escala, a resolução dos modelos é em geral, como no presente estudo, mais elevada que a da rede de observações. Uma técnica possível é a de interpolar os resultados do modelo para as localizações onde as observações foram efectuadas. No entanto esta técnica suaviza os campos simulados pelo que pode ofuscar a capacidade do modelo em reproduzir eventos extremos. É assim comum (Bougeault, 2003) utilizar nas comparações os valores respeitantes aos pontos da grelha mais próximos dos locais de observação, técnica que se seguiu. Em diante designar-se-ão por dados simulados sobre determinada estação os resultados da simulação sobre o ponto da grelha que se situa mais perto da referida estação, devidamente interpolados com recurso à teoria de Monin-Obukhov para o nível das medições: 2 m para a Temperatura e humidade do ar, 10 m para o vento.

Para além da comparação gráfica entre as séries temporais simulada e observada para uma dada estação, calcularam-se as variáveis estatísticas mais comuns: o viés, que é o desvio ou o erro médio, EM; o erro absoluto médio, EAM; e a raiz do erro quadrático médio, REQM, que designaremos só por erro quadrático médio. As definições são as habituais:

$$EM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i) ; \quad EAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |S_i - O_i| ; \quad REQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2} \quad (3.3)$$

em que  $S_i$  e  $O_i$  são respectivamente os valores simulados e observados no instante  $i$  e  $N$  o número de elementos de cada uma das séries.

Foram confrontadas as séries de dados horários, simulados e observados, de temperatura e humidade do ar aos 2m e de vento aos 10m. No caso das observações, foram utilizados como dados horários os valores correspondentes às médias nos 10 minutos anteriores à hora a que respeita a observação.

### a) Temperatura do ar

Na Tabela 3-3 apresentam-se os resultados da confrontação estatística entre os valores horários de temperatura do ar aos 2m,  $T_{ar}$ , simulados e os observados nas estações sinópticas da rede portuguesa existentes no domínio de simulação (ver Figura 3.3).

Excepto para a estação de Faro, a correlação entre os dados e as observações situa-se sempre acima dos 0.96, valor superior ao geralmente encontrado em estudos com modelos de mesoscala (cf. Emery et al., 2001). Também os valores de REQM e de EAM são semelhantes ou inferiores aos encontrados na literatura.

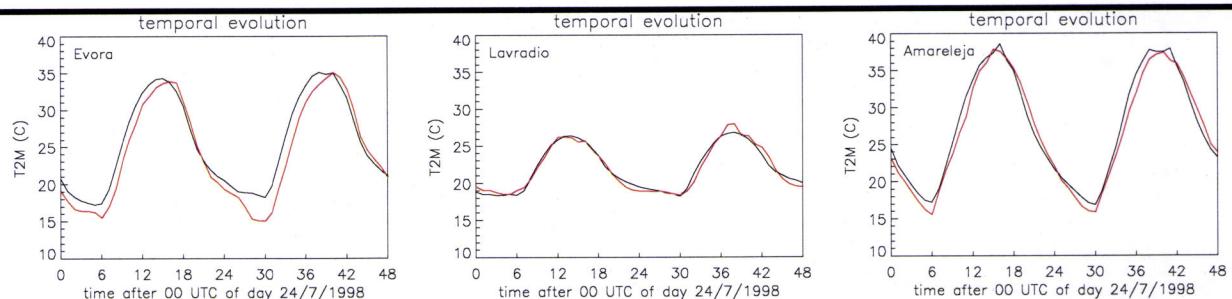
Os valores de EM mostram que em muitas das estações do interior o modelo simula, em média, valores de temperatura entre 1 a 2 °C mais elevados do que os registados. Nas estações mais próximas do litoral o viés é praticamente nulo, excepto nas estações de Sagres e Sines.

*Tabela 3-3 Estatísticas sobre a qualidade das simulações na estimativa da temperatura do ar aos 2m: Correlação (Corr, adimensional), EM (K), REQM (K) e EAM(K), calculados sobre as séries de dados horários, simulados e observados, respeitantes a cada uma das estações sinópticas.*

Estação	Corr	EM	REQM	EAM
Sagres	0.96	1.80	2.08	1.80
Sines	0.97	1.51	1.67	1.51
Faro	0.80	-0.52	1.50	1.25
Évora	0.98	1.29	1.96	1.61
Beja	0.98	1.67	2.35	2.04
Portalegre	0.95	1.01	2.05	1.68
Lisboa	0.97	-0.09	1.02	0.84
Rio Maior	0.96	-0.04	0.89	0.70
Santarém	0.96	1.97	2.61	2.23
Coruche	0.98	0.04	1.86	1.56
Lavrário	0.99	0.05	0.52	0.41
Setúbal	0.98	-0.05	1.37	1.14
Alcácer	0.97	0.09	1.92	1.64
Alvalade	0.99	0.66	1.53	1.19
Elvas	0.99	1.24	1.72	1.42
Estremoz	0.99	1.51	2.05	1.81
Amareleja	0.99	0.54	1.22	1.05
Mértola	0.97	0.81	1.78	1.62
Neves Corvo	0.99	0.78	1.42	1.26
Média	96,68	40,79	51,26	47,05

O viés positivo na simulação da temperatura do ar sobre o interior advém de um insuficiente arrefecimento nocturno por parte do modelo, como pode ser comprovado pela análise da evolução temporal da temperatura, de que se apresentam 3 exemplos na Figura 3.9. Aí se pode ver que o modelo subestima o arrefecimento nocturno sobre Évora, que se reflecte numa temperatura mínima simulada superior em cerca de 3 °C à observada. Esta sobre estimação da temperatura do ar junto à superfície mantém-se durante a manhã, uma vez que a taxa de aquecimento reproduzida nas simulações é semelhante à observada. A partir do meio-dia os valores simulados de  $T_{ar}$  são muito próximos dos observados em qualquer dos 2 dias de simulação. Em particular, a temperatura máxima simulada sobre Évora é, em ambos os dias, praticamente igual à observada.

A comparação dos resultados com as observações de  $T_{ar}$  sobre as outras estações do Alentejo interior mais próximas da zona da campanha *CICLUS* (Beja e Estremoz) revela a mesma tendência: reprodução correcta do ciclo diário, com subestimação do arrefecimento nocturno. Sobre as estações sinópticas localizadas no Sudeste do Alentejo (Amareleja, Neves Corvo e Mértola), esta subestimação é menor, sendo a temperatura do ar simulada com elevada precisão, como pode ser visto na Figura 3.9, para o caso da Amareleja.



*Figura 3.9 Evolução temporal da temperatura do ar aos 2m nas estações de Évora, Lavradio e Amareleja. Valores simulados a preto e observações a vermelho. As curvas foram desenhadas com base nos valores horários.*

A subestimação do arrefecimento nocturno poderia ser devida a uma incorrecta representação dos fluxos energéticos à superfície, devida por exemplo a uma sobrestimação do conteúdo em água no solo. No entanto, os fluxos simulados de calor latente são quase nulos sobre as estações de Évora ou Beja e semelhantes aos simulados sobre as estações da Amareleja ou Neves Corvo onde a temperatura do ar à noite é melhor representada. Também não parece ser devida a uma deficiente representação do campo do vento, pois, como se verá adiante o modelo reproduz bem a evolução do vento horizontal sobre estes locais. Além disso, como o campo simulado da nebulosidade é praticamente nulo sobre toda a parcela continental do domínio e durante todo o período, esta subestimação também não está associado a uma eventual sobrestimação da nebulosidade. Estamos em crer que este facto possa estar ligado à parametrização dos fluxos radiativos de grande comprimento de onda no esquema de radiação utilizado pelo Meso-NH (Mocrette, 1989), mas o aprofundamento deste aspecto está fora do alcance do presente trabalho. Deve notar-se que diferenças desta magnitude são frequentes em estudos de mesoscala (ver por exemplo Bromwich et al., 2001, ou Martín et al, 2001, em estudo sobre a circulação no centro da Península Ibérica).

Nas estações mais próximas do litoral, o arrefecimento nocturno nas simulações é razoavelmente semelhante ao observado, como se pode igualmente ver na Figura 3.9 para o caso da estação do Lavradio, onde o modelo reproduz de forma notável o ciclo diário observado de  $T_{ar}$ .

### b) Humidade relativa do ar aos 2m

A correlação entre as séries horárias dos dados simulados e observados de humidade relativa do ar aos 2m é, como indicado na Tabela 3-4, superior aos 0.90 em todas as estações do interior, sendo mesmo superior a 0.95 nas estações mais próximas da zona da campanha CICLUS. Nas estações do litoral a correlação baixa para valores da ordem dos 0.7.

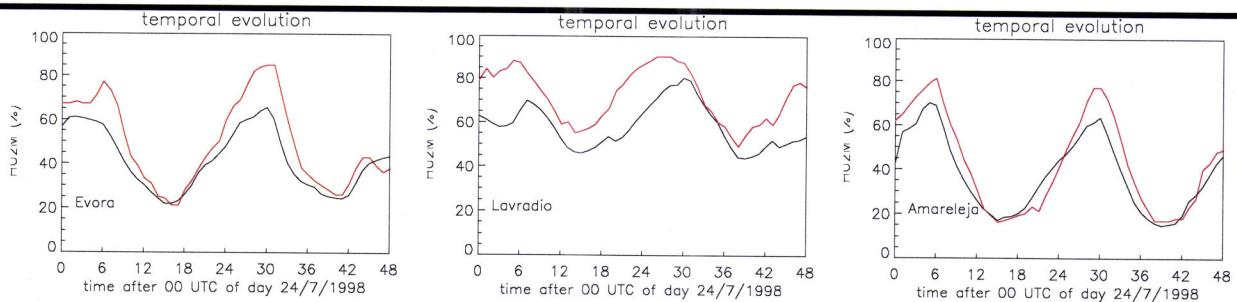
*Tabela 3-4 Equivalente à Tabela 3-3, mas para a humidade relativa do ar aos 2m. EM, REQM e EAM têm a mesma unidade que a humidade relativa (%)*

Estação	Corr	EM	REQM	EAM
Sagres	0.66	-2.09	6.64	5.21
Sines	-	-	-	-
Faro	0.64	1.87	11.54	9.33
Évora	0.96	-7.70	10.79	8.44
Beja	0.97	-17.01	20.52	17.13
Portalegre	0.90	-8.97	12.71	9.61
Lisboa	0.64	-4.29	11.38	9.25
Rio Maior	0.73	-11.87	14.15	11.87
Santarem	0.93	-20.49	21.49	20.49
Coruche	0.75	-12.53	18.47	13.88
Lavrário	0.77	-13.84	15.91	13.84
Setúbal	0.80	-12.96	17.67	13.62
Alcácer	0.87	-11.04	16.78	13.07
Alvalade	0.90	-13.45	17.18	13.57
Elvas	0.98	-11.39	14.85	11.80
Estremoz	0.99	-16.94	19.76	16.94
Amareleja	0.97	-4.94	8.44	6.87
Mertola	0.97	-11.09	15.29	11.81
Neves_Corvo	0.97	-7.10	12.10	10.01
Média	86,71	45,41	67,82	67,94

relativa são, em média, ligeiramente mais baixos, o que indica que há uma ligeira subestimação da humidade específica do ar. Em algumas destas estações, como exemplificado pelo gráfico respeitante à estação do Lavradio (Figura 3.10), os valores simulados são durante todo o período um pouco inferiores aos observados.

A Tabela 3-4 mostra também que há em geral um viés negativo, ou seja que o modelo produz, em média, valores mais baixos de humidade relativa. Este facto deriva directamente de, como assinalado anteriormente, existir um viés positivo na temperatura do ar, principalmente nas estações do interior. Como pode ser visto na Figura 3.10, para o caso das estações de Évora e Amareleja é durante a noite que as diferença entre os valores simulados e observados nas estações do interior são maiores. Tal como constatado para a temperatura do ar, também os valores simulados da humidade relativa no sudeste do Alentejo estão mais próximos dos observados nas estações ai localizadas.

No entanto, mesmo nas estações mais próximas do litoral, os valores simulados da humidade



*Figura 3.10 Evolução temporal da humidade relativa do ar aos 2m nas estações de Évora, Lavradio e Amareleja. Valores simulados a preto e observações a vermelho.*

Em média para todas as estações da rede sinóptica localizadas no domínio de simulação o viés é de cerca de 10% e o REQM de 15%. Valores desta ordem são referidos em outros trabalhos de modelação em mesoscala (cf. Hong, 2003).

### c) Intensidade e direcção do vento

Em acordo com a maior variabilidade espacial e temporal o vento, a correlação entre os valores simulados e observados é em geral mais fraca. Na literatura são comuns valores de correlação para a intensidade do vento entre os 0.3 e os 0.8 (cf. Bromwich et al., 2001 ou Guo et al., 2003). Exceptuando os casos de Sagres e Rio Maior, as correlações entre os resultados da presente simulação e os dados observados na rede sinóptica (Tabela 3-5) encontram-se neste intervalo, apresentando um valor médio de 0.58, mesmo incluindo aquelas 2 estações.

A correlação é em geral mais elevada nas estações do interior, onde para além disso e em vários dos casos EM é próximo de 0. Mesmo nos casos onde existe diferença entre os valores médios simulados e observados, esta diferença é em geral positiva e, excepto no caso de Rio Maior, inferior a  $1.5 \text{ ms}^{-1}$ , valor mais baixo do que muitos os encontrados em outros trabalhos apresentados na literatura (cf. Roeger et al., 2003; Bromwich et al., 2001; Hong, 2003 ou Emery et al., 2001). O mesmo se pode dizer sobre os valores calculados de REQM e EAM.

A análise dos gráficos com a evolução temporal dos valores da intensidade do vento, de que se apresentam exemplos na Figura 3.11, confirma a indicação dada pelos valores de correlação de que o modelo simula de forma aceitável a evolução do vento junto à superfície. Relativamente a Évora, o modelo reproduz a diminuição do vento durante as duas noites de simulação, atingindo-se o mínimo, tanto nas simulações como nas observações, ao princípio da manhã. Tal como para as variáveis temperatura e humidade, a performance da simulação é mais elevada no sudeste da região Alentejo, como exemplificado pelo gráfico respeitante à estação da Amareleja.

Nas estações situadas mais próximas da Costa a correlação simulação / observações diminui, mas ainda assim o modelo reproduz correctamente os períodos de máximos e mínimos diários observados durante os dias a que dizem respeito as simulações, como também se pode ver na Figura 3.11 no gráfico da evolução sobre a estação de Lisboa.

*Tabela 3-5 Equivalente à Tabela 3-3, mas para a intensidade do vento aos 10m. EM, REQM e EAM estão em  $\text{ms}^{-1}$ .*

Estação	Corr	EM	REQM	EAM
Sagres	0.40	-1.35	1.99	1.54
Sines	0.50	-0.11	1.55	1.26
Faro	0.29	0.16	1.70	1.41
Évora	0.73	0.00	1.11	0.92
Beja	0.62	-0.08	1.08	0.85
Portalegre	0.59	0.28	1.21	0.92
Lisboa	0.52	0.84	1.45	1.21
Rio Maior	0.15	2.99	3.17	2.99
Santarém	0.64	-0.64	1.88	1.55
Coruche	0.56	0.37	1.28	0.80
Lavrário	0.46	0.83	1.31	0.99
Setúbal	0.76	1.44	1.61	1.45
Alcácer	0.37	1.02	1.71	1.29
Alvalade	0.79	1.10	1.36	1.17
Elvas	0.84	1.38	1.80	1.46
Estremoz	0.75	1.35	1.56	1.35
Amareleja	0.80	0.05	0.77	0.61
Mértola	0.66	0.06	0.89	0.67
Neves_Corvo	0.53	0.10	0.99	0.77
<b>Média</b>	<b>57,68</b>	<b>32,68</b>	<b>55,79</b>	<b>59,63</b>

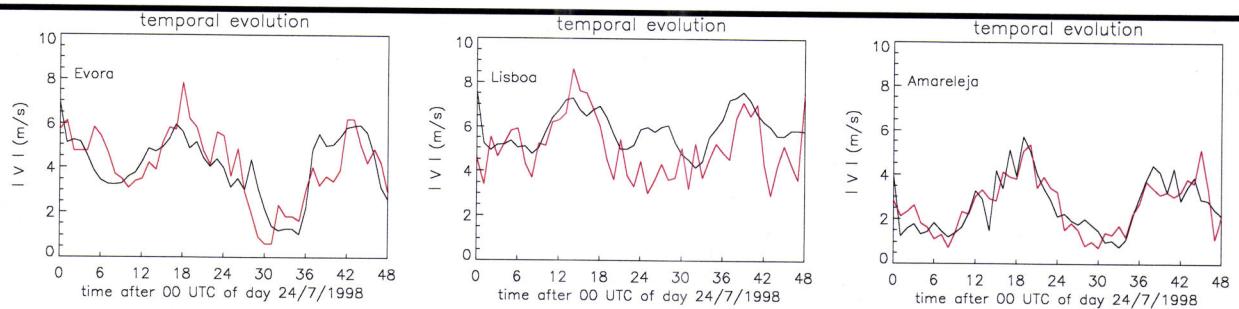


Figura 3.11 Evolução temporal da intensidade do vento aos 10 m nas estações de Évora, Lisboa e Amareleja. Valores simulados a preto e observações a vermelho

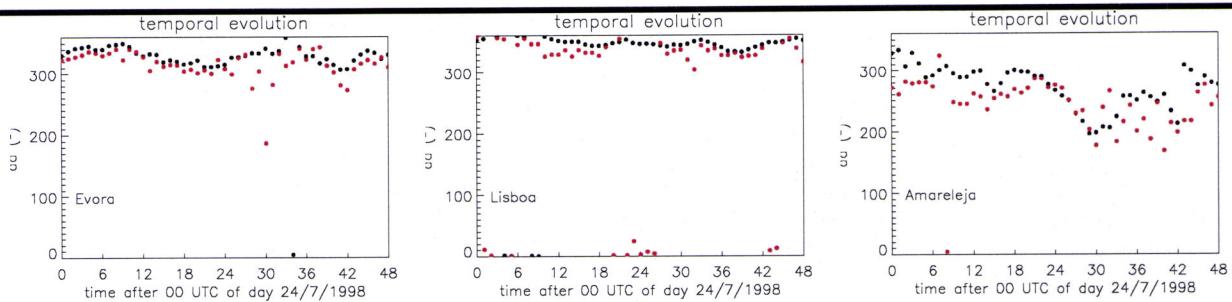
Tabela 3-6 Equivalente à Tabela 3-3, mas para a direcção do vento aos 10m. EM, REQM e EAM estão em °.

Estação	Corr	EM	REQM	EAM
Sagres	1.00	-5.82	8.86	6.78
Sines	-	-	-	-
Faro	0.85	-0.39	76.13	61.65
Évora	0.96	14.36	21.46	16.38
Beja	0.36	-6.99	13.37	11.05
Portalegre	0.95	9.38	49.57	34.30
Lisboa	0.99	6.14	16.92	13.79
Rio_Maior	0.99	20.29	25.58	22.10
Santarém	0.99	16.57	24.03	19.55
Coruche	0.29	30.33	40.59	32.20
Lavrado	1.00	15.05	19.00	16.44
Setúbal	0.15	3.94	17.14	14.24
Alcacer	0.39	27.50	31.76	27.83
Alvalade	0.62	59.51	72.72	63.30
Elvas	0.72	-3.10	65.62	48.66
Estremoz	0.73	0.96	17.76	12.46
Amareleja	0.59	23.79	40.02	32.54
Mértola	0.57	-3.68	15.25	12.37
Neves_Corvo	0.39	6.59	18.13	13.33
<b>Média</b>	<b>62,06</b>	<b>63,12</b>	<b>74,29</b>	<b>68,47</b>

No que respeita aos valores simulados para a direcção do vento, os resultados inscritos na tabela Tabela 3-6 mostram que a correlação é em geral mais elevada do que para a intensidade, o que também é comum em trabalhos de modelação atmosférica. Para algumas estações, os valores são mesmo superiores a 0.9, indicando que o MesoNH reproduz correctamente a evolução temporal da direcção do vento.

O valor de EM é sempre inferior a 30°, valor aceite como razoável para previsões de direcção do vento (cf. Hong, 2003). Em média, EM é aproximadamente igual a 13° o que indica uma ligeira tendência do modelo em rodar o vento no sentido dos ponteiros do relógio. Ou seja, como

os ventos são no presente caso de estudo, em geral de Noroeste, na simulação são um pouco mais de Norte, como está patente na Figura 3.12, onde se apresentam graficamente a evolução da direcção do vento sobre 3 estações para o período de simulação. Os valores de EAM e REQM registados na Tabela 3-6 estão entre os limites dos valores encontrados na literatura (de 20 a 80°, para EAM e de 15 a 88°, para REQM, cf.. Emery et al., 2001, Lee et al., 2004).



*Figura 3.12 Evolução temporal da direcção do vento aos 10 m nas estações de Évora, Lisboa e Amareleja. Valores simulados a preto e observações a vermelho.*

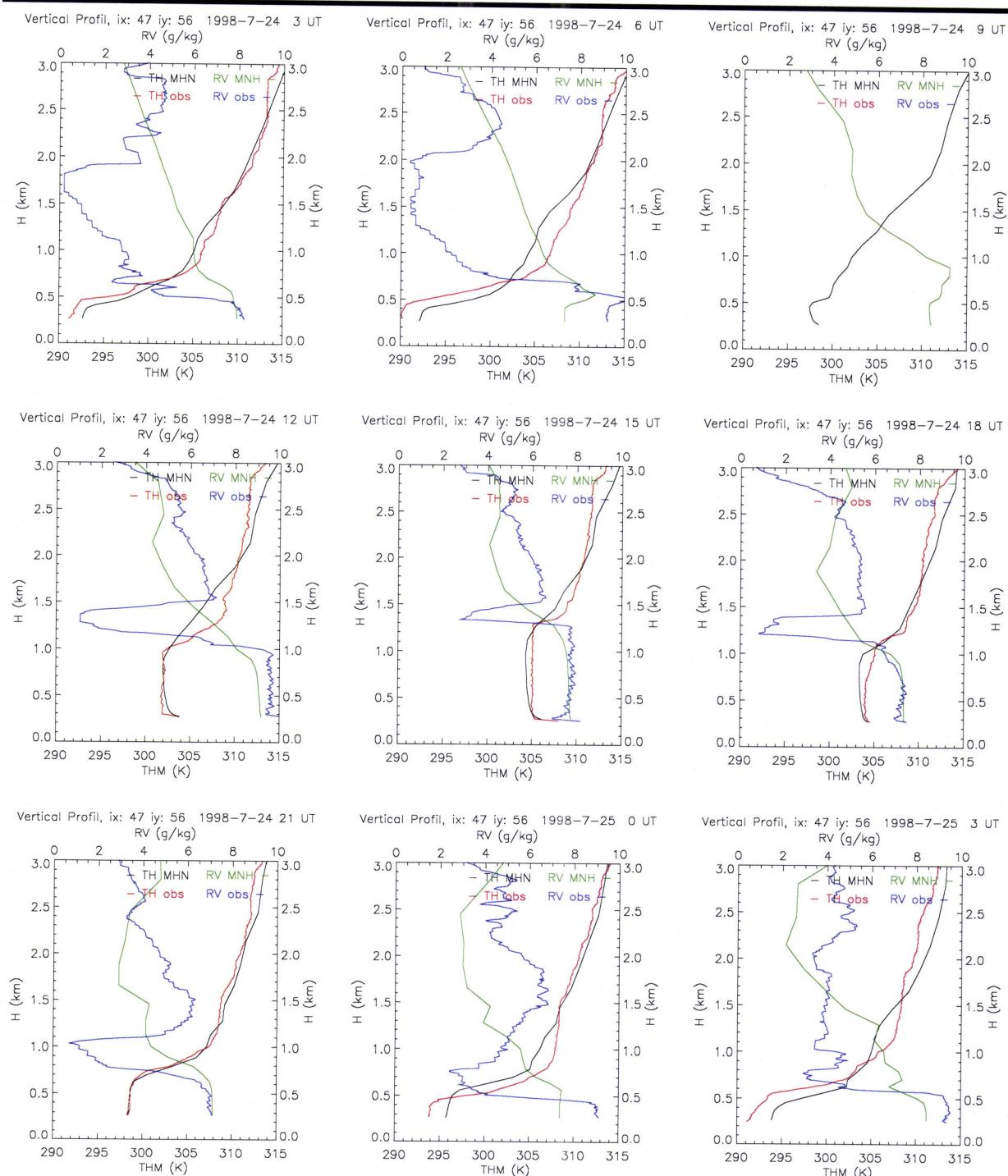
Os gráficos com a evolução temporal da direcção do vento, de que se apresentam 3 exemplos na Figura 3.12, confirmam a razoável aproximação dos valores simulados aos observados. Para o caso de Évora, o modelo reproduz bem a rotação durante os períodos diurnos para de Oeste do vento que durante a noite sopra mais de Norte. Ao contrário do verificado para as restantes grandezas, os valores da direcção do vento obtidos com o modelo afastam-se mais das observações na estação da Amareleja. Parte desta diferença, bem como a registada em alguns instantes sobre Évora durante a 2<sup>a</sup> noite de simulação, pode ser explicada pela menor intensidade do vento sobre esta zona o que aumenta a incerteza na medição da direcção do vento.

### 3.3.2 Perfis verticais sobre Évora

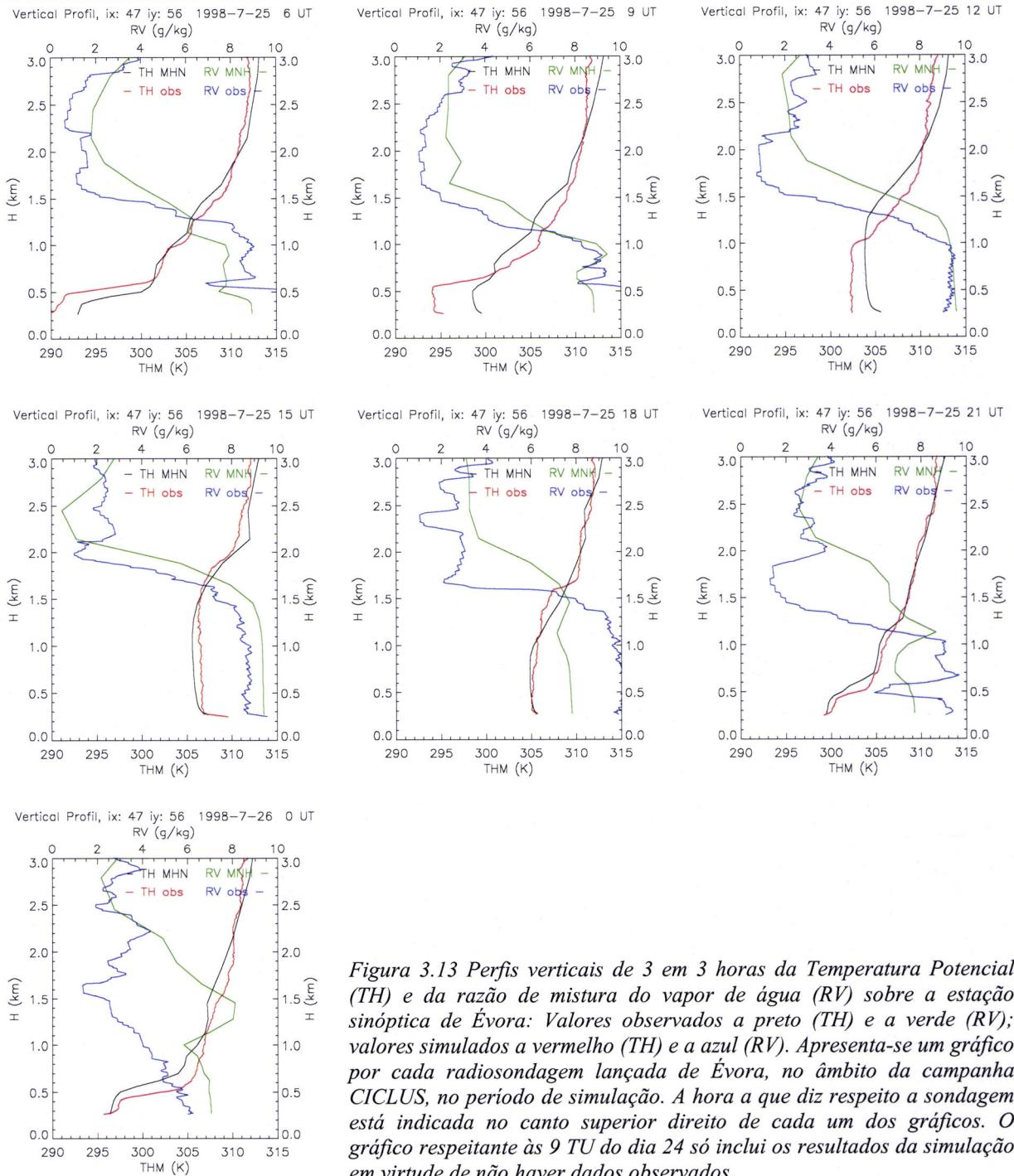
A confrontação dos resultados da simulação com os valores observados em altitude sobre a estação de Évora está patente na Figura 3.13, para os valores de temperatura potencial e humidade e na Figura 3.15, para o vento. Essas figuras serão adiante utilizadas para documentar alguns aspectos da evolução da estrutura térmica e dinâmica da atmosfera na região. Nesta secção proceder-se-á exclusivamente à análise comparativa entre os resultados das simulações e as observações.

O modelo reproduz muito bem a estrutura da camada limite diurna, nomeadamente a sua extensão vertical. Os perfis simulados ajustam-se particularmente bem às radiosondagens às 12, 15, 18 e 21 TU do dia 24 e às 15, 18 e 21 TU do dia 25 (cf. Figura 3.13). No período diurno e em acordo com o assinalado na secção anterior sobre os valores simulados da temperatura do ar aos 2m, os resultados do modelo afastam-se um pouco mais dos valores observados, produzindo uma camada limite superficial mais quente que a observada. Este efeito prolonga-se durante a manhã, como pode ser visto no gráfico respeitante às 9 TU do dia 25, o momento onde a diferença é maior. Na Figura 3.14 reproduz-se o gráfico respeitante às 15 TU do dia 24, juntando-lhe o perfil resultante da interpolação das análises ARPEGE para esse mesmo instante, por forma a ilustrar que os resultados das simulações não hidrostáticas a 5 km se ajustam qualitativamente melhor às observações que as análises de escala sinóptica.

### Capítulo 3



(continua na próxima página, onde se encontra a legenda)



**Figura 3.13** Perfis verticais de 3 em 3 horas da Temperatura Potencial (TH) e da razão de mistura do vapor de água (RV) sobre a estação sinótica de Évora: Valores observados a preto (TH) e a verde (RV); valores simulados a vermelho (TH) e a azul (RV). Apresenta-se um gráfico por cada radiosondagem lançada de Évora, no âmbito da campanha CICLUS, no período de simulação. A hora a que diz respeito a sondagem está indicada no canto superior direito de cada um dos gráficos. O gráfico respeitante às 9 TU do dia 24 só inclui os resultados da simulação em virtude de não haver dados observados.

A evolução dos perfis verticais da razão de mistura, representados na Figura 3.13, também confirma a capacidade do Meso-NH em representar a camada limite observada, se bem que as diferenças entre as simulações e as observações sejam maiores. Os perfis observados indicam a existência de uma camada muito seca acima do topo da CLP, que durante a tarde do dia 24 (12, 15, 18 e 21 TU) se torna muito fina. Este efeito está presente em ambos os dias de simulação e em perfis observados em outros dias da campanha, mas não é capturado pela análise de larga escala, de modo que não está presente nos campos iniciais das simulações (cf. Figura 3.6). Como é visível na

Figura 3.13, nomeadamente nos gráficos respeitantes ao 2º período diurno simulado, os perfis do Meso-NH tendem a ajustar-se aos observados, o que não acontece com as análises sinópticas, como

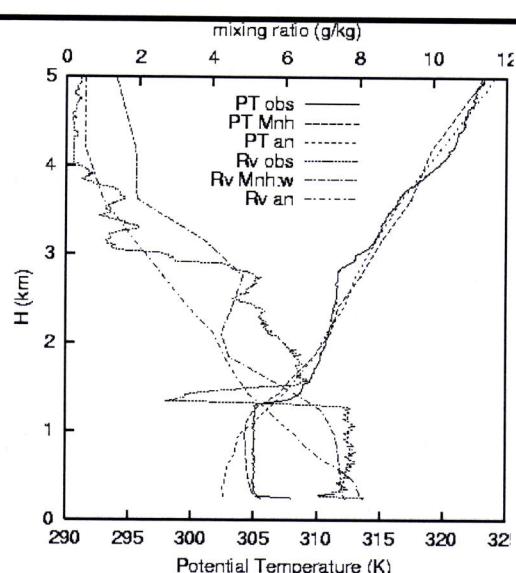


Figura 3.14 perfis verticais de temperatura potencial (PT) e de razão de mistura de vapor (Rv) sobre Évora às 15 TU do dia 24 de Julho: nas observações (obs), na simulação (Mnh) e na análise Arpege (an):

exemplificado na Figura 3.14, indicando que pelo menos parte da dinâmica responsável por este efeito está presente no modelo. Este efeito será discutido mais à frente.

Tal como verificado na confrontação dos perfis térmicos, também no que respeita à humidade, o modelo reproduz melhor os perfis de razão de mistura durante o período diurno. O perfil de humidade na camada limite é particularmente bem representado às 12, 15, 18 e 21 TU do dia 24 e às 12 e 15 TU do dia 25. No dia 25 o modelo simula uma diminuição da humidade na camada limite patente no gráfico das 18 TU, efeito que só será observado horas mais tarde (gráficos das 21 e 24 TU). Durante a noite o modelo tende a reproduzir uma camada

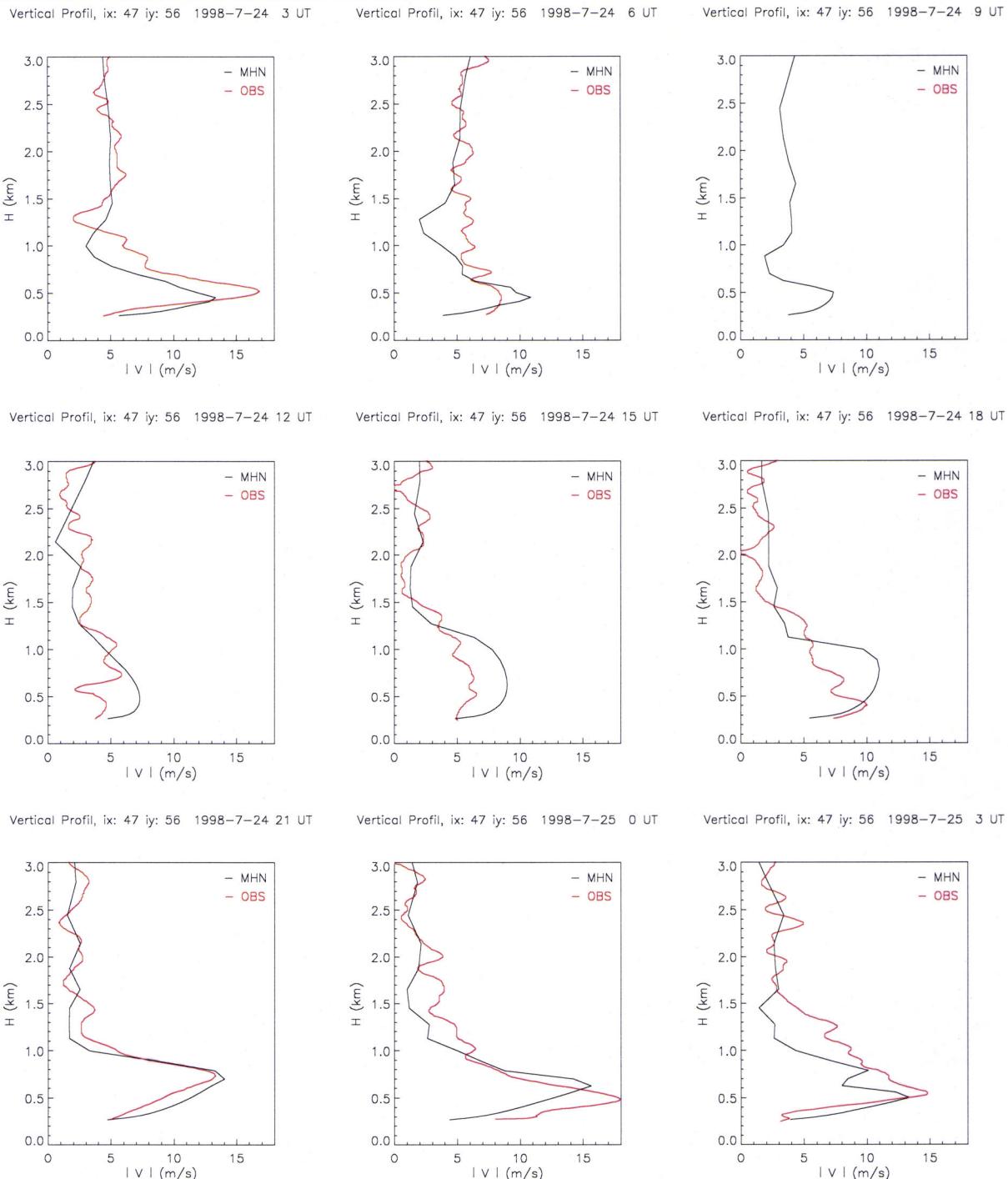
superficial mais seca que a observada.

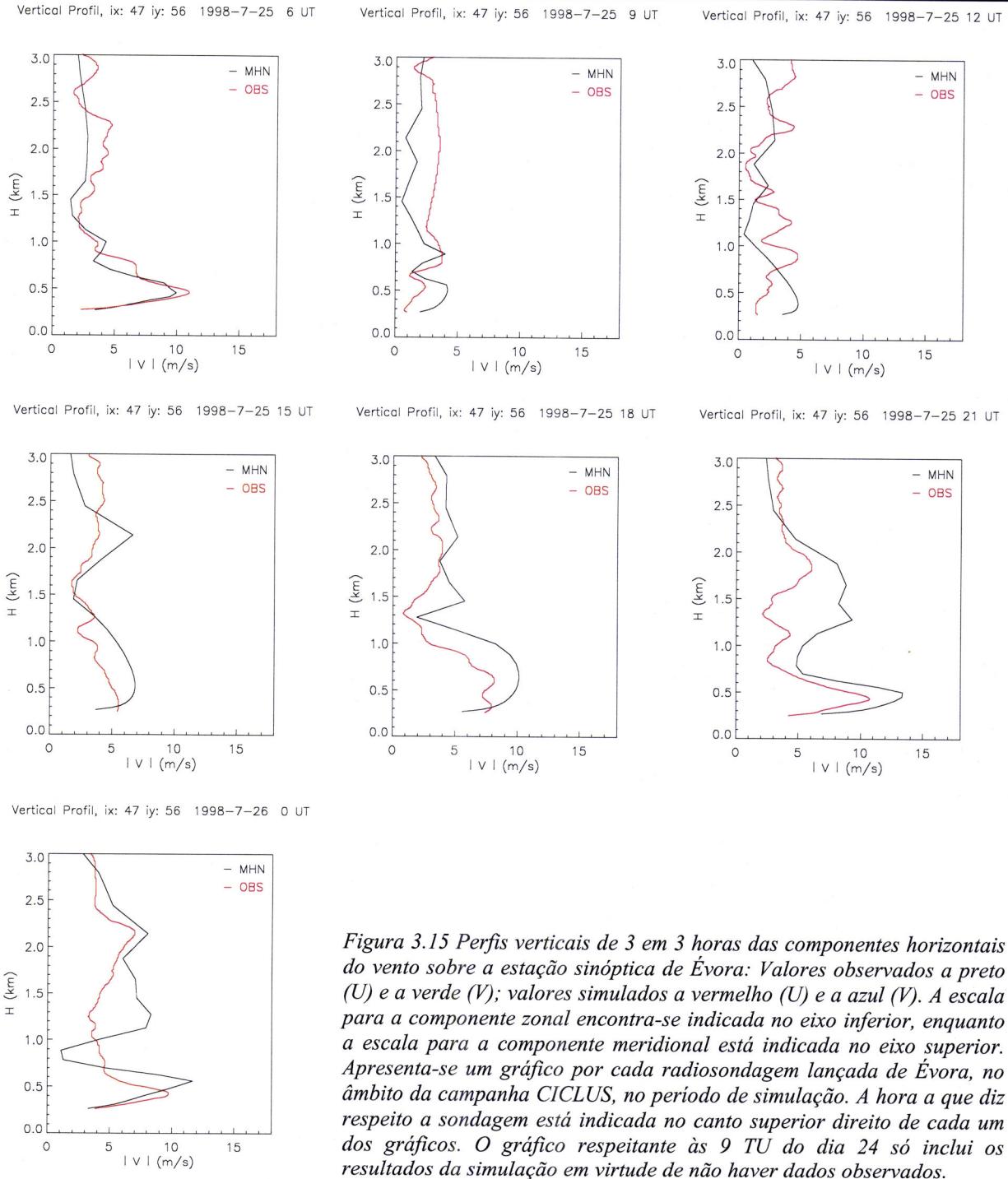
No que respeita à confrontação dos resultados do vento em altitude optou-se por apresentar, na Figura 3.15, apenas os perfis verticais da intensidade do vento sobre Évora, deixando para a análise alguns comentários sobre a direcção do vento. Os gráficos aí representados permitem verificar que o modelo reproduz grosso modo as principais características da evolução da estrutura vertical do vento sobre Évora. Assim, a intensificação da componente de Oeste do vento durante a tarde em toda a extensão camada limite é bem representada no modelo, apesar de este sobreavaliar a intensidade (gráficos respeitantes às 15, 18 TU dos dias 24 e 25).

Durante a noite o escoamento continua a ter uma componente de Oeste, menos intensa, limitada à extensão vertical da camada limite nocturna, efeito que também está presente nas simulações. Acima desta camada superficial dá-se a formação de um jacto nocturno que é bem visível tanto nas observações como nas simulações. Nesta camada o vento é de Norte e o efeito é mais pronunciado e bem descrito pelas simulações às 21 e 24 TU do dia 24 e às 3, 6 e 21 TU do dia 25.

Acima do 1.5 km de altitude e até aos 3 km o vento é, em todo o período de simulação, fraco, com intensidades em geral inferiores aos  $5 \text{ m s}^{-1}$ , soprando dos quadrantes Sudoeste e Sul. Acima da escala representada nos eixos verticais dos gráficos da Figura 3.15, o vento (observado e simulado) volta a aumentar de intensidade a partir dos 4 km e sopra do quadrante sudoeste.

## Circulação de Verão sobre o Sul de Portugal





*Figura 3.15 Perfis verticais de 3 em 3 horas das componentes horizontais do vento sobre a estação sinóptica de Évora: Valores observados a preto ( $U$ ) e a verde ( $V$ ); valores simulados a vermelho ( $U$ ) e a azul ( $V$ ). A escala para a componente zonal encontra-se indicada no eixo inferior, enquanto a escala para a componente meridional está indicada no eixo superior. Apresenta-se um gráfico por cada radiosondagem lançada de Évora, no âmbito da campanha CICLUS, no período de simulação. A hora a que diz respeito a sondagem está indicada no canto superior direito de cada um dos gráficos. O gráfico respeitante às 9 TU do dia 24 só inclui os resultados da simulação em virtude de não haver dados observados.*

## 3.4 Análise dos resultados

### 3.4.1 Evolução dos perfis verticais sobre Évora

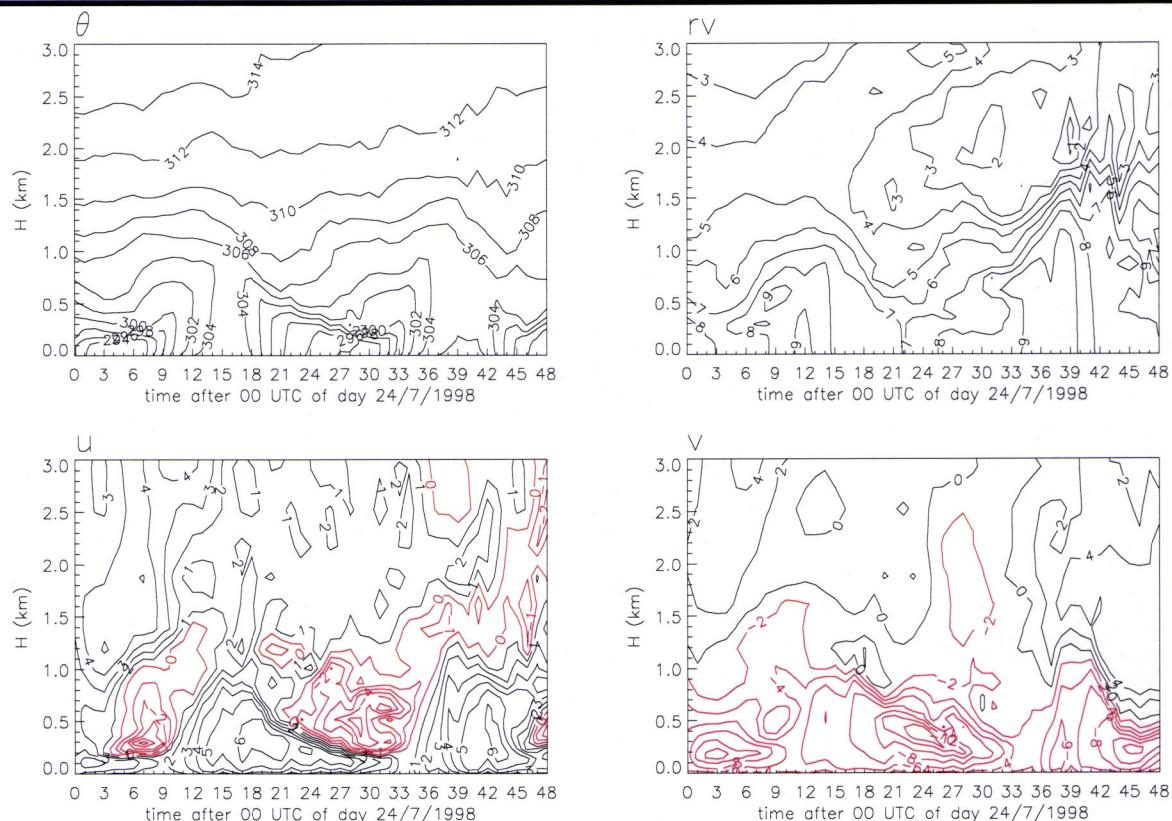
Na secção anterior conclui-se que o modelo foi capaz de simular com boa aproximação a evolução das variáveis meteorológicas nos locais de observação pelo que os seus resultados podem ser úteis para uma melhor compreensão das circulações atmosféricas e da evolução da estrutura térmica e

hídrica da atmosfera sobre o sudoeste ibérico, numa situação típica de Verão. Começamos este estudo por uma análise local centrada na evolução dos perfis verticais sobre Évora e dos mecanismos físicos responsáveis pelas suas características.

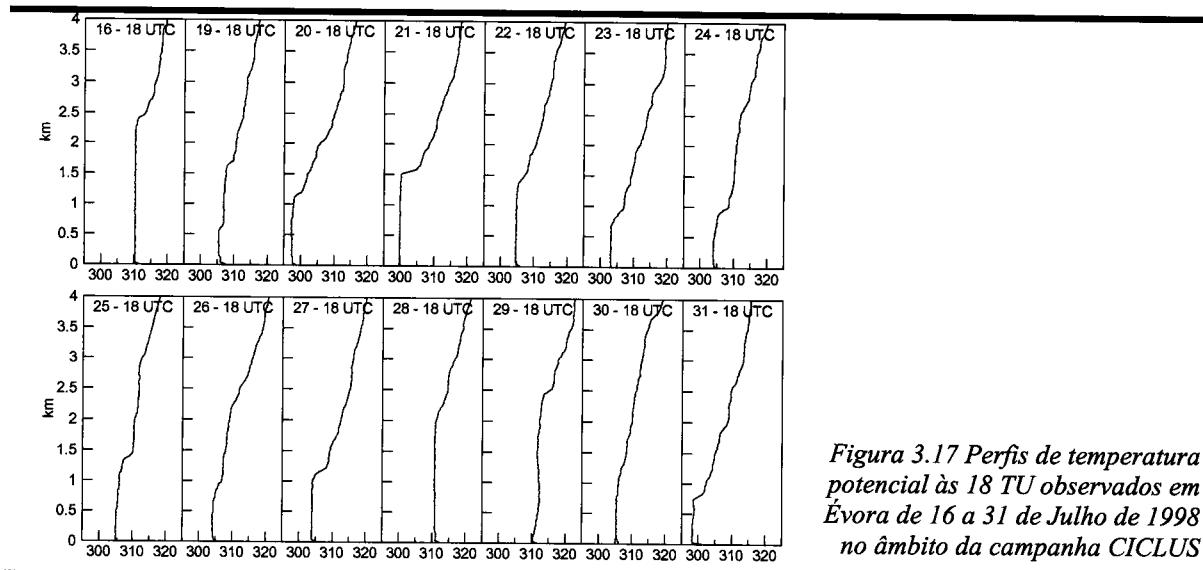
Nesse sentido representa-se de novo na Figura 3.16, agora sinteticamente na forma de gráficos tempo-altitude, a evolução, durante os 2 dias de simulação, dos perfis simulados de temperatura potencial, razão de mistura e vento sobre Évora, que como vimos na secção anterior são uma boa aproximação dos perfis observados.

No primeiro dia de simulação, a altura da camada limite planetária (CLP) atinge um valor máximo de aproximadamente 1000 m, por volta das 15 TU. À mesma hora, no 2º dia o topo da CLP encontra-se 1200 m acima da superfície altitude. Em ambos os dias a camada limite encontra-se bem misturada, com uma temperatura potencial constante de 305 K no dia 24 e de 306 K no dia 25. A partir das 16 TU a temperatura potencial média da CLP decresce ligeiramente e em bloco à medida que a extensão vertical da CLP diminui.

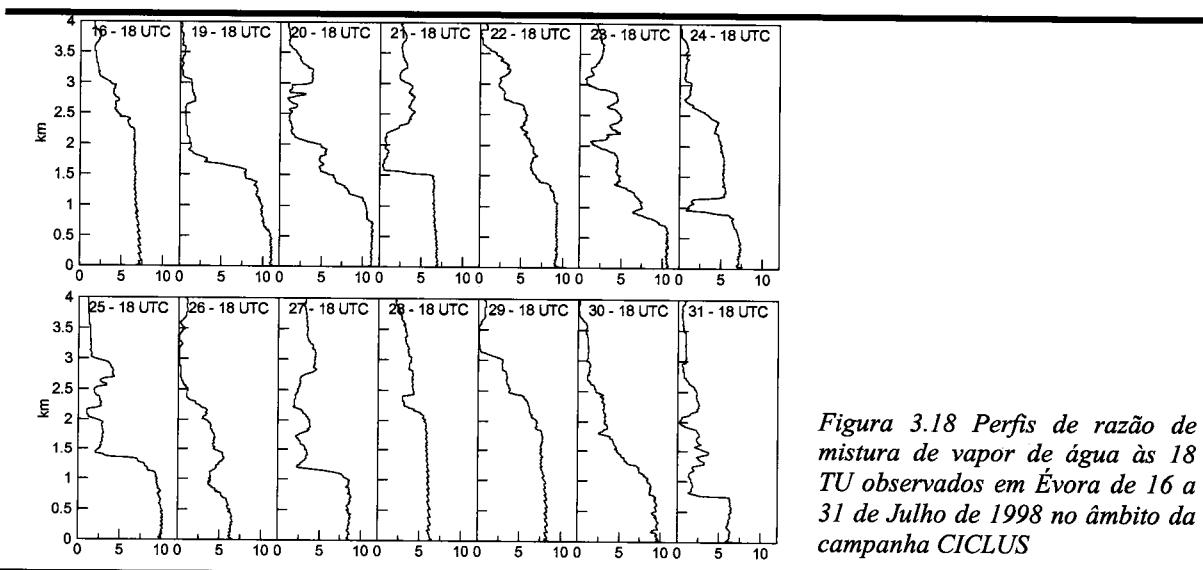
Durante os 16 dias do período de observações intensivas da campanha CICLUS, a altura máxima da camada limite situou-se entre os 800 e os 2300 m e a sua temperatura potencial média variou entre os 298 K (20 de Julho) e os 312 K (28 de Julho), conforme pode ser visto na Figura 3.17.



A evolução do perfil da humidade mostra que no período de maior desenvolvimento, o valor de  $r_v$  na camada limite atinge valores de 8 e 9  $\text{g kg}^{-1}$ , respectivamente no 1º e 2º dia de simulação. Acima do topo da CLP forma-se uma camada muito seca, com valores inferiores aos 2  $\text{g kg}^{-1}$ , efeito que como anotado anteriormente é mais pronunciado e afecta uma camada mais fina nas observações. No período de observações intensivas da campanha CICLUS este efeito foi visível em vários dias como patente na Figura 3.18. Acima desta camada existe uma outra relativamente húmida em que  $r_v$  ultrapassa os 5  $\text{g kg}^{-1}$ .



*Figura 3.17 Perfis de temperatura potencial às 18 TU observados em Évora de 16 a 31 de Julho de 1998 no âmbito da campanha CICLUS*



*Figura 3.18 Perfis de razão de mistura de vapor de água às 18 TU observados em Évora de 16 a 31 de Julho de 1998 no âmbito da campanha CICLUS*

No gráfico da evolução temporal dos perfis de  $u$  (Figura 3.16) nota-se bem a sua intensificação durante a tarde perto da superfície, atingindo-se, entre as 15 e as 18 TU, intensidades (zonais, de oeste) superiores aos  $6 \text{ ms}^{-1}$ , indicando a chegada da brisa do mar. O vento tem esta componente de Oeste em toda a extensão vertical da camada limite e tem os valores máximos a cerca de 1/3 da

altura da CLP. Acima da CLP existe durante quase todo o período de simulação uma camada onde  $u$  é negativo, ou seja o vento tem uma componente de leste. Nesta camada,  $u$  atinge os valores absolutos máximos, da ordem dos  $5 \text{ ms}^{-1}$ , durante a madrugada, período onde a sua extensão vertical é da ordem de 800 m. Mais acima, e até perto dos 4km (acima do mostrado no gráfico), os valores absolutos de  $u$  são próximos de 0 em grande parte do período de simulação.

A componente meridional,  $v$ , assume valores negativos em toda a camada limite, durante todo o período de simulação, correspondendo a ventos com uma componente de Norte. Em módulo,  $v$  é maior durante a noite, atingindo valores máximos superiores a  $10 \text{ ms}^{-1}$  por volta da meia noite, por cima da camada limite superficial. Como nesta camada  $u$  é negativo, verifica-se que a direcção do jacto nocturno é de NNE, atingindo uma intensidade superior a  $15 \text{ ms}^{-1}$  às 0 TU do dia 25, como mostrado no perfil correspondente na Figura 3.15. Durante a tarde, na camada limite o valor absoluto de  $v$  é menor, tomando valores semelhantes a  $u$ , pelo que nesse período o vento é de Noroeste. Acima de 1.5 km de altitude,  $v$  é positivo e de pequena magnitude.

### 3.4.2 Análise de Balanço

Para compreender melhor os mecanismos responsáveis pela evolução da estrutura vertical procedeu-se a uma análise de balanço (*budget analysis*) sobre a vertical da estação de Évora. Esta análise baseou-se no cálculo das médias temporais, em intervalos de 15 minutos, de todos os termos considerados nas equações de prognóstico de  $\theta$  e  $r_v$ . Estas médias foram calculadas no período compreendido entre as 6 TU e as 20 TU do dia 24. As equações de prognóstico estão escritas na forma de fluxo. Genericamente, para uma variável de prognóstico  $\alpha$ , a equação é:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\tilde{\rho}\alpha) = -\frac{\partial}{\partial x}(\tilde{\rho}U\alpha) - \frac{\partial}{\partial y}(\tilde{\rho}V\alpha) - \frac{\partial}{\partial z}(\tilde{\rho}W\alpha) + \sum_p S\alpha_p \quad (3.4)$$

onde os  $\rho$  é a densidade do ar do estado de referência,  $U$ ,  $V$  e  $W$  as componentes do vento. Os primeiros 3 termos do lado direito da equação são os termos advectivos e o quarto inclui todos os termos fonte.

Desprezando os termos associados às transições de fase que não ocorreram durante o período considerado, os termos de forçamento na equação de evolução da temperatura potencial são: os termos advectivos, associados ao transporte explícito na escala do modelo; os fluxos turbulentos, associados ao transporte de sub – escala; e os fluxos de radiação.

Durante o período diurno e exceptuando os primeiros 150 m, onde os fluxos radiativos apresentam uma magnitude da mesma ordem de grandeza dos outros termos, só os termos advectivos e turbulentos são relevantes. A evolução destes dois termos pode ser vista na Figura 3.19 na forma de planos tempo – altitude. A evolução da soma dos dois termos que é praticamente igual à da tendência de  $\rho\theta$ , está também representada nessa figura. A advecção e a turbulência estão, no período considerado, geralmente em oposição de fase. Na camada limite, o fluxo advectivo é sempre negativo, excepto entre as 6 e as 7 TU, enquanto que o fluxo turulento é sempre positivo, como consequência do fluxo de calor sensível à superfície ser sempre positivo. Durante a manhã, os fluxos turbulentos dominam, são os responsáveis pelo desenvolvimento da camada limite, e atingem valores máximos às 11-12 TU. O fluxo advectivo vai aumentando de magnitude e à tarde, a partir das 16 TU, torna-se maior em módulo do que o fluxo turulento, arrefecendo a camada limite como um todo. Como  $\theta$  é praticamente constante ao longo da camada limite, o arrefecimento advectivo é devido ao transporte pelo sistema de brisa de mar de ar marítimo de Noroeste, mais frio.

Acima do topo da CLP, existe uma camada onde a advecção de  $\theta$  é positiva e o fluxo turulento é negativo, devido ao *entrainment* de ar mais quente para a camada limite. Durante a manhã os dois termos cancelam-se, mas durante a tarde a advecção, de ar mais quente passa a dominar, “empurrando” para baixo o topo da camada limite. Nesta zona, a advecção é essencialmente vertical associada à subsidência de larga escala.

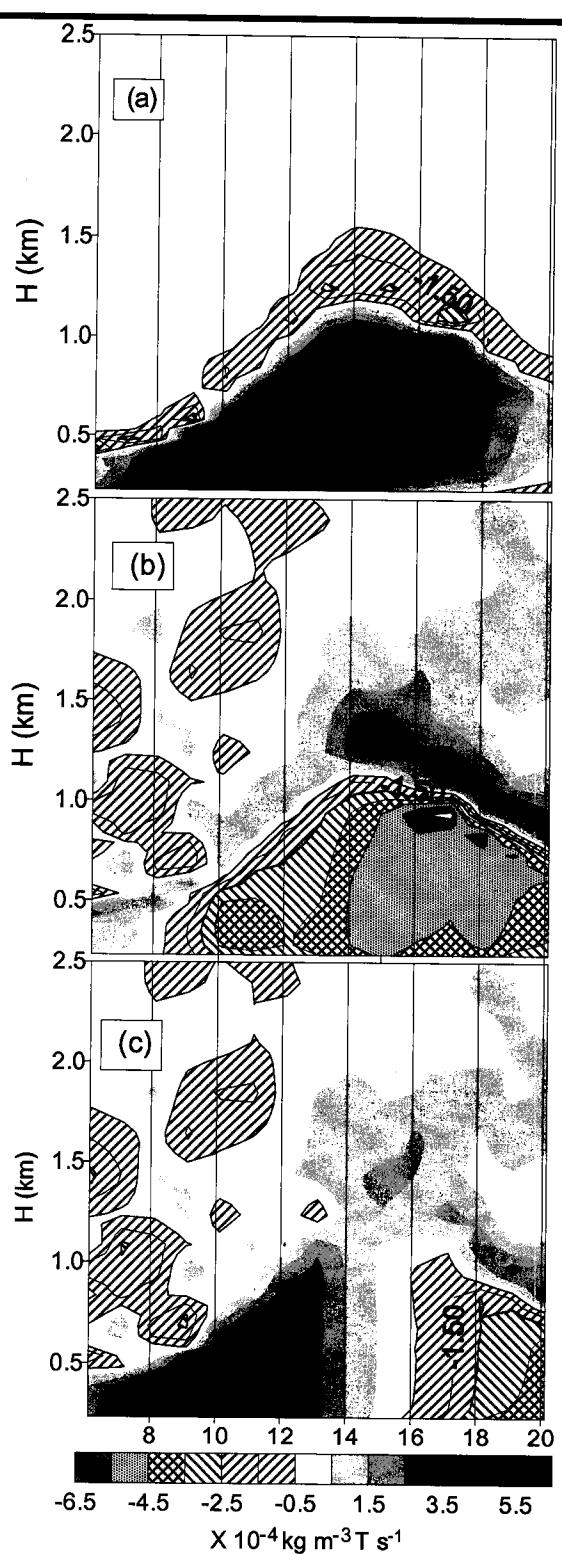


Figura 3.19 Gráficos tempo (TU) – altitude (km) com a evolução dos termos de forçamento na equação termodinâmica: (a) fluxo advectivo; (b) fluxo turulento; (c) soma de todos os termos relevantes (advectivos, turulento e radiativo)

Na ausência de transições de fase, a evolução de  $r_v$  é forçada pelos fluxos advectivos e de turbulentos. No presente caso, os termos advectivos, cuja evolução temporal pode ser vista na Figura 3.20, são os dominantes, uma vez que a evaporação é quase nula sobre esta zona (ver, à frente, secção 3.4.5). Durante a manhã, na CLP, os termos advectivos são ligeiramente negativos, o que significa que a circulação na escala do modelo transporta ar seco para o interior da coluna considerada, cujo efeito é contrariado até certo ponto pelo fluxo turbulento vertical. A partir das 16 TU, o fluxo advectivo é positivo na CLP, correspondendo à chegada de ar mais húmido pela circulação associada à brisa de mar. Imediatamente acima do topo da CLP, o fluxo advectivo de vapor de água é fortemente negativo a partir do meio-dia. Apesar de ser, em parte, contrariado pela existência de um fluxo turbulento positivo, a advecção, essencialmente horizontal, de ar seco é responsável pelo estabelecimento da camada fina de ar relativamente seco que se observa nos perfis dos dados provenientes das radiosondagens (ver por exemplo a Figura 3.14). Próximo dos 4 km de altitude, a advecção de vapor de água é sempre positiva, induzindo a formação de uma camada de ar mais húmido.

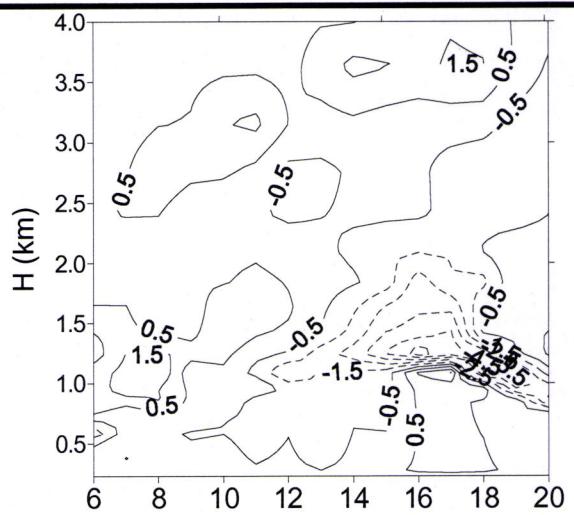


Figura 3.20 Gráfico tempo (TU) – altitude (km) com a evolução dos termos advectivos na equação de prognóstico de  $r_v$  (em  $10^{-7} \text{ kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$ )

### 3.4.3 Simulação unidimensional

A análise de balanço permite verificar que a evolução da estrutura da camada limite sobre a região de Évora é o resultado da interacção entre o, essencialmente vertical, fluxo turbulento de calor sensível, que controla o ciclo diário da camada limite e o, essencialmente horizontal, fluxo advectivo de calor. Para separar os dois efeitos realizou-se uma simulação unidimensional, descrita na secção 3.2.4, recorrendo à versão 1D do Meso-NH.

Na Figura 3.21 está representada a evolução do perfil vertical da temperatura potencial na simulação 1D. Os resultados são comparáveis aos produzidos pela simulação 3D e representados na Figura 3.16 até ao início da tarde do 1º dia de simulação. A partir desse instante os resultados da simulação 1D passam a divergir dos resultados 3D e das observações. A simulação 1D não reproduz o efeito do arrefecimento em bloco da camada limite observado a meio da tarde, produzindo, em vez disso uma camada limite mais profunda e mais quente, que só arrefece por baixo, ao fim da tarde e noite por acção dos fluxos descendentes de calor sensível e do arrefecimento radiativo. Como este arrefecimento afecta essencialmente a camada superficial que

se torna muito estável, mantém-se acima uma camada de ar bem misturado, correspondendo à camada limite diurna residual (cf. Arya, 2001), que só arrefece ligeiramente devido à existência de um gradiente negativo no fluxo vertical de radiação de grande c.d.o.. Deste modo, no 2º dia de simulação, quando os fluxos verticais de calor sensível voltam a ser positivos, a atmosfera está mais quente e a camada residual do dia anterior é rapidamente englobada na nova camada limite que a partir daí cresce, atingindo níveis a mais de 2 km da superfície, e um valor constante de  $\theta$  de aproximadamente 311K.

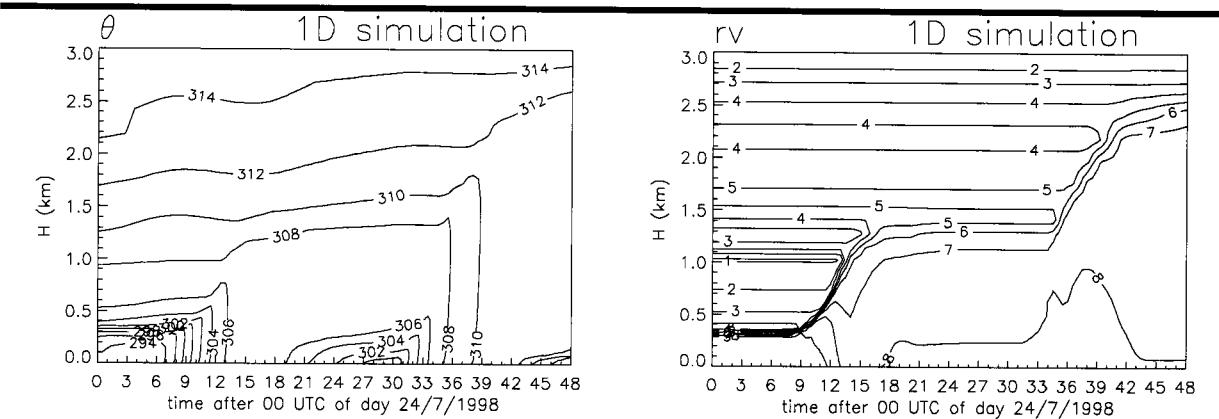


Figura 3.21 Resultados da simulação 1D: evolução temporal dos perfis verticais de temperatura potencial ( $\theta$ , em K) e de razão de mistura do vapor de água ( $rv$ , em  $g \cdot kg^{-1}$ ). No eixo dos yy H representa a altura acima da superfície

Os perfis verticais da razão de mistura de vapor de água, também sintetizados na Figura 3.21, inicializados a partir do valores observados, que incluíam a camada seca no topo da camada limite, mostram uma progressiva erosão dessa camada pelos fluxos verticais de vapor de água, até à sua remoção total ao final da tarde do dia 24.

O facto do arrefecimento em bloco da camada limite e da manutenção de um complexo perfil vertical de humidade estarem ausentes nas simulações unidimensionais, confirmam que estes efeitos decorrem da estrutura tridimensional da circulação regional. A sua presença nas simulações 3D é um bom indicador da qualidade do Meso-NH para este tipo de estudos.

Os perfis simulados pelo modelo 1D são qualitativamente similares aos observados de Verão sobre zonas mais próximas do centro da Península, onde os efeitos da brisa de mar não se fazem sentir directamente e a camada limite tende a atingir níveis muito mais elevados do que os observados sobre a região em estudo. Os resultados da simulação 3D indicam o desenvolvimento, cerca de 150

km a leste de Évora, uma camada limite semelhante à produzida na simulação 1D, como exemplificado na Figura 3.22. Nesta figura é possível ver, não só que a temperatura potencial na camada limite, na zona oriental do domínio, atinge ao fim da tarde valores bastante mais elevados do que os registados sobre Évora (de 305 para 312 K), como a extensão vertical da CLP é também muito maior, situando-se o topo quase 3 km acima da superfície.

A análise da Figura 3.22 permite ainda verificar que enquanto sobre Évora  $\theta$  na CLP diminui em bloco em simultâneo com a diminuição da espessura da camada, mas a leste, este arrefecimento dá-se mais tarde e inicia-se nos níveis inferiores, junto à superfície.

Alguns cortes O-E com o campo da temperatura potencial produzido pela simulação tridimensional estão inseridos mais à frente na Figura 3.37, onde é possível observar não só a existência do gradiente horizontal com sentido O-E no campo da temperatura potencial na CLP, como a tendência para o aumento da sua espessura em direcção ao leste do domínio.

#### **3.4.4 Evolução da distribuição espacial da temperatura e humidade do ar no sudoeste da Península**

Como se viu na secção 3.3.1, a evolução da temperatura e humidade do ar aos 2m nas simulações mostra um bom acordo com os valores observados na rede de estações meteorológicas. Os resultados das simulações 3D são naturalmente mais detalhados do que o que é possível obter a partir da interpolação dos valores medidos na rede sinóptica, mais esparsa. A evolução do padrão da distribuição espacial da temperatura do ar junto à superfície é semelhante nos dois ciclos diários considerados, pelo que se optou por só representar graficamente resultados respeitantes a um dos dias, o 2º. Na Figura 3.23 está representado o campo da temperatura do ar aos 2m,  $T_{2m}$ , em quatro momentos representativos do ciclo diário.

Durante a noite a temperatura é, como seria de esperar, espacialmente mais homogénea. No período em que se atingem os valores mínimos de  $T_{2m}$ , 06 TU, os resultados indicam a existência uma região relativamente homogénea cobrindo toda a região do Alentejo (Figura 3.23, 06 TU). Nesta região  $T_{2m}$  situa-se entre os 16 e os 18 °C, valores ligeiramente inferiores aos simulados sobre o mar junto à costa, próximos de 19°C. Existe no entanto uma pequena área no sudoeste do Alentejo, englobando a encosta Norte da Serra de Monchique, onde  $T_{2m}$  regista valores um pouco mais baixos, de modo que é maior o contraste térmico terra – mar. Na região leste do domínio de

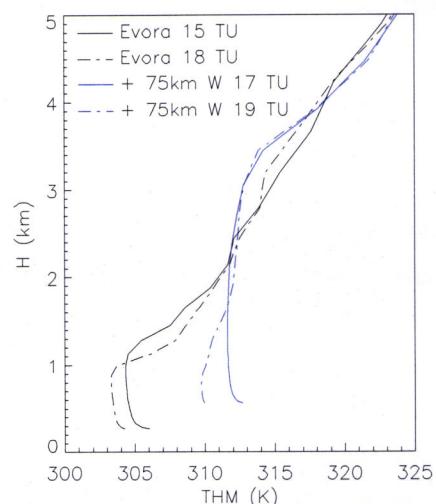
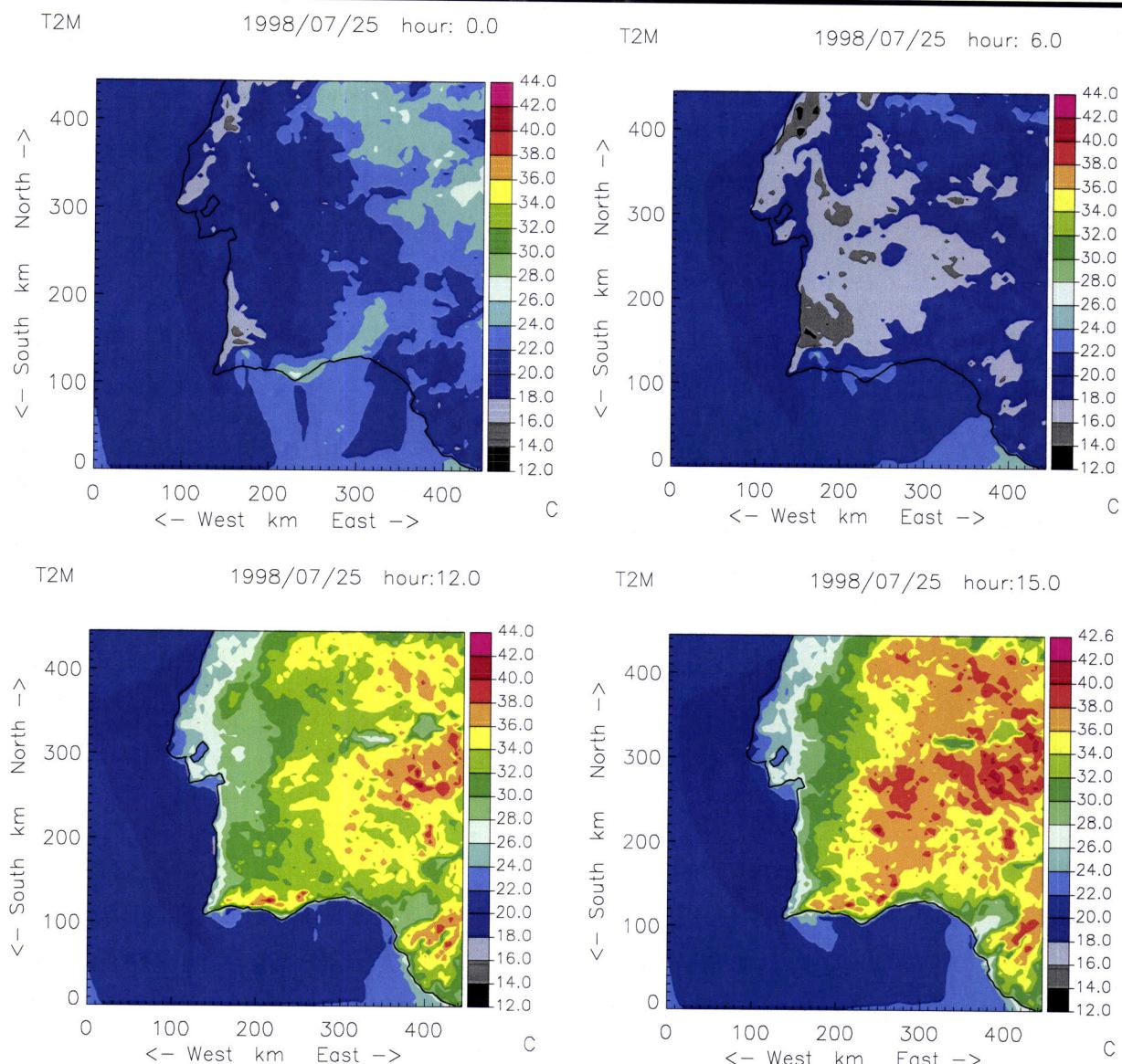


Figura 3.22 Resultado da simulação 3D: perfil vertical da temperatura potencial sobre Évora e sobre um ponto situado a 150 km, para leste, à mesma latitude. As horas (do dia 24) a que respeitam os perfis estão indicadas na figura

simulação (e na faixa sul do Algarve), as temperaturas são um pouco mais elevadas, próximas das existentes sobre mar, o que indica que, neste período, o gradiente térmico terra – mar à escala da Península é praticamente nulo.



*Figura 3.23 Campo superficial da temperatura do ar aos 2m em quatro momentos do dia 25 de Julho de 1998. A hora está assinalada no topo de cada figura.*

A partir do nascer do sol assiste-se a um rápido aumento da temperatura do ar sobre a península, mais expressivo nas zonas interiores. Estabelece-se um forte gradiente térmico horizontal, com a direcção O-E, principalmente na faixa costeira que coincide, grosso modo, com o território português. Como se pode ver na Figura 3.23 (12 TU) o gradiente térmico é perpendicular à linha de costa até cerca de 100 km para o interior e é devido à advecção de ar atlântico mais frio pela circulação associada à depressão térmica peninsular, reforçada pelo ciclo diário da brisa do mar na costa ocidental. À superfície, esta circulação tem a direcção de noroeste mas é bloqueada pela

existência da cadeia montanhosa próxima da costa Sul. Por esta razão e também pelo facto do escoamento de Noroeste induzir uma subsidéncia isentrópica no lado jusante da serra, e da temperatura da água junto à costa Sul ser mais elevada do que junto à costa Oeste, as temperaturas máximas no Algarve, de acordo com os resultados das simulações, são comparáveis às encontradas nas zonas mais interiores. Na zona leste do domínio não é visível este alinhamento do gradiente térmico, sendo que os valores mais elevados de  $T_{2m}$ , de quase 40 °C, se encontram na zona central. As simulações também indicam a existência de zonas com valores elevados de  $T_{2m}$  no limite sudeste do domínio. Pelo contrário, os vales do Guadiana (em território espanhol) e do Guadalquivir correspondem a mínimos relativos no campo de  $T_{2m}$ , o que é o resultado da existência de vastas áreas de culturas de regadio, artificialmente irrigadas de acordo com o descrito em 3.2.3.

Os valores mais elevados da temperatura do ar aos 2m registam-se, de acordo com as simulações às 15 TU. Neste período, como mostrado na Figura 3.23 (15 TU), o padrão espacial mantém algumas das principais características reveladas às 12 TU, nomeadamente a existência do gradiente O-E sobre território português. É interessante notar que este gradiente, para além de ser obviamente mais elevado junto à costa, onde atinge valores da ordem dos 2°C/km, apresenta valores mais elevados numa faixa a cerca de 80 km para o interior da costa, de aproximadamente 0.5°C/km. A região de máximos no campo de  $T_{2m}$  encontra-se agora alinhada, a Sul, com a vertente Oeste do sistema montanhoso da Serra Morena e a leste com a vertente Norte desta mesma cadeia. Este padrão, e os mecanismos dinâmicos que estão na sua origem serão discutidos na secção 3.4.7. Os valores, mais elevados, superiores a 42°C registam-se no leste do domínio a Sul do Vale do Guadiana. Sobre território português os valores mais elevados encontram-se na margem esquerda do Guadiana, o que está em acordo com as observações, que indicam ser na Amareleja que se registam os valores mais elevados da temperatura do ar.

A partir das 15 TU, os valores simulados de  $T_{2m}$  vão baixando gradualmente, inicialmente de forma mais acentuada na faixa mais Ocidental. O padrão espacial mantém-se até cerca das 20 TU. No início da noite o gradiente E-O torna-se mais fraco, coexistindo com um gradiente S-N na zona Leste do domínio. Às 24 TU (Figura 3.23),  $T_{2m}$  sobre terra apresenta valores semelhantes aos observados sobre o Atlântico, excepto na região nordeste do domínio, onde são um pouco mais elevados, e numa pequena língua de território no Sul da costa ocidental, onde são ligeiramente inferiores.

Como se referiu anteriormente, o ciclo é muito semelhante nos dois dias de simulação. Há naturalmente diferenças. No dia 24 o máximo de  $T_{2m}$  no domínio é ligeiramente mais elevado, mas a zona com valores mais elevados está mais deslocada para leste, pelo que sobre a região mais directamente em estudo, a temperatura máxima é mais baixa (cf. Figura 3.9).

Na Figura 3.24 encontra-se representado o campo simulado da humidade relativa do ar aos 2m,  $HR_{2m}$ , nos mesmos 4 instantes considerados na análise da evolução da temperatura (Figura 3.23). A evolução de  $HR_{2m}$  está, até certo ponto e como seria de esperar, em fase com a de  $T_{2m}$ , isto é, às zonas e períodos de temperaturas mais elevadas correspondem valores mais baixos de humidade relativa. Ao fim da noite (Figura 3.24, 06 TU) é visível a existência de uma faixa junto à costa ocidental onde  $HR_{2m}$  é muito elevada com valores superiores aos 80%. Existe algum gradiente O-E, de modo que na região centro e leste do Alentejo os valores são da ordem dos 60-70%. Sobre terra os valores mais baixos, inferiores a 50%, encontram-se sobre o Algarve e o centro leste do domínio.

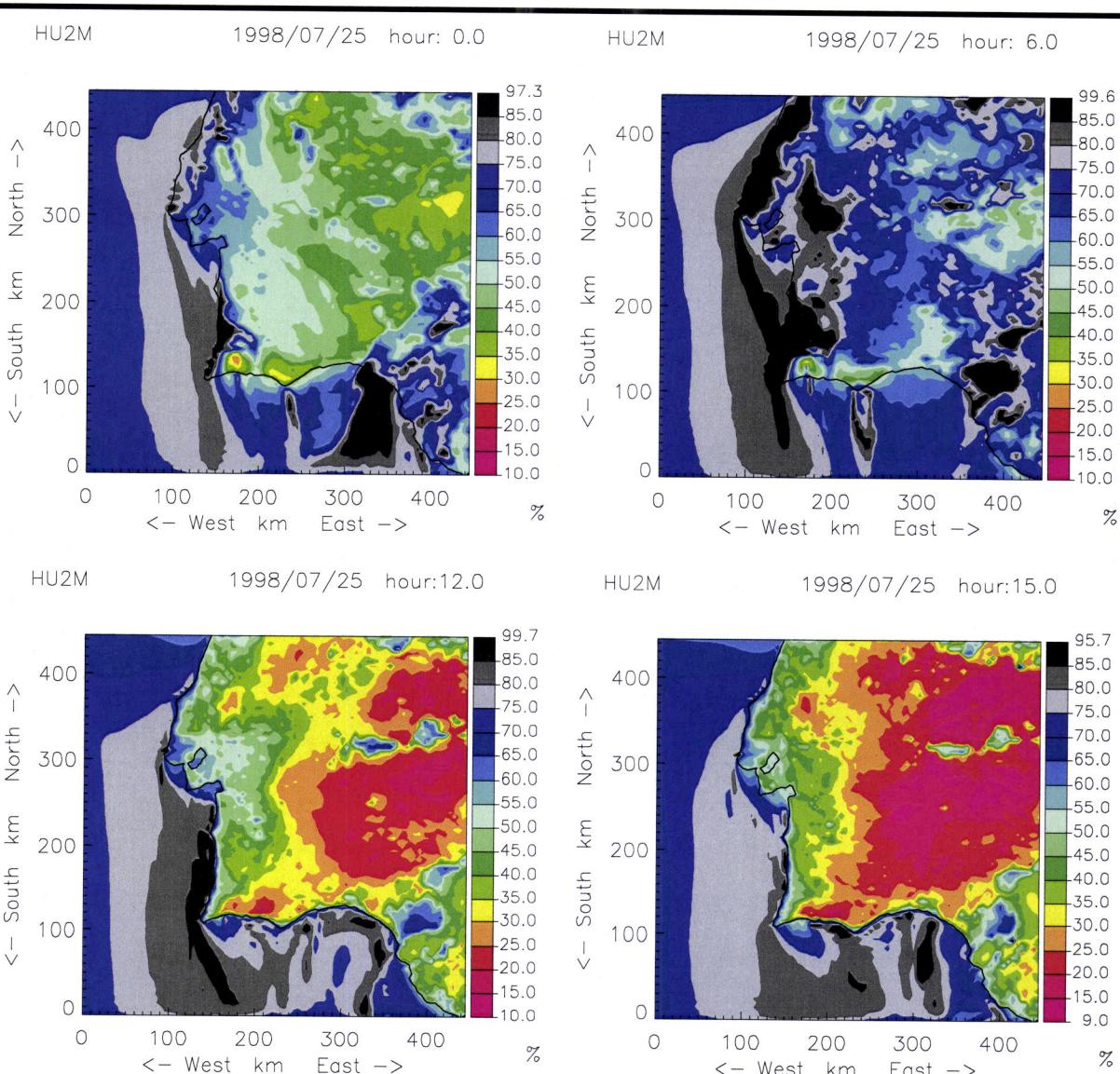


Figura 3.24 Campo superficial da humidade relativa do ar aos 2m em quatro momentos do dia 25 de Julho de 1998. A hora está assinalada no topo de cada figura.

Durante o dia atingem-se valores muito baixos de humidade relativa. Por volta das 15 TU existe uma extensa área a leste onde  $HR_{2m}$  é inferior a 25%, só interrompida na zona irrigada do vale do Guadiana (Figura 3.24, 15 TU). No entanto os mínimos diários no campo de  $HR_{2m}$  são atingidos entre as 17 e 18 TU, num período em que a humidade relativa já aumentou em grande parte do domínio, principalmente a Oeste e no extremo Sudeste do domínio, resultado da acção do sistema de brisas que será analisado adiante (secção 3.4.7). Como se pode ver na Figura 3.24 (12 e 15 TU), existe, tal como no campo de  $T_{2m}$ , uma faixa N-S onde o gradiente E-O é relativamente elevado, faixa esta onde se situa Évora e a região mais directamente em estudo. Sobre Portugal os valores simulados mais baixos de  $HR_{2m}$  encontram-se sobre a margem esquerda do Guadiana, tal como indicado pelas observações na Amareleja.

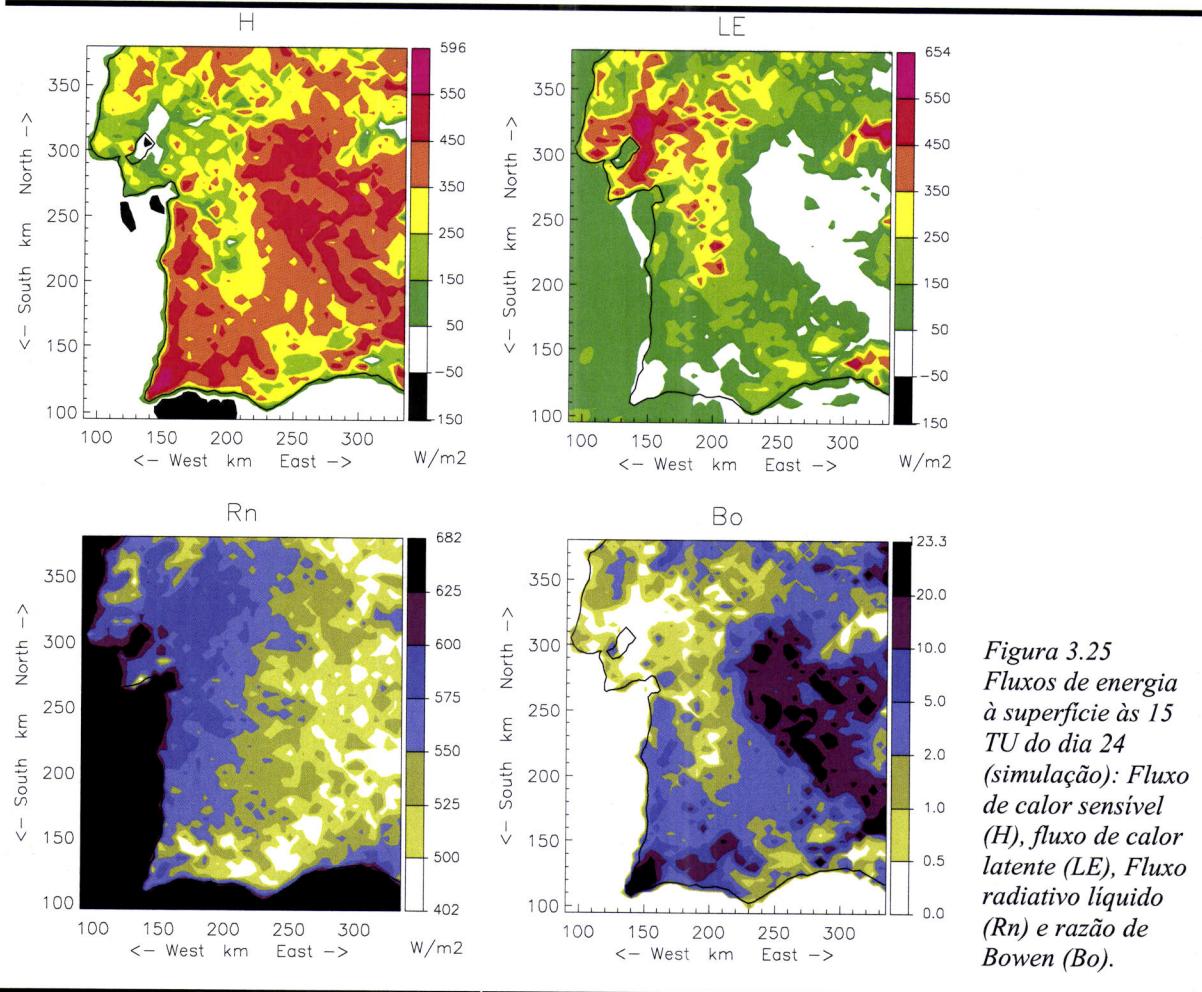
No princípio da noite, o gradiente de humidade tem uma direcção mais NE-SO, pelo que os valores no Alentejo são mais elevados que nas regiões mais a Norte. Sobre terra, a zona sudeste do domínio (vale do Guadalquivir) é a que humidifica mais rapidamente, como visível na (Figura 3.24, 00 TU)

### 3.4.5 Fluxos de energia à superfície

A existência de regiões com valores de temperatura do ar relativamente elevados e valores de humidade relativa relativamente baixos, discutidos na secção anterior, são uma consequência directa da existência de um forte fluxo de calor sensível da superfície para a atmosfera. Este facto é visível na Figura 3.25, onde estão patentes os campos dos fluxos superficiais de calor sensível ( $H$ ) e de calor latente ( $LE$ ) às 15 TU do dia 24. Sobre terra,  $H$  é em geral superior a  $250 \text{ Wm}^{-2}$ , atingindo valores próximos de  $600 \text{ Wm}^{-2}$  em alguns locais. Nas zonas onde  $H$  é mais elevado,  $LE$  é muito baixo, próximo de zero, dando origem a valores da razão de Bowen ( $Bo$ ) superiores a 10 (Figura 3.25). Essas áreas onde a evaporação é praticamente nula encontram-se no interior do domínio e junto ao canto Sudoeste. Por outro lado, as áreas onde  $Bo$  é inferior a 1 distribuem-se no Norte do domínio, perto do vale do Tejo.

O campo simulado da radiação líquida (*net radiation*,  $R_N$ ) à superfície, representado na Figura 3.25, mostra a existência de um gradiente Oeste-Este correlacionado com o gradiente da temperatura da superfície. Junto à costa as simulações indicam a existência de valores de  $R_N$  superiores a  $600 \text{ Wm}^{-2}$ , enquanto que no interior  $R_N$  é de aproximadamente  $500 \text{ Wm}^{-2}$ .

Uma representação mais detalhada da evolução temporal dos fluxos energéticos à superfície pode ser vista na Figura 3.26, onde se compararam valores observados e simulados dos fluxos de calor sensível e latente. Os valores observados correspondem a estimativas obtidas através do método de correlação turbulenta (eddy-correlation) sobre as medidas de vento, temperatura e humidade efectuadas na estação do Louseiro com o anemómetro sónico e o higrómetro de Kripton, no quadro da campanha CICLUS (ver Apêndice).

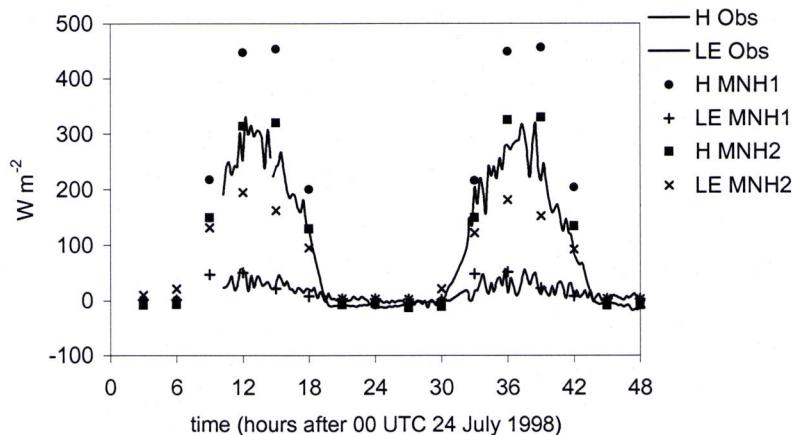


**Figura 3.25**  
Fluxos de energia à superfície às 15 TU do dia 24 (simulação): Fluxo de calor sensível ( $H$ ), fluxo de calor latente ( $LE$ ), Fluxo radiativo líquido ( $Rn$ ) e razão de Bowen ( $Bo$ ).

Estes valores estão confrontados com os valores simulados sobre o ponto da grelha mais perto desse local e sobre um ponto quatro pontos de grelha para Oeste. Existem, como se pode ver, diferenças consideráveis na partição dos fluxos superficiais entre pontos de grelha vizinhos. Grossso modo, os resultados das simulações são comparáveis com os observados. Tomando os resultados sobre o ponto de grelha mais próximo verifica-se que, tanto nas simulações como nas observações, a evaporação é muito baixa e o fluxo de calor sensível tem o mesmo tipo de evolução, com os valores simulados a serem significativamente mais elevados.

O fluxo total,  $H + LE$ , é mais elevado, em cerca de 30%, nas simulações do que nas observações. É conhecido (ver, por exemplo, Brotzge e Crawford, 2003) que os sistemas baseados na correlação turbulenta tendem a subestimar os fluxos em condições convectivas, devido ao facto de a frequência de amostragem dos sensores não ser suficientemente elevada para incluir todo o espectro das circulações de microscala relevantes na transferência convectiva, e à hipótese de fecho local associada à metodologia. Por outro lado, os fluxos à superfície dependem fortemente das características locais o que dificulta a comparação de medidas pontuais com resultados que representam uma média sobre uma área de  $5 \times 5 \text{ km}^2$ , na presença de heterogeneidades horizontais.

Tendo em conta estas limitações, pode concluir-se que os resultados comparam bem com as observações.



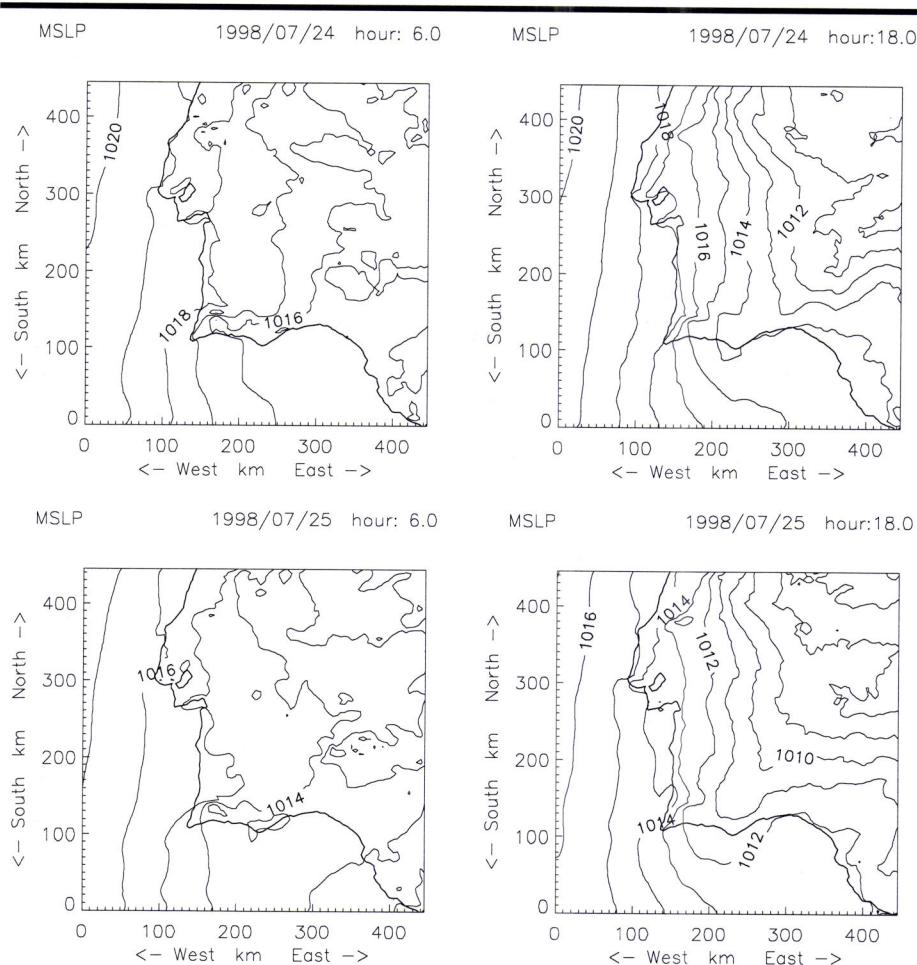
*Figura 3.26 Comparação entre a evolução temporal dos fluxos superficiais de calor latente e sensível observada e simulada. Os valores observados (Obs) foram obtidos por um sistema de correlação de turbulência (eddy correlation) instalado na estação do Louseiro. Estão representados os valores simulados (MNH) sobre o ponto mais perto da estação do Louseiro (1) e sobre 4 pontos da grelha (20 km) para Oeste (2)*

### 3.4.6 O Campo da pressão ao nível médio do mar

A Figura 3.27 mostra a evolução do campo simulado da pressão ao nível médio do mar,  $p_{\text{hmm}}$ . Devido à presença da depressão térmica ibérica, os valores mais baixos da pressão encontram-se sempre na região mais interior que corresponde ao canto superior direito do domínio. Este mínimo atinge o seu máximo diário por volta das 06 TU, quando a depressão é menos intensa e a diferença a pressão entre esta zona e a costa ronda os 4 hPa, em qualquer dos dois dias. Entre as 06 TU e as 18 TU a queda de pressão nesta região é de cerca de 5 hPa (de 1015 para 1010 hPa no 1º dia e de 1013 para 1008 hPa no 2º dia).

Ao início da manhã as isóbaras alinham-se essencialmente segundo a direcção Norte-Sul, enquanto durante a tarde são paralelas também à linha de costa a Sul, ficando mais claro nos mapas da Figura 3.27 a existência da depressão térmica. Neste período os gradientes de pressão são mais intensos junto à costa ocidental, que se traduz em termos de circulação pelo desenvolvimento do regime conhecido por nortada.

O domínio de simulação utilizado na simulação a 5 km de resolução não permite caracterizar a depressão térmica sobre a península. Nesse sentido e pela importância que tem para a compreensão da evolução do estado do tempo na região em estudo, procedeu-se a uma simulação numérica com o mesmo modelo atmosférico sobre um domínio que engloba o conjunto da Península. Em função da capacidade de cálculo existente, utilizou-se uma resolução horizontal de 10 km. Algumas das características desta simulação estão descritas na secção 3.2.4.



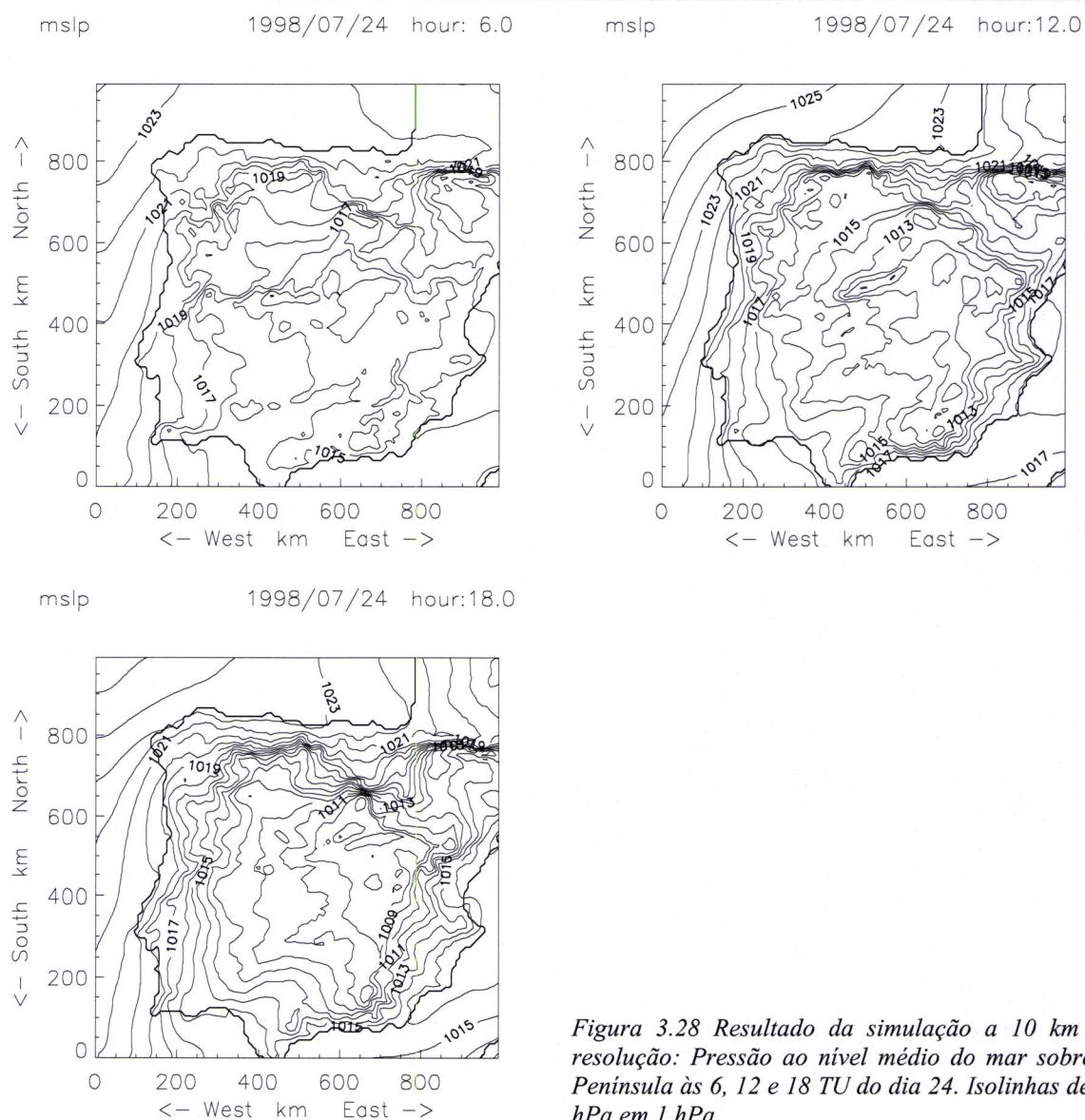
*Figura 3.27 Resultados da simulação: Pressão ao nível médio do mar às 6 e 18 TU dos dias 24 e 25 de Julho de 1998*

A Figura 3.28 mostra o campo da pressão ao nível médio do mar na simulação a 10 km de resolução nos instantes do dia 24 (único dia simulado nestas condições) em que a depressão se encontra menos (6 TU) e mais (18 TU) desenvolvida. Os resultados ajustam-se bem aos da simulação a 5 km no domínio comum e confirmam a existência de um ciclo diário significativo no sistema da depressão ibérica, cujos mínimos são de cerca de 1013 hPa às 6 TU e de cerca de 1007 hPa às 18 TU.

À medida que a pressão no centro da Península vai descendo, a partir das 6 TU, vão-se formando alguns centros de baixas pressões, como ilustrado no campo das 12 TU, também na Figura 3.28. Durante a tarde o sistema ganha mais organização à escala da peninsular, e a zona central da depressão fica mais bem definida, localizada neste caso de estudo no centro leste da Península. Esta evolução do sistema depressionário reproduzido pela presente simulação numérica está de acordo com as conclusões de Millán et al. (1997, 2000).

A Figura 3.28 permite ainda ver que às 18 TU as isobáricas estão mais apertadas junto à linha de costa. O gradiente horizontal da pressão é no entanto menor junto à costa Sul, a Oeste do estreito de

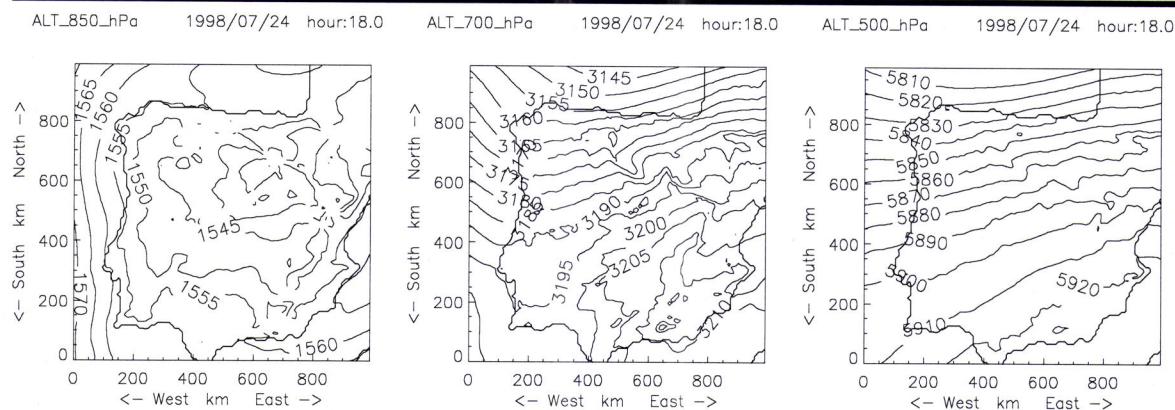
Gibraltar. Em toda a zona central da península o gradiente horizontal da pressão ao nível médio do mar é bastante mais baixo do que na orla marítima.



*Figura 3.28 Resultado da simulação a 10 km de resolução: Pressão ao nível médio do mar sobre a Península às 6, 12 e 18 TU do dia 24. Isolinhas de 1 hPa em 1 hPa*

De notar que no período de menor desenvolvimento da depressão térmica, a costa ocidental é a região da península onde as isóbaras se mantêm mais alinhadas com a linha de costa, mostrando que o regime de nortada se mantém durante todo o ciclo diário, como será analisado adiante na secção 3.4.9.

Em altitude, a depressão térmica às 18 TU estende-se até aos 850 hPa, como se pode ver na Figura 3.29. De acordo com os resultados da simulação a 10 km de resolução, neste nível isobárico, o centro da depressão encontra-se sobre o Noroeste peninsular. De notar também o alinhamento Norte-Sul e a concentração das isóbaras a esta altitude junto à costa ocidental, indicando que o escoamento de Norte de mantém intenso a este nível.



*Figura 3.29 Resultados da simulação a 10 km de resolução: Geopotencial aos 850, 700 e 500 hPa às 18 TU do dia 24 de Julho de 1998*

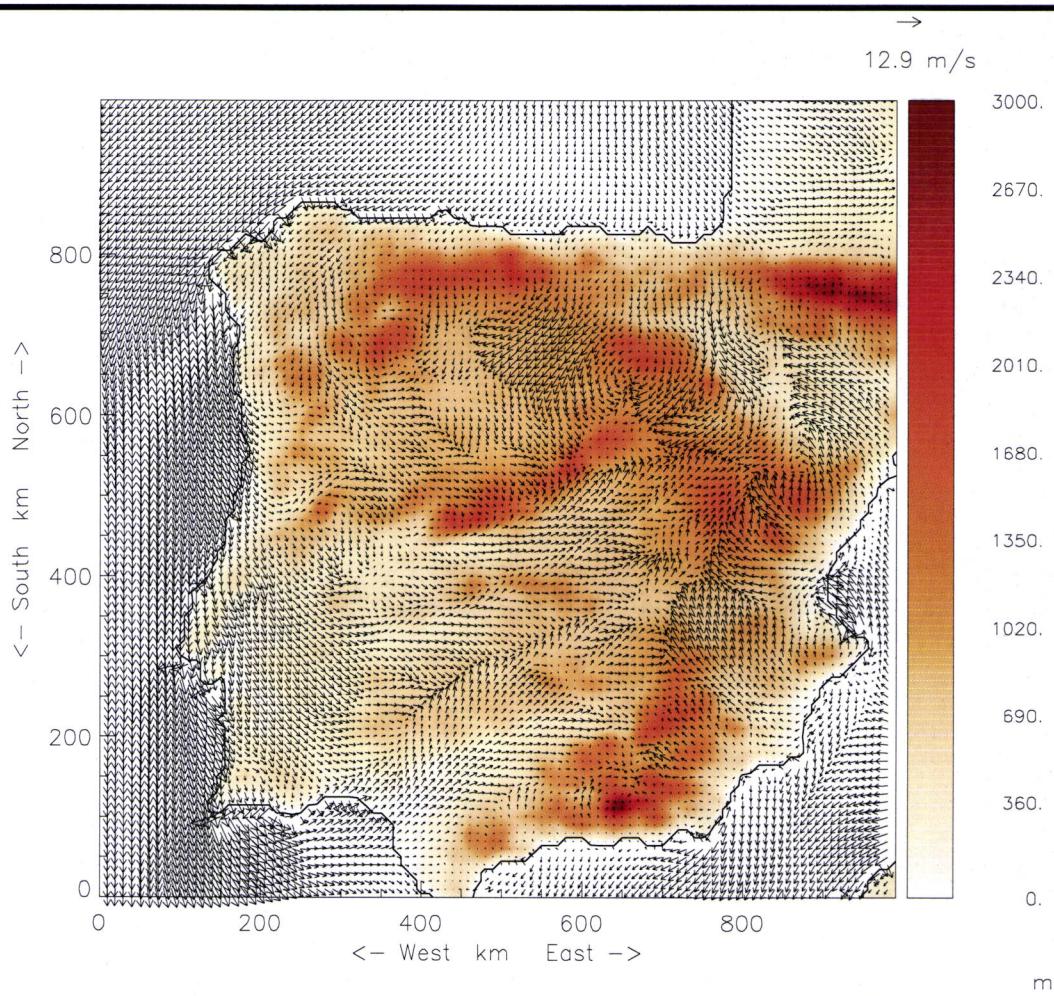
---

A carta do geopotencial aos 700 hPa, também incluída na Figura 3.29, mostra que a depressão térmica não se estende até estas altitudes. Estes resultados estão de acordo com a climatologia das depressões térmicas sobre a Península, que indica que estas depressões são pouco profundas, raramente atingindo os 700 hPa (cf. Rácz e Smith, 1999).

Na Figura 3.29 pode ainda ver-se que aos 700 hPa existe um vale depressionário alinhado com a linha de costa ocidental. A esse nível, o gradiente de pressão sobre a região Sul de Portugal é muito reduzido, determinando a existência de vento geostrófico de fraca intensidade, e de direcção variável, mais de N e NE a ocidente e de SO e S a leste. Ainda segundo os resultados representados na Figura 3.29, aos 500 hPa a circulação é de OSO, sobre todo o domínio, com intensidades de vento mais elevadas nas regiões do Norte.

### 3.4.7 Circulação junto à superfície

O campo do vento horizontal junto à superfície às 18 TU produzido pela simulação a 10 km de resolução, representado na Figura 3.30, mostra que ao fim da tarde o escoamento está organizado à escala peninsular, com o sistema de brisas de mar a confluir para uma série de grandes linhas de convergência alinhadas frequentemente ao longo do topo de algumas das principais cadeias montanhosas da Península. Este resultado está de acordo com os obtidos nos trabalhos de Millán *et al* (1997, 1998 e 2000), que mostraram ainda que a localização das principais linhas de convergência varia de dia para dia. Neste caso de estudo, estão bem marcadas na Figura 3.30 as linhas de convergência sobre as montanhas próximas da costa leste, sobre o sistema central (a Norte de Madrid) e na Serra Morena. O campo do vento às 18 TU evidencia ainda a existência de efeitos de canal, nomeadamente nos Vales do Guadalquivir e do Ebro.

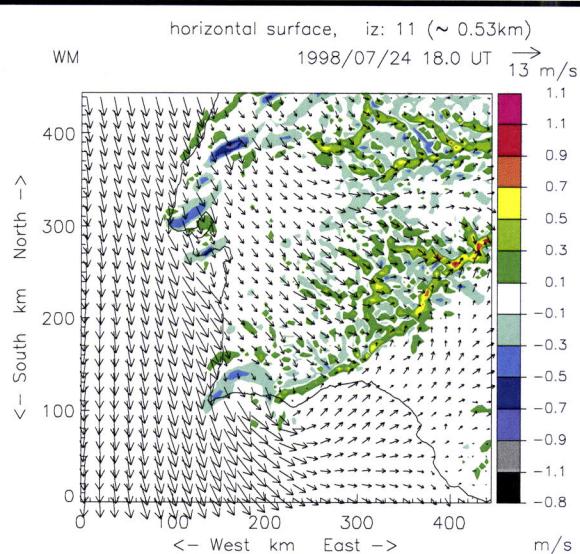


*Figura 3.30 Simulação da circulação sobre a península a 10 km de resolução: Campo do vento a 10 m às 18 TU do dia 24 de Julho de 1998 (vectores, em todos os pontos da malha) sobre o campo da orografia (escala de cores).*

Sobre a região mais directamente em estudo, a Figura 3.30, mostra que é no Sul de Portugal que o sistema directo da brisa de mar penetra mais para o interior peninsular, influenciando ao fim da tarde, quase todo o território do Alentejo, até junto à fronteira com a Espanha. Este efeito é determinado pela ausência de elevações orográficas significativas na região o que cria condições para que o campo do vento seja horizontalmente homogéneo, soprando de Noroeste. A Sul da região, a simulação indica a existência de uma zona de convergência alinhada com as serras algarvias, que se prolonga, para Este, pela serra Morena onde, neste caso de estudo a convergência é mais elevada.

As simulações a 5 km de resolução permitem caracterizar melhor a circulação na região e em particular as zonas de convergência. O campo do vento horizontal aos 10m calculado nesta simulação para o mesmo instante (18 TU do dia 24) está representado na Figura 3.31. Para facilitar a identificação das zonas de convergência, a Figura 3.31 inclui a representação da velocidade vertical num nível do modelo situado no interior da camada limite continental, a cerca de 500 m da

superfície, que corresponde, na zona central do domínio e às 18 TU, a aproximadamente metade da altura da camada limite (cf Figura 3.36), altura onde as velocidades verticais são em geral mais intensas. A comparação entre o campo do vento e o campo da pressão (Figura 3.27) confirma a existência de uma componente ageostrófica do vento, convergindo para o interior da Península. Tanto as observações como as simulações indicam a intensificação do vento durante o período mais quente do dia, com os máximos de intensidade a ocorrerem perto do fim da tarde, especialmente nas regiões do interior.



*Figura 3.31 Campo da velocidade vertical (escala de cores) a um nível do modelo que se situa a aproximadamente 530 m da superfície e campo do vento horizontal aos 10 m (vectores, desenhados de em 3 em 3 pontos da grelha) às 18 TU do dia 24.*

Serra de Aracena (que pertence ao sistema da Serra Morena) no sentido SO-NE. Nesta última serra as simulações indicam ainda, neste caso de estudo e neste instante, a formação de uma segunda linha de convergência a NO. Entre estas duas “linhas” existe uma zona de divergência à superfície e movimento vertical descendente.

Mais a Norte, sobre o sistema dos Montes de Toledo, cuja elevação mais ocidental é a Serra de São Mamede, a Leste de Portalegre, as simulações indicam também a formação de uma “linha” de convergência, como se pode ver no campo de  $w$  da Figura 3.31. Entre os dois sistemas há um efeito de canalização do vento na direcção O-E. Outros aspectos da configuração do campo do vento ao fim da tarde serão discutidos adiante.

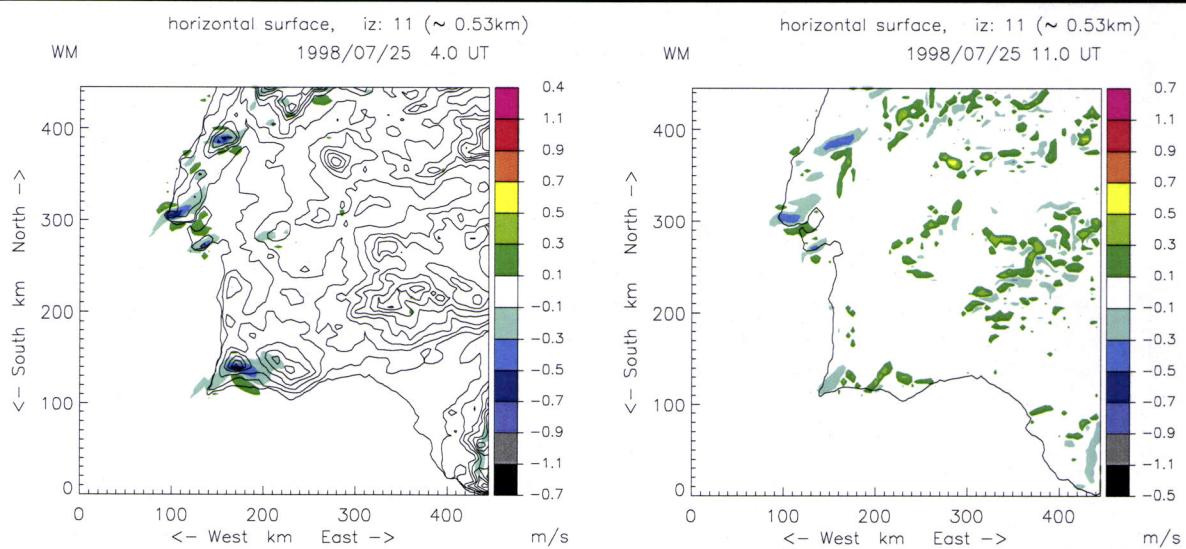
Temos vindo a analisar os resultados às 18 TU, o período de máximo desenvolvimento do sistema depressionário peninsular. A evolução do campo horizontal da velocidade vertical ajuda a descrever a evolução temporal da circulação sobre esta região. Os resultados da simulação a 5km de resolução indicam que o padrão da circulação é semelhante nos dois dias considerados, sendo

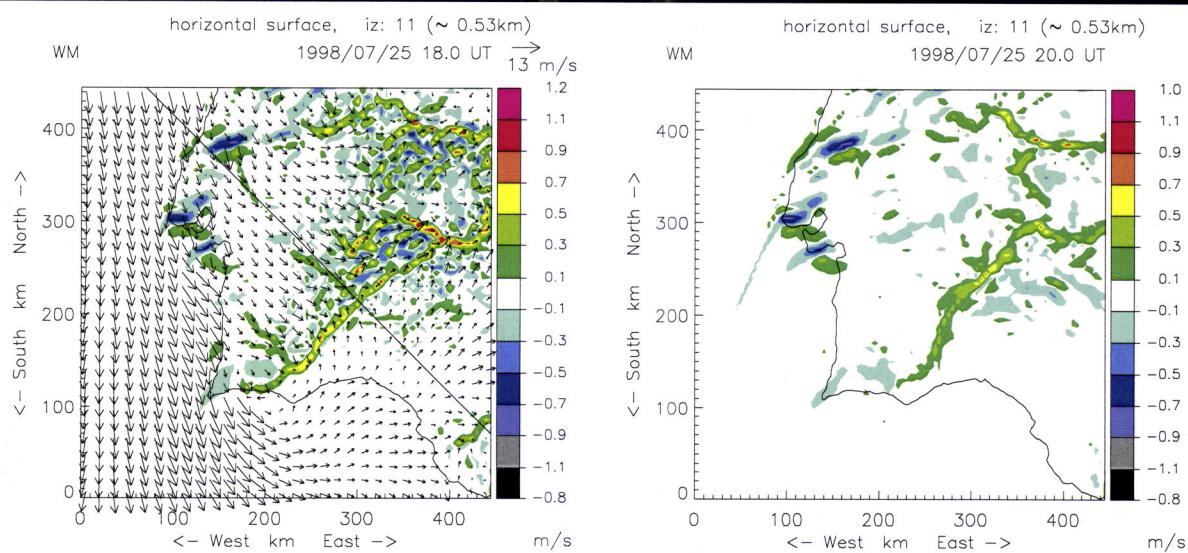
Como se pode ver a linha de convergência sobre o sistema montanhoso da serra Morena, identificada na circulação de escala peninsular (Figura 3.30), prolonga-se por parte da serra algarvia. Esta “linha” onde a velocidade vertical atinge valores próximos de  $1 \text{ ms}^{-1}$ , na zona mais oriental do domínio, corresponde à convergência entre o escoamento de Noroeste de origem atlântica e o escoamento de sudoeste sobre a depressão do Guadalquivir que intersecta a linha de costa sul a leste de Faro. Sobrepondo esta carta sobre o mapa da orografia (Figura 3.3) verifica-se que a zona de convergência se situa na vertente Sul da Serra do Caldeirão (a Norte de Faro) e que em Espanha, a linha de convergência atravessa a

que no 2º as velocidades verticais são ligeiramente mais intensas, correspondendo a circulações mais desenvolvidas. Por essa razão utilizar-se-ão resultados referentes ao 2º dia para documentar a discussão sobre a evolução temporal do campo horizontal de  $w$  (Figura 3.32).

Durante a noite, quando não existe brisa de mar, não existem zonas de convergência, nem de subsidência no interior do domínio, como documentado no gráfico das 4 TU da Figura 3.32. Neste período os únicos efeitos visíveis no campo horizontal de  $w$  são o da existência de movimento descendente a jusante (vertentes Sudeste) das elevações junto à costa ocidental (Serras de Aires, Sintra, Arrábida e Monchique), onde a intensidade do vento horizontal é mais elevada e o vento essencialmente de Norte. A jusante destas zonas de subsidência existem, por efeito de compensação dinâmica, zonas de movimento ascendente com menor intensidade. Este efeito mantém-se ao longo de todo o ciclo diário, como visível nos quatro instantes representados na Figura 3.32.

De acordo com as simulações numéricas, a partir das 10-11 TU começam a formar-se células convectivas no interior do domínio, principalmente sobre as zonas mais montanhosas, como exemplificado no gráfico corresponde às 11 TU. A partir das 12 TU estas células vão-se organizando em linhas convectivas, nomeadamente ao longo do sistema da Serra Morena, como discutido anteriormente e exemplificado na Figura 3.31 para as 18 TU do dia 24. A Figura 3.32 inclui a representação do campo de  $w$  também às 18 TU mas do dia 25, cujo padrão é semelhante ao do dia anterior, como afirmado acima, notando-se no entanto que a principal linha de convergência se localiza um pouco mais para Noroeste, com a corrente de Sudoeste, a Sul, a atingir latitudes um pouco mais elevadas, nomeadamente abrangendo a encosta Sul da Serra do Caldeirão.



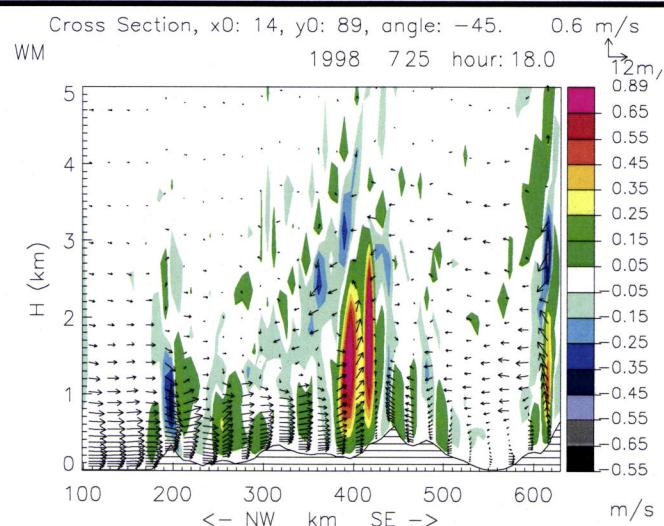


*Figura 3.32 Campo da velocidade vertical num nível do modelo situado cerca de 530 m acima da superfície nos instantes indicados no topo de cada gráfico. Utilizou-se a mesma escala de cores para todos os instantes considerados, indicando-se no topo e na base da barra de cores os valores extremos de  $w$  em cada caso. No gráfico correspondente às 4 TU está igualmente representada a orografia com o desenho das curvas de nível a cada 100m. O gráfico correspondente às 18 TU inclui a representação do campo do vento aos 10m na forma de vectores, bem como a indicação de uma linha com orientação NO-SE, que passa por Évora e define um plano vertical a ser utilizado em outras figuras.*

Os valores mais elevados da velocidade vertical, superiores a  $1.2 \text{ ms}^{-1}$  no nível que se tem vindo a considerar, são atingidos por volta das 17 TU. Sobre algumas zonas e em alguns níveis verticais as simulações indicam a existência de valores de  $w$  superiores a  $3\text{ms}^{-1}$ . A organização do sistema em torno das linhas de convergência mantém-se até por volta das 20 TU, apesar da diminuição da intensidade das circulações verticais, como se pode ver no gráfico correspondente às 20 TU na Figura 3.32. Estes resultados da simulação nestes 2 dias, ajudam a caracterizar a extensão da zona sob influência directa da brisa de mar na costa ocidental portuguesa, e portanto da advecção de ar marítimo, em dias típicos de Verão sobre a região Sul de Portugal. A linha convectiva que se forma e alinha ao longo da cadeia da Serra Morena, tanto nas presentes simulações como em alguns dos exemplos apresentados em Míllan et al. (1997, 1998 e 2000), cuja exacta localização varia de dia para dia, funciona como uma intensa frente de brisa de escala peninsular, limitando a zona sob influência directa da massa de ar marítimo ocidental, que é responsável pelo estabelecimento de um clima distinto não só daquele que caracteriza as zonas mais interiores da península como também do que se observa a Sudeste dessa cadeia montanhosa. De acordo com a classificação de Font (1983) esta região climática pode designar-se por região submarítica atlântica e ocupa grande parte do território do sul de Portugal, encontrando-se o seu limite a Oeste de Évora.

Convém precisar que utilizámos o termo de frente de brisa num sentido que não o da sua definição clássica, associada estritamente ao efeito de brisa de mar. Neste caso, a formação desta frente está associada aos efeitos da interacção entre as brisas de mar que se estabelecem junto às costas

ocidental e Sul mais as circulações de vale ao longo das encostas das serras e, como se referiu anteriormente, a sua organização à escala da Península.



*Figura 3.33 Campo da velocidade vertical (escala de cores) e projecção dos vectores velocidade do ar (vectores) sobre a secção vertical NO – SE que intersecta a superfície numa linha que passa por Évora e que está traçada na Figura 3.32.*

Nas zonas onde a convecção é mais intensa (sobre a linha de convergência junto à fronteira leste do domínio), as correntes ascendentes atingem, de acordo com os resultados numéricos, extensões verticais superiores a 4 km, ao fim da tarde. Na Figura 3.33 mostra-se o campo da velocidade simulada no plano vertical NO–SE definido na Figura 3.32 e que tem a mesma direcção dos ventos dominantes na região do Alentejo. Neste plano a zona de convecção no centro da figura tem uma extensão vertical de quase 3km, com  $w$  da ordem de  $0.8 \text{ ms}^{-1}$  na camada compreendida entre 1 e 2km de altitude. Mais perto da costa Sul, a

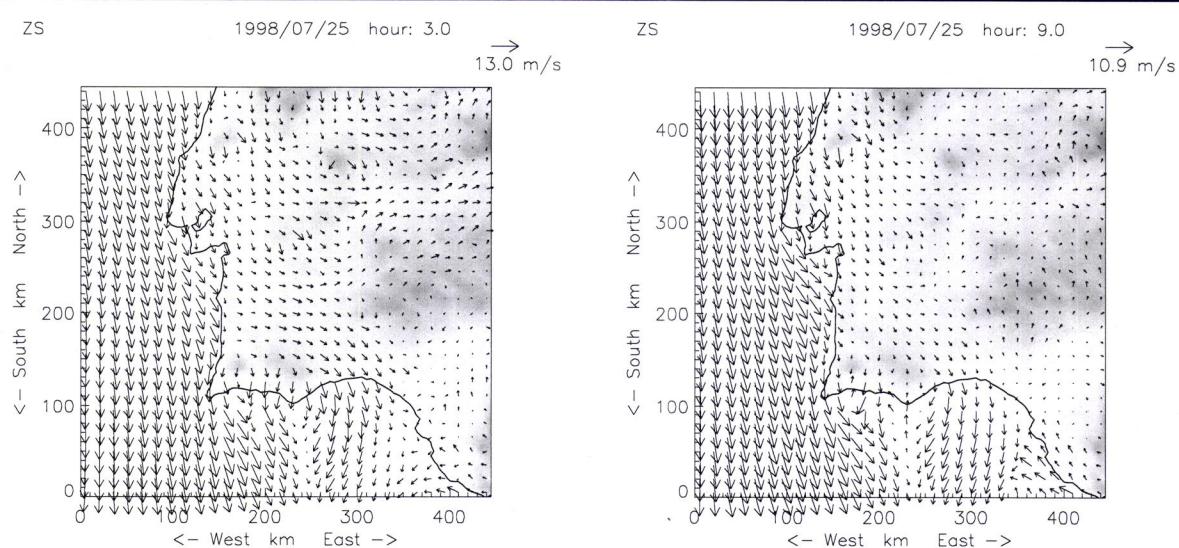
Norte de Faro, a extensão vertical da corrente ascendente é da ordem dos 2km.

A Figura 3.33 indica que a zona convectiva corresponde ao ramo ascendente de duas circulações térmicas uma para cada um dos lados, com a convergência à superfície a ser substituída por divergência em altitude. Mais bem definida, até porque o seu plano principal se encontra sobre o corte apresentado, está a célula a NO, onde é nítida a existência de um corrente de retorno, em altitude, com ventos de Sul e subsidência. Nesta corrente de retorno, a intensidade do vento (vertical e horizontal) é mais fraca que no escoamento junto à superfície e está essencialmente dirigida para norte (apesar de a figura, onde não está representada a componente normal ao plano, parecer indicar que a direcção é de sudeste), não se prolongando até ao mar, o que confirma o facto de não se estar perante uma “simples” brisa de mar. A Figura 3.33 permite aliás verificar que a circulação é razoavelmente complexa com a existência de várias zonas com movimento vertical ascendente e descendente, indicando a existência de circulações térmicas de escala mais pequena associadas à orografia e outras heterogeneidades na superfície.

Outra consequência importante do estabelecimento das zonas de movimento vertical ascendente prende-se com o seu papel na circulação de poluentes sobre a península, e a sua injecção em níveis relativamente elevados da troposfera. Este assunto, estudado para outros locais da península por Millan et al., 1997 e 2000; Soriano et al., 2001; Alonso et al., 2000; Palau et al. 2005, encontra-se

para além dos objectivos do presente trabalho. Em todo o caso, serão analisados os seus efeitos na estrutura vertical, térmica e hídrica, sobre a região em estudo.

No período nocturno, acompanhando a diminuição dos gradientes de pressão sobre a península, a intensidade do vento junto à superfície sobre terra vai diminuindo gradualmente, sendo que os mínimos na intensidade se atingem, de acordo com a simulação, já de manhã, por volta das 9TU. Esta evolução está sintetizada nos campos do vento horizontal em 2 instantes (3 TU e 9 TU), representados na Figura 3.34 e, mais adiante na Figura 3.39, onde se representa a evolução do vento na zona ciclus.



*Figura 3.34 Resultados da simulação: Campo do vento horizontal aos 10m às 03 TU e 09 TU do dia 25 de Julho. A escala utilizada está indicada no topo de cada figura. Os vectores foram traçados de três em 3 pontos da grelha sobre o campo da orografia em escala de cinzas.*

Às 3 TU, o vento é em geral de Norte (mais junto à costa) e de Noroeste (mais para o interior, especialmente no sul do Alentejo) sobre o território de Portugal. Nota-se também na Figura 3.34 a existência, neste período, de um escoamento de oeste canalizado ao longo do vale do Guadiana. Junto ao canto inferior direito do domínio, sobre o vale do Guadalquivir os ventos são de fraca intensidade e de direcção variável. Entre as 3 TU e as 9 TU o padrão geral não se altera notando-se essencialmente uma redução da intensidade do vento, sobre terra. À medida que se reduz a intensidade, a direcção torna-se mais variável, mantendo-se no entanto os principais alinhamentos. Durante o período nocturno e até ao início da manhã o vento sopra de Norte ao longo de toda a costa sul de Portugal, sendo visível uma linha de convergência sobre o mar a Sul de Faro, que separa a corrente com uma componente de Oeste no barlavento da circulação no Sotavento, que tem uma componente de leste. Enquanto que no barlavento a direcção do vento se mantém aproximadamente constante durante todo o período, já no Sotavento algarvio a direcção sofre uma

inversão durante o dia em fase com o ciclo das brisas e o do desenvolvimento da depressão térmica (cf. Figura 3.32).

Durante o período nocturno mantém-se a intensa circulação de Norte sobre o mar junto à costa, que é uma constante em todo o período de simulação. Em média, calculada sobre uma faixa N-S de  $30 \times 250 \text{ km}^2$  sobre o mar, junto à fronteira oriental do domínio, a intensidade do vento aos 10m é de aproximadamente  $10 \text{ ms}^{-1}$  durante o dia (Figura 3.35). Durante a noite a intensidade média nesta região baixa, atingindo os valores mínimos diários de cerca de  $6 \text{ ms}^{-1}$  às 6 TU do dia 24 e de aproximadamente  $8 \text{ ms}^{-1}$  às 8 TU do dia 25. Em ambos os dias de simulação, os resultados revelam a existência de 2 máximos relativos na intensidade média do vento nesta região do Atlântico: a primeira por volta das 13 TU e a segunda por volta das 24 TU. Curiosamente durante o período de maior actividade convectiva sobre a península, a intensidade do vento a Oeste da Costa ocidental de Portugal baixa ligeiramente em aproximadamente  $0.5 \text{ ms}^{-1}$ .

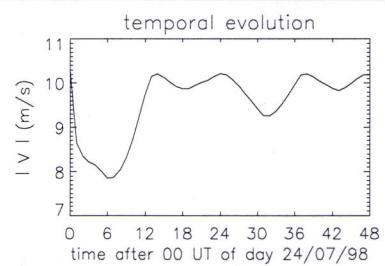


Figura 3.35 Resultados da simulação: Evolução da intensidade média do vento aos 10 m sobre o mar junto à costa ocidental.

### 3.4.8 Evolução da camada limite planetária

Uma consequência do estabelecimento das zonas de convergência e movimento vertical ascendente é a do crescimento da extensão vertical da camada limite, documentado na Figura 3.36, onde está representado o campo horizontal da altura da CLP, no período em que a simulação indica que a sua extensão vertical é mais alta. Como se pode ver, há uma forte correlação com o campo da velocidade vertical (cf. Figura 3.32). A altura da camada limite foi calculada, sobre cada ponto da grelha, como o primeiro nível do modelo a contar da superfície onde o número de Richardson,

$$Ri = \frac{g}{\theta_v} \frac{\Delta \theta_v}{\Delta z} \sqrt{\left( \frac{\Delta u}{\Delta z} \right)^2 + \left( \frac{\Delta v}{\Delta z} \right)^2} > 0.25 \quad (\theta_v \text{ é a temperatura potencial virtual})$$

Nas zonas onde a

camada superficial é estável, Ri é superior a 0.25 logo nos primeiros níveis do modelo. É o que acontece numa parte do vale do Guadiana, em Espanha, onde os elevados teores de humidade no solo decorrentes da irrigação e os correspondentes efeitos sobre o balanço energético à superfície, impedem que o aquecimento da superfície seja tão elevado quanto o das zonas vizinhas, não irrigadas, de onde provém por advecção o ar que se encontra sobre a zona e que se encontra, portanto, a uma temperatura mais elevada que a superfície.

Nestas zonas continua a existir uma camada limite mais profunda do que a figura deixa antever, só que está localmente desacoplada da superfície pela existência de uma camada superficial estável, que dá origem ao que se designa por uma camada limite interna. O cálculo podia ser refinado de modo a avaliar mais correctamente a altura da CLP neste tipo de situação, mas o resultado não alterava qualitativamente a análise pois em qualquer caso a altura da camada limite nestas zonas é inferior à das regiões envolventes.

A Figura 3.36 permite ainda detectar a existência de um gradiente horizontal essencialmente Este – Oeste na parte ocidental do domínio. Este efeito é mais visível nos cortes verticais O-E, como os representados na Figura 3.37, onde se encontra traçado o topo da CLP sobre o campo de  $\theta$  em dois instantes (15 e 18 TU do dia 25).

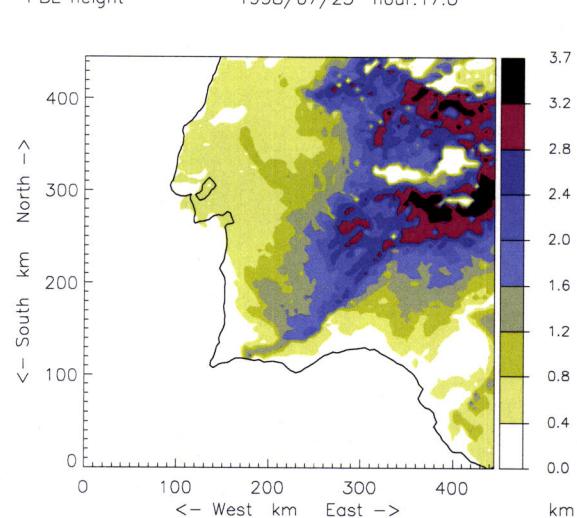


Figura 3.36 Altura da camada limite planetária às 17 TU do 2º dia de simulação.

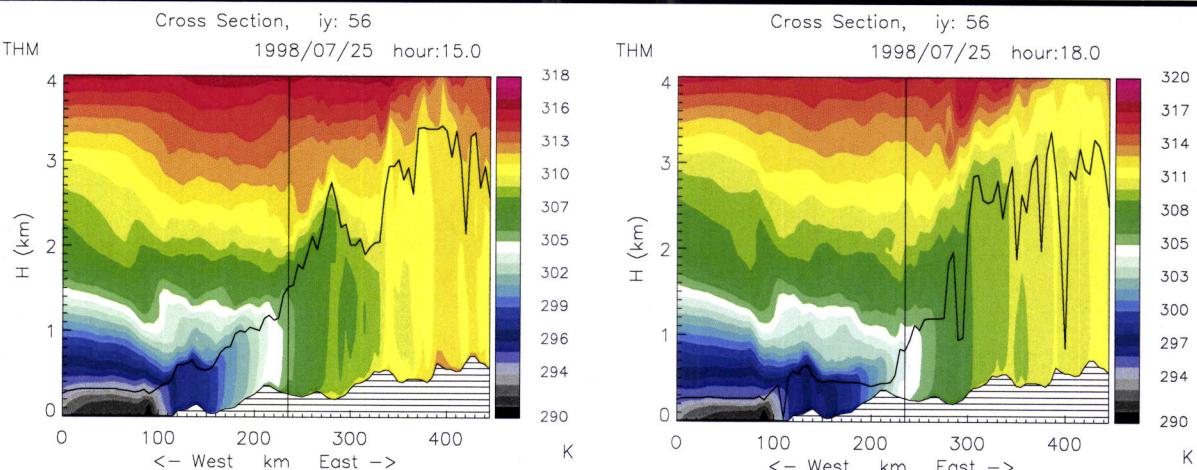


Figura 3.37 Corte vertical O-E do campo da temperatura potencial nos instantes indicados no topo de cada gráfico. A curva a preto indica a localização do topo da camada limite e o segmento de recta vertical a vertical sobre Évora.

Como se pode ver, há, às 15 TU, um aumento gradual da altura da camada limite na direcção leste, notando-se um máximo relativo numa zona a Leste de Évora que corresponde a uma zona de movimento ascendente. No plano considerado nessa figura (que passa por Évora, cuja localização está indicada pela linha vertical), os valores máximos de  $H_{clp}$  encontram-se na parte leste do domínio, pois este plano passa exactamente pela região onde a linha de convecção tem uma orientação O-E na parte leste do domínio (ver Figura 3.32 e Figura 3.36). Nos planos O-E, mais a

Sul, pode ver-se que a leste da linha de convergência os valores de  $H_{CLP}$  são outra vez mais baixos, como está exemplificado na Figura 3.38.

A comparação entre os 2 gráficos presentes na Figura 3.37 permite verificar que enquanto a Leste a altura da camada limite se mantém aproximadamente constante entre as 15 TU e as 18 TU, sobre a zona continental a Oeste há uma diminuição da  $H_{clp}$  em sintonia com a chegada de ar marítimo mais frio. É o que se observa na zona Ciclus, particularmente em Évora, onde, como visto anteriormente nos perfis simulados e observados (Figura 3.13), ocorre neste período uma diminuição em bloco da temperatura na CLP e da sua extensão vertical.

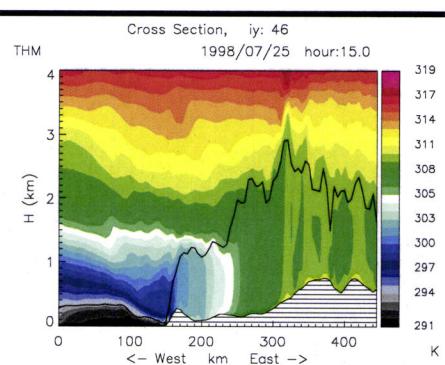


Figura 3.38 O mesmo que na Figura 3.37 mas para um plano 50 km mais a Sul

### 3.4.9 Brisa de mar

Sobre grande parte da zona costeira existente no domínio de simulação, os resultados do modelo não permitem isolar a circulação de brisa de mar (de escala local) da circulação de escala peninsular, sob o efeito do desenvolvimento da depressão térmica. Ou seja, sobre parte da zona litoral, os resultados não reproduzem o ciclo clássico das brisas de mar (Defant, 1951; Pielke, 1984) que do ponto de vista dinâmico se inicia com o aparecimento sobre a linha de costa de um fluxo de ar com o sentido mar-terra que se vai estendendo gradualmente para o interior da terra, dando origem à formação de uma frente na zona de convergência entre o escoamento associado à brisa e o escoamento não perturbado pelo contraste térmico terra-mar, frente esta que se vai propagando para o interior durante o dia.

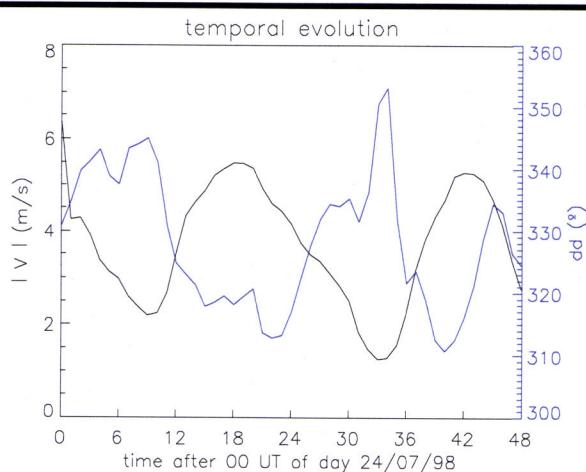


Figura 3.39 Resultados da simulação: Evolução da intensidade (a preto) e da direcção do vento médio aos 10 m sobre a região da campanha Ciclus.

É o que se passa à latitude da zona CICLUS, particularmente em Évora, onde os resultados indicam é uma gradual rotação dos ventos no sentido de Oeste, acompanhada de um aumento de intensidade (Figura 3.39), que ocorre praticamente em simultâneo sobre uma larga faixa da região continental.

Como visto na evolução dos perfis térmicos verticais sobre Évora (Figura 3.16), a componente  $u$  aumenta gradualmente entre as 10 e as 18 TU, em ambos os dias de

simulação, atingindo valores de cerca de  $6 \text{ ms}^{-1}$ . Não se observa, pois, nem aqui nem nos resultados sobre a região entre Évora e a costa ocidental, um período de descontinuidade com um aumento súbito de  $u$ , correspondente à chegada da brisa. No entanto, esta rotação gradual da direcção do vento e a permanência no tempo da circulação de nordeste determina que a partir de um determinado momento ( $\sim 16 \text{ TU}$ , para o caso de Évora) o ar que chega tenha uma origem marítima e que, portanto, os termos advectivos contribuam para o arrefecimento (Figura 3.19) e para a humidificação (Figura 3.20) da camada limite, como discutido na secção 3.4.2.

O facto de a circulação de mais larga escala prevalecente ser de Norte e portanto paralela à costa, e de a sua intensidade ser elevada (cf. Figura 3.35), contribui para a não formação de uma frente de brisa clássica. Existem várias referências na literatura (cf. Atkins e Wakimoto, 1997) que indicam que neste tipo de situação as frentes de brisa ou não são discerníveis ou são-no fracamente, apesar da circulação de brisa se propagar mais para o interior.

Na Figura 3.39 está representada a evolução do vento, intensidade e direcção, durante o período de simulação. Optou-se por calcular as médias espaciais sobre um quadrado de  $50 \times 50 \text{ km}^2$  que engloba as estações de superfície utilizadas na campanha CICLUS (ver Apêndice), de modo a filtrar efeitos locais. Pode ver-se que a intensidade do vento junto à superfície atinge, em qualquer dos dias, os valores mais elevados ao fim da tarde (18-19 TU), cerca de 1 a 2 horas depois do período de maior desenvolvimento da depressão térmica e da ocorrência dos valores máximos no campo da velocidade vertical. Durante a noite, a intensidade baixa, mas os valores mais baixos só ocorrem ao princípio da manhã, por volta das 9 TU, também umas 3 horas depois do período em que a depressão térmica é mais ténue. O vento é em geral de NNO, durante todo o período de simulação, mas a Figura 3.39 permite confirmar que à noite, quando a intensidade é menor, a direcção é um pouco mais de Norte, enquanto durante a tarde a direcção roda um pouco para de Oeste, no período de intensidades mais elevadas.

Pode assim concluir-se que nesta região e nesta situação sinóptica, o desenvolvimento da depressão térmica sobre a península é o fenômeno dominante no estabelecimento do regime de escoamento no interior da camada limite. A brisa de mar, no sentido estrito, reforça a intensidade da circulação que anteriormente designámos por brisa de escala peninsular.

Em outras zonas, nomeadamente na zona mais a Sul da costa ocidental de Portugal o regime de brisa de mar é claramente discernível nos resultados numéricos, como documentado na Figura 3.40, onde se apresenta um zoom do campo do vento sobre uma parcela do domínio em três instantes representativos do ciclo da brisa simulada na costa ocidental, dia 25, entre Sines e a serra de Monchique.

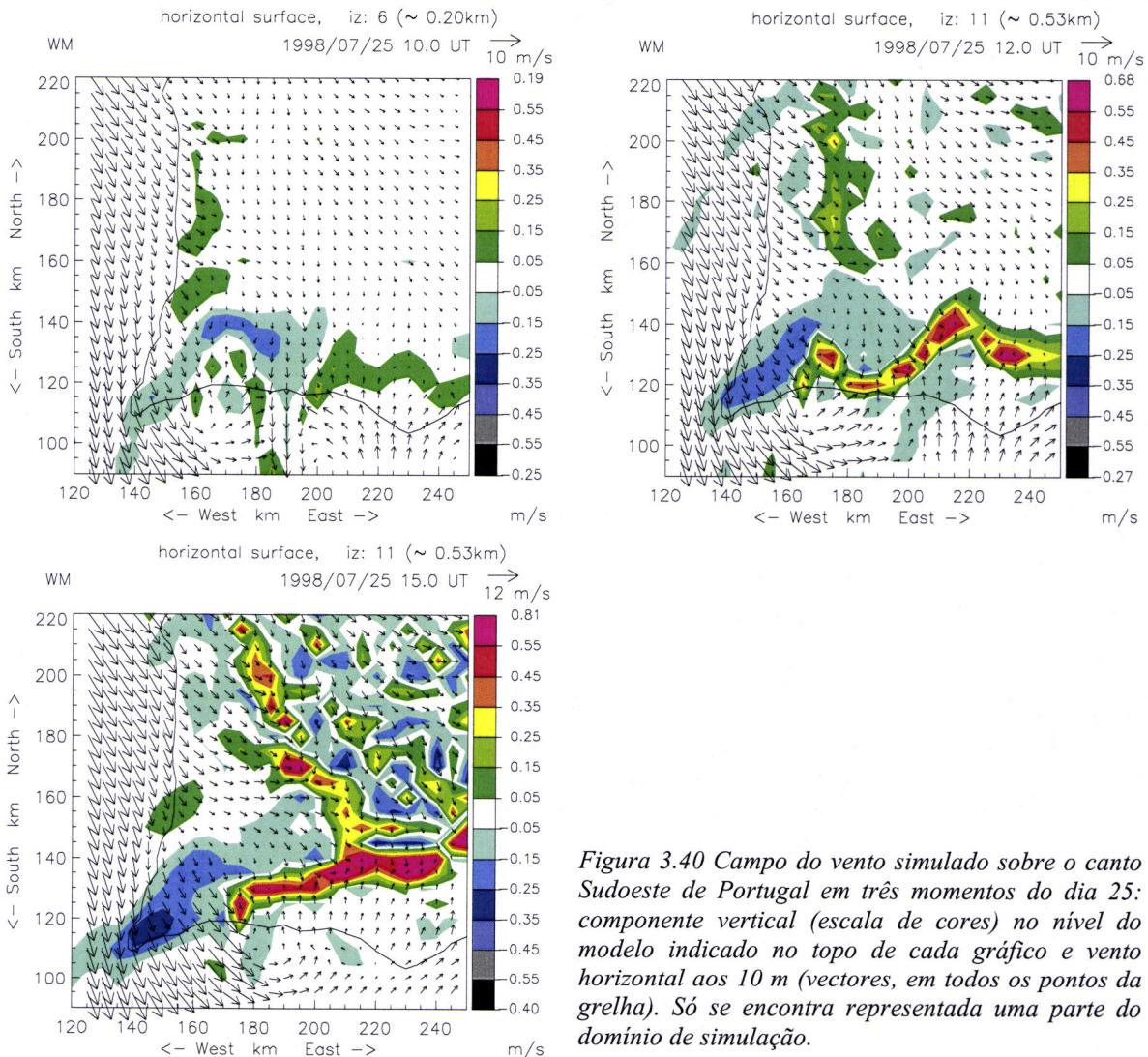


Figura 3.40 Campo do vento simulado sobre o canto Sudoeste de Portugal em três momentos do dia 25: componente vertical (escala de cores) no nível do modelo indicado no topo de cada gráfico e vento horizontal aos 10 m (vectores, em todos os pontos da grelha). Só se encontra representada uma parte do domínio de simulação.

Como se pode ver na Figura 3.40, às 10 TU, cerca de 1 hora depois dos primeiros sinais, a brisa de mar abrange, junto à costa ocidental, os 10 – 15 km mais próximos da linha de costa (2-3 pontos da grelha numérica), no limite da qual os resultados indicam a existência de uma zona de movimento vertical ascendente, que corresponde à frente de brisa. Acompanhando a progressão dos efeitos da brisa para o interior, às 12 TU a frente situa-se a cerca de 25km da Costa. A partir das 12 TU, a velocidade de progressão da frente de brisa é mais elevada a Sul, provavelmente pelo efeito de canalização do vento determinado pela existência a Sul da serra de Monchique. Assim, como documentado na Figura 3.40, a frente de brisa a cerca dos 200 km N (nas coordenadas do modelo) encontra a aproximadamente 30 km da costa, enquanto que 50 km mais a Sul se localiza a mais de 60 km para o interior. Neste período e na zona frontal,  $w$  atinge valores da ordem de  $0.5 \text{ ms}^{-1}$ . Em termos verticais, a existência da brisa estende-se até cerca de 800m com os valores máximos de intensidade do vento (componente u) superiores a  $6 \text{ ms}^{-1}$ , a cerca de 400m de altitude.

Outro efeito visível na Figura 3.40 é a da formação e desenvolvimento da brisa na costa Sul, na região de Faro. Nesta zona, à brisa de mar soma-se a brisa de vale, pelo que a sua propagação inicial é mais rápida, estabelecendo-se a partir do meio-dia uma circulação que tem um extenso ramo ascendente com velocidades verticais relativamente elevadas (superiores a  $0.8 \text{ ms}^{-1}$ , às 15 TU em alguns pontos), situado próximo do cume da serra, como discutido na secção 3.4.7 e exemplificado na Figura 3.33, embora num plano que atravessa a cadeia montanhosa mais a Nordeste. A espessura vertical da brisa é da ordem dos 500 m e a intensidade do vento atinge valores máximos de aproximadamente  $6 \text{ ms}^{-1}$ , 300 m acima da superfície. O facto de o vento sinóptico prevalecente ter o sentido contrário ao da brisa acentua o efeito de convergência, tornando bem visível a existência de uma frente de brisa. Este efeito está amplamente documentado na literatura (ver, por exemplo, Atkins e Wakimoto, 1997).

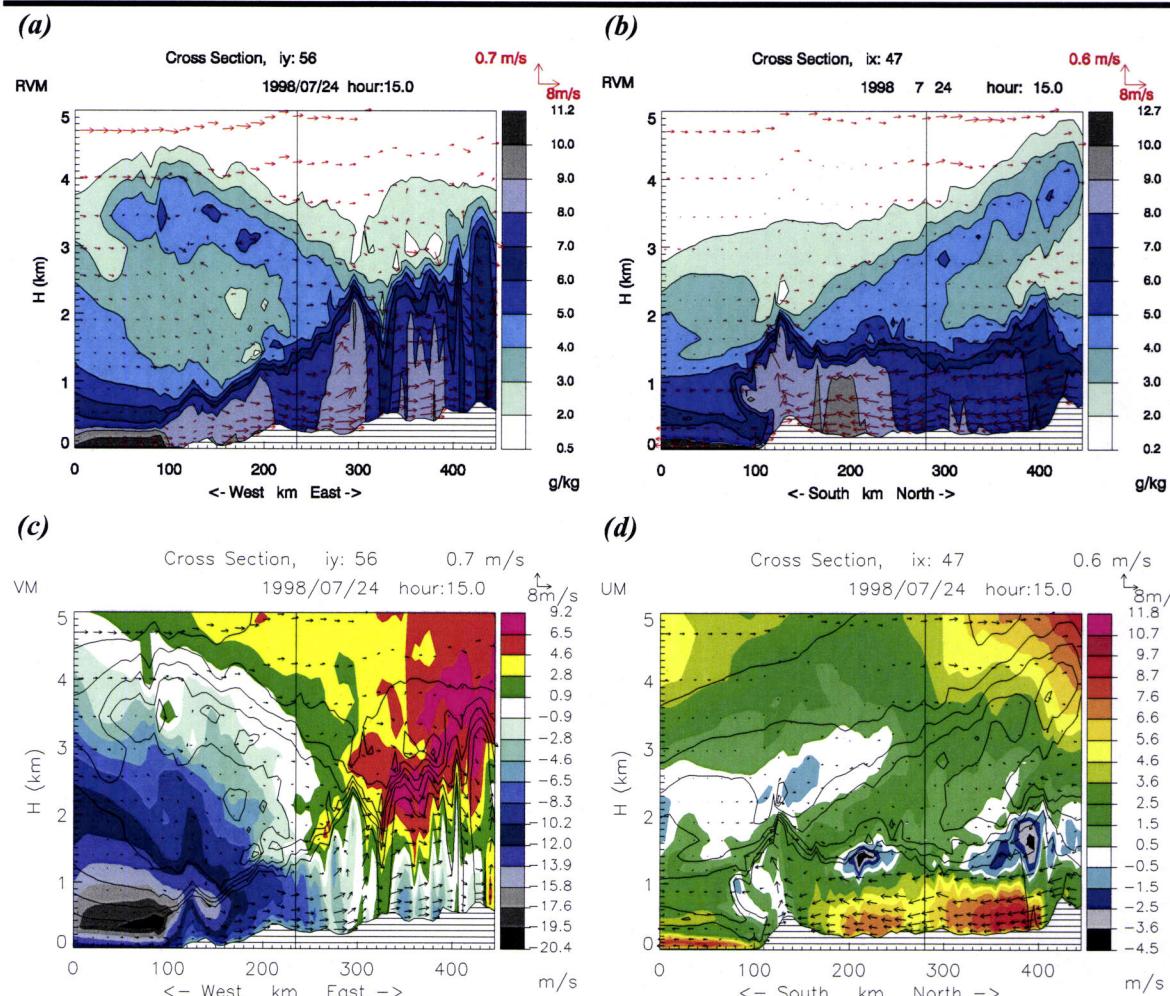
Para completar a análise da Figura 3.40, é interessante notar que na região próxima do cabo Sudoeste de Portugal (São Vicente, Sagres), os contrastes mar-terra não são suficientes para induzir um efeito de brisa suficiente para contrariar o intenso escoamento de NNE. Em nenhuma destas zonas é visível a existência de brisa de terra durante a noite.

### 3.4.10 Estrutura vertical

A Figura 3.41 mostra cortes verticais Sul – Norte e Oeste – Este de vapor de água e vento durante a tarde do dia 24, que ajudam a compreender a circulação tridimensional que se estabelece neste sector da Península durante o Verão. As duas secções de corte intersectam-se na vertical da estação de Évora, assinalada nas figuras pela linha vertical a preto. Apesar do padrão das circulações representado nessas figuras ser razoavelmente complexo, indicando efeitos locais da orografia, alguns efeitos gerais podem ser relacionados com o estabelecimento das circulações de brisa e a sua interacção com a depressão térmica à escala da península.

O efeito mais saliente nas figuras do campo da humidade é a existência de uma espécie de pluma de ar mais húmido, que no plano zonal se inclina para Oeste com a altitude e no plano meridional para Norte. Junto ao topo da camada limite esta pluma tridimensional situa-se a Noroeste da linha de convergência na CLP que foi discutida em 3.4.7. No entanto e ao contrário do que uma primeira análise das Figura 3.41 (a e b) parece indicar, esta “pluma” não se forma por injecção directa de ar húmido sobre a linha de convecção na camada limite, antes sendo uma assinatura da circulação peninsular associada à depressão térmica. Por exemplo, na Figura 3.41b pode ver-se que a corrente vertical que se desenvolve sobre a serra do caldeirão junto à costa, por acção da convergência da brisa de mar reforçada pelo efeito de vale com a circulação de Noroeste, não está directamente conectada com a “pluma” de ar húmido em altitude, mas se notando no topo da CLP uma corrente de retorno da brisa dirigida para Sul. A utilização do termo pluma que sugere a injecção de um

composto, neste caso vapor de água, não será o mais correcto, mas será mantido nesta discussão por conveniência de linguagem.



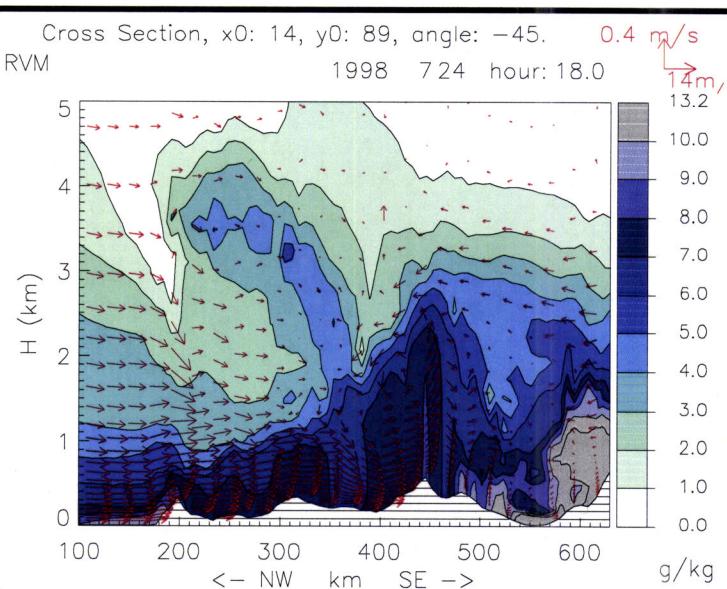
*Figura 3.41 Cortes verticais Oeste-Este (a e c) e Sul-Norte (b e d) do campo da razão de mistura do vapor de água (a e b) e da componente do vento perpendicular aos planos ( $v$  em c e  $u$  em d). Em todas as figuras a projecção do vento no plano está representado por vectores, cuja escala, vertical e horizontal, está indicada no topo direito de cada figura. Os planos considerados intersectam-se na vertical de Évora, indicada nas figuras pelo segmento de recta vertical. Nas figuras (c) e (d) o campo de  $rv$  está sobreposto na forma de isolinhas para facilitar a sincronização com as figuras (a) e (b).*

Por outro lado, olhando para o corte O-E da componente meridional do vento, pode ver-se que esta “pluma” corresponde, grosso modo, à zona que separa as regiões onde  $v$  é negativo das regiões onde  $v$  é positivo (área a branco na Figura 3.41c). Nesta zona os ventos são de Oeste e de fraca intensidade e os resultados não indicam a existência de velocidades verticais significativas. Este resultado está confirmado no corte S-N (Figura 3.41d), onde se mostra que na “pluma” o vento é de Oeste com intensidades, em geral, de  $1$  a  $3\text{ ms}^{-1}$ .

De certo modo esta “pluma” corresponde à superfície de separação entre o escoamento de noroeste, que em 3.4.7 identificámos como brisa de mar de escala peninsular, com o escoamento de sudoeste ao longo do vale do Guadalquivir que, à superfície, convergem algures sobre a cadeia montanhosa

da serra Morena, como visto nas Figura 3.31 e Figura 3.32. Entre o topo da CLP e a “pluma” existe uma região mais seca onde o vento é essencialmente de Norte. Esta direcção associada aos valores relativamente baixos de  $r_v$ , indicam que estamos perante uma circulação associada à depressão térmica e que transporta ar mais seco do centro da península. Os resultados sugerem assim que na região Sul de Portugal, com valores de orografia bastante mais baixos do que os existentes sobre grande parte da península, e em que a advecção de ar marítimo reduz, como analisado em 3.4.8, a altura da camada limite, a circulação ciclónica da depressão térmica se faça sentir acima da CLP, sendo responsável pela existência de uma camada relativamente seca acima da camada limite e até cerca de 3 km de altitude, visível nos perfis verticais, observados e simulados, sobre Évora (Figura 3.6). Nos dias em que a camada limite cresce até níveis mais altos, como o registado no dia 25, este efeito é menos acentuado (cf. Figura 3.6).

Como síntese e complemento da discussão que temos vindo a travar, apresentam-se duas figuras que julgamos elucidativas: Um corte NO-SE com o campo da humidade num plano que inclui a



*Figura 3.42 Corte vertical NW – SE do campo da razão de mistura às 18 TU do dia 24 (escala de cores) e da projecção do campo do vento nesse plano (vectores). O plano é o mesmo do considerado na Figura 3.33.*

divergência no campo do vento horizontal, notando-se a existência de uma corrente de retorno, para a esquerda (na figura). Nesta zona, há subsidência e o vento é essencialmente de Sul, induzindo a formação de um vale no campo de  $r_v$ , localizado no centro da Figura 3.42.

Esta corrente de retorno e subsidente tem uma pequena extensão horizontal, terminando na “pluma” de ar húmido que a separa do escoamento de Norte que advecta ar mais seco, que, cremos, tem origem no centro da península. Na parte direita da figura está patente um outro vale no campo da humidade, em fase com o vale (orográfico) do Guadalquivir cuja existência está ligada ao facto

vertical de Évora (Figura 3.42) e a projecção 3D de uma isosuperfície do campo da razão de mistura (Figura 3.43), as duas relativas a resultados do fim da tarde do 1º dia de simulação (18 TU). Na Figura 3.42 é nítida a intensa circulação de Noroeste na CLP até junto à zona montanhosa (Serra de Aracena), sobre a qual existe uma corrente ascendente com valores de  $w$  relativamente elevados ( $\sim 0.4 \text{ ms}^{-1}$ ) que se estende por toda a camada limite até cerca de 2 km acima da superfície. Perto deste nível à

de no vale a actividade convectiva ser menor do que nas cadeias montanhosas que o ladeiam e portanto menor o transporte vertical de  $r_v$ .

A 2<sup>a</sup> figura com a representação da projecção da superfície de  $r_v=3.5$  g/km, presente na Figura 3.43, ajuda a visualizar a estrutura tridimensional da circulação sobre esta parcela da península. Na zona leste do domínio, o campo de  $r_v$  apresenta uma região de máximos relativos, correspondendo à zona onde a CLP é mais profunda e que inclui no limite oeste a linha de convecção que organiza o escoamento (cf. Figura 3.31).

De notar que a superfície escolhida (3.5 g/kg) não permite identificar o vale em  $r_v$  alinhado ao longo do vale do Guadalquivir identificado na Figura 3.42. O vale representado na figura e alinhado ao longo de uma direcção S-NE corresponde à região de subsidência e onde o escoamento é de Sul (mais precisamente alinhado na direcção desse vale) que se forma a oeste da linha de convecção.

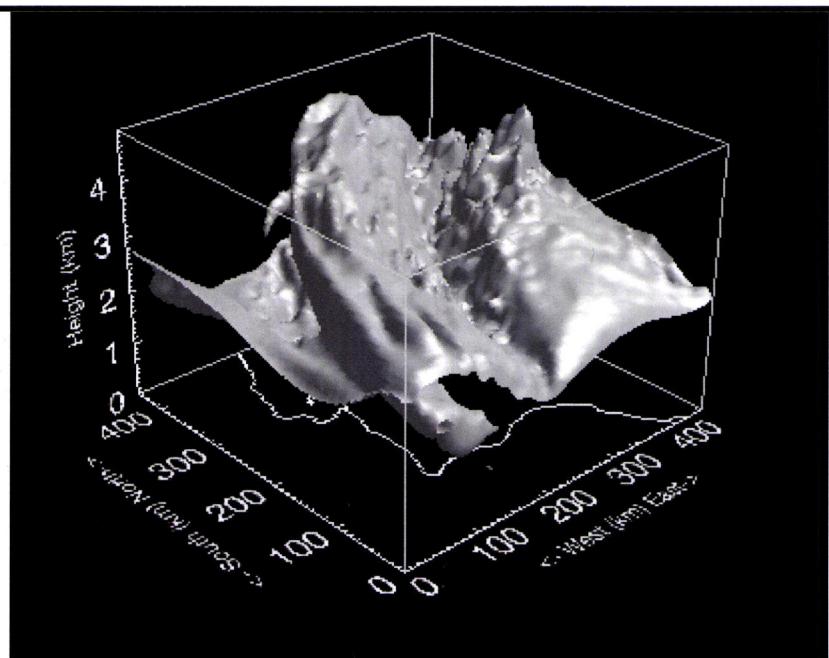
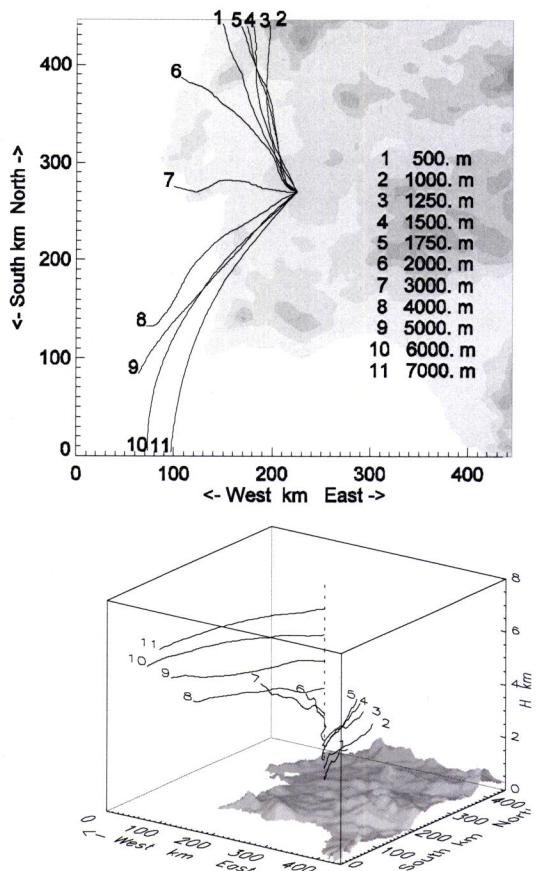


Figura 3.43 Projecção 3D de uma superfície de igual valor de razão de mistura de vapor de água (isosuperfície dos 3.5 g kg<sup>-1</sup>) às 18 TU do dia 24 de Julho de 1998. A linha de costa está traçada no superfície inferior. Mostra-se todo o domínio horizontal.

A Oeste do vale, encontra-se a superfície 3D que delimita o volume que anteriormente designamos por pluma de ar húmido, cuja forma é melhor apreendida nesta representação, vendo-se que atravessa, em crista todo o domínio de simulação. Esta “pluma” separa, como vimos, a região da circulação de Noroeste da região do escoamento de Sudoeste. Entre a “pluma” e a fronteira este do domínio onde os valores de  $r_v$  são novamente elevados de acordo com a natureza marítima da massa de ar que aí se localiza, existe um outro vale associado ao escoamento de Norte. Este escoamento é responsável pela existência da camada de valores relativamente baixos de  $r_v$  por debaixo da “pluma”, e que na representação da Figura 3.42 tem o aspecto de uma língua de ar seco que só está a descoberto na parte Sul do domínio.

### 3.4.11 Trajectórias e circulação à escala peninsular

Para confirmar as análises sobre a circulação na região e explicar o comportamento dos campos verticais instantâneos, nomeadamente os evidenciados nos cortes verticais da Figura 3.41, calcularam-se algumas trajectórias de parcelas de ar de modo a identificar a origem e o percurso das parcelas de ar que se encontram a um dado instante em diferentes níveis de altitude. Estas trajectórias foram estimadas, andando para trás no tempo, a partir dos resultados horários do campo 3D do vento, interpolados linearmente no tempo e no espaço. No cálculo das trajectórias, só se consideraram os campos do vento na resolução do modelo, não tendo sido tidos em conta os efeitos da difusão e de movimentos em escala inferior.



*Figura 3.44 Trajectórias (simuladas) de parcelas de ar que atingem a vertical sobre Évora (indicada pela linha vertical pontilhada) às 18 TU do dia 24 a diferentes níveis: (a) projecção na superfície e (b) representação 3-D. As altitudes nos pontos de chegada (às 18 TU) estão indicados em (a). As trajectórias estão rotuladas com o mesmo número em ambas as figuras.*

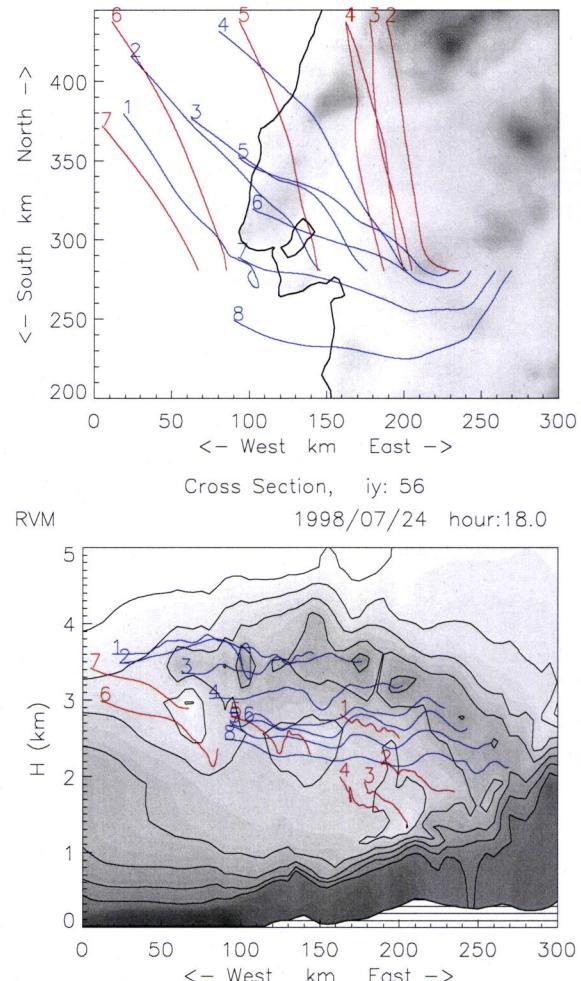
Na encontram-se representadas as trajectórias das parcelas de ar que atingem a vertical sobre Évora às 18 TU do dia 24, a vários níveis verticais, responsáveis pelos perfis térmicos e de humidade patentes na Figura 3.13. Com se pode ver, as trajectórias das 5 parcelas que atingem a vertical a uma altitude inferior aos 1750 m são de Norte. De entre estas só a trajectória 1 se encontram claramente no interior da camada limite onde os efeitos da difusão vertical dominam. As trajectórias 2, 3, 4 e 5 (1000 a 11750 m) têm a assinatura da circulação ciclónica de origem térmica e transportam ar de locais no interior da

Península. Estas trajectórias indicam a existência de subsidência (ver Figura 3.44b), possivelmente associada a efeitos orográficos, decorrentes de a altitude da superfície ser mais elevada nos planaltos do centro Norte da Península.

A camada mais húmida visível nos perfis da Figura 3.13 (a “pluma” da discussão anterior) é mantida por parcelas de ar que seguem as trajectórias 6 a 8 (2000 a 4000 m) que têm uma clara componente de Oeste, confirmando as conclusões anteriores. A camada seca a níveis superiores está associada às trajectórias 9 a 11 que estão inseridas na circulação anticiclónica de larga escala. Para além das trajectórias das partículas que atingem a vertical sobre Évora, onde os perfis resultantes podem ser confrontados com os observados, calcularam-se outras trajectórias, tomando como pontos de chegada pontos pertencentes ao corte vertical O-E utilizado na análise das circulações (cf. Figura 3.41).

A Figura 3.45 mostra trajectórias de parcelas de ar que se encontram às 18 TU nesse plano em pontos no interior da “pluma” de ar húmido (traçadas a vermelho) e na camada intermédia mais seca (a azul). Essas trajectórias confirmam que as parcelas de ar mais seco seguiram trajectórias essencialmente de Norte enquanto as parcelas mais húmidas vieram de Noroeste ou Oeste. Apresenta-se ainda um 3º conjunto de trajectórias, projectadas num plano S-N, calculadas com o objectivo de analisar a injeção ar para níveis altos da troposfera sobre a cadeia de serras algarvias, fenómeno que tem sido detectado e estudado sobre várias cordilheiras costeiras da Península e que joga

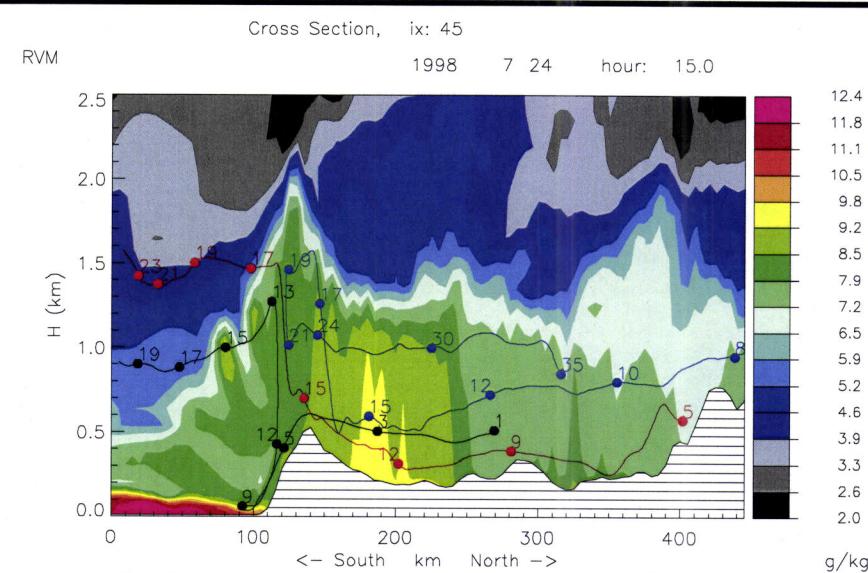
um papel importante na circulação de poluentes sobre a Península (Millán et al., 2000). Estas trajectórias, calculadas para trás e para a frente no tempo a partir dos resultados às 15 TU do dia 24, estão projectadas, na Figura 3.46 sobre um corte vertical S-N do campo de  $r_v$  a essa hora (Este plano situa-se 10 km para Oeste do apresentado na Figura 3.41b e no eixo vertical só se incluem os primeiros 2.5 km). Estão traçadas 3 exemplos de trajectórias de parcelas de ar que às 15 TU estão sobre o plano em pontos localizados na zona de convecção que se desenvolve sobre a serra.



*Figura 3.45 Trajetórias (simuladas) de parcelas de ar que às 18 TU se encontram sobre corte vertical representado em diversos pontos. Projeção das trajetórias no plano horizontal (em cima, sobreposto ao campo da orografia) e no plano vertical O-E que passa por Évora (em baixo, sobrepostas ao campo de  $r_v$  às 18 TU). As trajetórias estão rotuladas com o mesmo número em ambas as figuras, sobre o ponto onde as parcelas se encontravam às 01 TU, ou no instante em que entraram no domínio de simulação.*

A trajectória traçada a vermelho é um exemplo da família de trajectórias mais frequente. Corresponde a uma parcela de ar que acompanha a circulação de Norte, ao princípio da manhã e de Noroeste, depois até ao princípio da tarde, escoando junto à superfície. Sobre a serra é projectada para um nível a 1.5 km de altitude inserida na corrente ascendente que aí se verifica. A esse nível passa a estar na influência da corrente de retorno da brisa sendo transportada para Sul.

A preto está traçada uma trajectória que ilustra bem o ciclo da brisa na costa Sul, junto à cidade de Faro e que foi discutido em 3.4.9. Corresponde a uma parcela de ar que durante a madrugada acompanhou o escoamento catabático na encosta Sul, passando ao início da manhã (9 TU) a estar sobre a influência da brisa que a força a retornar e a escoar encosta acima, até ao instante em que sob a influência da corrente térmica ascendente é elevada até junto do topo da camada limite, onde o sentido se volta a inverter, passando a acompanhar o ramo superior da circulação de brisa, dirigido para Sul, e descendente do ponto de vista vertical. O 3º exemplo, a azul na figura, mostra a trajectória de uma partícula que deslocando-se também de Norte ascende mais tarde e retorna posteriormente na circulação de sudoeste que prevalece durante a noite acima da camada limite, sob a influência do sistema anticiclónico.



*Figura 3.46 Projecção no plano N-S que passa pela cidade de Faro das trajectórias (simuladas) de 3 parcelas de ar que às 15 TU se encontram nesse plano. Em fundo e em escala de cores, contra-se o campo de  $r_v$ , nesse instante. Em cada uma das trajectórias estão indicadas as horas em que a parcela se encontrava em alguns dos pontos, contadas a partir das 00 TU do dia 24 de Julho*

### 3.5 Conclusão

Neste trabalho, a circulação de Verão no Sul de Portugal foi estudada com base na simulação numérica de um caso de estudo de 2 dias do Verão de 1998, correspondentes a uma situação típica de Verão sob a influência do anticiclone dos Açores e o desenvolvimento do sistema da depressão térmica sobre a península. A confrontação dos resultados com as observações de superfície e de altitude efectuadas no âmbito da campanha de observações CICLUS e na rede sinóptica portuguesa, confirma a capacidade do modelo em reproduzir a evolução das variáveis

meteorológicas observadas, de modo que os seus resultados podem ser utilizados na caracterização da circulação sobre esta parcela da península Ibérica.

Os presentes resultados estão de acordo com os resultados dos trabalhos de Millán et al. (1997, 1998 e 2000) confirmando que o sistema da depressão térmica ibérica não pode ser visto como uma única depressão com um único centro, mas antes como um sistema mais complexo com a existência de vários mínimos no campo da pressão e em que a circulação se organiza em torno de linhas de convergência, alinhadas em geral sobre as cordilheiras montanhosas existentes na Península. Sobre a região em estudo a principal linha de convergência alinha-se ao longo da cadeia de serras que tem o seu limite ocidental nas serras algarvias e se prolonga para ENE pelo sistema da Serra Morena em Espanha (cf. Figura 3.31). A sua exacta localização varia de dia para dia, como também indicado pelos trabalhos citados acima. Os resultados confirmam ainda a natureza pouco profunda da depressão térmica que é ainda visível aos 850 hPa, mas não aos 700 hPa.

O trabalho permite no entanto salientar as especificidades da circulação sobre a região sul de Portugal, que apresenta características diferentes das evidenciadas em outras zonas costeiras. Para este facto contribui desde logo o facto de nesta região as elevações orográficas serem muito baixas em comparação com as existentes ao longo de toda a restante costa da Península. Mesmo a Serra do Algarve tem uma elevação máxima de 900 m (em Fóia), muito inferior às altitudes registadas junto ao Mediterrâneo, a Leste ou ao mar Cantábrico, no Norte. Este aspecto ainda é mais evidente a Norte da Serra Algarvia onde, na região do Alentejo, entre a costa atlântica a Oeste e as elevações da Serra Morena a Leste existe uma região com quase 150 km de extensão onde a altitude é, em geral, inferior aos 300m (cf. Figura 3.3). Outro factor distintivo é o facto de a temperatura da água na Costa ocidental ser, em geral, inferior à registada ao longo da costa em outras regiões da Península, nomeadamente no Mediterrâneo. Este facto é uma consequência directa da existência de uma circulação oceânica de *upwelling*, que por sua vez é induzida pela permanência no tempo da forte corrente atmosférica de Norte junto à costa ocidental. A existência e permanência no tempo desta intensa corrente paralela à linha de costa (cf. Secção 3.4.6, Figura 3.28 e Figura 3.29), que faz parte da circulação associada ao sistema da depressão térmica ibérica, é o 3º factor distintivo que condiciona a circulação de Verão na região e que lhe confere características diferentes das observadas em outras regiões da Península.

A inexistência de grandes elevações junto à costa ocidental, se por um lado não soma o escoamento de vale à circulação de brisa, como acontece em outras zonas, por outro permite a penetração de ar marítimo, por advecção, até regiões mais interiores. Os resultados, na escala considerada, não permitem assim distinguir um efeito de brisa local, com o desenvolvimento e avanço para o interior de uma frente de brisa, antes indicando que o efeito de brisa, condicionado pelo desenvolvimento do sistema da depressão térmica, é organizado a uma escala maior, traduzindo-se no aumento da intensidade dos ventos e da sua rotação para Oeste que ocorre quase em simultâneo em toda a

região, durante a manhã. Durante o dia os ventos são assim essencialmente de Noroeste, transportando ar marítimo, mais húmido e mais fresco em toda extensão vertical da camada limite. Esta advecção de ar marítimo contraria o efeito de aquecimento do ar provocado pelos elevados fluxos verticais de calor sensível provenientes da superfície de um solo muito seco, onde por isso a evaporação e os fluxos de calor latente são muito reduzidos. A partir de meio da tarde (16 TU, no caso de Évora) o balanço entre o fluxo advectivo horizontal e o fluxo turbulento vertical passa a ser negativo contribuindo para um arrefecimento em bloco de toda a camada limite, em simultâneo com a redução da sua espessura. Na região mais directamente em estudo, de Évora, isto traduz-se em que, nos dias estudados, a altura máxima da camada limite seja pouco superior aos 1000 m, decrescendo a partir das 16 TU. Ao contrário nas zonas mais interiores da península, correspondentes à área mais a Nordeste do domínio considerado no presente estudo numérico, a extensão vertical da CLP atinge valores superiores a 3 km e o arrefecimento inicia-se mais tarde e a partir da superfície. Desta forma e uma vez que a advecção de ar marítimo é tanto maior quanto mais próximo se está da costa, existe durante a tarde um acentuado gradiente Oeste-Este na temperatura potencial do ar e na altura da camada limite.

A separar a região sobre o efeito directo da advecção de ar marítimo da região a Leste existe uma zona de convergência à superfície e movimento vertical ascendente que corresponde a uma das linhas de convergência em que se organiza o sistema da depressão peninsular, e que está alinhada grosso modo, como se referiu acima, com o sistema da Serra Morena (de que fazem parte as serras algarvias). Sobre esta linha convergem assim a circulação de Noroeste, a Oeste, que na zona montanhosa é intensificada pelo efeito de vale, e a corrente de Sudoeste que se desenvolve junto à costa Sul a leste de Faro, e se estende pelo vale do Guadalquivir. A extensão vertical da CLP atinge os valores mais elevados precisamente sobre esta zona, onde no topo, existe divergência e se forma, para Oeste, uma corrente de retorno, com subsidência forçada pela circulação anticiclónica em altitude, dirigida para Norte.

De acordo com os resultados da simulação numérica a zona de separação entre o escoamento de noroeste e de sudoeste está inclinada para Noroeste com a altitude e aparece nos cortes verticais do campo da humidade como uma pluma de ar húmido e nos perfis verticais, simulados e observados sobre Évora, como uma camada relativamente húmida. Como para oeste a camada limite é menos profunda, e é nesta camada que os efeitos de brisa e advecção de ar húmido são sentidos, existe uma camada acima que está ainda sob o efeito da depressão térmica que, sobre as mesetas da península se restringe à camada limite. Nessa camada a circulação transporta ar mais seco oriundo do centro da península que é responsável pela existência de uma camada relativamente seca que se observa com frequência sobre a camada de Évora, acima da camada limite.

Durante o período nocturno, a manutenção do regime de nortada, essencialmente junto à costa ocidental, mas que afecta grande parte do território de Portugal, impede a formação de um

escoamento catabático em direcção à costa ocidental, ao contrário do sugerido por Millán et al. (1998) e que ocorre em outras zonas da Península, nomeadamente na parte da costa sul de Portugal e Espanha contida no domínio do presente estudo.

Por outro lado, junto à costa Sul de Portugal (Algarve) os resultados da simulação indicam um comportamento muito similar aos observados em outras regiões costeiras, com uma diferença de escala determinada pela menor altitude da Serra. Assim o desenvolvimento da brisa de mar durante o dia é bem visível, a partir das 9 TU, a que se soma o efeito do escoamento anabático pela encosta Sul da serra. Junto ao topo da elevação, a interacção com escoamento de Norte e Noroeste dá origem à zona de convergência e movimento vertical ascendente que, tal como acontece em outros locais, injecta ar proveniente da superfície em níveis acima da camada limite. A este nível as parcelas de ar que retornam em direcção ao mar na circulação de retorno da brisa a que se soma o escoamento de noroeste prevalecente a esta altitude. Ainda na costa Sul, mas perto do extremo ocidental (Cabo de São Vicente, Sagres) a intensa circulação de Norte e Noroeste sobrepõe-se aos efeitos de brisa, de modo que estes não são discerníveis nos resultados.

A estrutura tridimensional da circulação sobre a região é assim o produto da complexa interacção entre o desenvolvimento de uma camada limite forçada por fortes fluxos verticais de calor sensível, a formação de circulações térmicas (brisas de mar e de vale) que se organizam à escala peninsular, da depressão térmica e da circulação anticiclónica que prevalece acima da camada limite.



## **Capítulo 4**

### **Impacto da irrigação e da albufeira no clima regional**

#### **4.1 Metodologia**

De acordo com a discussão travada no Capítulo 1, as alterações no uso dos solos decorrentes do plano de rega do empreendimento de Alqueva são, pela sua dimensão espacial, susceptíveis de produzir alterações no clima da região.

Com o objectivo de estimar os efeitos da presença da albufeira e das alterações do uso dos solos decorrentes da irrigação foi efectuado um conjunto de experiências numéricas com o modelo Meso-NH, descrito no Capítulo 2, em que se simula a evolução da atmosfera em diferentes casos de estudo.

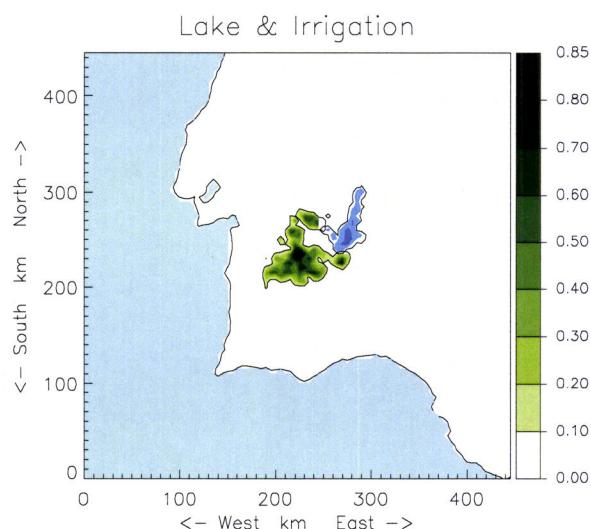
Cada experiência numérica foi composta por duas simulações, uma de controlo e outra com a superfície alterada pela presença da albufeira e do plano de irrigação. Foram impostas as mesmas condições atmosféricas iniciais e de fronteira nas duas simulações de cada experiência. Na simulação de controlo utilizou-se a superfície tal como ela é representada nas bases de dados do modelo (ver Capítulo 2). Na simulação com Alqueva a superfície foi alterada com a introdução da albufeira no seu nível de pleno armazenamento (cota 152 m, cf. Capítulo 1) e do perímetro de rega, admitindo que toda a área estava a coberta por culturas de regadio. Optou-se assim por considerar o caso limite de modo a analisar o impacto máximo que é admissível esperar. As técnicas utilizadas para introduzir as alterações na superfície do modelo estão descritas na secção 4.1.1

Em anos hidrológicos normais, as necessidades de rega fazem-se sentir a partir de meados da Primavera e estendem-se pelo Verão, dependendo do tipo de culturas. Neste sentido só faz sentido considerar casos de Primavera e Verão.

#### **4.1.1 Campo da irrigação e da albufeira**

Para proceder às alterações nos campos superficiais do modelo, foram criados os campos da fracção de irrigação e da fracção de lago com a mesma resolução da base de dados Ecoclimap (Masson et al., 2003), utilizada para mapear a superfície,  $1 \times 1 \text{ km}^2$ . Os valores da fracção de irrigação foram obtidos por agregação a partir da informação disponível na altura do estudo de impacto ambiental do empreendimento, com uma resolução de  $100 \times 100 \text{ m}$  (Miranda et al., 1995). A área total de irrigação no modelo é de  $1341 \text{ km}^2$ , um pouco mais elevada que a actualmente prevista ( $1150 \text{ km}^2$ , cf. Capítulo 1). O campo da fracção de lago foi construído a partir do campo da orografia (GTOPO30), admitindo que o nível da albufeira estava à cota 152m, o que deu origem a uma albufeira numérica com uma área de aproximadamente  $300 \text{ km}^2$ , um pouco mais extensa que a

real ( $250 \text{ km}^2$ , cf. Capítulo 1). Estes dois novos campos são depois agregados para a resolução utilizada nas simulações, seguindo os procedimentos do Meso-NH para mapear a superfície (ver Capítulo 2). Na Figura 4.1 encontram-se representados o campo da fracção de irrigação e da fracção de lago agregados para uma resolução de  $5 \times 5 \text{ km}^2$ , utilizada na maioria das simulações do presente trabalho. Os  $1341 \text{ km}^2$  de área irrigada distribuem-se por 189 pontos de  $5 \times 5 \text{ km}^2$  da grelha numérica, parcialmente irrigados, enquanto os  $300 \text{ km}^2$  de área alagada se distribuem por 43 pontos da grelha, também parcialmente alagados.



*Figura 4.1 Campo da fracção de irrigação em escala de cores em tons de verde. A isolinha de fracção de irrigação = 0.1 está traçada a preto. Em tons de azul representa-se a fracção de área alagada: valores compreendidos entre 0.2 e 0.5 a azul claro e valores superiores a 0.5 a azul escuro. A linha a preto limita a área em que a fracção alagada é superior a 0.05.*

No processo de mapeamento da superfície, nos pontos onde a fracção de lago não é nula esta é adicionada à fracção da classe de águas interiores existente nesse ponto. As fracções das outras classes existentes no elemento de superfície são diminuídas proporcionalmente de modo a que a soma das fracções dos diversos tipos de cobertura seja 1. A topografia sobre os pontos onde há alagamento também é ajustada, admitindo que sobre a fracção de lago a altitude é de 152m.

Do ponto de vista da interacção com a atmosfera, a irrigação altera a superfície de duas formas. Desde logo aumentando o conteúdo em água no solo. Em segundo

lugar, introduzindo modificações nas características do coberto vegetal. Para maximizar os possíveis impactos admitiu-se, nas simulações com irrigação, que a estratégia de rega visa eliminar o stress hídrico das plantas e portanto elevar o conteúdo de água no solo à sua capacidade de campo, cujo valor depende da textura do solo. Assim admitiu-se que no início da simulação  $w_g=w_2=w_{fc}$  sobre a fracção de área irrigada. No caso das simulações de mais de um dia, foi adicionada água ao solo de modo a garantir que às 00 TU de cada dia as fracções de área irrigada se encontravam à capacidade de campo. O valor do conteúdo volumétrico de água em cada nó da superfície do modelo é depois calculado como a média pesada entre o valor fornecido pela análise para esse ponto, representativo da fracção de área não irrigada e o valor de  $w_{fc}$ , representativo da área irrigada.

As alterações nas características do coberto vegetal foram introduzidas admitindo que as características nos perímetros de rega são as mesmas das da classe “Culturas Mediterrânicas Irrigadas” da base de dados Ecoclimap, a partir do qual se obtêm, em função do período do ano, os

valores dos vários parâmetros utilizados no modelo de interacção entre a superfície e a atmosfera (ISBA, ver Capítulo 2). Deste modo e depois da agregação para a resolução e domínio da simulação, a fracção de irrigação é adicionada, em cada ponto do modelo, à fracção da classe 174, “Culturas Mediterrânicas Irrigadas” e o mesmo montante é retirado, proporcionalmente às fracções das outras classes. Os valores dos vários parâmetros dependentes da vegetação e ocupação de solo são depois calculados, de acordo com as técnicas descritas no Capítulo 2, a partir dos valores de LAI em cada uma das fracções, valores que dependem do período do ano a que se referem as simulações. Os valores de LAI na fracção de área irrigada estão indicados na Tabela 4-1. O tipo de ocupação actualmente mais frequente na área a irrigar é, de acordo com a base Ecoclimap, a classificada como de “Culturas da Estremadura”. Os valores de LAI ao longo do ano nesta classe estão igualmente indicados na Tabela 4-1. Como se pode ver nessa tabela, os valores LAI na classe que corresponde a culturas irrigadas são consideravelmente mais elevados, principalmente a partir de meados de Abril, período a partir do qual o LAI nas áreas não irrigadas começa a descer, devido à natureza semi-árida da região. O impacto desta alteração nos campos da superfície numérica depende assim do período em que decorre a simulação, pelo que serão quantificados separadamente na análise das várias experiências realizadas.

*Tabela 4-1 Valores de LAI (Índice de Área Folhear) na classe 174 do Ecoclimap (Culturas Mediterrânicas Irrigadas) por cada década mensal e na classe 163 (Culturas da Estremadura).*

<b>Ecoclimap COVER174 – Culturas Mediterrânicas Irrigadas</b>															
Jan			Fev			Mar			Abr			Mai			Jun
1.0	1.0	1.3	1.6	1.9	2.1	2.2	2.4	2.5	2.5	2.6	2.6	2.7	2.7	2.7	2.7
Jul			Ago			Set			Out			Nov			Dez
2.9	3.0	3.0	2.9	2.9	2.8	2.7	2.6	2.4	2.0	1.7	1.5	1.2	1.0	1.0	1.0

<b>Ecoclimap COVER163 – Culturas da Estremadura</b>															
Jan			Fev			Mar			Abr			Mai			Jun
0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.3	1.7	2.0	1.8	1.7	1.5	1.4	1.2	1.1	1.0	0.9
Jul			Ago			Set			Out			Nov			Dez
0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6

#### 4.1.2 Experiências realizadas

Na Tabela 4-2 apresenta-se um índice dos casos de estudo simulados no presente trabalho, o período de simulação considerado e a secção em que a simulação será descrita e os resultados analisados.

*Tabela 4-2 Experiências numéricas realizadas no presente trabalho*

Designação da experiência	Período de simulação	Secção onde se analisam os resultados
C242507	24/07/1998 00TU . 26/07/1998 00 TU	4.2 e 4.3
Cl02_990803	03/08/1999: 6-21TU	4.3
Cl07_980703	30/07/1998: 6-21TU	4.3
Cl08_980521	21/05/1998: 6-21TU	4.3
Cl09_990716	16/07/1999: 6-21TU	4.3
Cl010_980531	31/05/1998 : 6-21TU	4.3
C9805	18 a 22/05/98 (120 horas)	4.4
C0713	13/07/1999: 0-21TU	4.4
C0727	27/07/1999 0-21TU	4.4
C0602	02/06/1998 0-21TU	4.4
C2407_1km	24/07/1998: 06-18	4.5

#### 4.1.3 Configuração das experiências numéricas

Na maioria das simulações realizadas no presente trabalho foi utilizado o domínio de  $450 \times 450 \text{ km}^2$ , representado na Figura 3.3 e a resolução horizontal de 5km. Os níveis verticais considerados bem como as opções físicas accionadas foram as mesmas da experiência c242507\_5km e que constam da Tabela 3-1 (Capítulo 3).

Os campos atmosféricos foram inicializados a partir das análises do modelo de previsão do tempo ARPEGE respeitantes à data e hora de início de cada par de simulações. Estas Análises foram igualmente utilizadas para calcular os valores iniciais do conteúdo em água no solo, seguindo o procedimento descrito no Capítulo 3, e para impor o valor da temperatura da superfície da água da albufeira que se mantém constante no tempo em cada simulação. De igual modo, o forçamento de larga escala nas fronteiras do modelo foi imposto a partir das análises Arpege (de 6 em 6 horas) correspondentes ao período de simulação.

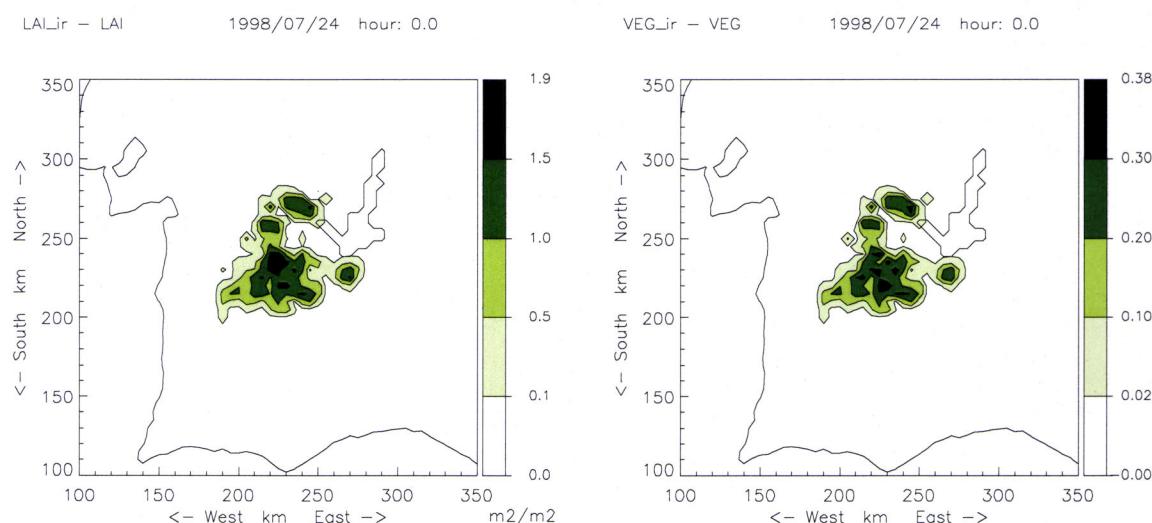
Os períodos de simulação bem como diferenças relativamente a esta configuração de base serão assinaladas nas secções respeitantes a cada experiência ou programa de experiências numéricas.

Na análise que se fará de cada experiência, muitos dos resultados que serão apresentados referem-se a diferenças entre valores simulados com a albufeira e o perímetro de rega e os valores resultantes da simulação de controlo. Esta diferença será designada adiante por anomalia. Assim, por exemplo, por anomalia do campo superficial da temperatura do ar aos 2m a uma determinada hora entende-se a diferença entre os valores de temperatura do ar aos 2m obtidos na simulação com Alqueva e os valores de temperatura do ar aos 2m na simulação de controlo, a essa hora.

## 4.2 Caso de estudo de 24 e 25 de Julho de 1998

No Capítulo 3, os resultados da simulação a 5km de resolução para o caso de estudo dos dias 24 e 25 de Julho de 1998 (c242507\_re) foram analisados em detalhe com o objectivo de descrever e compreender as principais características da circulação atmosférica sobre a região numa situação típica de Verão. Esses resultados foram validados pelas observações adquiridas no período da campanha intensiva CICLUS (ver Apêndice). Esses resultados serão agora confrontados com os da simulação c242507\_ir sobre o mesmo caso de estudo, mas com a superfície alterada pela existência da albufeira e da irrigação, de acordo com o descrito na secção anterior. A análise das diferenças entre as duas simulações permite estimar e quantificar as alterações induzidas pela alteração de uso dos solos na circulação atmosférica sobre a região e nas variáveis meteorológicas junto à superfície.

As alterações introduzidas pela irrigação em alguns dos campos dos parâmetros de superfície estão representadas na Figura 4.2. Nessa figura só se considera uma parte do domínio, procedimento que se utilizará em outras representações gráficas. Como se pode ver os valores de LAI na simulação com irrigação são muito superiores aos da simulação de referência. Nalgumas zonas essa diferença é superior a  $2\text{m}^2/\text{m}^2$ . Diferenças desta ordem de grandeza são espectáveis, no final de Julho, numa região semi-árida, onde no pico do Verão, os valores de LAI sobre vegetação não irrigada são muito baixos.

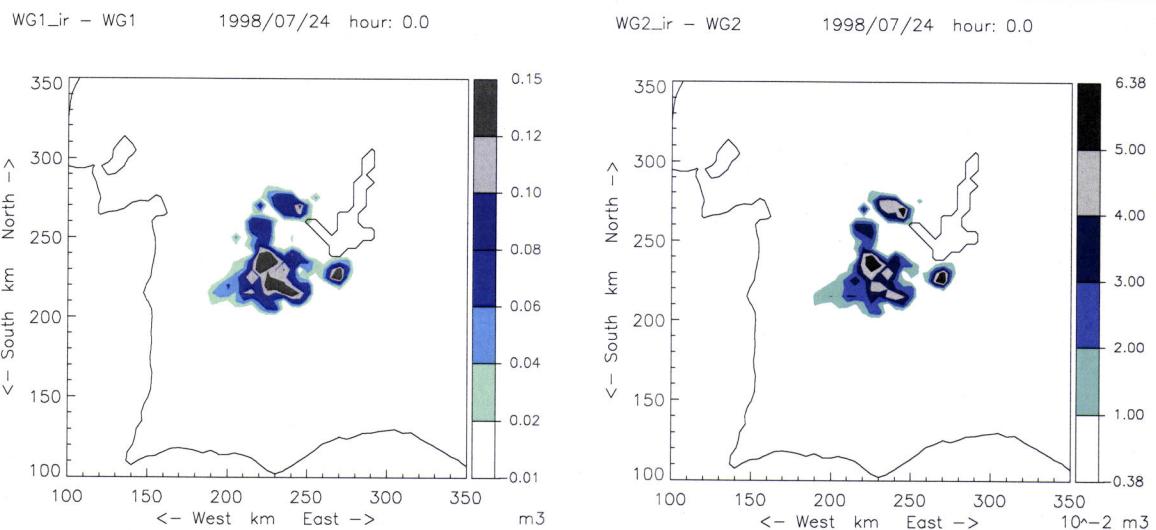


*Figura 4.2 Anomalia do campo LAI e do campo de veg na experiência c242507. Só se representa parte do domínio de simulação ( $250 \times 250 \text{km}^2$ ), centrado na superfície alterada.*

As diferenças no campo de veg são igualmente consideráveis, havendo zonas onde se estipula um aumento de mais de 0.4, o que significa passar de valores da ordem dos 0.3 (cf. Figura 3.5 do Capítulo 3) para valores da ordem dos 0.7.

Na Figura 4.3 apresentam-se as anomalias do teor de água no solo no início das simulações, às 00 TU do dia 24. A diferença é maior junto à superfície, no campo de  $w_g$ , onde se impõe um aumento superior a  $0.1 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$  em algumas das áreas do perímetro de rega.

As alterações na cobertura vegetal e o aumento da humidade do solo superficial alteram também as propriedades radiativas da superfície, nomeadamente o albedo e a emissividade. Como é sabido, o aumento do conteúdo em água no solo implica uma diminuição do albedo, que é tida em conta no modelo considerando-se que o albedo de um solo totalmente seco é igual ao dobro do mesmo solo saturado em água (cf.. Capítulo 2). Por outro lado, o albedo também varia com a cobertura vegetal. Na parametrização utilizada no Meso-NH (Masson et al., 2003), o albedo da vegetação herbácea é fixado em 0.20, valor em geral superior ao calculado para o solo nu, mesmo quando completamente seco (excepto no caso de solos muito arenosos). Deste modo o aumento de *veg* contribui para o aumento do albedo. No presente caso a soma dos 2 efeitos (diminuição devida à adição de água e o aumento devido ao aumento da cobertura vegetal) traduz-se num ligeiro aumento do albedo sobre a maior parte da zona irrigada.



*Figura 4.3 Anomalia nos campos iniciais do conteúdo volumétrico de água no solo: na camada superficial,  $w_g$  (WG1) e na camada onde existem raízes,  $w_2$  (WG2)*

#### 4.2.1 Alterações na partição dos fluxos energéticos à superfície

A primeira consequência do aumento da água disponível no solo e da densidade da cobertura vegetal é a alteração dos fluxos energéticos entre a superfície e a atmosfera e, em particular, da partição dos fluxos da energia disponível entre fluxos de calor latente ( $LE$ ) e sensível ( $H$ ). Como vimos no Capítulo 3, na simulação de referência os valores da razão de Bowen são muito elevados, superiores a 10 durante a tarde em parte da região em estudo (cf. Figura 3.25), o que significa pouca evapotranspiração e elevados fluxos de calor sensível.

Neste período, a introdução da irrigação altera significativamente a partição dos fluxos energéticos à superfície, como pode ser visto nos campos das anomalias às 15 TU, patentes na Figura 4.4. A esta hora o aumento de  $LE$  sobre a zona irrigada atinge, em algumas áreas, valores próximos dos  $500 \text{ Wm}^{-2}$ . Em contrapartida, o fluxo de calor sensível decresce sobre a zona irrigada, verificando-se que em alguns pontos este decréscimo pode ser de quase  $400 \text{ Wm}^{-2}$ .

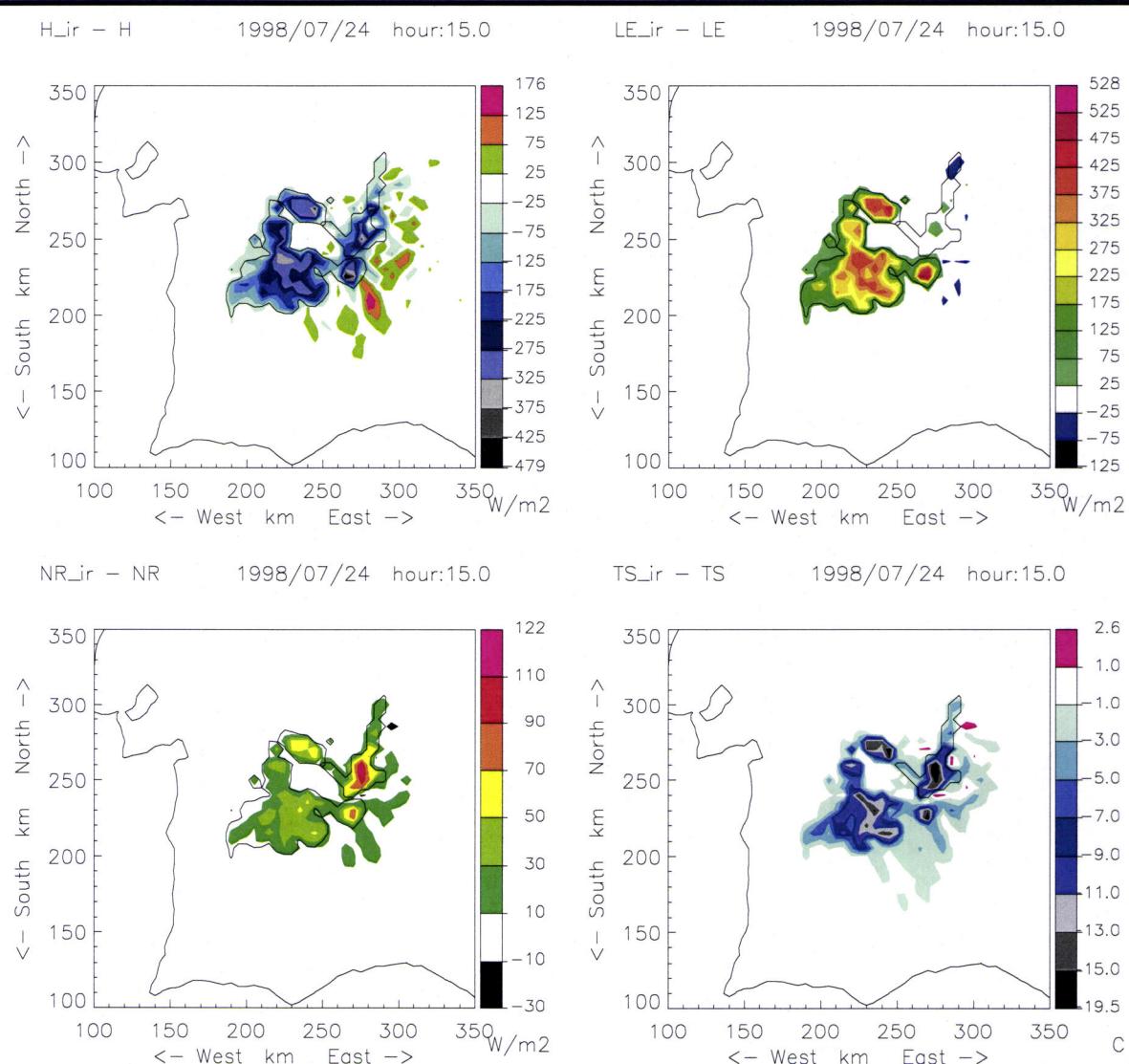


Figura 4.4 Anomalia nos campos superficiais do fluxo de calor sensível ( $H_{\text{ir}}-H$ ), fluxo de calor latente ( $LE_{\text{ir}}-LE$ ) e no fluxo radiativo líquido ( $NR_{\text{ir}}-NR$ ) às 15 TU do dia 24. Anomalia no campo da Temperatura Radiativa da Superfície ( $TS_{\text{ir}}-TS$ ).

A soma, ponto a ponto, das anomalias em  $H$  e  $LE$  é positiva sobre a zona irrigada, indicando que há um aumento dos fluxos energéticos da superfície para a atmosfera, apesar de haver uma diminuição na parcela sensível. Isto significa que há um aumento da energia disponível, resultado da diminuição do fluxo radiativo ascendente de grande c.d.o. determinada pela diminuição da temperatura da superfície (também representada na Figura 4.4). O campo da anomalia na radiação

líquida à superfície induzida pela alteração no uso do solo, também representado na Figura 4.4, traduz este efeito, indicando um aumento do fluxo radiativo líquido à superfície,  $R_N$ , que atinge valores da ordem dos  $50 \text{ Wm}^{-2}$  em parte da zona irrigada. Para fechar o balanço energético à superfície é necessário ainda considerar o campo do fluxo descendente de calor por condução no solo,  $G$ , que diminui também, como resposta à diminuição da temperatura da superfície.

As simulações indicam assim que a irrigação aumenta a energia transferida da superfície para a atmosfera sob a forma de calor sensível e latente, resultado que é conhecido (cf., por exemplo, Elthair, 1998). No entanto, no caso presente, o aumento de  $R_N$  deve-se exclusivamente à diminuição da radiação terrestre, provocada pela diminuição da temperatura da superfície, e não também à diminuição do albedo, uma vez que, como referido em 4.2, os valores de albedo utilizados sobre a zona irrigada são ligeiramente superiores aos considerados na simulação de controlo. Como mostrado na Figura 4.4 a anomalia na temperatura radiativa da superfície,  $T_s$ , ultrapassa, às 15 TU, os  $-13^\circ\text{C}$  em parte da área irrigada, sendo ainda mais negativa sobre o lago.

No gráfico respeitante à anomalia do campo de  $H$  às 17 TU (Figura 4.4) nota-se a existência de zonas onde a anomalia é positiva. Estas zonas estão situadas a jusante do perímetro de rega (cf. campo do vento, Figura 3.34). Este aumento de  $H$  está relacionado com o aumento da advecção de ar mais frio originando um maior contraste térmico, entre a superfície e o ar, a jusante da área irrigada. Este assunto será discutido adiante no âmbito da análise do impacto da irrigação nos campos da temperatura, humidade e vento.

A Figura 4.4 mostra igualmente que os resultados das simulações indicam que a presença da albufeira não tem grande impacto sobre o fluxo de calor latente na albufeira, neste período da tarde. Este resultado, estranho ao senso comum, deriva do facto de a temperatura do ar estar muito mais elevada do que a da superfície do lago, traduzindo-se na formação de uma camada superficial interna estável que inibe a convecção e portanto os transportes verticais turbulentos de massa e energia. Apesar de certamente exagerado, pela imposição de uma temperatura superficial constante na superfície do lago, este resultado é consistente com os referidos em outros trabalhos (cf. ICOLD, 1996). Quanto ao fluxo de calor sensível há uma diminuição sobre a albufeira (cf. Figura 4.4), como seria de esperar, em virtude se ser menor a temperatura da superfície. Durante a tarde, é sobre a albufeira que a variação de  $H$  é maior, pois a temperatura da superfície é mais baixa que a temperatura do coberto vegetal.

Na Figura 4.5 estão representados os ciclos diários dos fluxos energéticos à superfície ( $H$  e  $LE$ ) em ambas as simulações, sobre um ponto da malha situado no interior do perímetro de rega. O ponto seleccionado não corresponde exactamente ao local onde as anomalias nos fluxos são máximas, mas sim ao ponto sobre o qual a anomalia no campo da temperatura é mais elevada (cf. mais adiante, Figura 4.7), e que será considerado em outras representações gráficas. Em todo o caso, a

evolução representada na Figura 4.5 é representativa da evolução simulada sobre a zona onde a fracção de área irrigada é mais elevada e indica que não há diferenças significativas entre os dois ciclos diários considerados.

Nessa figura pode ver-se que a irrigação provoca um aumento de  $LE$  durante todo o ciclo diário, mas que durante a noite a magnitude da anomalia não é significativa, em geral inferior aos  $25\text{Wm}^{-2}$ . Na verdade, durante a noite, o impacto mais importante em  $LE$  ocorre sobre o lago onde, principalmente no início da noite (20 – 21 TU), a anomalia de  $LE$  atinge valores superiores a  $200\text{Wm}^{-2}$ .

Após o nascer do sol,  $LE$  sobre a zona irrigada aumenta mais rapidamente do que no caso sem irrigação. Às 9 TU, o aumento de  $LE$  sobre a zona mais perturbada atinge os  $200\text{Wm}^{-2}$ , enquanto às 12 TU atinge os  $400\text{Wm}^{-2}$ . Os máximos locais na anomalia de  $LE$  ocorrem entre as 13 e as 15 TU, onde os resultados apontam para valores máximos da ordem dos  $500\text{Wm}^{-2}$ . Às 15 TU (Figura 4.4),  $\Delta(LE) > 200\text{Wm}^{-2}$  numa fracção considerável da zona perturbada.

Sobre o local considerado na Figura 4.5 há um desfasamento entre o instante em que ocorre o máximo diário em  $LE$ . Nas simulações com Alqueva o máximo ocorre entre as 13 e as 14 TU, enquanto na simulação de controlo ocorre 1 a 2 horas mais cedo. Na evolução temporal de  $H$  acontece o contrário, sendo que o máximo nas simulações com Alqueva ocorre entre as 12 e as 13 TU, contra as 14 TU na simulação de controlo. Este efeito está descrito na literatura (cf. Oke, 1987, pag. 134-138; observações de Noilhan e Planton, 1989). Em solos com pouca disponibilidade em água, a evaporação diminui ao fim da manhã em resultado do aumento da resistência estomatal das plantas que fecham os estomas em resposta à fraca disponibilidade de água e ao aumento da temperatura das folhas. Nestas situações, como a transferência de energia para a atmosfera é menos eficiente, a temperatura da superfície continua a aumentar para além do meio-dia solar, de modo que  $H$  atinge o seu máximo 1-2 horas depois. Ao contrário, quando não existe stress hídrico, a resistência estomatal mantém-se aproximadamente constante e com valores baixos ao longo de todo o ciclo diário, de modo que  $LE$  atinge os valores mais elevados mais tarde e  $H$  mais cedo.

O ciclo diário da anomalia de  $H$ ,  $\Delta H$ , é quase simétrico ao de  $\Delta LE$ . É negativo durante todo o ciclo diário, mas durante a noite  $\Delta H$  é inferior a  $25\text{Wm}^{-2}$ , em toda a extensão da

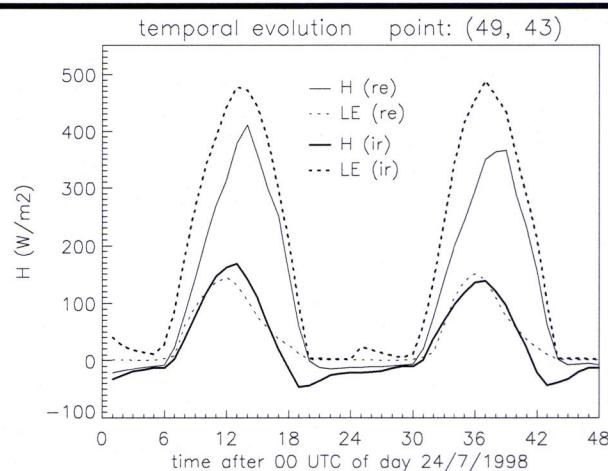
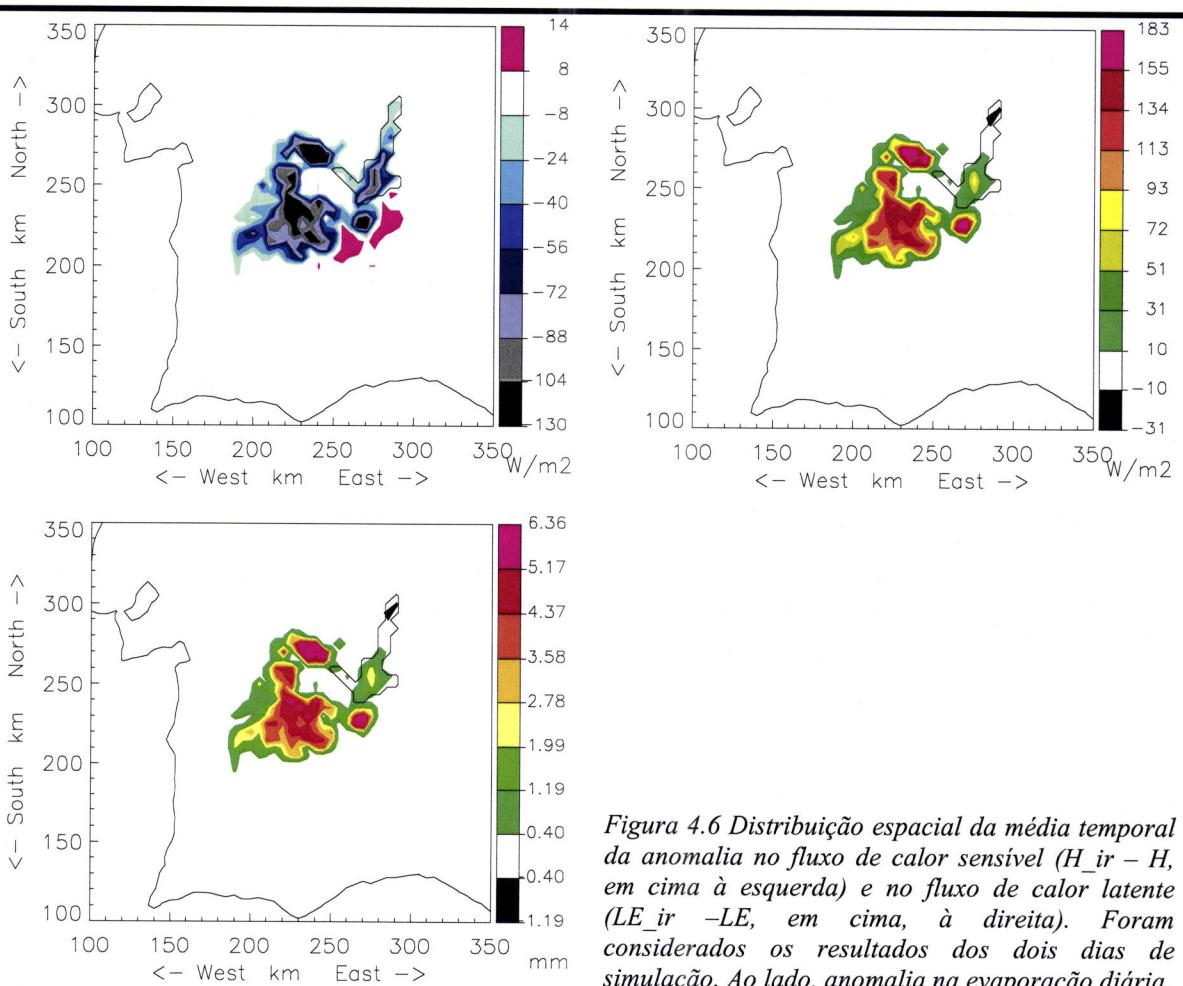


Figura 4.5 Evolução temporal dos fluxos de calor sensível ( $H$ ) e latente ( $LE$ ) durante todo o período na simulação de controle (re) e na simulação com irrigação (ir), sobre o ponto onde o impacto na temperatura foi mais elevado (ver Figura 4.7).

zona irrigada. Às 9 TU a  $\Delta H < -100 \text{ Wm}^{-2}$  na zona mais irrigada, onde às 12 TU é inferior a  $200 \text{ Wm}^{-2}$ . Entre as 13 e as 15 TU, período onde se atingem os valores máximos diários,  $|\Delta H| > 300 \text{ Wm}^{-2}$ . A anomalia é claramente visível até às 21 TU. A Figura 4.5 mostra que ao fim da tarde (18 – 20 TU), sobre a zona irrigada,  $H$  é negativo e tem uma magnitude considerável, superior a  $50 \text{ Wm}^{-2}$ . Em virtude deste facto, neste período e nesta zona,  $LE$ , nas simulações com Alqueva, é superior ao fluxo radiativo resultante, indicando que está a ser transferida energia do ar para a superfície que é devolvida na forma de fluxo de calor latente. Este efeito é consistente com os resultados apresentados por Oke (1987, pag. 134-138).

No ponto considerado na Figura 4.5,  $H$  na simulação com irrigação tem um ciclo semelhante ao de  $LE$  na simulação de referência. No entanto, durante o período diurno,  $LE$  na simulação com Alqueva apresenta valores mais elevados do que  $H$  na simulação de controlo, o que documenta que a soma  $H + LE$  é maior sobre a zona irrigada, como indicado acima na análise da Figura 4.4.



*Figura 4.6 Distribuição espacial da média temporal da anomalia no fluxo de calor sensível ( $H_{ir} - H$ , em cima à esquerda) e no fluxo de calor latente ( $LE_{ir} - LE$ , em cima, à direita). Foram considerados os resultados dos dois dias de simulação. Ao lado, anomalia na evaporação diária.*

O campo da média temporal da anomalia nos campos de  $H$  e  $LE$  está representado na Figura 4.6, o que permite analisar o impacto integral da irrigação e da albufeira nos fluxos energéticos à superfície. O impacto em  $LE$  só é visível sobre superfície alterada e é superior aos  $150 \text{ Wm}^{-2}$  em

algumas zonas do perímetro de rega. Sobre a albufeira, também é, em geral, positivo mas com valores inferiores, não ultrapassando os  $70 \text{ Wm}^{-2}$ . A Figura 4.6 confirma que a anomalia negativa no campo de  $H$  regista, em média, uma magnitude inferior à anomalia em  $LE$ , não descendo abaixo dos  $130 \text{ Wm}^{-2}$ . Esta figura indica que o efeito de aumento de  $H$  numa zona a jusante do perímetro de rega, detectado nos resultados referentes às 15 TU presentes na Figura 4.4, também é visível numa análise integral.

Na Figura 4.6 está igualmente representado o campo da anomalia da evaporação diária (evaporação total durante os 2 dias de simulação a dividir por 2). Sendo uma informação redundante relativamente ao campo da média temporal da anomalia em  $LE$ , vale pela quantificação do impacto da albufeira na evaporação. Assim e de acordo com os resultados, sobre a zona irrigadas há uma aumento da evaporação que pode atingir os  $6\text{mm/dia}$  sobre os elementos de área de  $5\times 5\text{km}^2$  mais densamente irrigados.

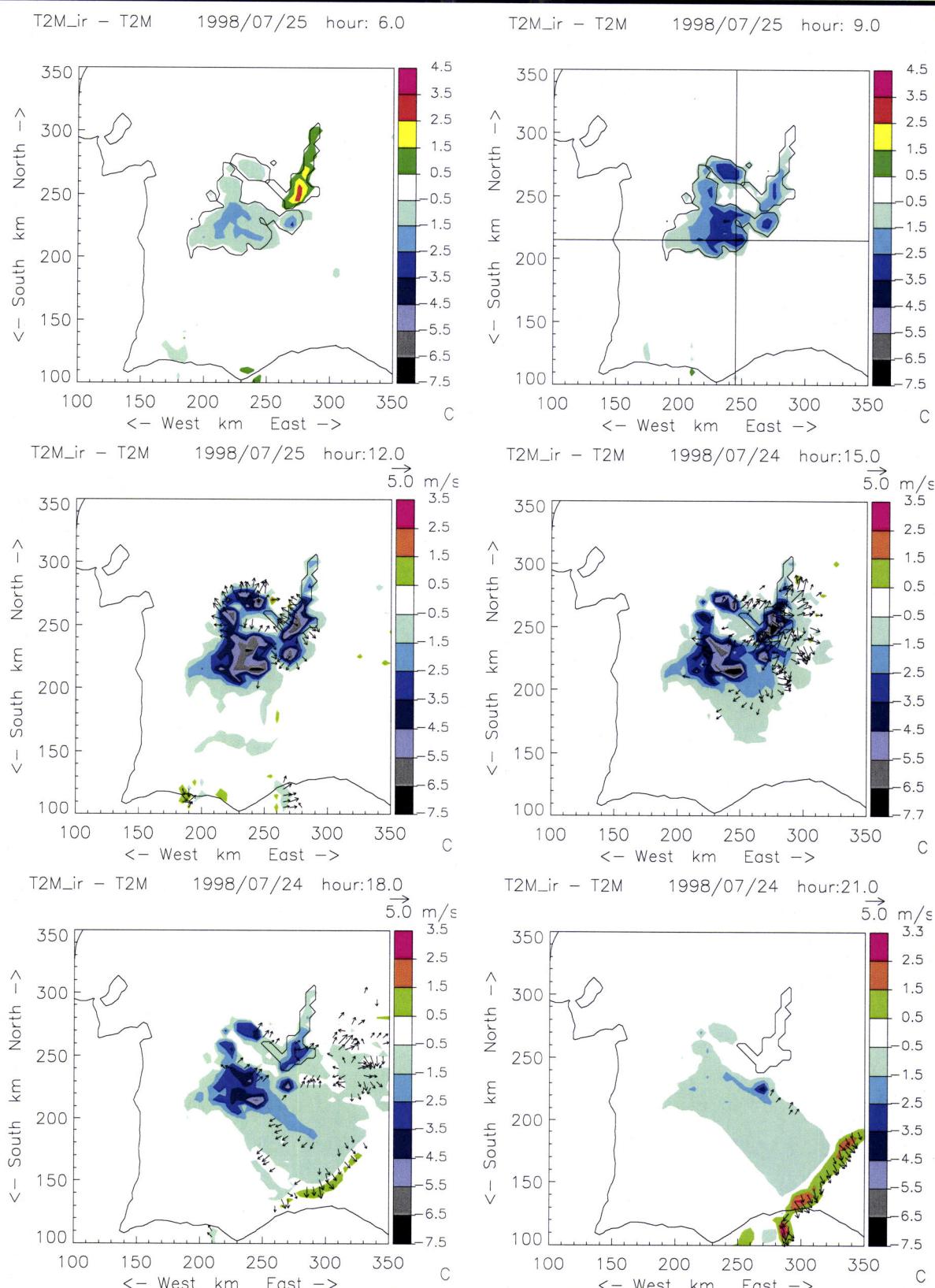
Integrando os valores das anomalias no tempo e no espaço obtém-se valores globais da diferença da energia transferida da superfície sob a forma de calor sensível,  $\Delta E_H$  e na forma de calor latente,  $\Delta E_L$ . Em média, em cada ciclo diário  $\Delta E_H=2.0\times 10^{16}\text{J}$  e  $\Delta E_L=2.8\times 10^{16}\text{J}$ . Isto significa que a irrigação se traduz num aumento da transferência de energia da superfície para a atmosfera, se bem que localmente se verifique uma diminuição, pois a energia transferida na forma de fluxo de calor latente só será realizada mais tarde e noutra local.

Em termos de evaporação, o valor de  $\Delta E_L$  corresponde à injecção de  $1.1\times 10^{10}\text{kg}$  de vapor de água na atmosfera. Excluindo deste último valor o aumento da evaporação que ocorre sobre o lago e dividindo o resultado pela área irrigada ( $1341 \text{ km}^2$ ) conclui-se que há um aumento diário da evaporação de aproximadamente  $8.1 \text{ kg por m}^2$  de área irrigada.

#### **4.2.2 Impacto nos campos superficiais de temperatura, humidade e vento**

As alterações nos fluxos energéticos à superfície sobre a zona irrigada e a albufeira, analisadas na secção anterior, têm um efeito directo sobre a temperatura e a humidade do ar que se encontra acima dessa superfície. O impacto ao longo do ciclo diário está documentado na Figura 4.7, através da representação gráfica da anomalia no campo da temperatura do ar aos 2m. Nessa figura utilizam-se resultados dos 2 dias de simulação, pois o padrão das anomalias é semelhante nos 2 dias, apesar de existirem diferenças que serão assinaladas durante a análise.

A diminuição de  $H$  sobre a zona irrigada provoca uma diminuição da temperatura do ar junto à superfície. Durante a noite o  $\Delta H$  simulado é ligeiramente negativo pelo que o impacto na temperatura do ar aos 2m é da ordem de  $1^\circ\text{C}$  (dia 24) a  $2^\circ\text{ C}$  (dia 25, Figura 4.7, 06 TU) sobre a zona irrigada.



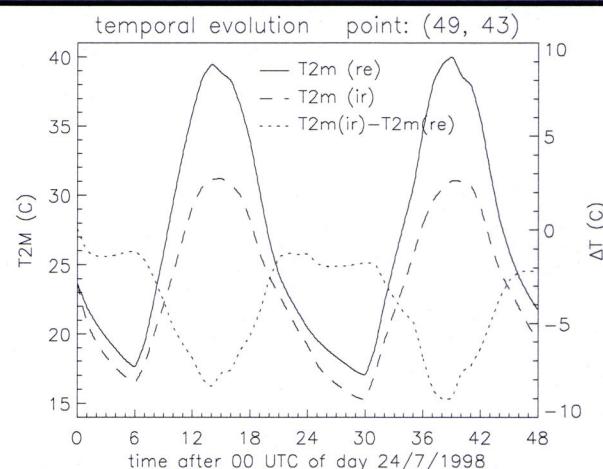
**Figura 4.7 Anomalia do campo da temperatura do ar aos 2 m (escala de cores) nas horas indicadas no topo de cada gráfico. Anomalia do campo do vento aos 10m (vectores, escala está indicada no topo). Só estão traçados os vectores com intensidades superiores a  $1\text{ms}^{-1}$ . Nas figuras das 9 e 12 TU a área irrigada está limitada pela isolinha de fracção de irrigação igual a 0.1. Na figura das 9 TU estão traçadas as linhas N-S e O-E que se intersectam no ponto onde os resultados indicam a existência de um maior impacto na temperatura do ar.**

Durante o período nocturno o impacto no campo da temperatura do ar aos 2m só é sensível no interior do perímetro de rega e sobre a zona da albufeira onde, de acordo com os resultados, se regista um aumento que atinge os 3°C em alguns pontos às 6 TU. A diferença no sentido do impacto sobre a zona irrigada e sobre o lago é explicável pela maior inércia térmica do volume de água que implica que a temperatura da superfície da água durante a noite seja mais elevada do que sobre terra. É possível que este efeito esteja um pouco amplificado pela imposição de uma temperatura de superfície constante sobre o lago. Sobre a zona irrigada e de acordo com os resultados, o aumento do fluxo de calor latente durante a noite sobrepõe-se ao efeito do aumento da inércia térmica dos solos provocado pelo aumento do conteúdo em água.

A magnitude da anomalia negativa no campo da temperatura do ar aos 2m sobre a zona irrigada aumenta a partir do nascer do Sol. A anomalia na zona mais afectada atinge valores próximos de 3°C às 9TU, de 6°C às 12 TU e de 8°C às 15 TU. Os valores mais elevados são atingidos entre as 14 e as 15 TU. A partir desse período a anomalia sobre a superfície alterada vai diminuindo de intensidade, com valores máximos da ordem dos 5 °C às 18 TU e de 2°C às 21 TU.

Os resultados das duas simulações sobre o ponto da superfície do modelo (indicado no gráfico das 9 TU da Figura 4.7) onde a diferença nos valores da temperatura do ar aos 2m é mais elevada encontram-se representados na Figura 4.8. Nessa figura pode ver-se que  $T_{2m}$  na simulação com Alqueva é sempre mais baixa, e que sobre este local atinge uma diferença de quase 9°C às 15 TU do dia 25.

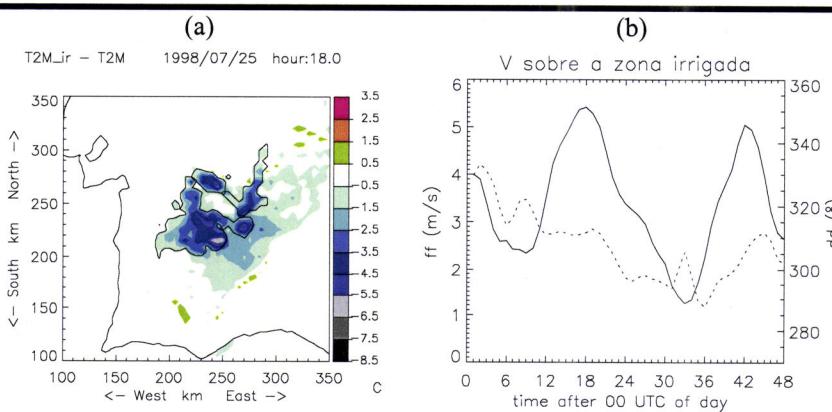
Durante a manhã, a anomalia restringe-se essencialmente à região sobre a superfície alterada. Durante a tarde, como resultado do escoamento do ar sobre a região, os efeitos são sentidos até algumas dezenas de km para jusante (Sudeste), como documentado na Figura 4.7. De acordo com as simulações, às 18 TU do dia 24 a área total onde a diferença na temperatura do ar é superior a 1°C é de mais de  $21 \times 10^3$  km<sup>2</sup>. Neste mesmo período, a presença do perímetro de rega induz uma diminuição de 0.5 °C em  $T_{2m}$  a cerca de 70 km da zona irrigada. A Figura 4.7 permite concluir que o impacto da irrigação afecta uma área mais significativa do que a albufeira.



*Figura 4.8 Evolução temporal da temperatura do ar aos 2m nas simulações de controlo (re) e com Alqueva (ir) durante o período de simulação, sobre o ponto onde o impacto é mais elevado. Inclui-se a evolução da diferença entre os resultados das 2 simulações, cuja escala está no eixo da direita.*

Na Figura 4.7 estão também traçados os vectores anomalia da velocidade do vento (sempre que a sua intensidade é superior a  $1 \text{ ms}^{-1}$ ). Nessa figura pode ver-se que a partir do meio-dia os contrastes térmicos provocados pelas alterações na superfície são suficientes para induzir alterações no campo do vento junto à superfície, dando origem a um regime de brisas, por vezes referidas na literatura por circulações não clássicas de mesoscala (Segal e Arrit, 1992). Às 12 TU a alteração no campo do vento é visível em parte da fronteira entre a zona irrigada e ao longo de parte das margens da albufeira. Os vectores anomalia do vento têm uma intensidade que atinge os  $3\text{ms}^{-1}$  e apontam para fora das áreas perturbadas. A magnitude máxima da diferença vectorial do campo do vento ocorre por volta das 15 TU, onde os resultados indicam valores da ordem dos  $5\text{ms}^{-1}$ . A esta hora a perturbação no campo do vento é mais elevada, não sobre os limites da superfície alterada, mas nas linhas, ou zonas, onde são maiores os gradientes térmicos induzidos por essa alteração. Face à heterogeneidade espacial do projecto de irrigação e consequentemente da anomalia no campo horizontal da temperatura, o campo da anomalia em  $V_{10m}$  é espacialmente complexo, alinhando-se os vectores anomalia do vento ao longo de linhas, onde os gradientes térmicos são mais fortes.

Na parte oriental do domínio essa linha vai-se afastando na direcção de Sudeste e pode ser identificada como uma frente de brisa. Nos gráficos das 18 e das 21 TU este efeito é ainda mais visível, mas não pode ser visto como resultado exclusivo da intensificação da frente de brisa, mas antes como um efeito da interacção da circulação induzida pela introdução da irrigação com o sistema de brisa de mar organizado à escala peninsular. Este efeito será analisado mais à frente na secção 4.2.4, e explica a existência de uma zona onde a temperatura do ar é mais elevada a jusante da área afectada negativamente, visível nos gráficos respeitantes às 18 e principalmente às 21 TU da Figura 4.7.



*Figura 4.9 (a) Anomalia do campo da temperatura do ar às 18 TU do dia 25. (b) Evolução temporal da média espacial sobre a zona irrigada da intensidade (linha contínua, eixo da esquerda) e direcção (a tracejado, eixo da direita) do vento aos 10m na simulação de referência.*

O padrão do impacto é semelhante nos 2 ciclos diários simulados. No entanto, no dia 25 a intensidade da anomalia no campo da temperatura é um pouco maior (+ cerca de  $-1^\circ\text{C}$  na diferença) sobre a zona irrigada, como está patente na evolução temporal traçada na Figura 4.8. Em contrapartida, a área total afectada é menor, como se pode concluir comparando a Figura 4.9a, onde

está representado o campo da anomalia de  $T_{2m}$  às 18 TU do dia 25, com o gráfico respeitante às 18 TU do dia 24 da Figura 4.7. A Figura 4.9a mostra ainda que a área afecta se situa mais para Oeste e menos para Sul do que a área afectada no dia anterior.

A diferença entre os impactos no campo de  $T_{2m}$  nos 2 dias está relacionada essencialmente com diferenças no campo do vento, particularmente na velocidade e direcção sobre a zona irrigada. Na Figura 4.9b pode ver-se que entre as 12 e as 18 TU do dia 24 a intensidade da média do vento aos 10m ( $V_{10m}$ ), na simulação de controlo, sobre a zona irrigada vale entre 3.5 e os  $5.5\text{ ms}^{-1}$  (valor máximo diário). No mesmo período do dia 25,  $V_{10m}$  varia entre 2.3 a  $5.0\text{ ms}^{-1}$ , valores mais baixos. Por outro lado, a direcção de  $V_{10m}$  nesse período é de  $\sim 315^\circ\text{N}$  no dia 24 e situa-se entre os 290 e os  $300^\circ\text{N}$  no dia 25 (Figura 4.9b). Estes resultados indicam, como era de esperar, que os efeitos locais são tanto mais elevados quanto menor for a intensidade do vento prevalecente e que em contrapartida a área afectada pela advecção, a jusante da superfície alterada, é maior quando a intensidade do vento é sobre a região é mais elevada. Como se discute adiante na secção 4.2.4, a extensão da área afectada é controlada pela organização da circulação de escala peninsular na região, em particular pela localização das linhas de convergência que se desenvolvem durante o período diurno (ver Capítulo 3).

O impacto da introdução da albufeira e do perímetro de rega na temperatura máxima ( $T_{ar\_max}$ ) e mínima ( $T_{ar\_min}$ ) diária do ar no caso de estudo considerado está representado na Figura 4.10. Sobre a albufeira os resultados indicam um aumento da temperatura mínima do ar da ordem dos  $2^\circ\text{C}$ , enquanto sobre a zona irrigada os mesmos resultados indicam uma diminuição, também da ordem dos  $2^\circ\text{C}$  na zona mais densamente irrigada. A magnitude do impacto é obviamente maior no campo de  $T_{ar\_max}$ , onde, quer sobre a albufeira, quer sobre a zona irrigada, se atingem valores de aproximadamente  $-8^\circ\text{C}$ . Em consequência, os resultados indicam uma diminuição da amplitude térmica (também representada na Figura 4.10) da ordem dos  $6^\circ\text{C}$  sobre parte da zona irrigada e de mais de  $9^\circ\text{C}$  sobre a zona central do lago.

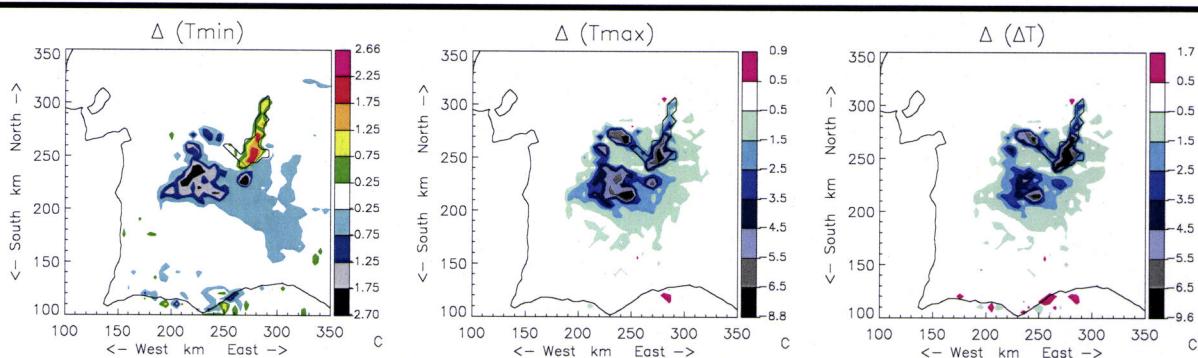
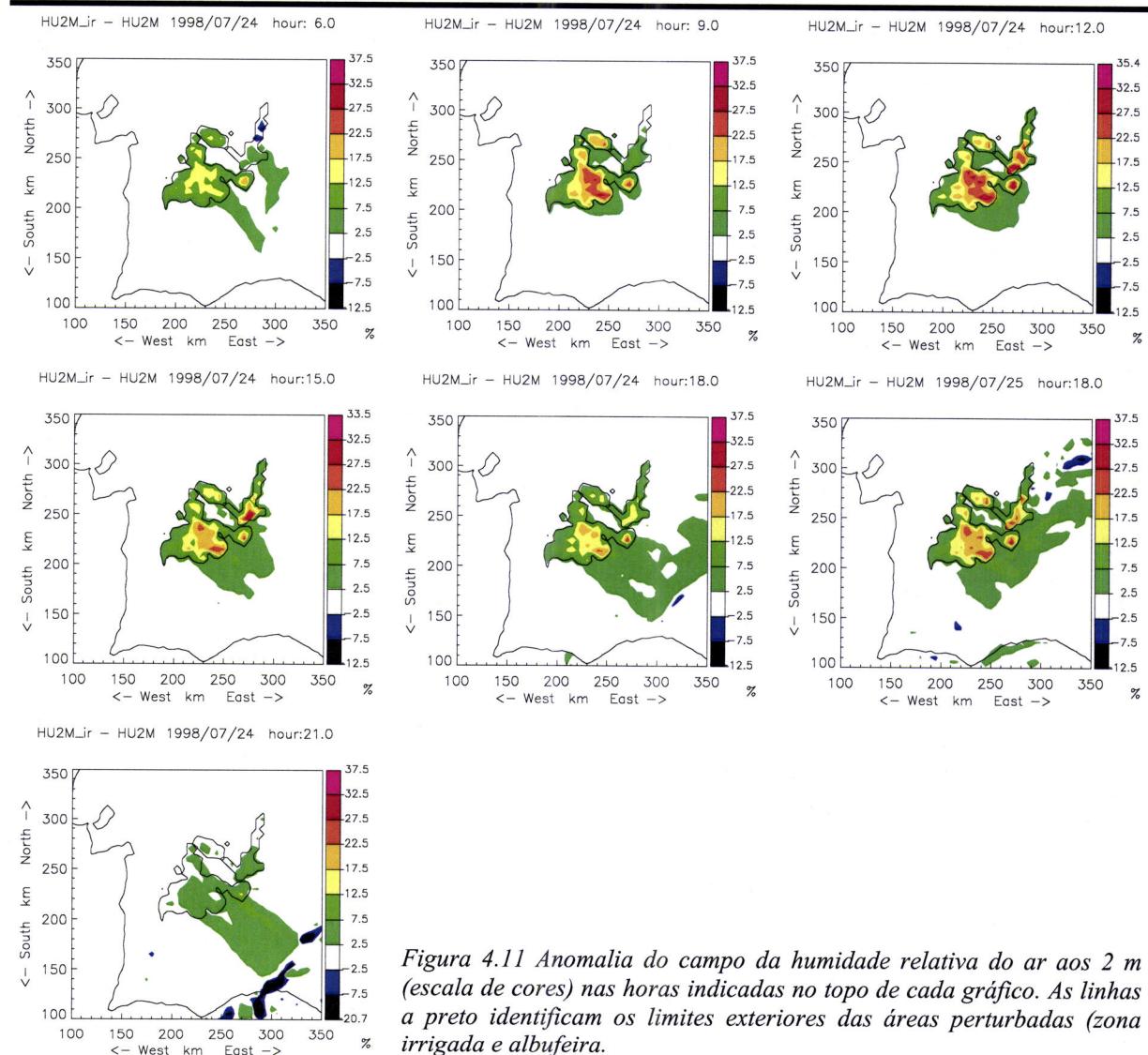


Figura 4.10 Anomalia nos campos da temperatura mínima diária do ar, temperatura máxima diária do ar e amplitude térmica diária. Foram considerados os resultados dos 2 dias de simulados.

A Figura 4.10 permite ainda verificar que os efeitos estão essencialmente confinados nos limites da superfície alterada. No entanto os resultados indicam uma ligeira diminuição, de aproximadamente 1°C na temperatura máxima e na amplitude térmica numa faixa de uns 20 a 30 km para Este e Sudeste da superfície perturbada. Estes resultados indicam que os efeitos sobre a temperatura máxima afectam uma área mais limitada do que aquela que é afectada ao fim da tarde (Figura 4.7, 18 TU).



*Figura 4.11 Anomalia do campo da humidade relativa do ar aos 2 m (escala de cores) nas horas indicadas no topo de cada gráfico. As linhas a preto identificam os limites exteriores das áreas perturbadas (zona irrigada e albufeira).*

A diminuição da temperatura a que se soma o aumento da evaporação sobre a superfície irrigada força o aumento da humidade relativa do ar sobre a região. De acordo com a Figura 4.11 onde se apresentam resultados respeitantes ao 1º dia de simulação, este aumento atinge valores superiores a 10% sobre a zona irrigada durante a noite. Sobre a zona irrigada os maiores valores no campo da anomalia da humidade relativa aos 2m,  $HR_{2m}$ , ocorrem por volta das 12 TU, e são da ordem dos 30%, quase atingindo os 40% no dia 25, como exemplificado na Figura 4.12, onde está traçada a

evolução temporal da humidade relativa do ar sobre o mesmo ponto considerado na análise dos efeitos sobre a temperatura.

Sobre a albufeira o impacto sobre  $HR_{2m}$  é sempre positivo apesar de durante a noite ser muito reduzido, pois o aumento de  $T_{2m}$  e o aumento da evaporação,  $E$ , têm efeitos de sinal contrário no campo da humidade relativa do ar. Durante a tarde o aumento de  $E$  e a diminuição da temperatura contribuem para o aumento da humidade relativa que pode ser da ordem dos 40%.

Durante a tarde, os efeitos das alterações no uso dos solos no campo de  $HR_{2m}$  estendem-se por advecção a uma região relativamente vasta a Sudeste da área, de modo semelhante ao verificado no campo de  $T_{2m}$ . Assim, os resultados indicam que um aumento de 5% na humidade relativa pode ser sentido a algumas dezenas de km do perímetro de rega.

Tal como já verificado no campo da temperatura do ar, o impacto na humidade relativa na região a jusante prolonga-se até ao início da noite (Figura 4.11, 21 TU) e atinge valores mais elevados no dia 25, dia em que os efeitos se circunscrevem a uma área mais reduzida, como está exemplificado na Figura 4.11, onde se apresentam resultados referentes às 18 TU dos 2 dias simulados.

As alterações no vento e, principalmente, na temperatura e humidade do ar sugeridas pelas simulações têm impactos diferentes no que concerne ao conforto humano. Assim, enquanto, no período e na região em estudo uma diminuição da temperatura do ar ao meio do dia se traduz num aumento do conforto, já o aumento da humidade joga no sentido contrário. A sensação de conforto térmico depende ainda de características individuais e da actividade desenvolvida, pelo que não há uma formulação única para o quantificar.

Existem no entanto diversos índices e grandezas que procuram quantificar o conforto térmico ou a temperatura realmente sentida por um indivíduo “típico”. Neste sentido, uma das grandezas mais populares é a temperatura aparente,  $T_{ap}$ , calculada a partir dos valores da temperatura e humidade do ar, vento e radiação à superfície. Steadman (1979, 1984) apresenta um método para a determinação de  $T_{ap}$  e sugere um conjunto de expressões empíricas simplificadas, frequentemente utilizadas, para o seu cálculo. Uma vez que os resultados indicam que a irrigação não produz alterações significativas na radiação solar à superfície, optou-se por calcular a temperatura aparente à sombra, dada por (Steadman, 1984):

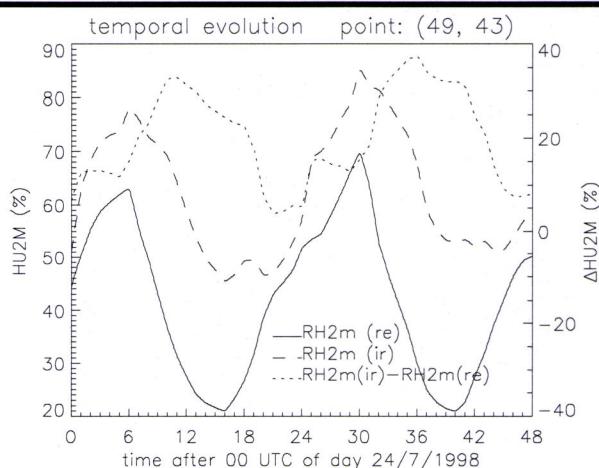


Figura 4.12 Evolução temporal da humidade relativa do ar aos 2m sobre o ponto onde o impacto da irrigação é mais elevado.

$$T_{ap} = -2.7 + 1.04T_{2m} + 2.0e_{2m} - 0.65V_{10m} \quad (1.1)$$

onde  $e_{2m}$  é a pressão de vapor aos 2m (em kPa).

Como os resultados indicam que o aumento em  $e_{2m}$  induzido pela alteração na superfície é, em geral, inferior a 1 kPa, a anomalia no campo de  $T_{ap}$ ,  $\Delta T_{ap}$ , tem em geral o mesmo sinal que  $\Delta T_{2m}$  e em módulo só raramente difere em mais de 2°C. No período em que a temperatura do ar atinge os valores máximos diários, a anomalia de  $T_{ap}$  é negativa sobre a zona irrigada como representado na Figura 4.13.

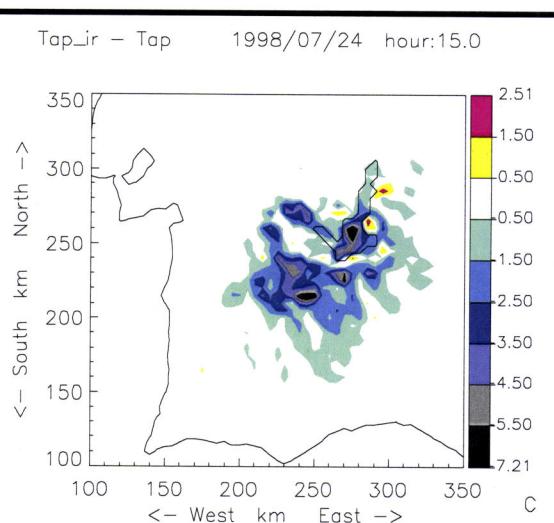


Figura 4.13 Anomalia no campo da temperatura aparente (ver texto) às 15 TU do dia 24

A configuração do campo nesta figura é semelhante ao do campo da anomalia de  $T_{2m}$  representado na Figura 4.7 (15 TU). No entanto, como esperado, a redução de  $T_{ap}$  induzida pelas alterações no uso dos solos é inferior à induzida em  $T_{2m}$ .

Estes resultados indicam assim que o balanço entre o efeito da descida da temperatura e o da subida da humidade é positivo no que concerne ao conforto humano. Ou seja, os resultados da simulação sugerem que a introdução da irrigação induz uma diminuição da temperatura aparente sentida pelas pessoas, no período de maior desconforto térmico.

#### 4.2.3 Alterações na estrutura vertical dos campos atmosféricos

Sobre a superfície alterada, os resultados indicam que os efeitos se estendem por toda a camada limite. Na Figura 4.14 estão traçados os perfis da temperatura potencial,  $\theta$ , sobre o ponto onde os impactos são maiores, em ambas as simulações e em instantes seleccionadas. Como aí se pode observar, a temperatura na camada limite é inferior na simulação com Alqueva durante todo o período.

A diferença é naturalmente maior no período de maior desenvolvimento da CLP, entre as 12 e as 18 TU e é ligeiramente mais levada no 2º dia de simulação. Às 12 e às 15 TU, acima da camada superficial, a diferença entre os valores de  $\theta$  produzidos pelas 2 simulações mantém-se constante com a altitude no interior da CLP (tal como simulada nas simulações com Alqueva) indicando que os efeitos induzidos não só se estendem como têm a mesma magnitude ao longo da CLP. Esta diferença superior a 3 K nos resultados correspondentes às 12 e às 15 TU do dia 25.

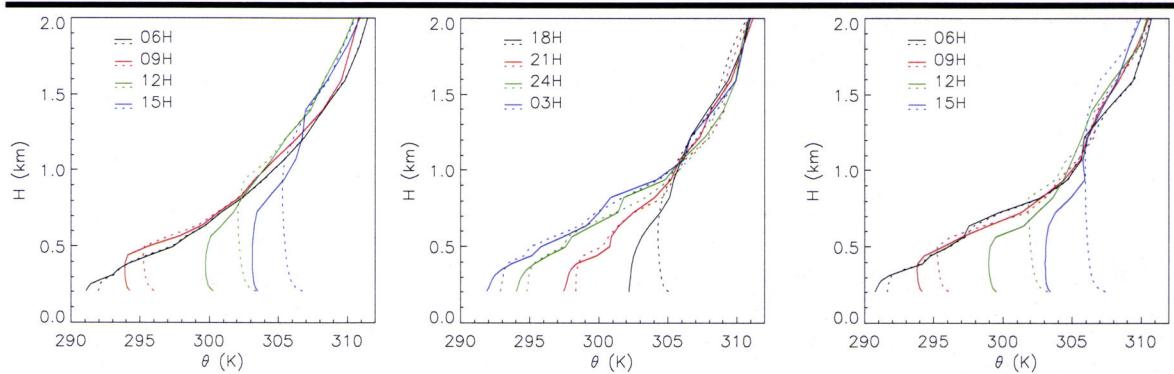


Figura 4.14 Perfis verticais da temperatura potencial sobre o ponto onde o impacto na temperatura é mais elevado ( $ix=49$ ,  $iy=43$ , Figura 4.7) em vários instantes do dia 24 (à esquerda) da noite de 24 para 35 (ao centro) e no dia 25 (à direita). Resultados da simulação de controlo a tracejado e da simulação com Alqueva em linhas contínuas.

Junto à superfície, os perfis calculados na simulação de controlo são, naturalmente, mais instáveis, o que está em acordo com os elevados fluxos de calor sensível. Este efeito é particularmente visível durante a manhã (perfis das 9TU). Por outro lado, ao fim da tarde a CLP no caso irrigado torna-se estável mais rapidamente (perfis das 18 TU) e durante a noite é sempre mais estável (perfis das 21, 00 e 03 TU).

A análise da Figura 4.14 permite ainda concluir que sobre esta zona há uma acentuada diminuição da altura da CLP,  $H_{CLP}$ , no período diurno. Às 15 TU do dia 25 a irrigação provoca a diminuição da espessura da CLP de aproximadamente 1500 para cerca de 600m, sobre o ponto considerado. Durante a tarde sobre algumas áreas densamente irrigadas a diminuição de  $H_{CLP}$  pode ser para cerca de 1/3 do seu valor nas simulações de referência, como mostrado na Figura 4.15. Sobre toda a zona irrigada e sobre a zona onde a albufeira é mais larga,  $H_{CLP}$  decresce pelo menos para 0.9 do seu valor na simulação de referência.

A diminuição da CLP tem o efeito, aparentemente curioso, de aumentar  $\theta$  numa camada situada entre o topo da CLP nas simulações com Alqueva e o topo da CLP nas simulações de controlo. Este efeito advém do facto de junto ao topo da camada limite existir uma camada onde os fluxos verticais de energia são descendentes (e os de momento linear ascendentes), devido ao processo conhecido por *entrainment* (cf. Garrat, 1992). Nesta camada, incorporada na CLP, há uma diminuição de  $\theta$ , que não ocorre, a esta altitude, nas simulações de controlo.

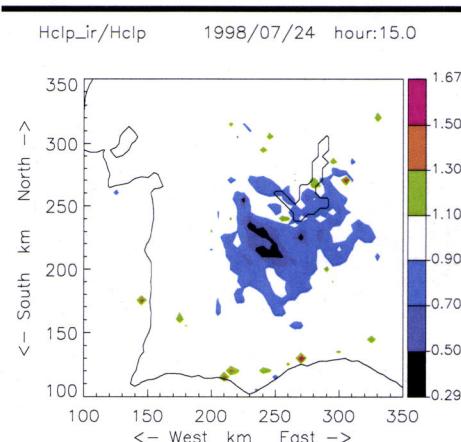


Figura 4.15 Razão entre a altura da CLP na simulação com Alqueva e na simulação de controlo, às 15 TU do dia 24.

Olhando para a secção de corte O-E (Figuras 4.16, 4.17 e 4.20) que compreende a vertical sobre o ponto sobre o qual foram traçados os perfis da figura anterior pode confirmar-se que a altura da CLP baixa sobre a região irrigada e que na camada que, por acção da alteração do uso dos solos, deixa de estar na CLP há um aumento de  $\theta$ . Este aumento é da ordem de 1K às 12 TU (Figura 4.16) e pode ultrapassar os 3K às 15 TU (Figura 4.17).

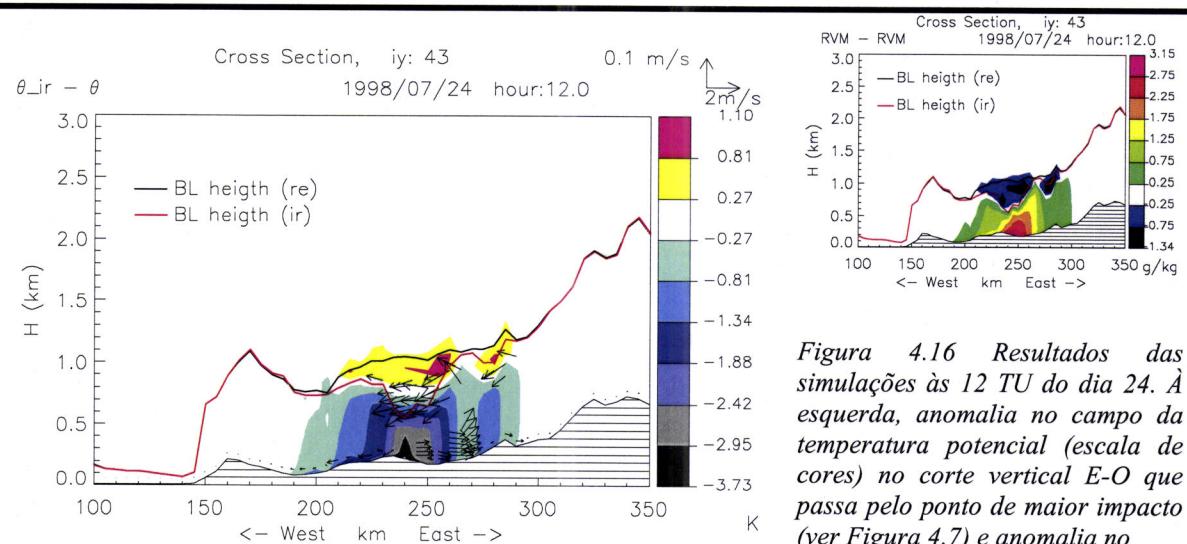


Figura 4.16 Resultados das simulações às 12 TU do dia 24. À esquerda, anomalia no campo da temperatura potencial (escala de cores) no corte vertical E-O que passa pelo ponto de maior impacto (ver Figura 4.7) e anomalia no

campo do vento no plano considerado (vectores, traçados sempre que a intensidade é superior a  $0.5\text{ms}^{-1}$ ). À direita, anomalia no campo da razão de mistura de vapor de água. O topo da camada limite está indicado em ambas as figuras pelas linhas preta (simulação de controlo) e vermelha (simulação com Alqueva).

Às 12 TU (Figura 4.16), a anomalia em  $\theta$  no interior da CLP é superior a 2K na parte mais central da zona irrigada e é visível sobre toda a largura da superfície alterada e estende-se em altitude, mesmo onde a magnitude da anomalia é reduzida. Às 15 TU (Figura 4.17), a anomalia de  $\theta$  estende-se para Oeste, em resultado da advecção, como constatado na análise sobre a evolução dos impactos junto à superfície (secção 4.2.2). A esta hora os valores da anomalia de  $\theta$  sobre a zona central da região perturbada mantêm-se próximos dos 2 K.

Nas figuras 4.16, 4.17 e 4.20 está também representado o campo da anomalia de  $r_v$  no mesmo plano O-E, mostrando que a injeção de vapor de água a partir da superfície afecta toda a CLP. No entanto, é visível a existência, particularmente às 12 TU, quando o impacto em  $r_v$  é maior, de um gradiente vertical na zona central da área irrigada. A esta hora o aumento de  $r_v$  atinge valores próximos de  $3\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  junto à superfície. Às 15TU os valores máximos de  $\Delta r_v$  são mais baixos nessa zona (pouco superiores a  $2\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ), mas a anomalia de  $r_v$  estende-se para Oeste, tal como a de  $\theta$ . Acima da CLP presente nas simulações com Alqueva existe uma zona com anomalia negativa no campo da humidade que se deve, como discutido anteriormente, à redução da extensão vertical da CLP. Na simulação de controlo,  $r_v$  aumenta durante o dia na CLP devido quer aos fluxos turbulentos verticais de vapor de água, quer à advecção de ar marítimo, como discutido no Capítulo 3.

Com a redução da extensão vertical, a camada de ar que passa a estar acima do topo da CLP não é alimentada por esses transportes verticais e horizontais pelo que permanece mais seca. Esta redução pode ser de cerca de  $5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  nos níveis mais afectados.

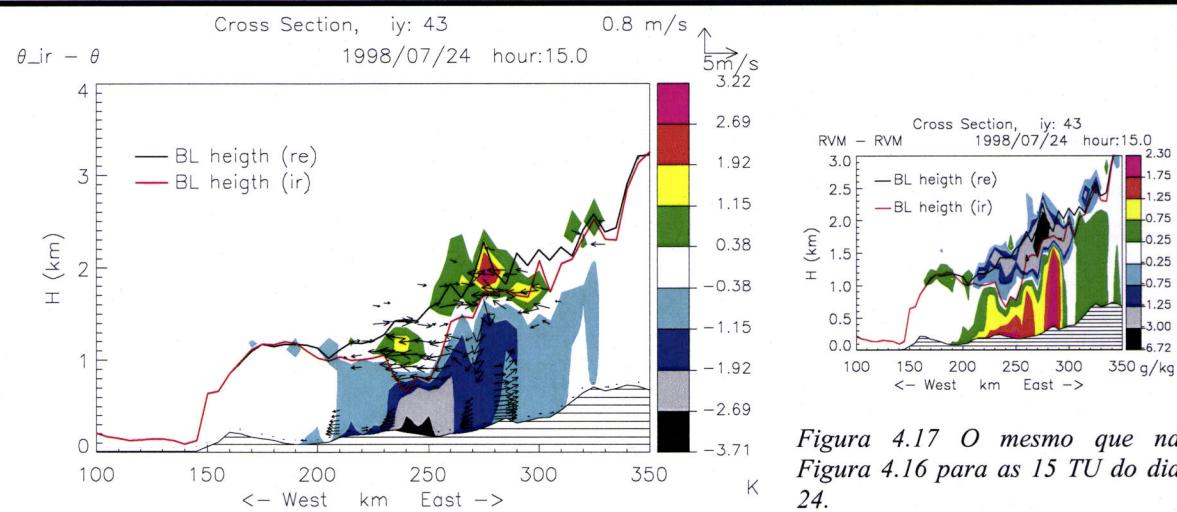


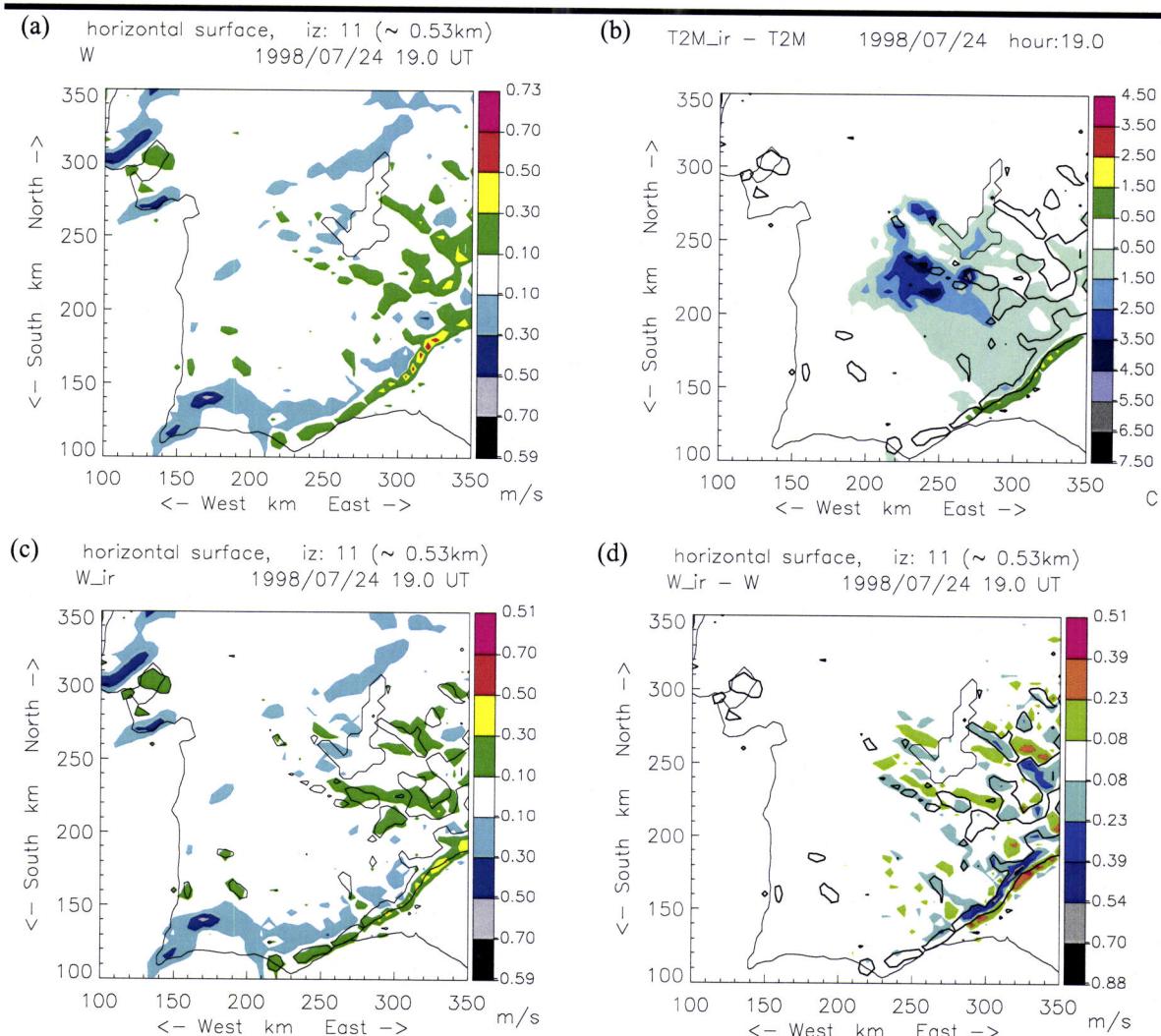
Figura 4.17 O mesmo que na Figura 4.16 para as 15 TU do dia 24.

As figuras 4.16 e 4.17 permitem igualmente caracterizar melhor a perturbação no campo do vento induzida pela presença da irrigação. Às 12 TU é discernível a criação de uma zona de divergência (fraca) junto à superfície no interior da zona irrigada com os vectores  $\Delta\vec{V}$  a apontarem no sentido da zona não perturbada. Neste período, a anomalia estende-se verticalmente até cerca de 300 m acima da superfície e os valores máximos da componente horizontal de  $\Delta V$  são, de aproximadamente  $2 \text{ ms}^{-1}$ , a leste e inferiores a  $1 \text{ ms}^{-1}$  a Oeste. Na zona de convergência a Leste, a Figura 4.16 mostra a existência de movimento vertical, mas a intensidade máxima da velocidade vertical é de cerca de  $0.1 \text{ ms}^{-1}$ . Às 15 TU a circulação induzida está mais desenvolvida, mas também mais complexa, notando-se a existência de mais zonas de convergência e divergência. Neste período os valores máximos da componente horizontal de  $\Delta V$  atinge valores próximos de  $5 \text{ ms}^{-1}$  na linha de convergência a Oeste, e a anomalia na componente vertical pode ser superior a  $0.5 \text{ ms}^{-1}$ . Enquanto às 12 TU não é discernível qualquer circulação de retorno, às 15 TU nota-se, a Oeste da corrente ascendente, uma zona próxima do topo da CLP uma corrente de retorno com subsidência.

Outra característica patente nos cortes verticais é a existência de anomalia no campo do vento na camada entre o topo da CLP na simulação com Alqueva e o topo da CLP na simulação de controlo, tal como verificado nos campos de  $\theta$  e  $r_v$ . A direcção de  $\Delta\vec{V}$  nesta camada tem o sentido de Sudeste, contrário ao da circulação média na camada limite. Esta anomalia deriva do facto da circulação associada à brisa de mar na costa ocidental portuguesa e à depressão térmica sobre a Península ser um fenómeno de camada limite, como analisado no Capítulo 3. Com o abatimento do topo da CLP, induzido pela alteração no uso dos solos, a camada imediatamente acima deixa de

estar sob o efeito desta circulação, não experimentando a intensificação e rotação do vento para Oeste que caracteriza o escoamento de Verão sobre a região durante o período diurno.

#### 4.2.4 Efeitos sobre a circulação atmosférica



*Figura 4.18 Resultados da simulações às 19 TU do dia 24: Campo da velocidade vertical na simulação de controlo (a) e na simulação com Alqueva (c) num nível do modelo situado a aproximadamente 500m de altitude; (d) campo da anomalia de w nesse nível; (b) campo da anomalia da  $T_{2m}$ . Nas figuras (b), (c) e (d) está traçada a isolinha  $0.1 \text{ms}^{-1}$  do campo de w na experiência de controlo, no nível considerado na figura (a)*

Para além da indução de pequenos efeitos de brisa, discutidos anteriormente, procurou avaliar-se os efeitos da interacção entre as perturbações no escoamento originadas pela irrigação e a circulação sobre a região condicionada, como visto no Capítulo 3, pelo ciclo diário das brisas de mar organizadas à escala peninsular pelo sistema da depressão térmica ibérica. Nesse sentido apresenta-se na Figura 4.18 (dia 24) e na Figura 4.19 (dia 25) o campo da velocidade vertical num nível do modelo situado no interior da CLP, ao fim da tarde (19 TU), tal como calculado em ambas as

simulações. O nível considerado é o mesmo que foi que utilizado nas representações gráficas do Capítulo 3.

A confrontação, em ambas as figuras, entre o campo de  $w$  (a) e o campo da anomalia de  $T_{2m}$  (b), permite concluir que a região afectada pela introdução da albufeira se encontra limitada a Sudeste pela localização da linha de convergência, associada ao sistema da depressão térmica ibérica e que se forma frequentemente nesta região, alinhada com o sistema montanhoso da Serra Morena.

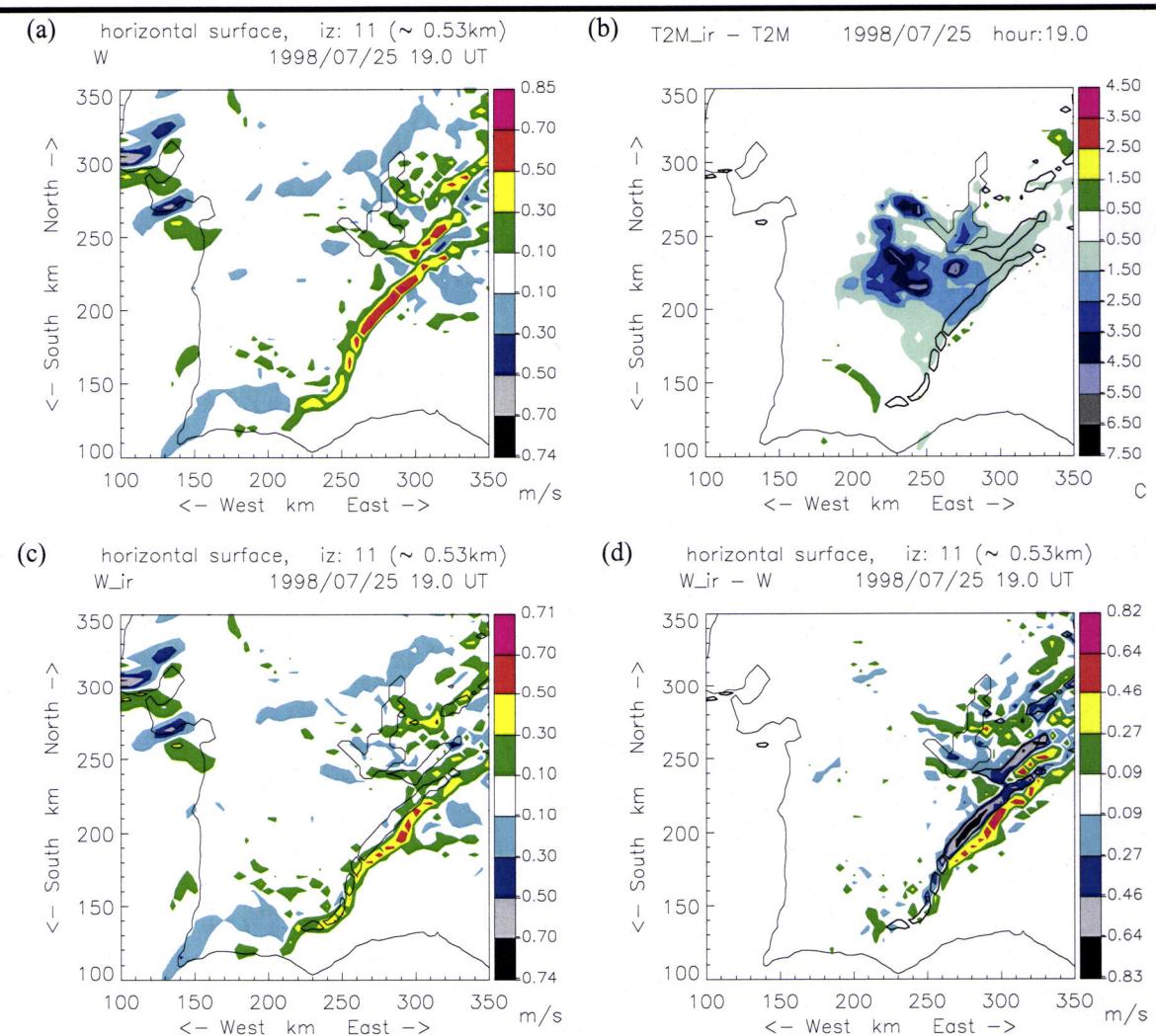


Figura 4.19 O mesmo que na Figura 4.18, mas relativo às 19 TU do dia 25:

Como discutido no Capítulo 3 e em acordo com os trabalhos de Millan et al. (1997, 1998 e 2000) a localização das linhas de convergência varia de dia para dia. No presente período de simulação, no a sua localização encontra-se mais para sudeste dia 24 do que no dia 25, de modo que nesse primeiro dia a perturbação nos campos atmosféricos junto à superfície se faz sentir até distâncias mais afastadas da zona irrigada. Estes resultados mostram assim que a dimensão da área afectada a jusante da albufeira é controlada pela organização da circulação à escala da Península, efeito que está interligado com a direcção e intensidade do vento sobre a região, nomeadamente sobre a zona

irrigada, e que, como vimos em 4.2.2 condiciona também a extensão da zona perturbada e a amplitude da anomalia térmica, hídrica e dinâmica.

Comparando os resultados referentes ao campo de  $w$  nas simulações com e sem Alqueva (Figura 4.18a e c e Figura 4.19a e c) pode ver-se que, em ambos os dias, a presença da irrigação induz uma ligeira deslocação da zona de convergência para Sudeste. Este resultado é indicador da geração de um efeito de brisa que nesta zona tem o mesmo sentido e se vai somar ao escoamento prevalecente.

A deslocação da linha de convergência traduz-se, nas figuras onde se traça a diferença entre os resultados das 2 simulações, Figura 4.18d e Figura 4.19d, por uma anomalia positiva em  $w$  na zona onde esta se localiza nas simulações com irrigação e uma anomalia negativa na localização simulada no caso de controlo. Este efeito é também o responsável pela existência de valores elevados na anomalia do campo do vento junto à superfície que foram apresentados na Figura 4.7 (18 e 21 TU) e que amplificam o efeito da brisa.

A anomalia no campo de  $w$  é mais pronunciado às 19 TU do dia 25 (Figura 4.18), onde a magnitude da anomalia (negativa e positiva) é da ordem da intensidade de  $w$ , o que confirma que o principal impacto, neste período, é devido ao deslocamento da zona de convergência. O efeito deste deslocamento na estrutura vertical da atmosfera está documentado na Figura 4.20, onde estão traçados os campos da anomalia, às 19 TU, de  $\theta$ ,  $r_v$  e do vento no plano já considerado nas figuras 4.16 e 4.17.

A Figura 4.20 mostra que o deslocamento para Leste se estende verticalmente por toda a CLP, determinando também o deslocamento da zona onde a altura da camada limite é mais elevada. Nesta zona há uma injeção de ar mais frio e húmido para níveis situados a mais de 2km acima da superfície.

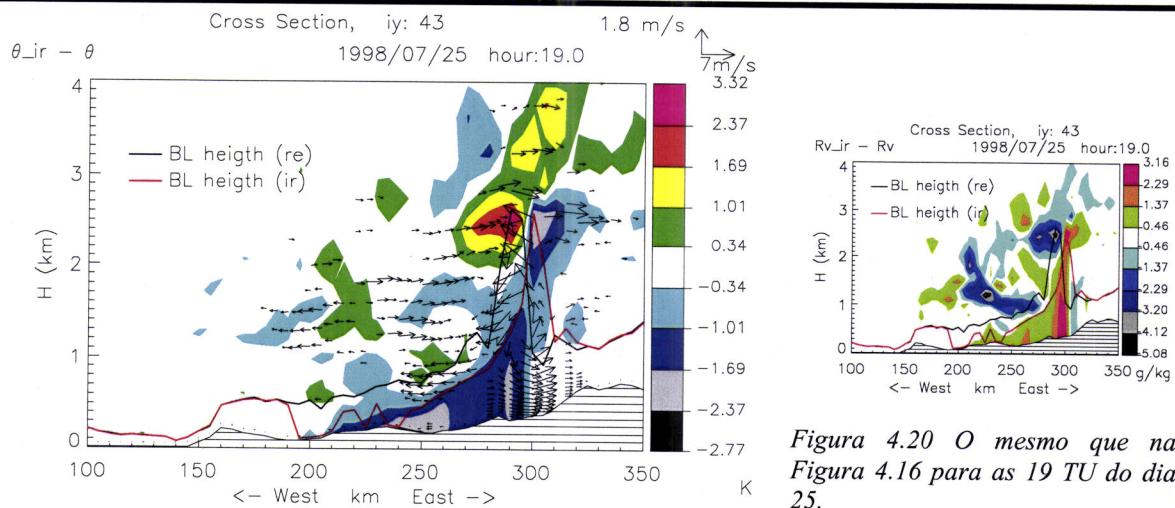


Figura 4.20 O mesmo que na Figura 4.16 para as 19 TU do dia 25.

Este efeito é bem visível no campo da humidade (Figura 4.20), sendo que a zona onde a anomalia é mais elevada se encontra na zona de convecção que se situa bastante afastada da região irrigada. Estes resultados sugerem assim que, pelo menos em parte, o vapor de água proveniente dos campos irrigados pode ser injectado nos ramos ascendentes da circulação organizada à escala da Península, para níveis mais elevados da atmosfera. Este processo, sugerido pelos presentes resultados, é análogo ao indicado em diversos trabalhos sobre a injeção de ar húmido e com elevadas concentrações de poluentes proveniente de zonas industriais localizadas em regiões costeiras da Península (Millan et al., 1991, 1997, 1998, 2000; Soriano et al., 2001, Miao et al., 2003; Palau et al. 2005; Kottner et al., 2000; Alonso et al., 2000).

#### **4.2.5 O problema do impacto na precipitação**

Os resultados da simulação de controlo, em acordo com as observações, indicam a não existência de precipitação, excepto numa zona no Nordeste do domínio, onde, durante a tarde do dia 25, indicam a ocorrência de alguma precipitação convectiva (com valores acumulados inferiores aos 2 mm). Esta situação não é alterada pela introdução da albufeira e da irrigação, sendo os resultados da simulação com Alqueva muito semelhantes. Em todo o caso, os valores da precipitação acumulada na simulação com Alqueva são ligeiramente superiores aos já marginais valores da precipitação acumulada na simulação de controlo. Integrando para toda a superfície do modelo, o volume total de água precipitada (explícita e convectiva) durante o período considerado na simulação de controlo é de  $2.78 \times 10^6 \text{ m}^3$ , valor que passa para  $3.14 \times 10^6 \text{ m}^3$  na simulação com Alqueva.

Este ligeiro aumento ocorre na zona, e no período, onde a simulação de controlo indica a existência de precipitação convectiva, não havendo a indução de novas zonas de precipitação, nomeadamente na região directamente afectada pela presença da irrigação. Estes resultados indicam assim que, nesta situação sinóptica, as alterações na circulação e na estrutura hídrica e térmica da atmosfera induzidas pela introdução da albufeira e do perímetro de rega não são suficientes para provocar alterações sensíveis na precipitação sobre a região em estudo.

Apesar de, neste período, as simulações não indicarem um impacto da irrigação na precipitação, procurou analisar-se se os resultados indicam algum aumento da possibilidade de ocorrência de precipitação. Alguns autores têm sugerido a utilização da temperatura do termómetro molhado,  $T_w$ , como medida da energia estática do ar húmido na camada limite e mostrado a relação entre a variação de  $T_w$  e a probabilidade de ocorrência de precipitação em instantes posteriores (cf. Eltahir, 1998, e referências indicadas no Capítulo 1).

Calculou-se  $T_w$  com base nos valores simulados de  $T_{2m}$ ,  $HR_{2m}$  e a pressão atmosférica à superfície, utilizando as expressões indicadas por Jenson et al. (1990, pag. 176 e 177).

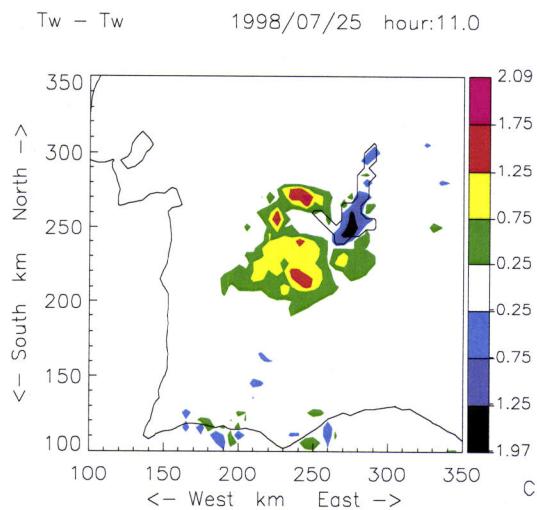


Figura 4.21 Anomalia no campo da temperatura do termómetro molhado aos 2m,  $t_w$ , às 11 TU do dia 25

Os resultados indicam que o impacto da alteração da superfície em  $T_w$  é reduzido durante a noite, excepto sobre o lago onde é positivo, dando lugar a um aumento que atinge os 2°C. Sobre a zona irrigada, a anomalia em  $T_w$  é levemente negativa durante a noite, passando a positiva durante a manhã, sendo que os valores mais elevados de  $\Delta T_w$ , de aproximadamente 2 °C, ocorrem entre as 10 e as 11 TU (ver Figura 4.21). Neste período  $\Delta T_w$  sobre a albufeira é negativo. Durante a tarde, o impacto em  $T_w$  é reduzido, sendo tendencialmente negativo sobre a zona irrigada.

Este aumento de  $T_w$  no período da manhã, induzido pela presença da irrigação é indicador do aumento da probabilidade de ocorrer precipitação em instantes posteriores (Eltahir, 1998). Um dos parâmetros mais utilizados em previsão do tempo para estimar a possibilidade de ocorrência de precipitação é a Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE), definida por (cf., por exemplo, Stull, 1988):

$$CAPE = g \int_{LFC}^{ETL} \frac{\theta_e - \bar{\theta}_e(z)}{\bar{\theta}_e(z)} dz \quad (1.2)$$

onde  $\theta_e$  é a temperatura potencial equivalente de uma partícula de ar situada num nível no interior da camada limite,  $\bar{\theta}_e(z)$  é a temperatura potencial equivalente do ambiente e  $LFC$  e  $ETL$  respectivamente o nível de convecção livre e o nível de temperatura de equilíbrio (respeitantes a essa partícula).

A CAPE, que é uma energia por unidade de massa (J/kg), pode ser calculada a tomado como nível de partida da partícula qualquer nível situado no interior da CLP, sendo comum utilizarem-se valores junto à superfície ou junto ao topo da CLP. No presente caso tomou-se para valor de CAPE o valor máximo da CAPE calculada pela expressão (1.2) a partir de todos os níveis no interior da CLP, para cada coluna vertical do modelo. Atribuiu-se o valor de zero sempre que o nível de convecção livre não se encontrava acima dos 3500m de altitude acima da superfície.

Neste mesmo período (13–18 TU) os valores da *CAPE* na simulação de controlo continuam praticamente nulos. Os valores mais elevados da anomalia da *CAPE* ocorrem às 15 TU e estão representados na Figura 4.22.

Os valores da *CAPE* nesta região, mesmo na simulação com Alqueva são em geral inferiores a  $500 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , característicos de situações de fraca convecção húmida, insuficiente para a geração de precipitação. Em todo o caso, o facto da irrigação induzir um aumento da *CAPE* indica que, sob condições sinópticas mais favoráveis, pode existir algum impacto sobre a precipitação. Uma resposta mais aprofundada a esta questão do impacto da irrigação na precipitação será investigada na secção 4.4.

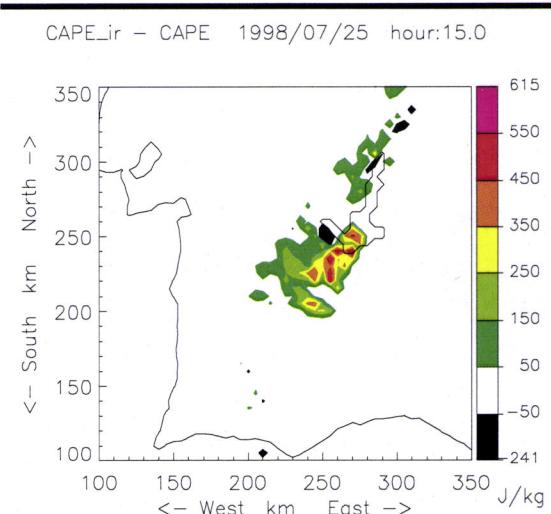


Figura 4.22 Anomalia no campo horizontal da *CAPE* na simulação com Alqueva às 15 TU do dia 25.

### 4.3 Regimes de tempo mais frequentes no Verão e impacto da irrigação

Na secção anterior analisou-se o impacto da albufeira e do plano de rega no clima regional no Verão, com base num caso de estudo (de 2 dias) considerado representativo de uma situação atmosférica típica para este período do ano e região. Para poder generalizar as conclusões aí retiradas para todo o período de Primavera e Verão em que são esperados impactos induzidos pela irrigação, poderia lançar-se um programa de simulações mais vasto onde se considerassem todos os dias de Primavera e Verão de um ou mais anos.

Uma alternativa, menos dispendiosa em termos de cálculo, corresponde à selecção de casos de estudo que sejam representativos dos vários regimes de tempo que ocorrem durante este período na região. Seguindo esta alternativa, procedeu-se a uma classificação dos regimes de tempo que afectam a região, recorrendo a uma técnica de análise de *clusters* (termo que é por vezes traduzido por nuvens dinâmicas). Admitindo que os impactos serão semelhantes em dias pertencentes a uma mesma classe, a análise dos resultados de simulações de casos reais pertencentes a diferentes classes permite obter uma estimativa dos efeitos esperados para todo o período. Este tipo de técnica é utilizado frequentemente em estudos de alterações climáticas (cf., por exemplo, Fuentes e Heinmann, 2000)

#### 4.3.1 Classificação objectiva dos estados do tempo

A classificação objectiva dos estados do tempo foi efectuada sobre o campo do geopotencial aos 700 hPa,  $Z_{700}$ , recorrendo um método de análise de *clusters* baseado no algoritmo de Benichou (1985) e no trabalho de Champeaux et al (1990).

Para o efeito foram utilizadas as reanálises do Centro Europeu de Previsão do Tempo a Médio Prazo (ECMWF) correspondentes ao período de 21 anos: 1979 – 1999. Estas análises têm uma resolução horizontal de 2.5°. Foram considerados os campos das 00, 06, 12 e 18 TU de todos os dias dos meses de Abril, Maio, Junho, Julho, Agosto e Setembro, o que dá um conjunto 15372 situações, *indivíduos* na terminologia da análise de *clusters*. A área de estudo foi a região compreendida entre os paralelos 30 e 50 N e os meridianos -30 e 10 W (Figura 4.23). A classificação foi efectuada por Donnier, S. (2000, comunicação pessoal)

A técnica utilizada, como em geral todas as técnicas de análise de *clusters* exige a imposição à priori do número de classes,  $K$ . Neste trabalho optou-se por considerar  $K=10$ . Para agrupar as várias situações, *elementos*, define-se uma métrica que permite calcular as distâncias entre quaisquer elementos. Para o efeito utilizou-se uma distância Euclidiana,  $d$ , definida como:

$$d(X, Y) = \sqrt{\sum_{j=1}^P |Z_{700}(X, j) - Z_{700}(Y, j)|^2} \quad (4.3)$$

onde  $X$  e  $Y$  são quaisquer 2 elementos,  $j$  identifica os pontos da malha, num total de  $N$ .  $Z_{700}(X,j)$  representa o valor do geopotencial no ponto  $j$  no elemento  $X$ .

Os elementos são agrupados na classe de cujo “centro” se encontram mais próximos. A determinação destes centros, designados por centros de gravidade, é efectuada por um processo iterativo. Num primeiro passo os centros correspondem a 10 dos elementos, seleccionados aleatoriamente. Obtida a primeira classificação, calculam-se novos centros de gravidade como a média aritmética do campo de  $Z_{700}$  sobre os elementos pertencentes a cada uma das classes. Este processo é repetido iterativamente, conduzindo sucessivamente a novas classificações e a novos centros de gravidade. Este algoritmo converge rapidamente (Benichou, 1985) e dá-se por terminado quando 2 iterações sucessivas conduzem à mesma classificação (nenhum elemento muda de classe).

Apesar de convergir, a classificação resultante depende dos centros de gravidade iniciais. Para minimizar este problema, procedeu-se a 10 classificações escolhendo-se depois a melhor de entre elas. Por melhor classificação entende-se aquela que torna as classes mais compactas, ou seja a que minimiza o somatório,  $S$ , das distâncias dos diferentes elementos ao centro de gravidade da classe a que pertencem:

$$S = \frac{1}{N} \sum_k \sum_{i \in C_k} d(Z_{700}(i), Z_{700}(k)) \quad (4.4)$$

onde  $k$  é o índice de cada classe,  $C_k$ , definida pelo centro de gravidade,  $Z_{700}(k)$ .

A intersecção entre as classes resultantes de diferentes centros iniciais, permite construir uma classificação em classes mais compactas compostas por elementos que pertencem a uma mesma classe em todas as classificações obtidas. Esta técnica, conhecida por “formas fortes”, aplicada ao presente caso permitiu identificar 26 classes compactas que classificam cerca de 80% das 15732 situações, excluindo as classes de intersecção que contêm um número reduzido de elementos (menos de 200).

Para efeitos do presente trabalho decidiu reter-se a melhor das classificações em 10 classes. Cada uma das classes é definida por um centro de gravidade que não corresponde a nenhuma das situações reais. É por isso preferível caracterizar cada classe pelo elemento que lhe está mais próximo que corresponde a uma situação real definida não só pelo campo do Geopotencial aos 700 hPa, utilizado no processo de classificação, mas também pelos campos das outras variáveis meteorológicas presentes nas análises do Centro Europeu. Este elemento será designado por elemento ou situação *padrão* (*éalon*, em francês) da classe.

Na Figura 4.23 apresentam-se as cartas do geopotencial aos 700 hPa e da pressão ao nível médio do mar para as situações padrão de cada classe. A frequência de ocorrência de cada classe por mês durante o período de tempo considerado encontra-se na Tabela 4-3. Como se pode ver, as classes 5,

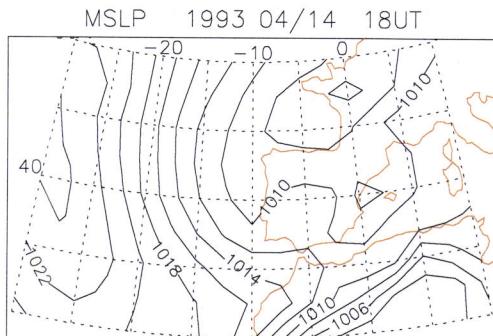
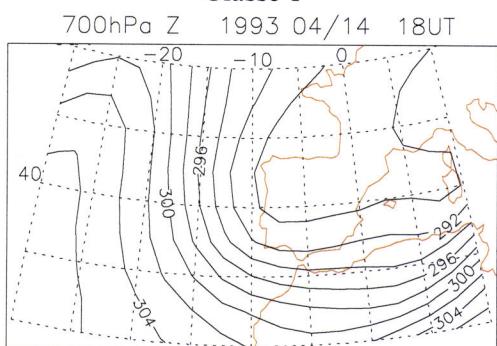
7 e 9 identificam os tipos de tempo mais frequentes durante o pico do verão, enquanto as classes 1, 6 e 10 agrupam situações que ocorrem preferencialmente na Primavera (Abril e Maio). As classes 2 e 8 correspondem a situações de transição (Junho e Setembro). As classes 3 e 4 são pouco frequentes, principalmente no Verão.

*Tabela 4-3 Frequência da ocorrência de cada classe por mês*

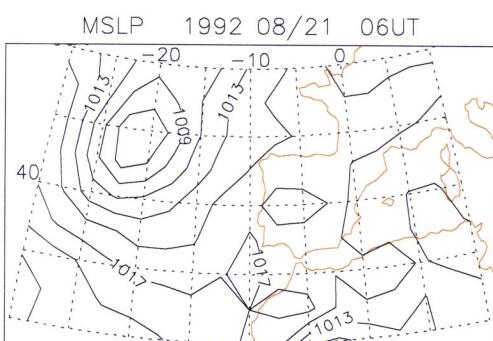
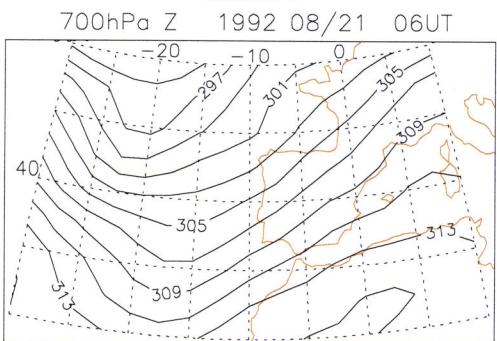
Classe	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	total
<b>1</b>	<b>27.6</b>	13.0	0.9	0.0	0.0	0.5	7.0
<b>2</b>	4.7	11.6	<b>20.0</b>	8.3	11.6	<b>19.4</b>	<b>12.6</b>
<b>3</b>	10.6	12.0	11.0	2.3	1.2	11.6	8.1
<b>4</b>	<b>17.9</b>	8.9	0.3	0.0	0.0	0.6	4.6
<b>5</b>	0.1	0.9	12.3	<b>40.8</b>	<b>27.9</b>	10.2	<b>15.5</b>
<b>6</b>	<b>19.4</b>	<b>19.1</b>	4.4	0.1	0.2	3.0	7.7
<b>7</b>	0.2	1.5	14.9	17.5	<b>21.9</b>	11.1	<b>11.2</b>
<b>8</b>	5.6	9.3	<b>21.0</b>	4.0	7.9	13.9	<b>10.3</b>
<b>9</b>	0.8	3.4	11.8	<b>26.9</b>	<b>29.0</b>	<b>24.6</b>	<b>16.1</b>
<b>10</b>	13.1	<b>20.3</b>	3.3	0.0	0.3	5.2	7.0

Na Tabela 4-4 indicam-se algumas das características sinópticas mais relevantes de cada uma das situações representativas de cada uma das 10 classes.

**Classe 1**

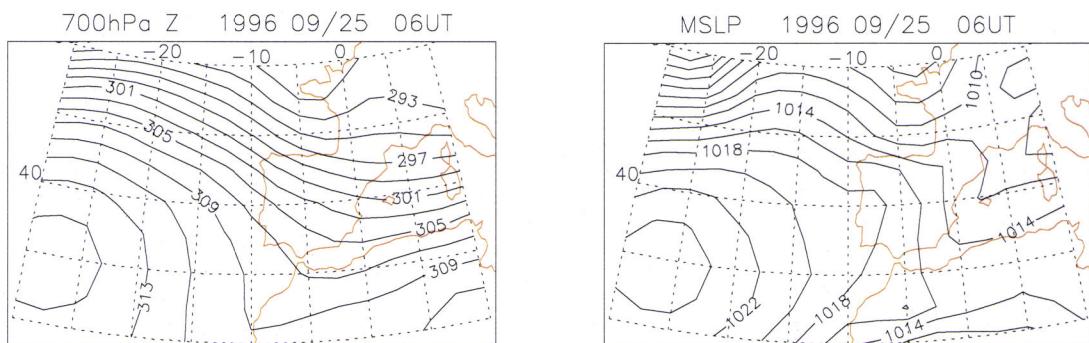


**Classe 2**

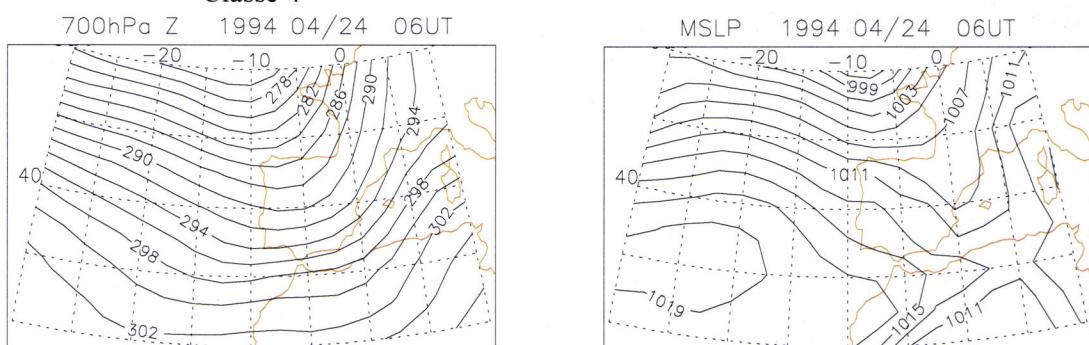


*(continua, legenda mais à frente)*

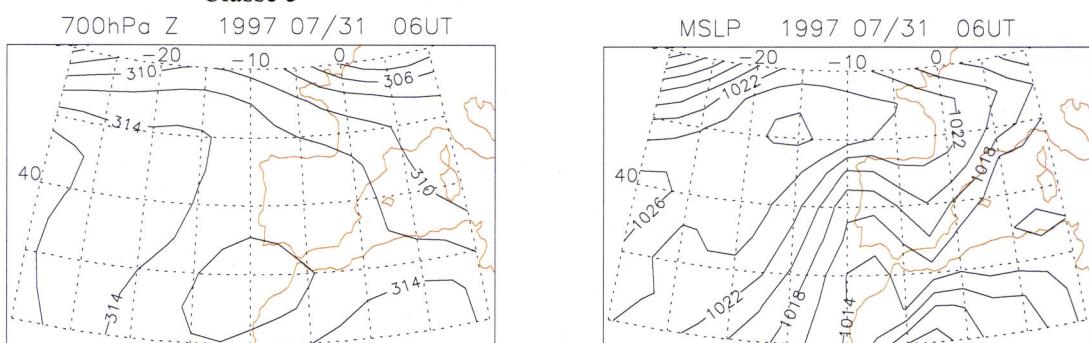
**Classe 3**



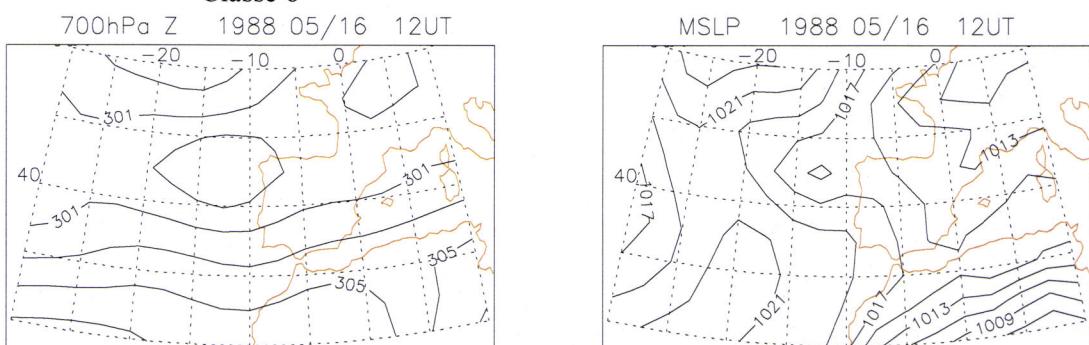
**Classe 4**



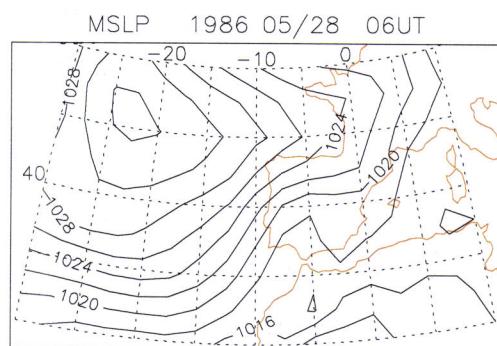
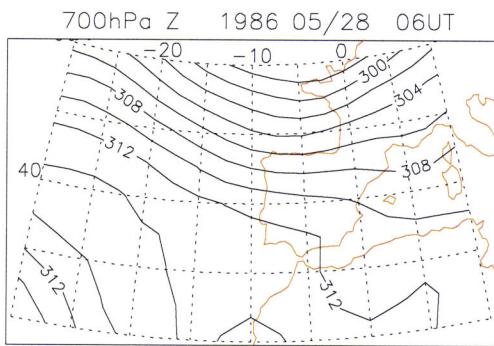
**Classe 5**



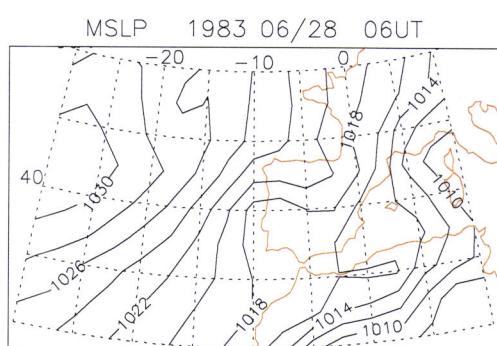
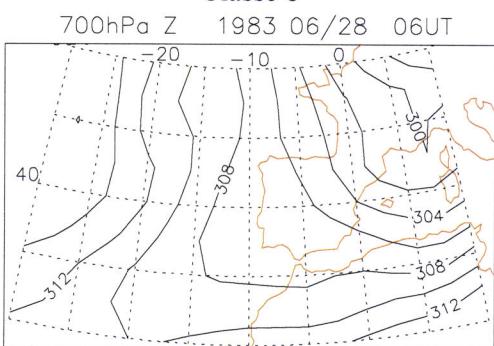
**Classe 6**



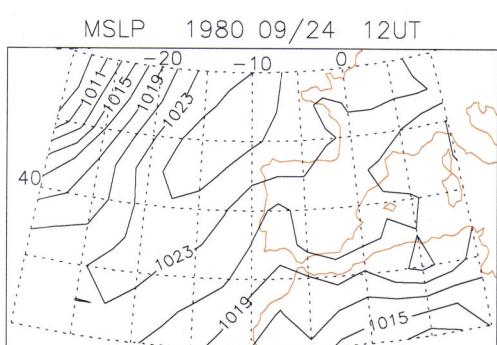
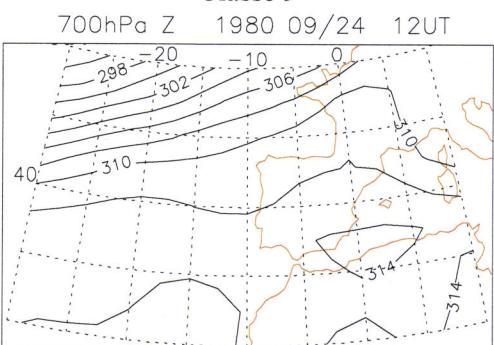
**Classe 7**



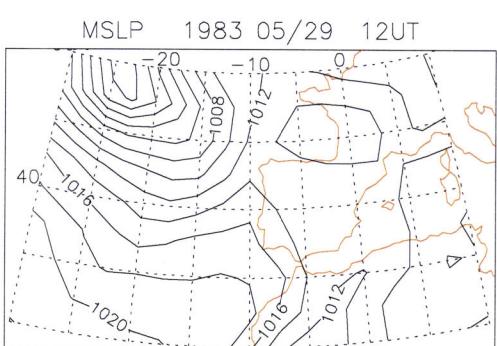
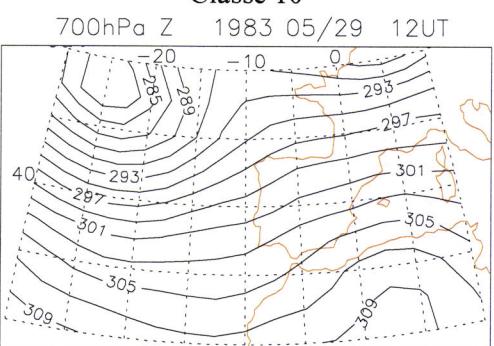
**Classe 8**



**Classe 9**



**Classe 10**



*Figura 4.23 Situações padrão de cada classe de regime de tempo: (coluna da esquerda) geopotencial aos 700 hPa (em  $10^2 \text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ); (à direita) pressão ao nível médio do mar (em hPa). Reanálise ECMWF ERA-40, obtidas a partir do servidor de dados do Centro Europeu ([http://data.ecmwf.int/data/era40\\_daily](http://data.ecmwf.int/data/era40_daily)).*

#### 4.3.2 Metodologia e Configuração das experiências

Os casos de estudo a considerar nas simulações foram seleccionados a partir das análises do geopotencial aos 700 hPa respeitantes aos anos em que decorreu a experiência *CICLUS* (1998 e 1999). Foram seleccionados os dias em que as 5 análises (00, 06, 12, 18 TU e 00 do dia seguinte) pertencessem à mesma classe. De entre estes, escolheu-se, em cada classe, aquele em que a soma das distâncias (equação 4.3) das análises ao centro de gravidade fosse menor. Exigiu-se ainda que a distância média das análises desse dia ao centro de gravidade da respectiva classe fosse inferior à mediana das distâncias ao centro de todos os elementos pertencentes à classe.

O período 1998-1999 não incluiu nenhuma situação representativa das classes 1, 3 4 e 6 que cumprisse os critérios atrás definidos. Estas são 4 classes pouco frequentes em geral e raras (cf. Tabela 4-3) no período do Verão, de maior interesse para o presente trabalho. Os casos de estudo simulados para cada uma das outras classes estão indicados na Tabela 4-4. De referir que os casos de estudo considerados representam as classes que, de acordo com a análise de *clusters*, classificam, no seu conjunto, mais de 98% das situações sinópticas dos meses de Julho e Agosto.

*Tabela 4-4 Classes de Regimes de Tempo e casos de estudo considerados*

Classe	Freq.	Meses + frequentes	Dia de simulação	Características sinópticas.
1	7.0%	4 , 5	-	Depressão centrada a NE da Península Fluxo de SW
2	12.6%	6 , 9	990803	Depressão a W das Ilhas Britânicas; Sul de Portugal sob a influência de crista de altas pressões Fluxo de SW
3	8.1%	5 , 9	-	Anticiclone sobre os Açores, estendendo-se até à Península Fluxo de NW
4	4.5%	4 , 5		Vale depressionário atravessa a Península Fluxo ciclónico de SW
5	15.5%	7 , 8	980724	Anticiclone sobre os Açores; fraco gradiente de pressão; Mínimo de pressão a W de Marrocos
6	7.7%	4 , 5	-	Depressão a W de Portugal
7	11.3%	7 , 8	980730	Anticiclone sobre os Açores, Fluxo de N
8	10.1%	6 , 9	980521	Anticiclone sobre os Açores; fraco gradiente de pressão; depressão sobre a Península
9	16.1%	7 , 8	990716	Crista anticiclónica sobre a Europa Ocidental
10	7.1%	4 , 5	980531	Depressão a NW e crista anticiclónica SW da Península. Fluxo de SW

Como representante da classe 5 seleccionou-se o dia 24 de Julho de 1998, o caso de estudo pertencente ao período de observações intensivas da campanha CICLUS e cujos resultados foram detalhadamente analisados no Capítulo 3 e na secção 4.2. O facto de este dia se encontrar próximo do centro da classe 5 que por sua vez engloba 40% das situações sinópticas que ocorrem em Julho

(cf. Tabela 4-3), confirma a validade de se ter considerado este dia como um dia típico de Verão (ver capítulo 3).

A metodologia utilizada foi explicitada em 4.1.3, tendo-se executado um par de simulações (controlo e com Alqueva) para cada um dos casos de estudo. O período de cada simulação foi de 15 horas com início às 06TU. Tendo-se concluído que as análises ARPEGE (utilizadas para inicializar o modelo) referentes ao ano de 1999 sobreavaliavam o conteúdo em água no solo, optou-se por impor um valor constante para a humidade relativa do solo de 20% para as simulações de dias de final de Primavera e de 10% para as simulações de Verão.

As simulações são identificadas pela designação clsCC\_YYMMDD\_xx, em que CC indica a classe de tempo que procuram representar, YYMMDD a data e xx é re para o caso de controlo e ir para a simulação com a presença do lago e da irrigação.

#### **4.3.3 Impacto da irrigação nas situações sinópticas mais frequentes no Verão**

A análise aos resultados deste conjunto de simulações será apresentada do seguinte modo:

Apresentam-se de seguida, sumariamente, alguns resultados na forma gráfica para cada um dos casos de estudo (Figura 4.24 a Figura 4.30). Assim, para cada caso de estudo, as figuras mostram as anomalias nos campos da temperatura máxima diária do ar, da humidade relativa e do vento, às 15 TU, junto à superfície. Nos casos em que as simulações indicam a existência de precipitação, adicionam-se figuras com a precipitação total acumulada no período de simulação bem como a anomalia induzida. A circulação sobre o domínio é apresentada através de um gráfico onde se traça o vento aos 10m sobre o campo horizontal da velocidade vertical, ao fim da tarde (ver legenda na Figura 4.24). Exclui-se desta apresentação o caso de estudo dos dias 24 e 25 de Julho, representativo da classe 5, que foi analisado na secção 4.2.

A seguir procede-se a uma análise global mais detalhada, recorrendo-se a um conjunto de tabelas que sintetizam os impactos induzidos pela presença da irrigação e da albufeira na superfície do modelo (Tabela 4-5 a Tabela 4-9). As tabelas incluem uma síntese dos resultados referentes ao período 6-21 TU da simulação de 24 de Julho, comparáveis com os do presente programa de simulações.

**a) Classe 2: caso de estudo 3/8/1999**

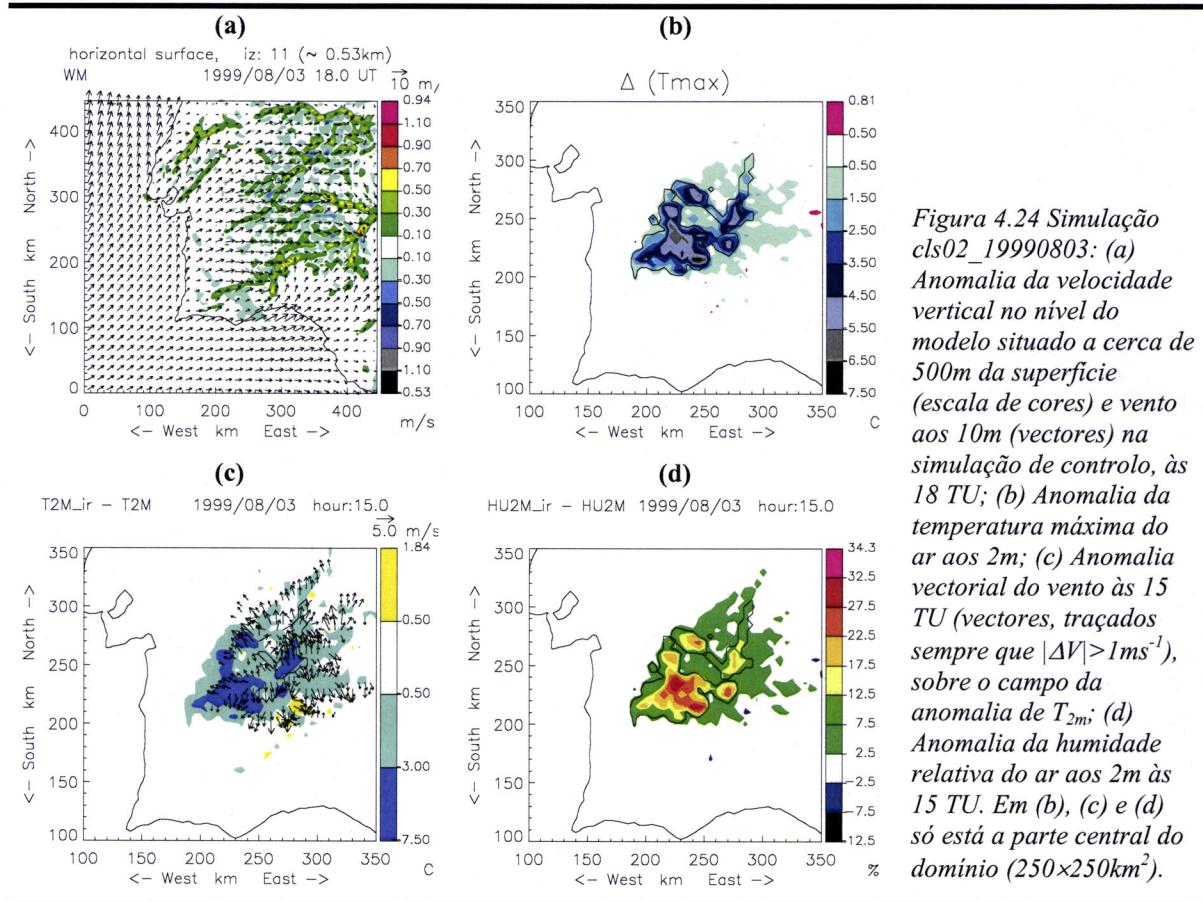


Figura 4.24 Simulação cls02\_19990803: (a) Anomalia da velocidade vertical no nível do modelo situado a cerca de 500m da superfície (escala de cores) e vento aos 10m (vectores) na simulação de controlo, às 18 TU; (b) Anomalia da temperatura máxima do ar aos 2m; (c) Anomalia vectorial do vento às 15 TU (vectores, traçados sempre que  $|\Delta V| > 1 \text{ ms}^{-1}$ ), sobre o campo da anomalia de  $T_{2m}$ ; (d) Anomalia da humidade relativa do ar aos 2m às 15 TU. Em (b), (c) e (d) só está a parte central do domínio ( $250 \times 250 \text{ km}^2$ ).

b) Classe 7: Caso de estudo 30/7/1999

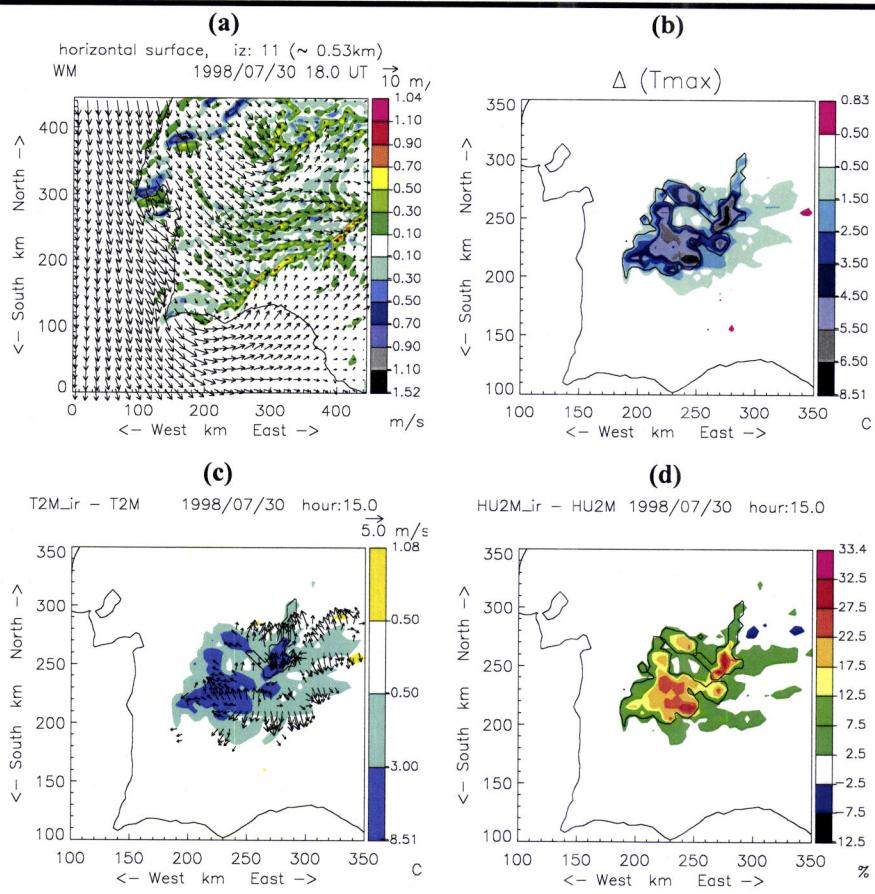


Figura 4.25 O mesmo que na Figura 4.24, mas para a Simulação  
cls07\_19980730

c) Classe 8: Caso de estudo 21/5/1998

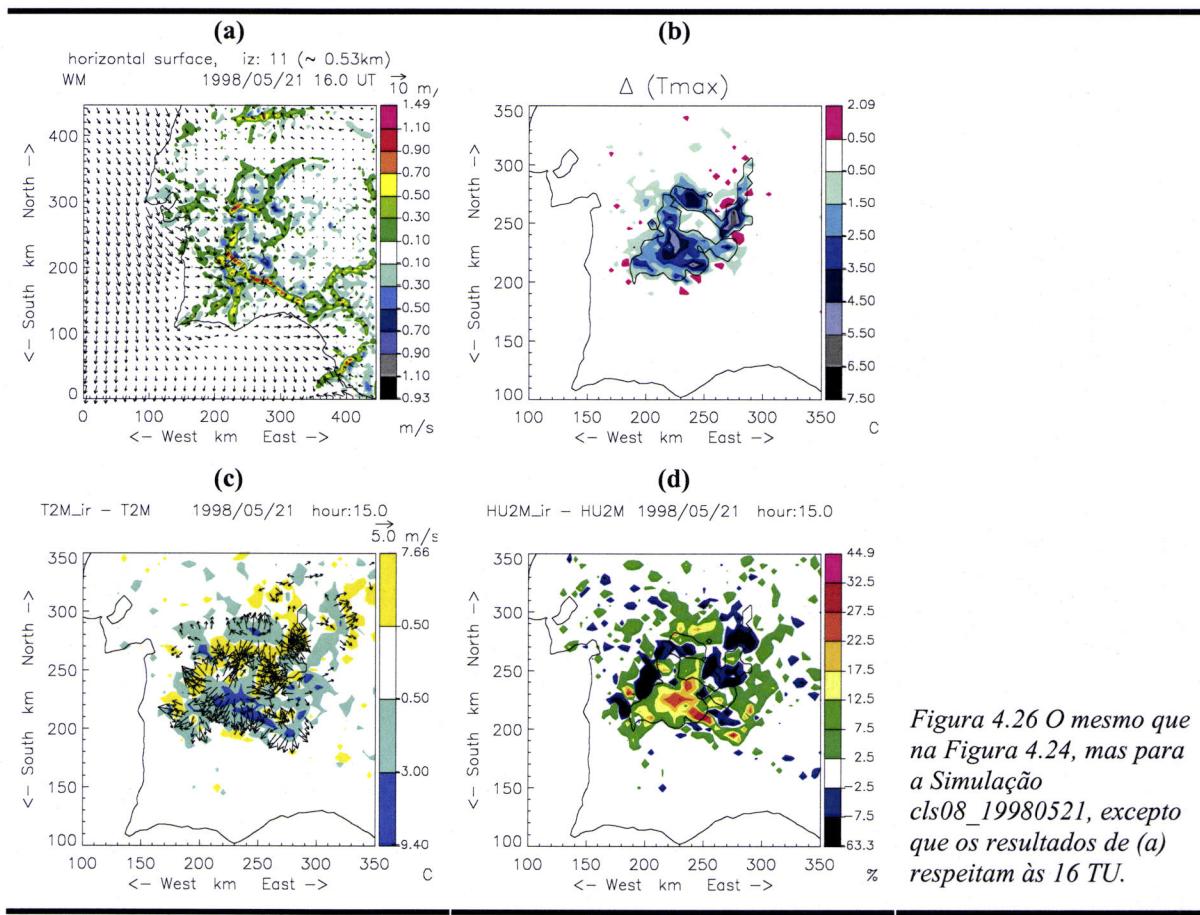


Figura 4.26 O mesmo que na Figura 4.24, mas para a Simulação *cls08\_19980521*, excepto que os resultados de (a) respeitam às 16 TU.

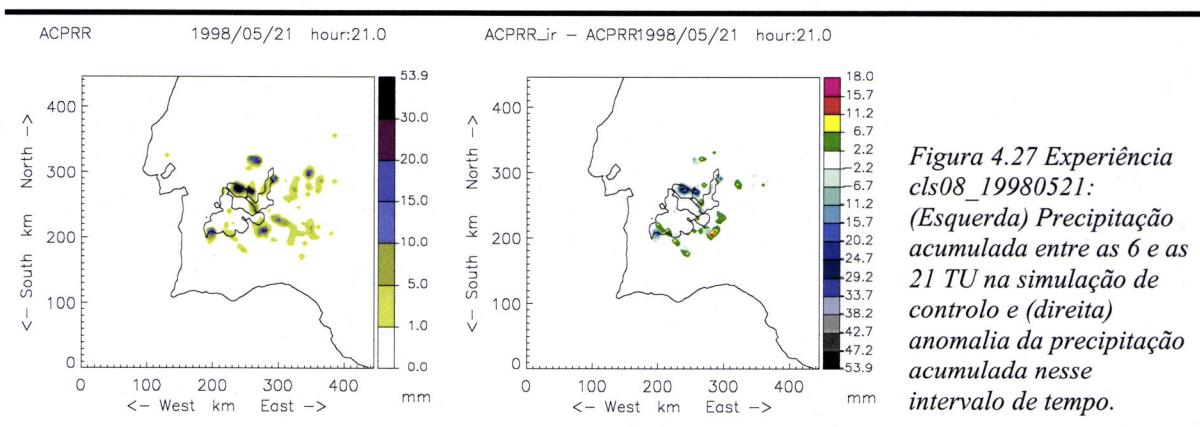


Figura 4.27 Experiência *cls08\_19980521*: (Esquerda) Precipitação acumulada entre as 6 e as 21 TU na simulação de controlo e (direita) anomalia da precipitação acumulada nesse intervalo de tempo.

d) Caso 9: Caso de estudo 16/7/1999

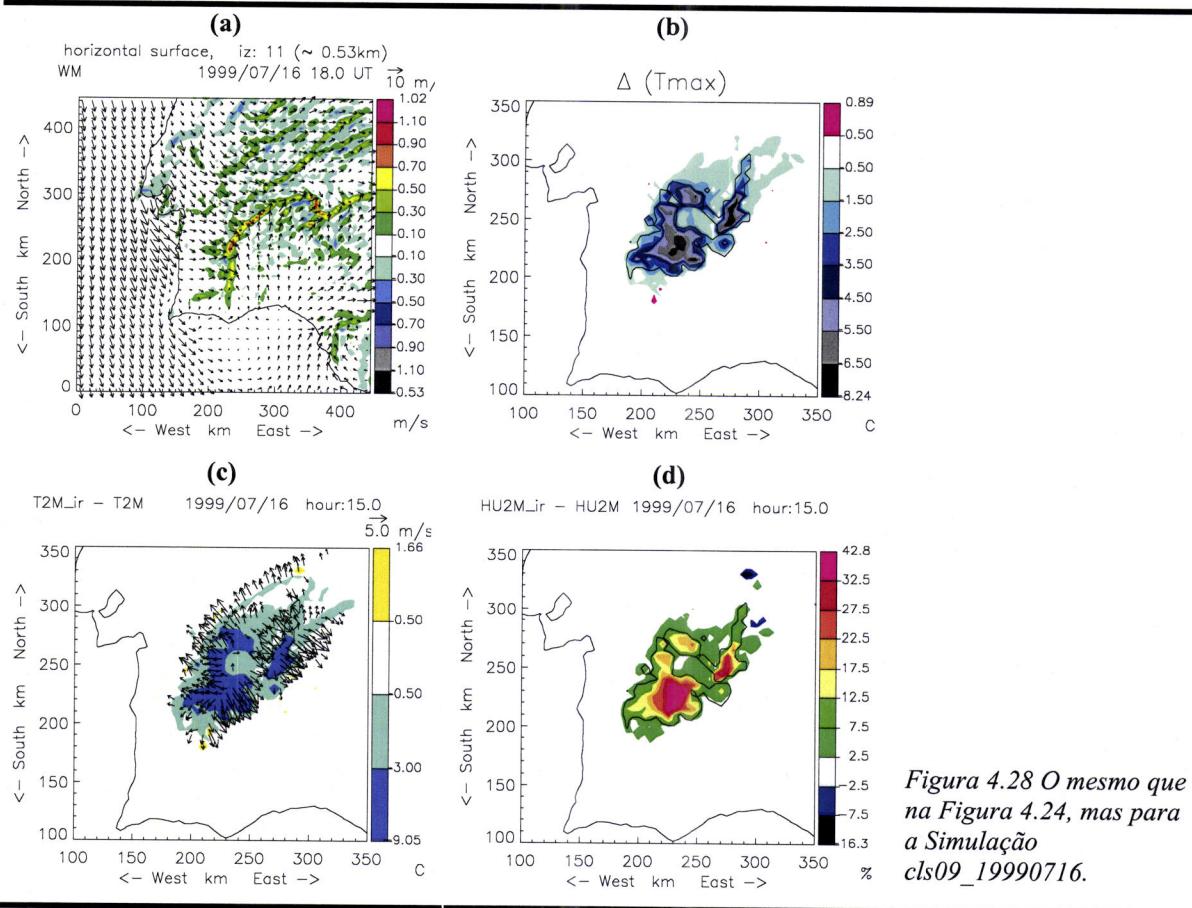
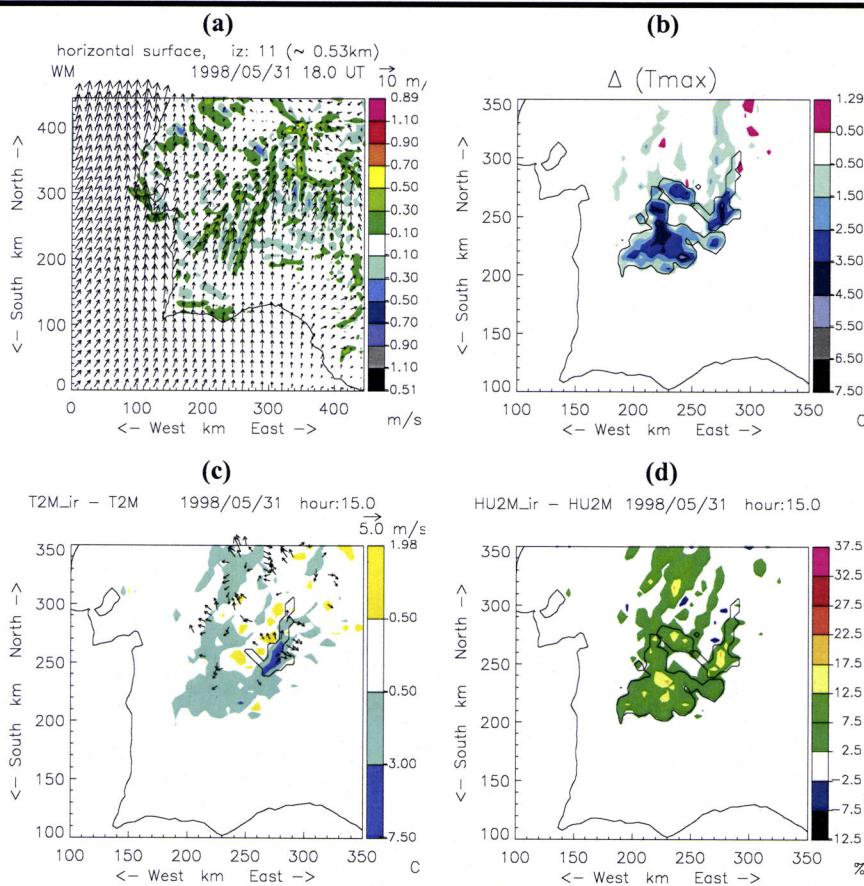
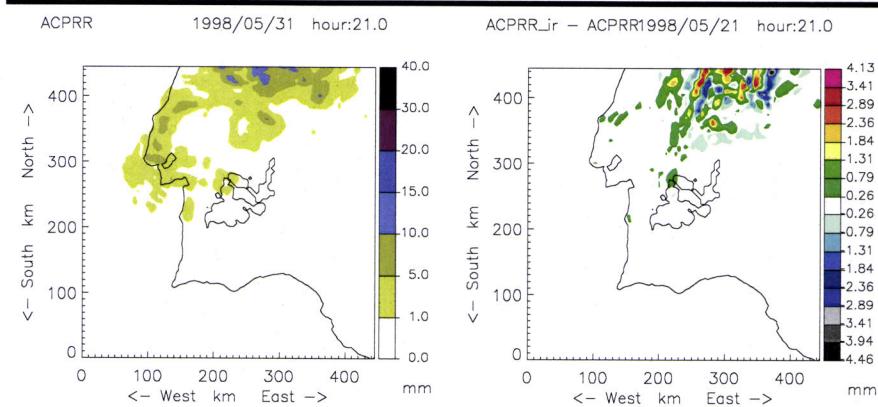


Figura 4.28 O mesmo que na Figura 4.24, mas para a Simulação *cls09\_19990716*.

e) **Classe 10: Caso de estudo 31/5/1998**



*Figura 4.29 O mesmo que na Figura 4.24, mas para a Simulação  
cls10 19980531.*



*Figura 4.30 Experiência  
cls10\_980531:  
(Esquerda) Precipitação  
acumulada entre as 6 e as  
21 TU na simulação de  
controlo e (direita)  
anomalia da precipitação  
acumulada nesse  
intervalo de tempo.*

As figuras onde se representa o campo do vento aos 10m e a velocidade vertical no nível do modelo situado cerca de 500m acima da superfície (identificadas por (a) nas Figura 4.24 a Figura 4.29) permitem confirmar a organização da circulação em torno de linhas de convergência, organização que, como discutido no Capítulo 3, é condicionada pela circulação à escala peninsular. Estes resultados permitem assim generalizar as conclusões retiradas no Capítulo 3, mostrando que, ao fim da tarde, as “linhas” de convergência se organizam sobre as elevações orográficas e que na

região em estudo a zona de movimento ascendente mais activo se encontra, em geral, alinhada com o sistema montanhoso da Serra Morena.

Por outro lado essas figuras permitem também confirmar que a localização das linhas de convergência varia de dia para dia, em acordo com o discutido no Capítulo 3 e os resultados de Millán et al. (1997, 1998 e 2000) sobre outras regiões da Península. Assim, enquanto nas simulações cls07\_980720 (representativa de uma das classes + frequentes no Verão) e na cls02\_980803 o padrão do campo de  $w$  sobre a região é muito semelhante ao verificado na simulação do dia 24 de Julho de 98 (Figura 3.31), já nas outras 3 situações consideradas há diferenças significativas na localização das linhas de convergência. Na situação cls10\_980531, caracterizada por um escoamento relativamente intenso de Sul e a passagem de uma depressão frontal no Norte do domínio, a linha de convergência alinhada com o sistema da Serra Morena quase não é visível e a velocidade vertical no nível considerado é bastante inferior à simulada nos outros casos. Por outro lado, na simulação cls09\_990716, num dia típico de Verão, com escoamento pouco intenso de Norte, a principal linha de convergência sobre o Sul de Portugal encontra-se alinhada no sentido N-S, perpendicular e mais próxima da costa ocidental do que nas outras situações. Neste último caso, esta linha atravessa a região a irrigar.

Cruzando os resultados referentes à circulação sobre a região com as anomalias no campo da temperatura máxima diária e da humidade relativa às 15 TU (gráficos (b) e (d) das Figura 4.24 a Figura 4.29) pode generalizar-se a conclusão, avançada em 4.2.4, de que a extensão da zona onde os impactos atmosféricos da irrigação são sensíveis é controlada pela organização da circulação à escala peninsular, nomeadamente pela localização da linha principal de convergência que, quando se encontra a jusante da área perturbada, delimita a zona que esta influencia. Este efeito é visível em todos os casos (Figura 4.24, Figura 4.25, Figura 4.26 e Figura 4.28) excepto no referente à classe 10 (Figura 4.29), onde esta linha não está definida com clareza.

Interligada com a circulação de maior escala, a intensidade e direcção do vento sobre a zona irrigada condiciona, obviamente, a magnitude dos impactos e a localização da zona afectada. Como também é óbvio, os efeitos só têm expressão a jusante da área irrigada e da albufeira, o que pode ser confirmado nas Figura 4.24 a Figura 4.29.

Por outro lado, e como seria de esperar, nas situações de menor intensidade do vento sobre a zona irrigada a magnitude do impacto local na temperatura e humidade do ar é maior, mas a área onde os efeitos são sensíveis é menor. Nas Tabela 4-5 e Tabela 4-6 apresenta-se um sumário dos resultados sobre o impacto da irrigação, respectivamente, na temperatura e humidade relativa do ar junto à superfície. A direcção e intensidade do vento médio sobre a região irrigada estão inscritas na Tabela 4-7. Cruzando a informação contida nestas tabelas pode ver-se que das simulações referentes às classes mais frequentes no Verão (5, 7 e 9) aquela onde  $v_{10m}$  é mais elevado (5) é a que

induz efeitos que são sensíveis numa área mais vasta ( $9250 \text{ km}^2$ ). Definiu-se por área onde os efeitos são sensíveis no campo da temperatura aquela onde a anomalia é superior a  $0.5^\circ\text{C}$ . Por outro lado, definindo a área de elevado impacto como aquela onde a anomalia é superior a  $5^\circ\text{C}$ , pode ver-se que, de entre as 3 situações, aquela que induz uma maior área de elevado impacto é a referente à classe 9, onde  $v_{10m}$  é mais baixo.

Tabela 4-5 Impacto da irrigação na temperatura por classe (\*)

Classe	$T_{2m\_max}$ $^\circ\text{C}$	Min ( $\Delta T_{max}$ ) $^\circ\text{C}$	Min ( $\Delta T_{s\_max}$ ) $^\circ\text{C}$	Área $\Delta T_{max} < -5\text{K}$ $\text{km}^2$	Área $\Delta T_{max} < -0.5\text{K}$ $\text{km}^2$	Max ( $\Delta T_{max}$ ) $^\circ\text{C}$	Área $\Delta T_{max} > 0.5\text{K}$ $\text{km}^2$	$A \cdot \Delta T \cdot t$ $\text{K} \cdot \text{km}^2 \cdot \text{h}$
2	31.8	-7.2	-16.0	525	8550	1.0	375	-166163.
5	34.8	-8.3	-18.0	675	9250	1.8	350	-190590
7	37.0	-8.5	-17.9	1050	8775	0.8	150	-212507.
8	27.7	-5.8	-14.3	150	7125	2.1	1475	-55235.
9	37.9	-7.1	-19.9	1350	8325	0.9	225	-201186.
10	24.9	-5.1	-12.2	25	6875	1.3	525	-100175.

(\*)  $T_{2m\_max}$ : Média do valor máximo de  $T_{2m}$  na simulação de controlo sobre a zona irrigada;

Min ( $\Delta T_{max}$ ): máximo da anomalia negativa da temperatura máxima do ar aos 2m; Min ( $\Delta T_{s\_max}$ ): máximo da anomalia negativa da temperatura da superfície;

Área  $\Delta T_{max} < x\text{K}$ : área onde as simulações indicaram que o impacto em  $T_{2m}$  foi superior a  $x\text{K}$

Max( $\Delta T_{max}$ ): máximo da anomalia positiva da temperatura máxima do ar aos 2m;

$A \cdot \Delta T \cdot t$ : integral espacial e temporal da anomalia de  $t_{2m}$ .

A magnitude da anomalia de  $T_{2m}$  está naturalmente relacionada também com a temperatura do ar predominante. Assim os dias em que a temperatura máxima do ar é mais elevada são aqueles onde a diminuição da temperatura induzida pela irrigação é maior. Para quantificar a impacto global em  $T_{2m}$  calculou-se o integral na superfície e no tempo de  $\Delta T_{2m}$ , grandeza que vem expressa em  $\text{K} \cdot \text{km}^2 \cdot \text{h}$  e está designada na Tabela 4-5 por  $A \cdot \Delta T \cdot t$ . Como se pode ver o módulo de  $A \cdot \Delta T \cdot t$  cresce, em geral, com  $T_{2m\_max}$ , superando os  $2 \times 10^5 \text{ K} \cdot \text{km}^2 \cdot \text{h}$  nas duas situações onde a temperatura máxima do ar é superior a  $37^\circ\text{C}$  (classes 7 e 9). Nos 4 dias em que  $T_{max}$  é superior, em média sobre a zona irrigada, a  $30^\circ\text{C}$ , o valor simulado da anomalia ultrapassa os  $-7^\circ\text{C}$ , atingindo o valor máximo de  $-8.5^\circ\text{C}$  no caso cls08\_19980521, dia em que a temperatura máxima foi em média de  $37^\circ\text{C}$  (ver Tabela 4-5).

Nas duas situações (referentes às classes 8 e 10) em que ocorreu precipitação o campo da anomalia da temperatura é mais complexo, evidenciando a ocorrência de mais zonas onde a introdução da irrigação se traduz num aumento da temperatura do ar, como pode ser visto na coluna da área onde o impacto é positivo ( $>0.5\text{K}$ ) da Tabela 4-5. Este efeito é particularmente visível na experiência cls08\_19980521 (Figura 4.26) e resulta de alterações no padrão da nebulosidade. No entanto, o impacto no campo da temperatura máxima do ar é menos complexo que o efeito em cada instante, pois a temperatura máxima funciona, até certo ponto, como um filtro temporal (comparar Figura 4.26 (d) com (c) ou (d)).

Os resultados referentes à anomalia nos valores mínimos diários de  $HR_{2m}$  estão sumariados na Tabela 4-6.

*Tabela 4-6 Impacto da irrigação na humidade relativa do ar por classe (\*)*

Classe	$HR_{2m\_min}$ (%)	max ( $\Delta HR_{min}$ ) %	Área ( $\Delta HR_{min} > 20\%$ ) $km^2$	Área ( $\Delta HR_{min} > 2.5\%$ ) $km^2$
<b>2</b>	35.0	32.0	950	8825
<b>5</b>	25.9	24.4	225	6625
<b>7</b>	24.3	23.1	75	6725
<b>8</b>	36.8	27.7	650	7200
<b>9</b>	23.4	25.9	475	5825
<b>10</b>	43.6	23.9	150	6850

(\*)  $HR_{2m\_min}$ : Média do valor mínimo de  $HR_{2m}$  na simulação de controlo sobre a zona irrigada; Max ( $\Delta T_{max}$ ): máximo da anomalia positiva na humidade relativa do ar aos 2m; Área  $\Delta HR_{min} > x$ : área onde as simulações indicaram que o impacto em  $HR_{2m}$  foi superior a x.

No que se refere à circulação local os resultados do presente programa (Figura 4.24c a Figura 4.29c) confirmam a geração de efeitos de brisa induzidos pelas heterogeneidades na estrutura térmica da camada limite que se produzem em resposta às alterações na superfície, conclusão já retirada na secção 4.2. sobre os resultados do caso de estudo do dia 24 e 25 de Julho de 1998. Os presentes resultados indicam que esse efeito pode ser maior em situações de maior calma, como é o da situação cls09\_19990716. A ocorrência de uma circulação térmica na fronteira entre a região onde o ar é arrefecido pela irrigação à superfície e a sua vizinhança é um efeito visível em todos os casos considerados, se bem que muito ténue na simulação do caso de final de Primavera cls10\_19980531 (Figura 4.29c). No caso da outra experiência com ocorrência de nebulosidade e

precipitação (cls08\_19980521), a Figura 4.26c indica a geração de efeitos de brisa secundários associados à indução de heterogeneidades no interior da área afectada, complexificando o campo da anomalia do vento horizontal.

No sentido de procurar quantificar o efeito de brisa, determinaram-se os valores máximos do módulo da anomalia vectorial de  $V_{10m}$  e os valores máximos da intensidade de  $V_{10m}$ , valores que estão reproduzidos na Tabela 4-7. Estes valores não podem, no entanto, ser vistos como mais do que um indicador, pois, como discutido em 5.2.4, os maiores valores da anomalia

*Tabela 4-7 Impacto da irrigação no vento por classe*

Classe	$V_{10m\_re}$ ( $ms^{-1}$ )	$dd_{10m\_re}$ ( $^{\circ}$ )	max( $ \Delta \vec{V} $ ) $ms^{-1}$	max( $\Delta  V $ ) $ms^{-1}$
<b>2</b>	4.3	252	5.1	4.2
<b>5</b>	4.2	312	3.9	4.0
<b>7</b>	3.9	294	4.9	3.8
<b>8</b>	2.4	58	6.9	6.7
<b>9</b>	2.9	250	7.2	5.1
<b>10</b>	5.7	192	2.9	3.3

(\*)  $V_{10m\_re}$  e  $dd_{10m\_re}$ : média respectivamente da intensidade e da direcção do vento aos 10m na simulação de controlo sobre a zona irrigada, no período entre as 9 e as 18 TU; Max ( $|\Delta \vec{V}|$ ): máximo da magnitude da anomalia vectorial do vento aos 10m, calculada como o valor médio dos 10 valores mais elevados; Max( $\Delta |V|$ ): máximo da anomalia da intensidade do vento aos 10m.

encontram-se frequentemente associados a pequenas alterações na localização das linhas de convergência que separam regimes de vento com direcções contrárias. Em todo o caso, a Tabela 4-7 permite verificar que os valores mais elevados da anomalia do vento ocorreram na simulação referente à classe 9, onde atinge valores superiores a  $7\text{ms}^{-1}$ .

A Tabela 4-8 contém uma síntese do impacto da irrigação na partição dos fluxos energéticos à superfície. Na tabela pode ver-se que o efeito integrado em  $LE$  e  $H$  sobre todo o domínio e sobre o período de simulação é semelhante para todos os casos de Verão (2, 5, 7 e 9), período em que a diferença no conteúdo em água dos solos entre a zona irrigada e a sua vizinhança é maior. Nos 2 casos de final de Primavera (8 e 10) os resultados também são semelhantes entre si, sendo a magnitude dos valores integrais da anomalia menores.

*Tabela 4-8 Impacto da irrigação nos fluxos superficiais de energia por classe (\*)*

Classe	Max $\Delta LE$ ( $\text{Wm}^{-2}$ )	Min $\Delta LE$ ( $\text{Wm}^{-2}$ )	Max $\Delta H$ ( $\text{Wm}^{-2}$ )	Min $\Delta H$ ( $\text{Wm}^{-2}$ )	$\Delta LE$ ( $10^{16}\text{J}$ )	$\Delta H$ ( $10^{16}\text{J}$ )	$\Delta Rn$ ( $10^{16}\text{J}$ )
2	559.	-199.	251.	-548.	2.3	-1.8	0.41
5	528	-112	151	-475	2.4	-1.8	0.40
7	588.	-122.	116.	-436.	2.7	-2.0	0.51
8	706.	-669.	417.	-424.	1.6	-0.8	0.94
9	586.	-286.	348.	-419.	2.4	-1.8	0.54
10	526.	-252.	233.	-411.	1.5	-1.2	0.20

(\*)Max e Min de  $\Delta LE$  e  $\Delta H$ : valores máximos e mínimos dos valores instantâneos das anomalias de  $LE$  e  $H$ ;  $\Delta LE$ ,  $\Delta H$  e  $\Delta Rn$ : integrais no tempo (período de simulação) e na superfície (domínio do modelo) dos valores das anomalias, respectivamente, de  $LE$ ,  $H$  e  $Rn$ ,

Os resultados confirmam que, como discutido em 5.2, a alteração da superfície induz um aumento da energia transferida da superfície para a atmosfera sob as formas de calor sensível e latente, resultante da diminuição da radiação térmica emitida pela superfície e que se traduz no aumento global de  $Rn$ . Como indicado na Tabela 4-8 a anomalia global em  $Rn$  é positiva em todos os casos sendo relativamente semelhante em todos os casos de céu limpo. No caso das experiências referentes aos casos das classes 8 e 10 (em que ocorreu formação de nuvens), os valores são muito diferentes entre si, sendo que em cls08\_1980521 o aumento global de  $Rn$  é significativamente superior ao encontrado nas experiências com casos de Verão, enquanto em cls10\_19980531 ocorre exactamente o contrário. Os fenómenos físicos subjacentes a este efeito serão discutidos adiante.

Por último, os impactos globais na evaporação e na precipitação estão sintetizados na Tabela 4-9. Quanto à evaporação, as experiências de casos de Verão indicam valores globais semelhantes aos encontrados e discutidos na secção 4.2. No entanto, mostram que a anomalia da evaporação pode ser ainda mais elevada do que no caso de estudo dos dias 24 e 25 de Julho, correspondendo a mais de 8mm em média sobre a área irrigada na experiência cls07\_19980730. De notar ainda que estes resultados não dizem respeito a todo um ciclo diário, mas só ao período de simulação (6-21TU)

*Tabela 4-9 Impacto da irrigação nos fluxos superficiais de água por classe*

Classe	$\Delta E$ ( $10^9 \text{kg}$ )	$\Delta E/\text{irrig}$ mm	Pac_re ( $10^9 \text{kg}$ )	$\Delta \text{Pac}$ ( $10^9 \text{kg}$ )
<b>2</b>	9.4	7.0	1.0	0.1
<b>5</b>	9.5	7.1	-	-
<b>7</b>	11	8.1	-	-
<b>8</b>	6.4	4.8	36	-8.8
<b>9</b>	9.6	7.1	-	-
<b>10</b>	5.8	4.4	120	4.2

(\*) $\Delta E$ : integral no tempo (período de simulação) e na superfície (domínio do modelo) da anomalia na Evapotranspiração;  $\Delta E/\text{irrig}$ : quociente entre  $\Delta E$  e a área irrigada; Pac\_re: precipitação total acumulada na simulação de controlo em todo o domínio no período de simulação.  $\Delta \text{Pac}$ : anomalia de Pac\_re.

pelo que os valores da anomalia da evaporação diária seriam mais elevados (no caso da simulação do dia 24 de Julho, este valor passa de 7.1 para 8.1 mm, cf. secção 4.2.1).

Como se pode ver na Tabela 4-9, em 3 dos casos de estudo não ocorreu precipitação e só em 2 casos os episódios de precipitação tiveram alguma expressão. Os resultados destas 2 simulações indicam que a presença do perímetro de rega pode ter efeitos contraditórios na precipitação.

No caso cls08\_19990521 a precipitação afectou uma área relativamente limitada no centro do domínio, mas

foi localmente relativamente intensa, com valores acumulados que atingiram pontualmente os 50 mm (resultados da simulação de controlo, Figura 4.27). É um caso de precipitação de origem convectiva e onde a precipitação ocorreu precisamente na área do perímetro de rega e na suas proximidades. Neste caso, a introdução do perímetro de rega resulta numa diminuição da precipitação, precisamente sobre a zona onde esta era mais elevada na simulação de controlo e que se situa numa zona irrigada. Por outro lado, os resultados para este caso de estudo indicam um aumento da precipitação na vizinhança da zona irrigada. Globalmente há uma diminuição da precipitação. O aumento relativamente elevado nos valores globais de  $Rn$  identificado anteriormente está ligado à supressão de nebulosidade e portanto ao aumento da radiação solar incidente na superfície.

Ao contrário, os resultados da experiência cls10\_19990531 indicam um aumento global, ainda que modesto, da precipitação acumulada. Neste dia a precipitação, essencialmente de origem frontal, mais extensa e menos intensa, ocorreu no Norte do domínio, a jusante do perímetro de rega (o escoamento é de Sul) e a anomalia ocorre essencialmente na mesma zona, alterando ligeiramente o padrão da precipitação, aumentando-a nuns locais e diminuindo-a em outros (Figura 4.30).

A análise comparativa das duas 2 situações permite inferir que: (i) a diminuição do fluxo superficial de calor sensível, diminuindo localmente a actividade convectiva na camada superficial da atmosfera, pode diminuir localmente a quantidade de precipitação ou mesmo suprimi-la (cls08\_19980521); (ii) O aumento da evaporação e da CAPE que ocorre sobre a zona irrigada pode ter reflexos a jusante quando as condições dinâmicas favorecerem a ocorrência de precipitação (cls10\_19980531); (iii) os efeitos de brisa gerados pelos contrastes térmicos entre a zona irrigada e a sua envolvente podem ser suficientes para o desenvolvimento de nuvens convectivas e o correspondente aumento da precipitação (cls08\_19980521).

Com base unicamente nestes 2 casos não é possível determinar o sentido global do efeito da alteração da superfície na precipitação.

#### 4.3.4 Impacto médio da irrigação em Julho e Agosto

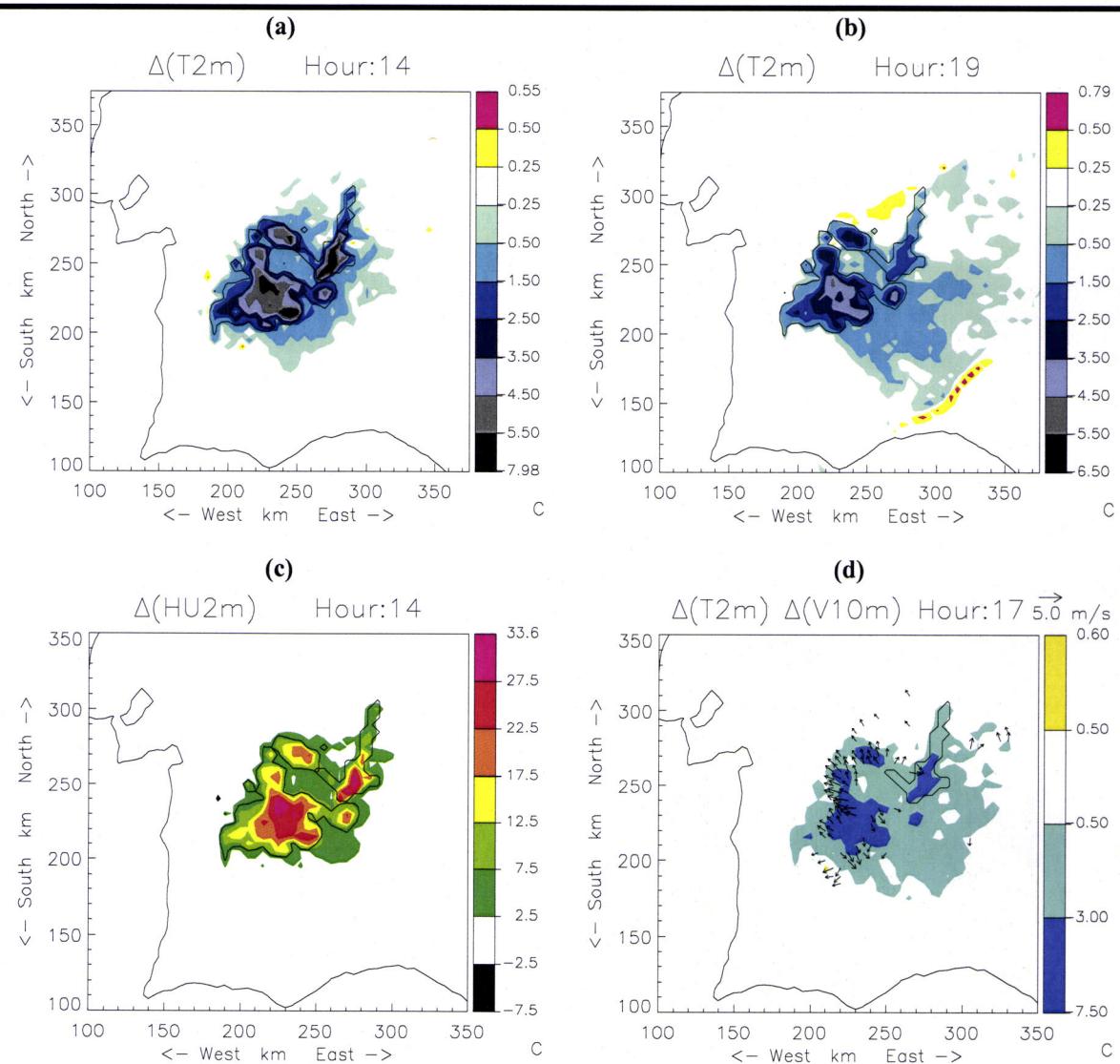


Figura 4.31 Anomalias médias para os meses de Julho e Agosto (ver texto)

Com base nas frequências de ocorrência de situações meteorológicas pertencentes às diversas classes de regime de tempo (Tabela 4-3), e admitindo que os casos de estudo considerados são representativos das classes em que se inserem, é possível estimar os efeitos médios induzidos pela alteração na superfície. Nesse sentido calcularam-se as médias, pesadas pela frequência de ocorrência da classe, dos valores das variáveis meteorológicas junto à superfície. Consideraram-se as frequências sobre os meses de Julho e Agosto, período em que as classes consideradas nas experiências numéricas explicam 98% das situações ocorridas no período 1979-1999 utilizado na

análise de *clusters*. Os impactos médios na temperatura e humidade do ar e no campo do vento junto à superfície, assim calculados, estão sintetizados na Figura 4.31.

Os resultados do programa de simulações indicam que os valores mais elevados do impacto da irrigação na temperatura e na humidade do ar ocorrem, em média, às 14 TU, instante em que a redução em  $T_{2m}$  é superior a 7°C (Figura 4.31a) e o aumento de  $HR_{2m}$  superior a 30% (Figura 4.31c) sobre as zonas mais densamente irrigadas e sobre o lago.

No entanto, é ao fim da tarde que os efeitos se fazem sentir a maiores distâncias da superfície irrigada. Esse efeito é visível mesmo nos valores médios, como está patente no campo da anomalia de  $T_{2m}$  às 19TU (Figura 4.31b), que mostra que a anomalia é superior a 0.5°C em zonas situadas até cerca de 50km, para Sudeste e este do perímetro de rega. O facto do impacto ser, em média, sensível a estas distâncias e nestas direcções resulta de as situações mais frequentes neste período do ano apresentarem circulações de Noroeste e Oeste. Os resultados indicam assim que, em média durante os meses de Julho e Agosto, os impactos serão elevados ( $\Delta T_{2m} > 5^{\circ}\text{C}$ ) sobre a região mais densamente irrigada e o lago e serão sensíveis ( $\Delta T_{2m} > 0.5^{\circ}\text{C}$ ) a Sudeste e Este desta região, mas não a Norte, nem a Oeste.

De notar que a área onde a anomalia na temperatura média do ar é sensível [área perturbada,  $A_p = A(\Delta T_{2m} > 0.5^{\circ}\text{C})$ ] é, às 19TU (Figura 4.31b), de aproximadamente 7500 km<sup>2</sup>, ou seja equivale a mais de 5.5 a área irrigada ( $A_{ir} = 1341 \text{ km}^2$ ). Calculando a Área perturbada média, não a partir das anomalias da temperatura média, mas como a média pesada (pela frequência de ocorrência) das áreas perturbadas em cada classe, obtém-se valores mais elevados, representados graficamente na Figura 4.32.

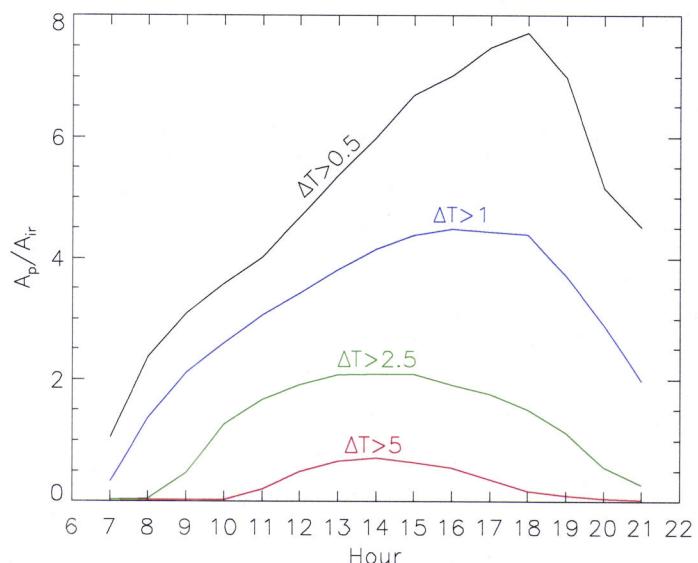


Figura 4.32 Área perturbada,  $A_p$ , escalada pela área irrigada,  $A_{ir}$ , onde a anomalia (negativa) de  $T_{2m}$  é superior ao valor indicado sobre cada linha.

Nessa figura está representada a evolução temporal da área perturbada média, escalada por  $A_{ir}$ . Consideram-se 4 Áreas perturbadas, correspondentes às áreas onde a anomalia de  $\Delta T_{2m}$  é, respectivamente, superior a 0.5, 1, 2.5 e 5°C. Pode ver-se que, em média,  $A_p(\Delta T_{2m}>0.5^{\circ}\text{C})$  atinge o seu valor máximo, de quase  $8 \times A_{ir}$ , às 14 TU.

No outro extremo, a área de elevado impacto ( $\Delta T_{2m}>5^{\circ}\text{C}$ ) é mais elevada às 14 TU, instante em que  $A_p$  é equivalente a cerca de 50% de  $A_{ir}$  ( $A_p/A_{ir}=0.57$ , Figura 4.32 - curva a vermelho). A Figura

4.32 indica ainda que o impacto é em média superior a  $2.5^{\circ}\text{C}$  ( $1^{\circ}\text{C}$ ) numa área equivalente a 2 vezes (4vezes) a área irrigada às 14 (16) TU.

Na Figura 4.31d estão traçados os vectores da média da anomalia do vento, no instante em que o impacto no campo do vento é mais elevado. Estes resultados indicam que a geração do efeito de brisa será discernível, em média, nas imediações do limite ocidental da área irrigada, onde a brisa à superfície tende a opor-se à circulação de escala sinóptica e a magnitude da anomalia do vento atinge os  $3\text{ ms}^{-1}$ . Calculando o impacto global na intensidade do vento verifica-se que as alterações na superfície induzem uma diminuição. Escalando a anomalia global da intensidade do vento pela área da irrigação mais a área da albufeira, ou seja dividindo o somatório de  $\Delta|V_{10m}(i,j)|$  sobre todo a área de simulação ( $\sum_{i,j} \Delta|V_{10m}| \times 25\text{ km}^2$ ) por ( $A_{ir} + A_{alb}$ ) obtém-se um valor de aproximadamente  $1.7\text{ ms}^{-1}$  às 17TU.

De forma análoga ao efectuado para as variáveis meteorológicas junto à superfície, calcularam-se os impactos médios nos fluxos superficiais de energia. Os resultados, também escalados pela área da irrigação estão indicados na Figura 4.33, onde se pode ver que a anomalia de LE é de quase  $600\text{ W por m}^2$  de área irrigada, ao início da tarde (13-15 TU). Deve notar-se que estes fluxos se distribuem desigualmente por uma área muito maior.

Na Tabela 4-10 indicam-se os valores

médios globais da anomalia dos fluxos energéticos à superfície. Estas foram calculadas dividindo as anomalias dos valores integrais da energia transferida sob as diversas formas entre a superfície e a atmosfera (em J) pela área irrigada e pelo período de 1dia. Os sinais seguem a definição habitual, pelo que indicam, como discutido anteriormente, um aumento global do fluxo de calor latente, uma diminuição global do fluxo de calor sensível e uma diminuição global do fluxo radiativo de grande c.d.o. emitido pela superfície que se traduz no aumento de  $R_N$ . De notar que os valores presentes na Tabela 4-10 correspondem a uma média diária, mas o cálculo da energia foi efectuado sobre o período de simulação que não inclui a noite. De acordo com os resultados referentes à simulação de 24 de Julho (classe 5, secção 4.2), estes valores deverão ser aumentados em cerca de 10%.

Numericamente, os valores indicados na Tabela 4-10 parecem exageradamente elevados quando se compararam com os forçamentos radiativos impostos em estudos sobre as mudanças climáticas. Isso acontece por estarem escalados pela área irrigada. Se em vez desta área se considerasse, por

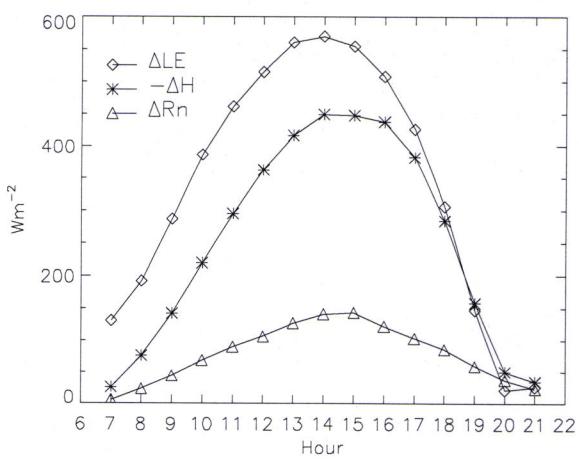


Figura 4.33 Anomalia média nos meses de Julho e Agosto, dos fluxos superficiais de energia: LE, H e  $R_n$  (ver texto)

exemplo, a área da Península ( $\sim 6 \times 10^5 \text{ km}^2$ ), obtinham-se valores de forçamento energético da ordem respectivamente de 0.47, -0.35 e 0.11  $\text{W m}^{-2}$ , o que já são, a essa escala, números importantes.

O escalamento pela área irrigada é, no entanto, o mais apropriado pois, deste modo, os resultados são virtualmente independentes do domínio de simulação e podem servir como estimativa para projectos de irrigação da mesma escala e em condições climáticas

semelhantes. Fornece igualmente valores utilizáveis em estudos sobre o impacto das alterações do uso dos solos nas mudanças climáticas, assunto que vem merecendo uma atenção crescente (cf. Pielke, 2001 ou Pitman, 2003). A este propósito é de notar que, apesar dos resultados indicarem um arrefecimento local, devido à diminuição de  $H$ , o efeito global na atmosfera, induzido pela irrigação, joga no sentido do aumento da energia transferida da superfície para a atmosfera, à custa da diminuição da radiação térmica emitida.

Nesta perspectiva, e não considerado todos os efeitos do aumento da nebulosidade decorrente da injecção de vapor de água, nem a parcela da radiação terrestre absorvida na atmosfera, pode concluir-se, dos resultados, que a introdução da irrigação se traduz num forçamento energético de cerca de 50 W por  $\text{m}^2$  de área irrigada (valor de  $\Delta R_N$ ), um resultado não intuitivo e potencialmente importante.

*Tabela 4-10 Impacto médio em Julho e Agosto nos fluxos superficiais de energia (por unidade de área irrigada e por dia)*

$\Delta E (\text{W m}^{-2})$	$\Delta H (\text{W m}^{-2})$	$\Delta R_N (\text{W m}^{-2})$
212	-157	48

## 4.4 Impacto da irrigação em situações de convecção húmida

Os episódios de precipitação convectiva no Verão sobre o Sul de Portugal são pouco frequentes pelo que a classificação dos regimes de tempo efectuada na secção anterior (4.3) não permitiu isolar uma classe correspondente a situações convectivas. Assim, para discutir os efeitos do perímetro de rega e da albufeira em situações convectivas decidiu proceder-se à simulação de alguns casos de estudo correspondentes a situações convectivas.

### 4.4.1 Selecção de casos de estudo e configuração das experiências

Um primeiro conjunto de casos de estudo foi seleccionado com base numa inspecção (subjectiva) das imagens satélite de órbita polar NOAA correspondentes aos meses de Junho, Julho e Agosto dos 2 anos da campanha *CICLUS* (1998 e 1999). Foram deste modo seleccionados os 3 dias em que as imagens eram mais indicativas da existência de nuvens convectivas: 2 de Junho de 1998, 13 e 27 de Julho de 1999. Exemplos de imagens satélite correspondentes a estes dias podem ser vistas nas Figura 4.34.

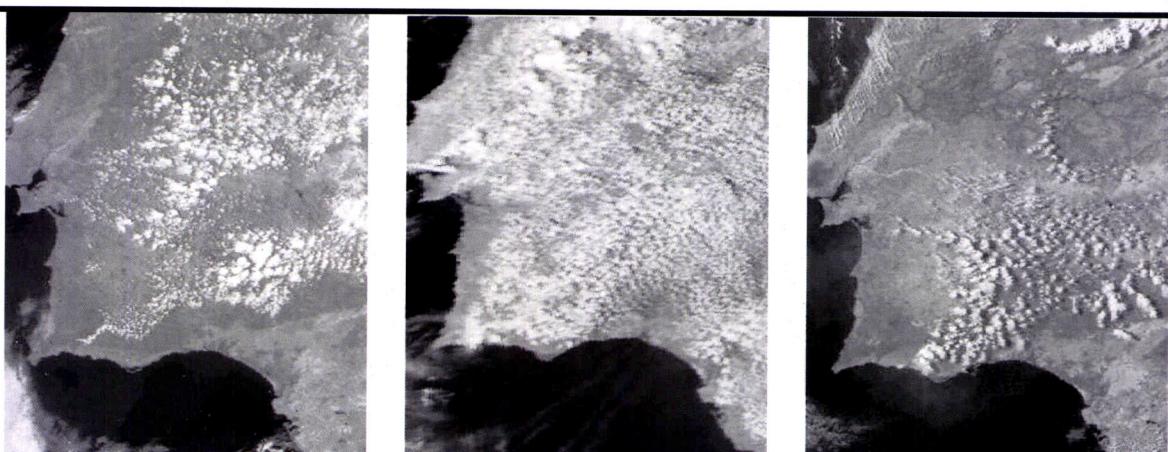


Figura 4.34 Imagens satélite NOAA na banda do visível respeitantes a (da esquerda para a direita): 13-07-1999: 15:35; 02-06-1998: 13:56; 27-07-1999 : 17:35

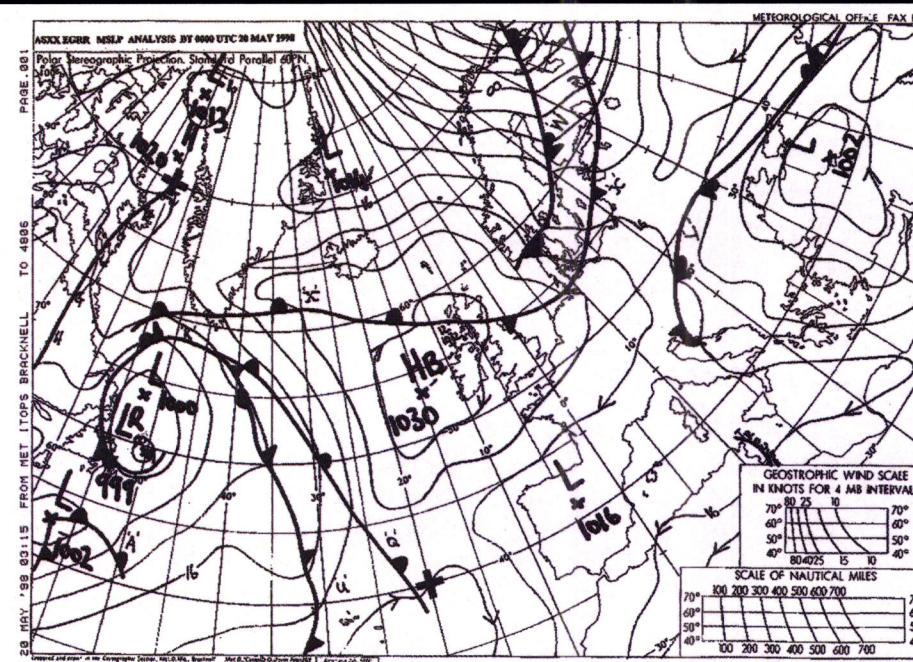
---

Numa segunda fase, cruzaram-se as séries de precipitação de Primavera e Verão contidas na base de dados *CICLUS* com informação contida nas cartas sinópticas e em imagens de satélite de modo a determinar o episódio de precipitação de origem convectiva de maior extensão e duração nos 2 anos que durou a campanha. Esta análise permitiu identificar o período de 18 a 22 de Maio de 1998 que inclui o caso de estudo correspondente à classe 8 analisado na secção anterior.

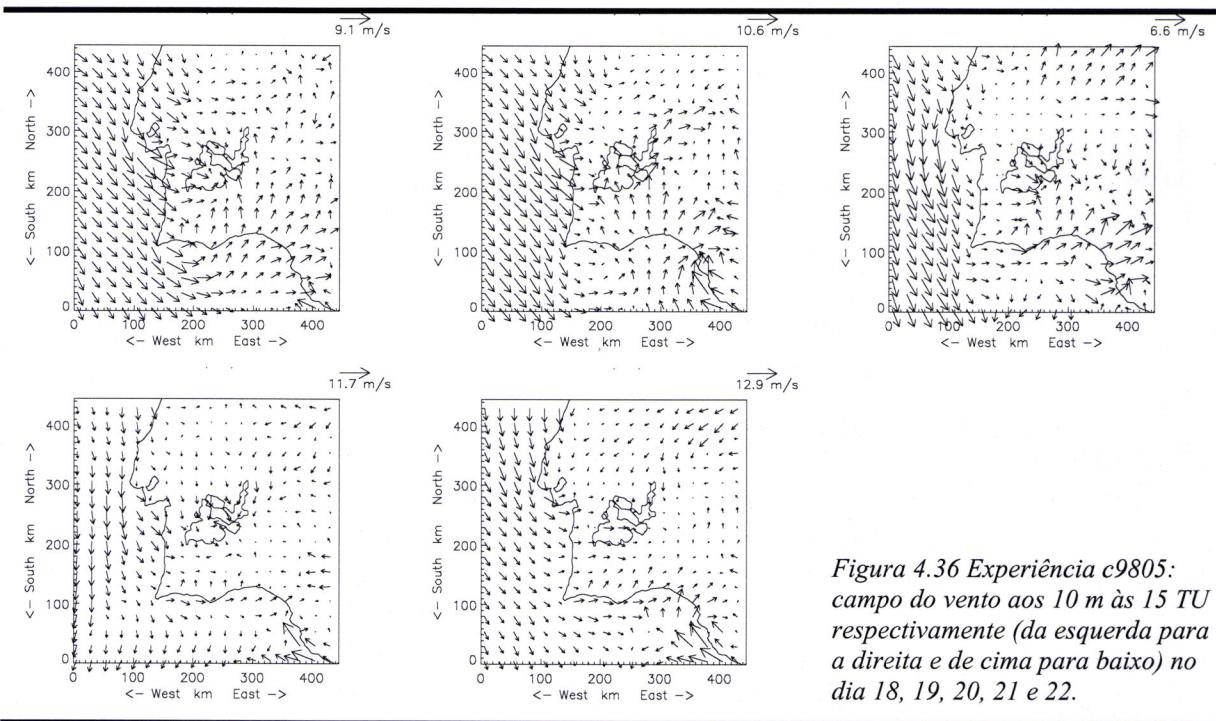
A metodologia utilizada foi descrita na secção 4.1.3, tendo-se executado um par de simulações (controlo e com Alqueva) para cada um dos casos de estudo. Utilizaram-se as mesmas resoluções horizontal (5km) e vertical e o mesmo domínio das simulações discutidas nas secções 5.1.3 e 5.1.4. Para cada um dos casos de Junho e Julho, o período de simulação foi de 18 horas com início às

00TU. O período de 18 a 22 de Maio de 1998 foi considerado como um único caso de estudo, tendo as simulações sido inicializadas a partir das análises ARPEGE das 00 TU do dia 18. Nesta secção só se apresentam resultados referentes aos impactos na precipitação. A experiência de período mais longo (18 a 22 de Maio de 1998) será olhada com mais detalhe, enquanto que dos resultados referentes às outras 3 situações só serão apresentados valores de impacto global.

Durante o período 18-22 de Maio de 1998 a situação sinóptica caracterizou-se, à superfície, pela presença de um anticiclone sobre as ilhas britânicas e a formação de depressão sobre a Península com fraco gradiente de pressão, como exemplificado na Figura 4.35. Nestas condições, o escoamento junto à Costa Ocidental manteve-se de Norte durante todo o período, enquanto que para o interior sofreu variações inter e intra diurnas. Sobre a zona irrigada predominaram as situações de vento de Oeste e de Sul, como indicado pelos campos do vento, aos 10m, às 15 TU, produzidos pelo modelo (simulação de controlo) que podem ser visualizados na Figura 4.36. Em todos os dias deste período, as observações indicaram a ocorrência de episódios de precipitação ao fim da tarde (ver Figura 4.37).



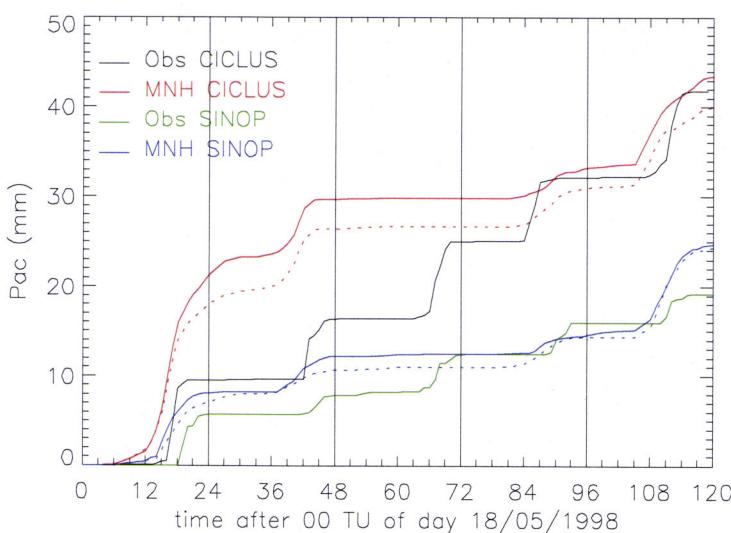
*Figura 4.35  
Pressão ao nível  
médio do mar e  
frentes (Met  
Office, UK) às 00  
TU do dia 20 de  
Maio.*



**Figura 4.36 Experiência c9805:**  
campo do vento aos 10 m às 15 TU  
respectivamente (da esquerda para  
a direita e de cima para baixo) no  
dia 18, 19, 20, 21 e 22.

#### 4.4.2 Impacto na precipitação

A Evolução temporal da precipitação acumulada na simulação de controlo foi comparada com a precipitação registada nas estações sinópticas existentes na região e com as estações *CICLUS*. Os valores médios da precipitação sobre o conjunto das estações *CICLUS* bem como sobre o conjunto das estações sinópticas estão representados graficamente na Figura 4.37. No cálculo dos valores médios sobre as estações sinópticas foram consideradas as estações cujas séries de precipitação não continham falhas neste período e são as que constam da Tabela 4-11, onde se comparam os valores da precipitação total acumulada,  $P_{ac}$ , durante o período de simulação.



**Figura 4.37** Evolução da  
precipitação acumulada no  
período de simulação: média  
dos valores observados (preto)  
e simulados (vermelho) sobre as  
estações *CICLUS*; média dos  
valores observados (verde)  
e simulados (azul) nas estações  
sinópticas. Os resultados da  
simulação de controlo estão  
representados por linhas  
contínuas e os da simulação  
com irrigação por linhas  
tracejadas.

Os valores de  $P_{ac}$  nas simulações numéricas incluem a precipitação explicitamente simulada na malha do modelo e a precipitação convectiva de sub escala, fornecida pelo esquema de convecção utilizado (Bechtold et al., 2001; cf. Tabela 3-1). No entanto, neste caso de estudo, a precipitação explícita representa menos de 3% de  $P_{ac}$  em todo o domínio, o que fornece um indicador adicional sobre a natureza convectiva da precipitação registada neste período.

Como está mostrado na Figura 4.37, o MesoNH reproduz bem a precipitação total observada nas estações *CICLUS* e nas estações sinópticas, sendo os valores médios acumulados ligeiramente superiores aos observados. No entanto, o modelo não simula a precipitação ocorrida no dia 20, como também reproduz mal a evolução da temperatura do ar nesse dia, como pode ser visto na Figura 4.38, particularmente na zona central do domínio (Évora) onde o modelo produz demasiadas nuvens altas. Nos outros dias, o MesoNH reproduz os eventos de precipitação observados, apesar de tender a antecipar o início dos eventos e a aumentar a sua duração.

*Tabela 4-11 Precipitação acumulada entre as 00TU do dia 18 e as 00TU do dia 23 de Maio de 1998:  
Valores observados (Obs), resultados das simulações de controlo (MNH) e com irrigação (MNH\_ir)*

	Obs (mm)	MNH (mm)	MNH_ir (mm)
<b>Estações CICLUS</b>			
<b>Mitra</b>	13.6	27.1	36.3
<b>Barrosinha</b>	31.0	55.4	49.7
<b>Reguengos</b>	55.8	26.3	26.5
<b>Portel</b>	33.6	51.8	25.5
<b>Monte Novo</b>	46.2	45.1	31.3
<b>Divor</b>	53.9	43.9	55.7
<b>Casa Alta</b>	58.3	32.7	26.7
<b>Média</b>	41.8	43.4	39.9
<b>Estações Sinópticas</b>			
<b>SAGRES</b>	0.2	1.6	1.1
<b>SINES</b>	1.7	9.1	13.0
<b>ÉVORA</b>	29.9	55.7	58.9
<b>BEJA</b>	73.2	37.5	45.3
<b>PORTALEGRE</b>	25.7	25.6	14.2
<b>LISBOA/G.C.</b>	5.5	23.9	20.4
<b>RIO MAIOR</b>	0.4	11.9	13.8
<b>SANTARÉM</b>	7.0	10.4	7.6
<b>ELVAS</b>	44.7	34.1	22.0
<b>NEVES CORVO</b>	22.8	56.2	65.1
<b>CABOCARVOEIRO</b>	0.0	5.7	6.1
<b>Média</b>	19.2	22.5	21.9

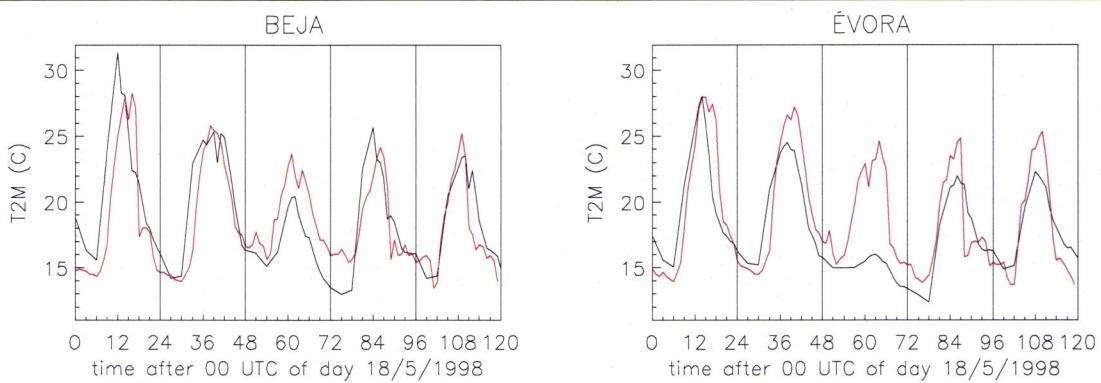


Figura 4.38 Evolução da temperatura do ar aos 2m: resultados da simulação de controlo (a preto) e observações (a vermelho).

O campo da precipitação acumulada na simulação de controlo, sobre a orografia, pode ser visto na Figura 4.39. De acordo com os resultados, a precipitação acumulada foi elevada nas encostas Norte da cadeia montanhosa da Serra Morena (incluindo a vertente Norte da Serra algarvia) e no Alto Alentejo. Na costa Sul e no vale do Tejo a precipitação foi reduzida ou mesmo nula.

Na Figura 4.39 encontra-se também representado o campo da anomalia total da precipitação. A anomalia da precipitação sobre as estações (*CICLUS* e sinópticas) está indicada na Tabela 4-11 e representada graficamente na Figura 4.37. Os resultados indicam uma ligeira diminuição média nestes dois conjuntos de locais, apesar de diferenças na magnitude e sentido de  $\Delta P_{ac}$  de local para local (Tabela 4-11).

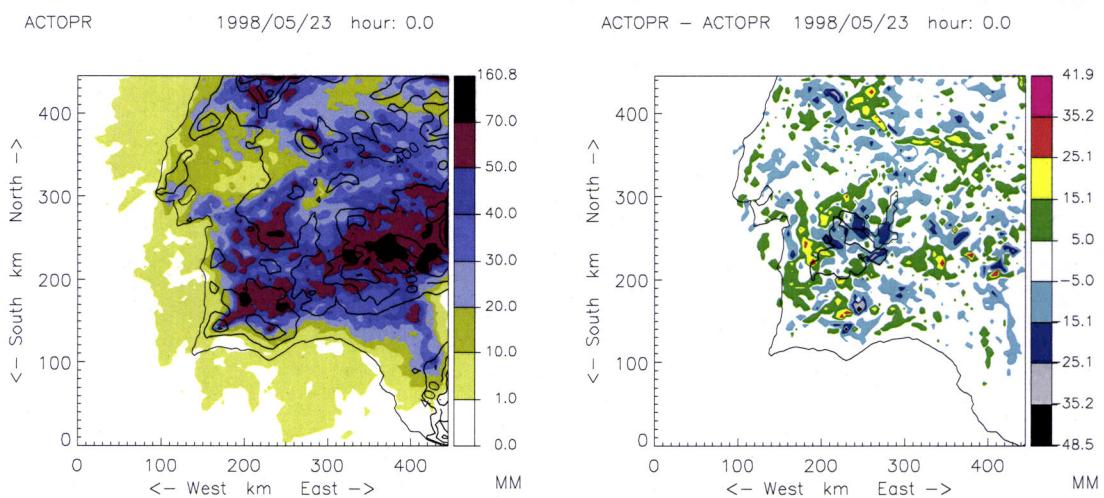


Figura 4.39 Precipitação total acumulada no período de simulação (esquerda) e anomalia da precipitação total acumulada (direita) em mm.

Sobre o conjunto do domínio, o campo de  $\Delta P_{ac}$  é bastante complexo (Figura 4.39) indicando impactos, ora positivos ora negativos, um pouco por todo o domínio. No entanto sobre o lago e a

zona irrigada a anomalia é em geral negativa enquanto na sua vizinhança próxima há predominância de zonas onde  $\Delta P_{ac}$  é positiva. O cálculo das médias dos valores de  $P_{ac}$  sobre diversos subdomínios (Tabela 4-12) mostra que os resultados da experiência numérica sugerem uma diminuição marginal da precipitação sobre o conjunto do domínio (e superfície continental não alterada), uma relativamente maior diminuição sobre a zona irrigada e, principalmente, sobre o lago. No entanto, na vizinhança da zona irrigada as simulações indicam um aumento, marginal, da precipitação acumulada, como se pode ver pelos valores médios de  $P_{ac}$  calculados sobre os pontos da malha não irrigados e que distam menos de 50 km da zona irrigada (última linha da Tabela 4-12).

Apesar de pouco expressivos estes resultados indicam que se está perante a manifestação de 2 mecanismos físicos de interacção entre a ocupação da superfície e o desenvolvimento de nuvens de desenvolvimento vertical. Por um lado, sobre a zona irrigada e, principalmente, sobre o lago, a diminuição do fluxo de calor sensível diminui a instabilidade na camada superficial, reduzindo a convecção. Por outro, a geração de circulações térmicas junto à fronteira entre a região irrigada e a sua vizinhança induz a criação de zonas de convergência, com aumento da convecção.

*Tabela 4-12 Média da precipitação acumulada sobre diferentes sub-domínios nas simulações de controlo (MNH) e na simulação com irrigação (MNH\_ir)*

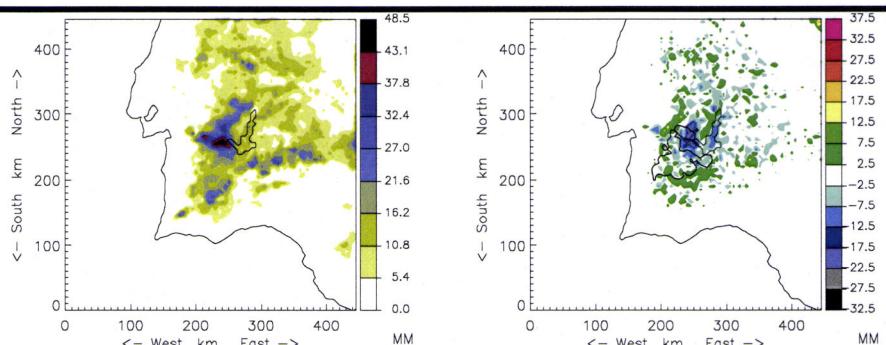
	MNH	MNH_ir
<b>Domínio de simulação</b>	18.0mm ( $3.64 \times 10^{12}$ kg)	17.8mm ( $3.61 \times 10^{12}$ kg)
<b>Continente</b>	31.7mm ( $3.53 \times 10^{12}$ kg)	31.4mm ( $3.50 \times 10^{12}$ kg)
<b>Zona irrigada</b>	46.4mm ( $6.23 \times 10^{10}$ kg)	42.2mm ( $5.66 \times 10^{12}$ kg)
<b>Albufeira</b>	33.8mm ( $1.07 \times 10^{10}$ kg)	20.0mm ( $0.63 \times 10^{10}$ kg)
<b>Continente sem área perturbada</b>	31.5mm ( $3.46 \times 10^{12}$ kg)	31.3mm ( $3.44 \times 10^{12}$ kg)
<b>Vizinhança da zona irrigada (distância inferior a 50km)</b>	36.6mm ( $9.07 \times 10^{11}$ kg)	36.8mm ( $9.12 \times 10^{11}$ kg)

Os valores da anomalia da precipitação apresentam não só uma elevada heterogeneidade espacial como também alguma variabilidade temporal como indicado na Figura 4.41, onde os maiores valores de  $\Delta P$  correspondem a ligeiras translações no tempo de ocorrência de episódios de precipitação. A magnitude, o padrão espacial e mesmo o sentido do impacto variam de dia para dia durante o período de simulação, como pode ser visto na Figura 4.40.

Em todo o caso, as alterações na precipitação, induzidas pela presença do perímetro de rega e a albufeira só ocorrem, de acordo com os resultados, nas áreas onde a simulação de controlo indica que ocorre precipitação. Ou seja, as alterações na superfície não geram episódios de precipitação sobre zonas onde não ocorria precipitação.

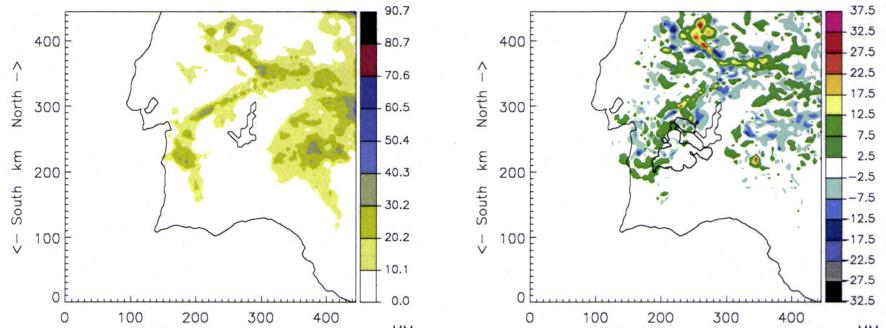
Dia 18 de Maio

	MNH	MNH_ir
C	5.7	5.7
Ir	17.2	14.6
Al	12.0	6.0



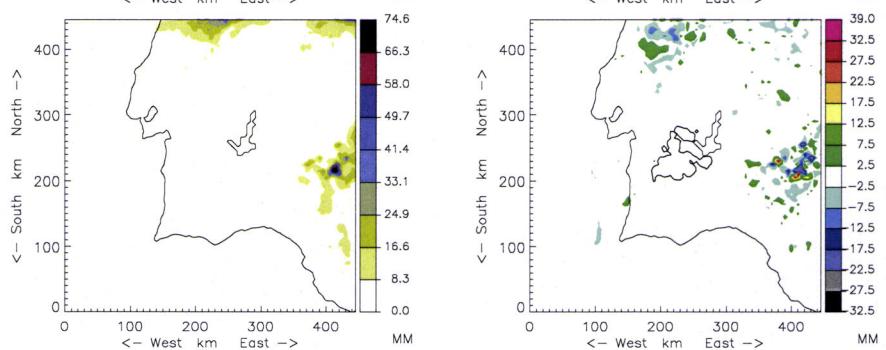
Dia 19 de Maio

	MNH	MNH_ir
C	7.7	7.8
Ir	5.3	4.9
Al	0.2	0.1



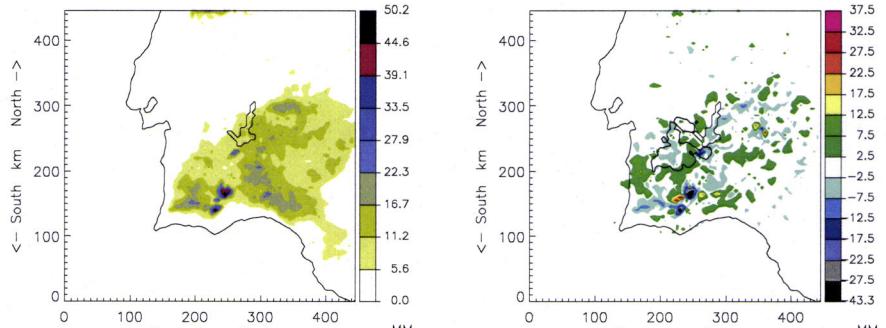
Dia 20 de Maio

	MNH	MNH_ir
C	2.8	2.7
Ir	0	0
Al	0	0



Dia 21 de Maio

	MNH	MNH_ir
C	4.9	5.1
Ir	7.7	7.0
Al	9.6	8.0



Dia 22 de Maio

	MNH	MNH_ir
C	10.3	9.9
Ir	16.1.	15.6
Al	11.8	5.6

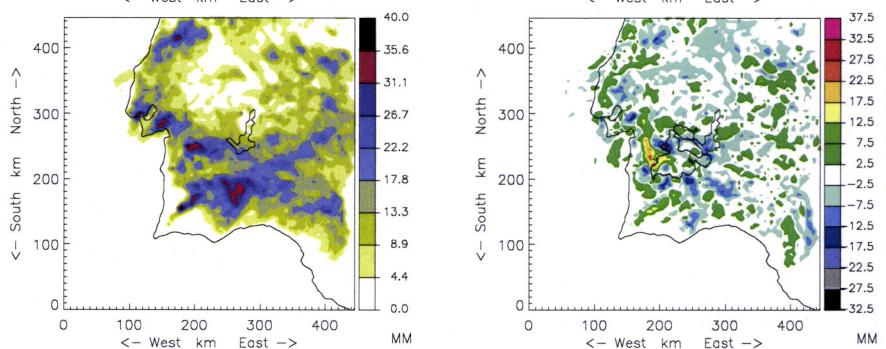
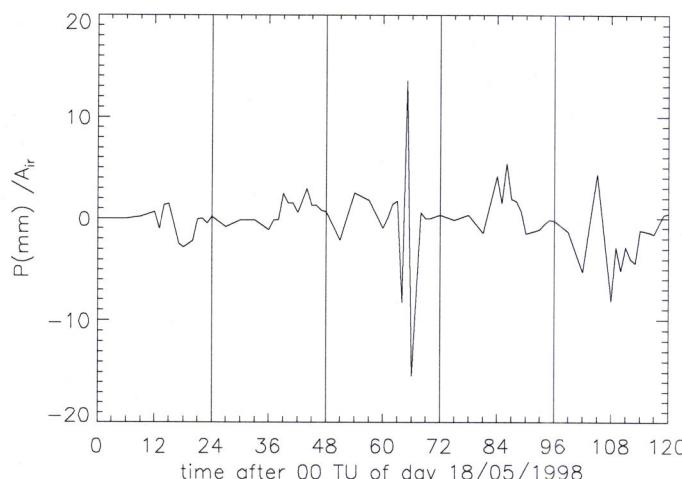
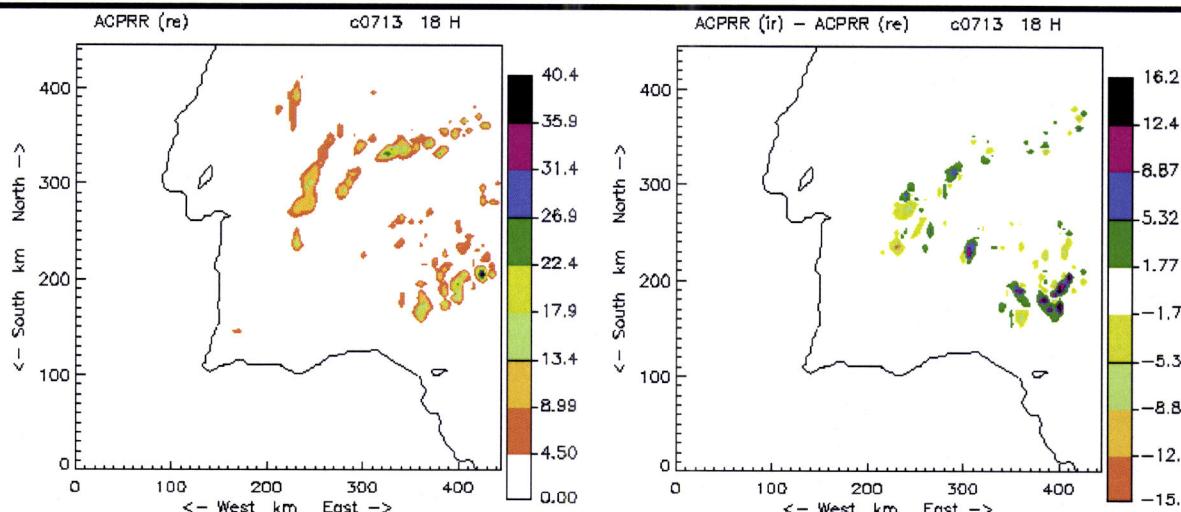


Figura 4.40 Precipitação acumulada em cada dia (esquerda) e respectiva anomalia (direita). As tabelas indicam os valores da precipitação acumulada nas simulações de controlo (MNH) e com irrigação (MNH\_ir) sobre a zona continental não alterada (C), sobre a zona irrigada (Ir) e sobre a albufeira (Al)



*Figura 4.41 Evolução temporal da anomalia da precipitação horária total sobre o domínio, escalada pela área irrigada.*

Os resultados das simulações dos casos de estudo de Junho e Julho confirmam que os impactos da alteração da superfície se fazem sentir sobre a região onde ocorreu precipitação, que há alterações no padrão espacial da precipitação (ver Figura 4.42, Figura 4.43 e Figura 4.44) e que o impacto global na precipitação acumulada é reduzido. No entanto em todos estes casos o impacto, ainda que reduzido, é positivo.



*Figura 4.42 Experiência c0713: (esquerda) Precipitação acumulada (mm) no período de simulação (00-18TU) na simulação de controlo e (direita) anomalia da precipitação acumulada no mesmo período.*

Um sumário dos valores do impacto da irrigação e do lago na precipitação total acumulada nos períodos de cada uma das simulações realizadas está inscrito na Tabela 4-13. Os resultados não são conclusivos sobre o impacto que a criação da albufeira e do perímetro de rega poderão ter na precipitação na escala regional. Indicam no entanto que o seu efeito é marginal.

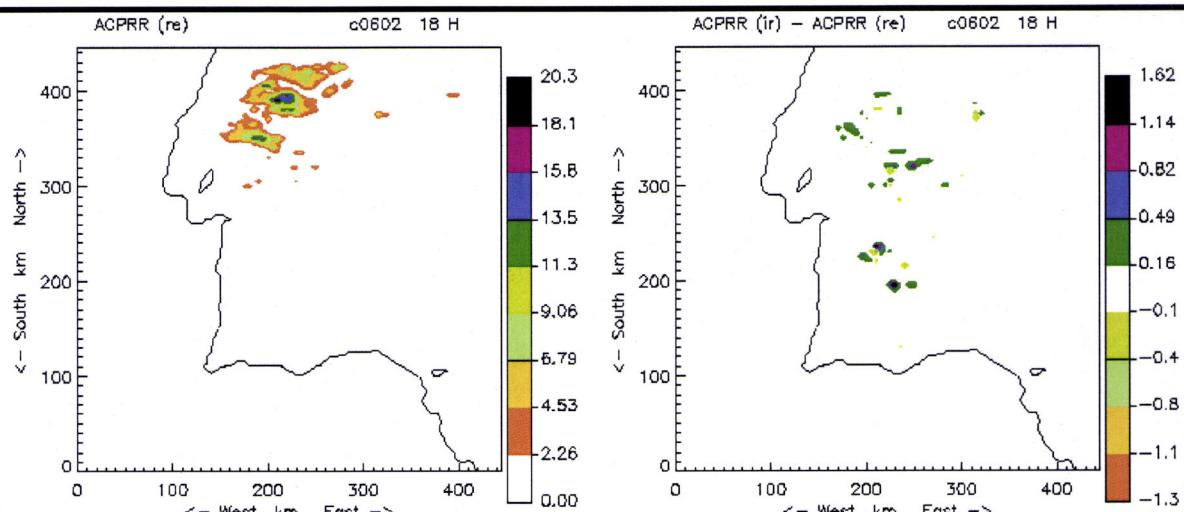


Figura 4.43 Experiência c0602: (esquerda) Precipitação acumulada (mm) no período de simulação (00-18TU) na simulação de controlo e (direita) anomalia da precipitação acumulada no mesmo período.

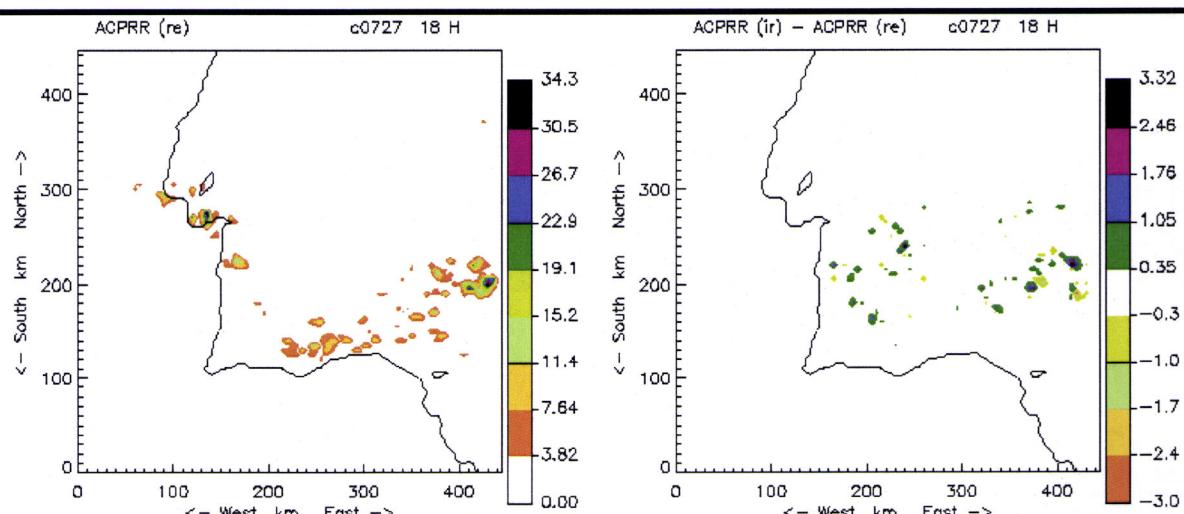


Figura 4.44 Experiência c0727: (esquerda) Precipitação acumulada (mm) no período de simulação (00-18TU) na simulação de controlo e (direita) anomalia da precipitação acumulada no mesmo período.

Tabela 4-13 Sumário do impacto da alteração na superfície na Precipitação Acumulada

<b>Dia de Simulação</b>	<b>Precipitação Acumulada (controlo) (<math>10^7 m^3</math>)</b>	<b>Precipitação Acumulada (com irrigação) (<math>10^7 m^3</math>)</b>	<b>Incremento (%)</b>
<b>27-07-1999</b>	6.60	6.74	2.1%
<b>13-07-1999</b>	10.66	11.05	3.6%
<b>02-06-1998</b>	3.74	3.80	1.5%
<b>18/22-06-1998</b>	363	361	-0.7%

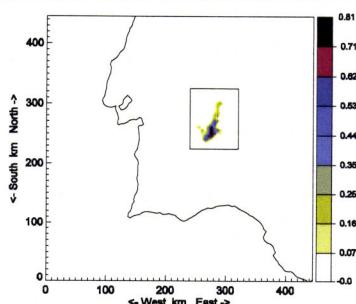
## 4.5 Tentativa de avaliar os efeitos locais da albufeira no período do Verão

A resolução horizontal de 5km utilizada nas experiências anteriores não permite resolver fenómenos cuja escala seja inferior a 10km ( $2\Delta x$ ). Não se pode assim esperar com essa metodologia obter resultados detalhados sobre os efeitos locais da albufeira, até por que, alguns estudos sugerem (cf. ICOLD, 1996), que os efeitos de uma albufeira com a dimensão da de Alqueva não se deverão sentir a mais de 20 km das suas margens.

Para nos aproximarmos deste objectivo foi lançada uma experiência numérica com resolução de 1km para o caso de estudo do dia 24 de Julho de 1998. Este caso de estudo pertence ao período de observações intensivas da campanha CICLUS (Apêndice) e tem sido considerado, no âmbito deste trabalho como representativo de uma situação típica da circulação de Verão sobre a região (ver Capítulo 3).

### 4.5.1 Metodologia da simulação de alta resolução (1km)

Não havendo capacidade de cálculo para realizar simulações a 1km utilizando o conjunto do domínio definido para a simulação a 5km ( $450 \times 450 \text{ km}^2$ ), optou-se por seguir a técnica de aninhamento de grelhas (*grid nesting*), uma técnica frequentemente utilizada em mesoscala e disponível no MesoNH. Uma simulação consta assim de uma corrida onde o modelo é integrado em simultâneo nas duas grelhas, para permitir interacções entre as duas resoluções. Na literatura científica é comum utilizar-se a designação modelo pai e modelo filho (ou modelo 1, modelo 2, modelo 3, etc, quando há vários níveis de aninhamento) para nomear a discretização do modelo em cada uma das grelhas. Em diante utilizar-se-á esta designação.



*Figura 4.45 Domínios dos modelos pai (quadrado exterior) e filho (rectângulo interior) com a representação da albufeira sob a forma de fracção de superfície ocupada por água (em escala de cores).*

Em simulações com grelhas aninhadas é obrigatório, entre outras condições, que a resolução do modelo filho seja um submúltiplo da resolução do modelo pai, e que os vértices exteriores da grelha fina coincidam com pontos do modelo pai. De igual modo se exige que o passo de tempo do modelo filho seja um múltiplo do utilizado no modelo pai. No caso do MesoNH, e em outros modelos de mesoscala, exige-se ainda que a resolução vertical seja a mesma em todos os modelos. Uma descrição detalhada sobre a aplicação da técnica de aninhamento de grelhas no MesoNH pode ser vista em Stein et al. (2000).

Os factores de escala entre os modelos pai e filho mais utilizados em trabalhos reportados na literatura variam entre 2 e 5 (ver por exemplo Pagowski et al., 2004 e Zhong et al., 2001). Neste trabalho utiliza-se um factor de escala de 5, já testado em outros trabalhos com o MesoNH,

nomeadamente em Lemonsu e Masson (2002): modelo pai a 5km de resolução e modelo filho a 1 km.

Por uma questão de compatibilidade com os resultados anteriores, as características do modelo pai foram exactamente as utilizadas na experiência a 5km de resolução, c242507\_re (ver Capítulo 3), para a simulação de controlo e c242507\_ir (ver secção 4.2) para a simulação com a superfície alterada pelo perímetro de rega e a albufeira. Dado a albufeira ser mais alongada na direcção Norte-Sul, optou-se por considerar um domínio rectangular para as simulações a 1km. Assim, o domínio do modelo de alta resolução abrange uma área de  $80 \times 100 \text{ km}^2$  com centro na albufeira, que pode ser visto na Figura 4.45. As principais características do modelo filho (c2407\_1km) estão indicadas na Tabela 4-14.

*Tabela 4-14 Características principais das simulações a 1km de resolução (modelo filho).*

Experiências	c2407_1km_re (controlo) e c2407_1km_al (com Alqueva)
Domínio	80×100 km <sup>2</sup> “aninhado” no domínio de 450×450 km <sup>2</sup> (ver Figura 4.45)
Resolução horizontal	1 km × 1 km
Níveis verticais	40 níveis, os mesmos das experiências anteriores
Período de simulação	Dia 24/07/1998: 12 horas, com início às 06H
Passo de Tempo	5 s
Condições Iniciais e de Fronteira	Impostas pelos resultados da simulação a 5 km através da técnica de <i>two way grid nesting</i>
Opções físicas	As mesmas utilizadas a 5km de resolução (Tabela 3-1), sem parametrização da convecção

Os modelos interagem nos dois sentidos (*two-way grid-nesting*). O modelo filho é iniciado às 06 UT do dia 24, 6 horas depois do modelo pai de modo a reduzir os efeitos de *spinup*. Os campos iniciais são obtidos por interpolação dos resultados do modelo pai. Em cada passo de tempo os valores das variáveis do modelo pai definem as condições fronteira do modelo filho. Por sua vez os resultados do modelo filho são agregados para a resolução mais grosseira e entram num termo de relaxação nas equações de evolução do modelo pai (ver Stein, 2000).

As opções da física utilizadas no modelo filho são as das simulações a 5km de resolução, excepto que não se utiliza nenhum esquema de parametrização para a convecção, uma vez que diversos estudos (e.g. Weisman et al., 1997) têm concluído que a 1 km de resolução os modelos de mesoscala não hidrostáticos resolvem explicitamente a estrutura e a evolução dos sistemas convectivos nas escalas importantes para a precipitação e a energética da atmosfera.

Segundo a metodologia anterior esta experiência incluiu duas simulações, uma de controlo, sem Alqueva, e outra com Alqueva. Os campos superficiais necessários à integração do modelo filho foram obtidos por agregação dos dados das bases de dados referidas na Tabela 3-1. A resolução de 1 km é próxima da das bases ECOCLIMAP, de onde se derivam os parâmetros de ocupação dos

solos e as características da superfície, e GTOPO30, para a orografia. Deste modo, cada ponto da grelha superficial do modelo filho não contém heterogeneidades de subescala, excepto as decorrentes do facto de a grelha do modelo e a das bases de dados não se encontrarem justapostas. O mesmo acontece com a representação da albufeira, que foi construída a partir dos pontos onde a elevação dada por GTOPO30 é inferior à cota máxima (152m). Assim, ao contrário do que acontece a 5km, existem no domínio fino muitos pontos da grelha totalmente cobertos de água.

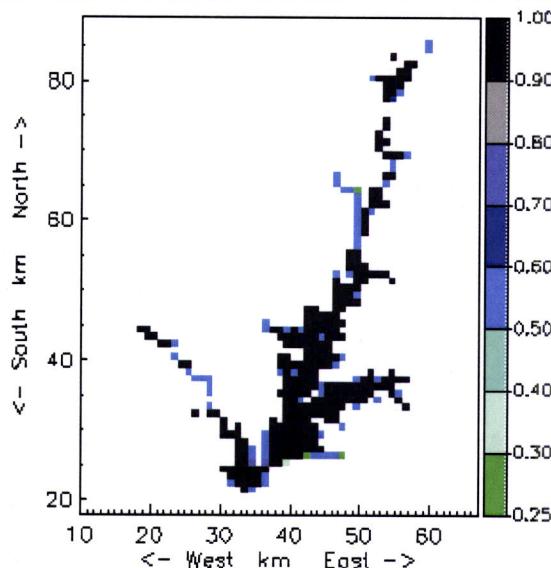


Figura 4.46 Representação da albufeira de Alqueva no modelo de alta resolução (modelo filho): fracção de superfície ocupada por água, em escala de cores.

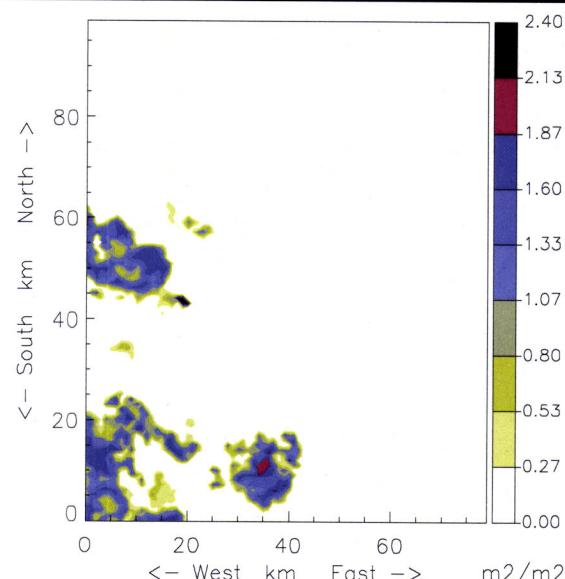


Figura 4.47 Anomalia no campo de LAI na simulação a 1km de resolução

A fracção de área ocupada pela Albufeira no domínio da simulação a 1 km está representada na Figura 4.46. A área total ocupada corresponde a  $318 \text{ km}^2$ , mais do que o previsto, havendo ao todo 282 pontos de  $1 \times 1 \text{ km}^2$  totalmente cobertos de água. Este facto decorre do algoritmo utilizado para determinar os pontos ocupados pela albufeira, que inclui todos os pontos cuja altitude média é inferior a 152m e que estão na zona da bacia do Guadiana, a montante da barragem. Este método tende a sobreavaliar a área ocupada pela Albufeira pois inclui pontos que apesar de abaixo da cota máxima não fazem parte da albufeira. Como o objectivo é estimar os efeitos máximos da albufeira sobre a atmosfera, não pareceu grave esta sobre-representação de Alqueva nas simulações.

A superfície da simulação com Alqueva inclui também a alteração decorrente do perímetro de rega, introduzida de acordo com o descrito em 4.2. A alteração no índice de área foliar (*LAI*) no domínio das simulações a 1km de resolução pode ser vista na Figura 4.47.

#### 4.5.2 Primeiros resultados

Os campos resultantes das simulações com e sem Alqueva a 1km de resolução para o dia 24/07/1998 apresentam um comportamento ondulatório junto à superfície, afectando toda a camada limite.

Esta ondulação parece ter um c.d.o. de aproximadamente 4 km, ou seja  $4\Delta x$ , como se pode verificar na Figura 4.48, onde está representado o campo da velocidade vertical num nível do modelo situado sensivelmente a  $1/3$  da altura CLP, na experiência c2407\_1km\_ir. Nessa figura pode observar-se a existência de linhas de convergência onde os valores simulados de  $w$  são superiores a  $3 \text{ ms}^{-1}$ .

O valor do c.d.o. pode ser confirmado recorrendo ao cálculo da transformada de Fourier (FFT) para, por exemplo, a série de valores de  $w$  ao longo da linha meridional ( $iy=88$ ) traçada na Figura 4.49, ou da série

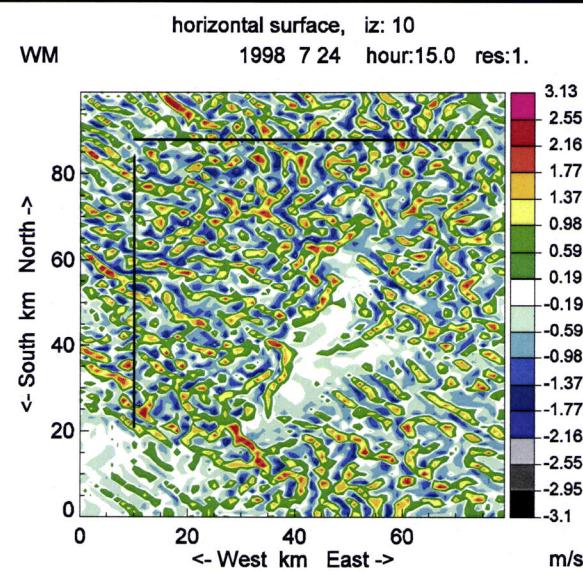


Figura 4.48 Campo da velocidade vertical às 15 TU, num nível do modelo a cerca de 442m acima da superfície

de valores de  $w$  ao longo da linha zonal também indicada na figura. É o que está representado na Figura 4.49

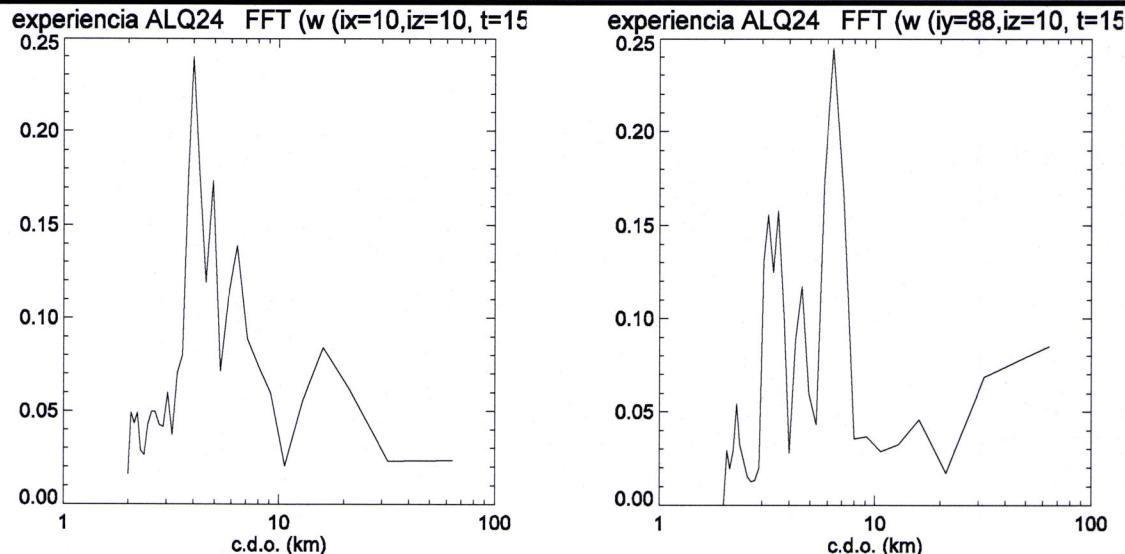
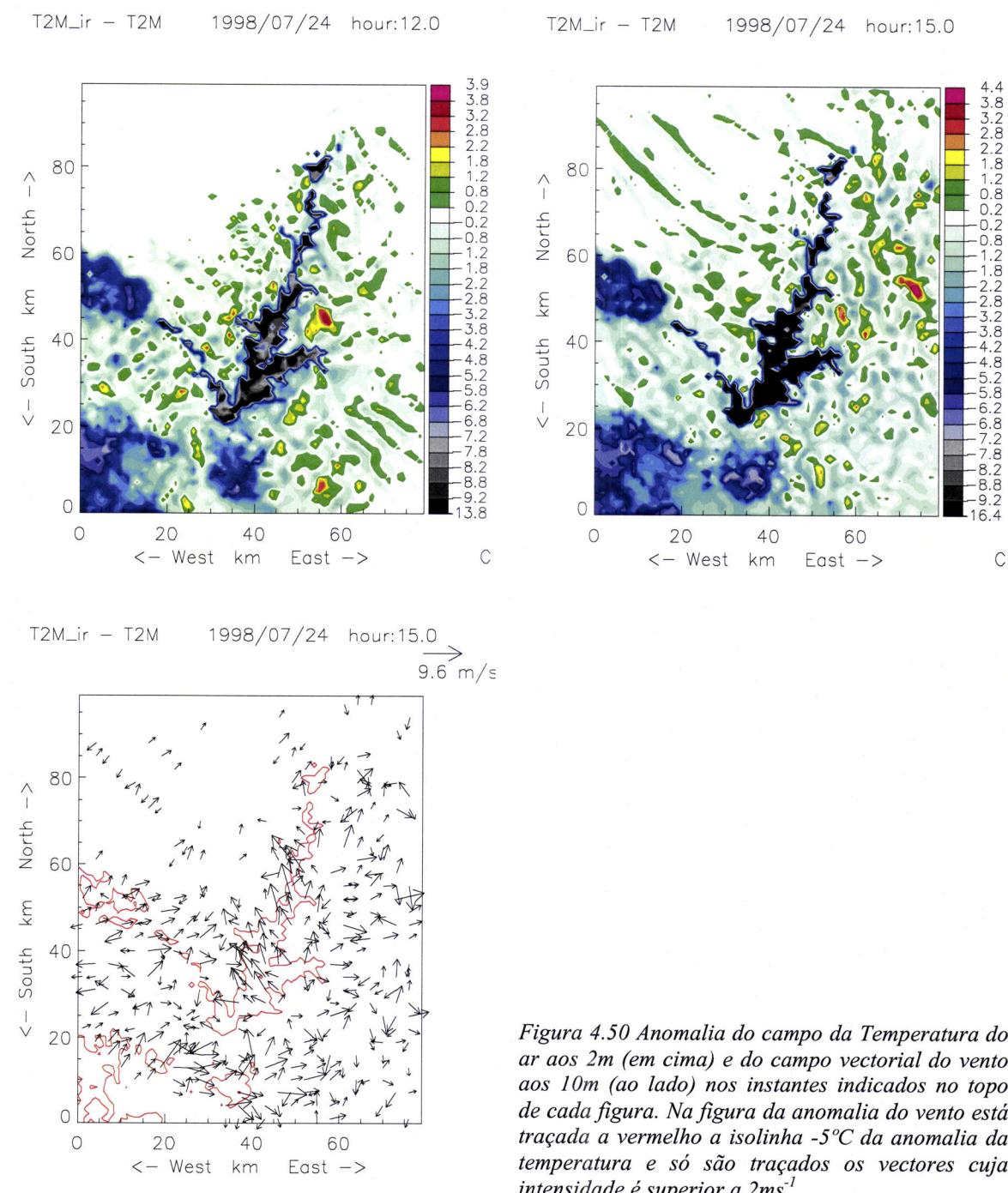


Figura 4.49 Espectro de potência da velocidade vertical amostrada ao longo das duas secções indicadas na Figura 4.48

Como se pode ver o comprimento de onda dominante é da ordem dos 4km na direcção x e de um pouco mais, na direcção y. Isto quererá dizer que a direcção de propagação não é segundo nenhum dos eixos, mas no quadrante NW-SE. O mesmo se pode ver em outros campos.



*Figura 4.50 Anomalia do campo da Temperatura do ar aos 2m (em cima) e do campo vectorial do vento aos 10m (ao lado) nos instantes indicados no topo de cada figura. Na figura da anomalia do vento está traçada a vermelha a isolinha  $-5^{\circ}\text{C}$  da anomalia da temperatura e só são traçados os vectores cuja intensidade é superior a  $2\text{ms}^{-1}$ .*

Dado que o comprimento de onda  $4\Delta x$  é o mais pequeno representável num modelo, visto que as ondas  $2\Delta x$  são removidas, a sua proeminência nas soluções sugere a existência de problemas numéricos. No entanto, dado que existem situações em que podem efectivamente ocorrer rolos

convectivos na camada limite, impõe-se uma análise prévia das condições associadas, o que será feito na secção seguinte.

O carácter espúrio dos rolos presentes nas simulações impede o estudo dos efeitos da albufeira na resolução mais elevada de  $1 \times 1\text{km}$ , pois os campos das anomalias são fortemente “contaminados” pela existência destes rolos, como está exemplificado na Figura 4.50, para os campos das anomalias de  $T_{2m}$  às 12 e 15 TU e para a anomalia vectorial do vento às 15TU.

Em todo o caso, a Figura 4.50 indica que os efeitos no campo da temperatura do ar junto à superfície fora da zona alagada são pequenos. Uma vez que, como se mostrará na secção seguinte, os rolos numéricos que se desenvolvem nestas simulações apesar de espúrios nas suas características, são a representação de um fenómeno físico real e que a “contaminação” nos campos instantâneos das anomalias são o resultado de diferenças de fase entre as simulações com e sem Alqueva, faz algum sentido analisar o impacto da introdução da albufeira sobre médias temporais de algumas das variáveis meteorológicas. Na Figura 4.51 estão representadas as anomalias da média temporal da temperatura do ar e do vento no período mais quente do dia (13-17TU). Estes resultados, menos contaminados pelo efeito dos rolos, indicam que o impacto na temperatura do ar a jusante da albufeira é de pequena magnitude, inferior em geral a  $1^\circ\text{C}$ , mas que se estende até ao limite do domínio considerado, ou seja por cerca de 40 km. Por outro lado, a anomalia vectorial no campo do vento mostra a existência de uma circulação de brisa de lago bastante pronunciada, com intensidades da ordem dos  $3$  a  $4\text{ ms}^{-1}$ . Este efeito é visível principalmente junto às margens onde o efeito da brisa tem o sentido contrário ao do vento prevalecente ou onde estas são paralelas à direcção do vento prevalecente.

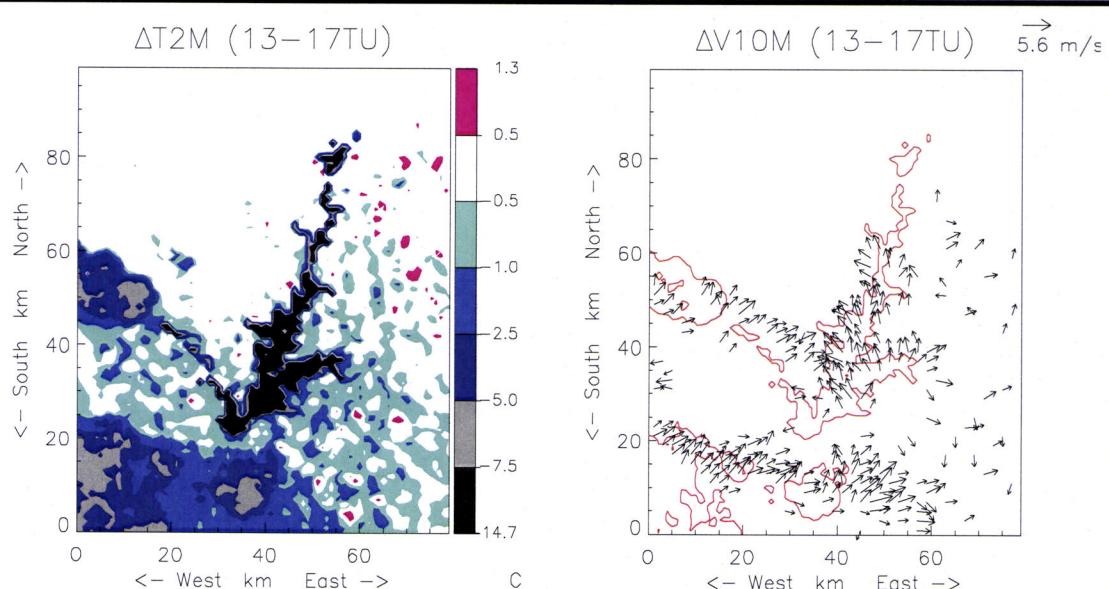


Figura 4.51 Resultados da simulação c2407\_1km: (esquerda) Anomalia da temperatura média do ar aos 2m durante o período 13-17 TU e (à direita) anomalia vectorial do campo do vento aos 10m. No caso do vento, os vectores estão traçados a cada 2 pontos da grelha sempre que a sua magnitude é superior a  $2\text{ ms}^{-1}$  e encontra-se traçada, a vermelho, a isolinha de  $\Delta T = -3.5^\circ\text{C}$ .

É igualmente visível, na Figura 4.51, a existência de uma circulação térmica associada ao contraste zona irrigada - zona semi-árida, onde a anomalia do vento à superfície tem uma magnitude semelhante à que ocorre junto às margens da albufeira.

Dado que a ocorrência de convecção organizada em rolos é um fenómeno conhecido na camada limite, podendo por vezes dar origem a circulações com alguma intensidade, a principal razão que permite concluir sobre o carácter não físico destas circulações simuladas a 1km de resolução é o facto do c.d.o. se encontrar exactamente no limite permitido pela resolução. No sentido de garantir que se trata efectivamente de um problema de má representação da convecção, decidiu-se realizar experiências com resoluções mais finas com o objectivo de caracterizar os rolos que efectivamente deveriam existir (mas que não são directamente observáveis em céu limpo), comparando as suas características com os rolos simulados a 1km. Os rolos reais devem ter c.d.o. claramente superior a  $4\Delta x$  e devem ser comparáveis com rolos observados em outros locais.

#### 4.5.3 Rolos Convectivos Horizontais

##### a) Caracterização dos Rolos Convectivos Horizontais (HCR)

Atkinson e Zhang (1996) fazem uma revisão dos conhecimentos actuais sobre rolos convectivos horizontais na camada limite, amplamente utilizada nesta secção. Os rolos Convectivos Horizontais (HCR) são circulações longitudinais quase bidimensionais, esquematicamente representadas na Figura 4.52, e fazem parte de uma família de circulações designadas por *Mesoscale Shallow Convection* (MSC). Tipicamente, as MSC têm uma profundidade de 1 a 3 km e uma escala horizontal da ordem dos km ou das dezenas de km e podem ter um padrão linear ou hexagonal. No primeiro caso são designadas por rolos, bandas ou estradas de nuvens., no segundo são designadas por células convectivas e têm uma estrutura tridimensional.

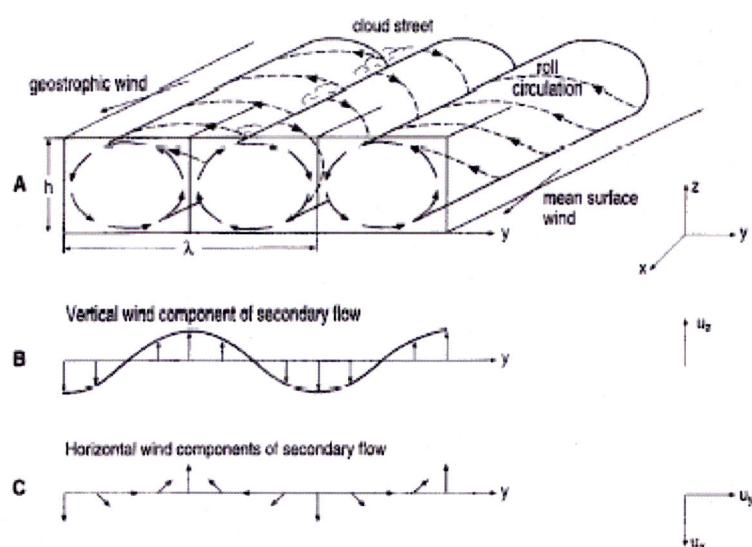


Figura 4.52 – Rolos convectivos, segundo Alpers e Brummer (1994).

As MSC resultam de um conjunto complexo de processos ainda não completamente compreendidos. O seu estudo é importante pelo menos por 3 razões. Primeiro porque o seu contributo é significativo para o transporte de energia, massa e momento linear da superfície para a atmosfera livre. Segundo, porque estão relacionadas com a ocorrência de *stratocumulus*. Terceiro, o facto de não se compreenderem bem as MSC indica que existe uma falha importante no conhecimento da dinâmica da camada limite atmosférica.

Nas zonas de movimento vertical ascendente pode ocorrer a formação de nuvens, dando origem a estradas de nuvens como as que se podem observar na Figura 4.53. Esta é a manifestação mais espectacular e observável da existência de rolos. São mais frequentes sobre os oceanos e por isso é sobre estes que tem havido mais estudos. Uma situação que frequentemente dá origem à formação de rolos e de estradas de nuvens corresponde à deslocação de uma massa de ar frio continental sobre um oceano relativamente mais quente. São situações descritas na literatura como *cold air outbreaks* (CAO). Frequentemente, como se observa na Figura 4.53, à medida que nos afastamos para jusante, os rolos transformam-se em circulações celulares tridimensionais, por vezes como células fechadas, a maioria das vezes como células abertas:

Até há pouco tempo pensava-se que os rolos tinham uma única escala horizontal, sendo “um padrão de circulação organizado e persistente, escalado pela altura da camada limite, e frequentemente o movimento turbulento dominante nesta camada” (Mourad e Brown, 1990). No entanto há actualmente evidências de que o fenómeno é mais

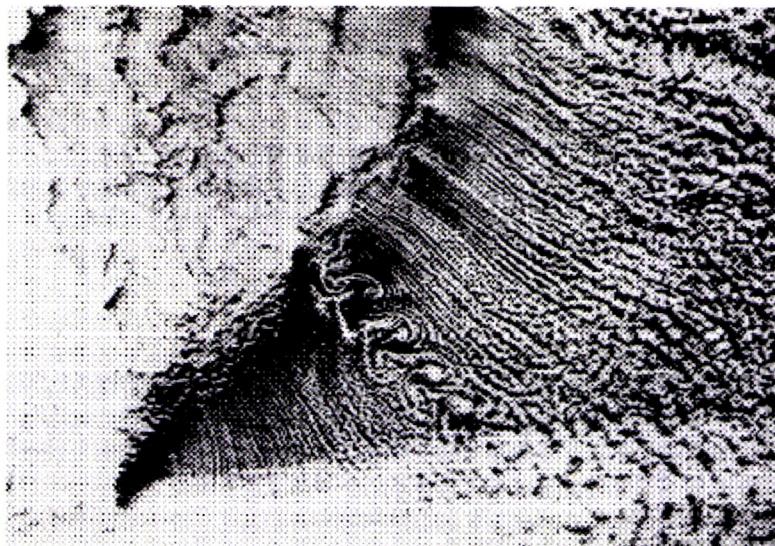


Figura 4.53 – Padrões de nuvens associadas a rolos convectivos, segundo Atkinson e Zhang (1996).

complexo e que podem existir e por vezes coexistir rolos com diferentes escalas dentro da mesoscala. Atkinson e Zhang (1996) referem vários estudos onde isto é evidente e concluem que é apropriado considerar que existem duas classes de rolos: uma classe caracterizada por uma única escala horizontal, da ordem da altura da camada limite; uma segunda classe que contém rolos de múltiplas escalas, onde rolos com comprimentos de onda da ordem da altura da camada limite coexistem com outros de escalas maiores. Os primeiros ocorrem em condições levemente instáveis

ou de estabilidade neutra e têm razões de aspecto de 1 a 4. Os segundos estão em geral associados a estradas de nuvens e tem razões de aspecto de 10 a 20.

A altura dos rolos é em geral a altura da camada limite e na sua caracterização costuma entrar-se em conta com o c.d.o. (distância entre dois ramos descendentes sucessivos),  $\lambda$ , a razão de aspecto,  $A = \lambda/H$ , onde  $H$  é a altura da camada limite e o ângulo que o eixo dos rolos faz com a direcção do vento médio. Valores característicos destes parâmetros são apresentados por Kelly (1982) e reproduzidos na Tabela 4-15, onde se incluíram valores mais recentes (Kelly, 1984). Weckwerth et al. (1997) encontram nas observações razões de aspecto entre 2 e 5 e de 1.5 a 2 em simulações numéricas a 250m de resolução. Os seus resultados sugerem que há uma relação entre a razão de forma e a estabilidade atmosférica: quanto maior a instabilidade maior a razão de forma.

*Tabela 4-15 – Características de rolos segundo Kelly (1982, 1984)*

Referência	Natureza do estudo	$\lambda$ (km)	$H$ (km)	$A$	Orientação do eixo dos rolos ( $^{\circ}$ ) <sup>(1)</sup>
Angell et al. (1968)	Seguimento radar de balões cativos no SE Idaho; ar limpo	4	1.4	2.9	$\varepsilon=19$
LeMone (1973)	Sensores em torres ou aviões sobre os Grandes Lagos em Oklahoma; ar limpo	—	0.6–2.3	2.1–6.5	$\varepsilon=10–20$
Kuettner (1971)	Medidas a partir de fotografias de satélite e de RAOBS sobre o Atlântico tropical, Florida, Wisconsin, Golfo de St. Lawrence e Georgia.	2–8	0.8–2	2–4	$\varepsilon=0–10$
Berger e Doviak (1979)	Radar Doppler perto de Norman, OK	4	1.5	2.7	$\phi=20$
Hildebrand (1980)	Radar Doppler no centro de Oklahoma	4–4.8	1–1.4	3.4–4	$\phi=0$
Scheuz e Fritz (1961)	Fotografias de satélite e RAOBS no mar das Caraíbas, a Sul de Cuba	3.2–6.4	—	—	$\phi=0–30$
Reinking et al. (1981)	Radar Doppler perto de Chickasha, OK	2–6	1.1–1.5	Avg 2.7	$\phi=10–20$
Kelly (1982)	Rolos sobre o lago Michigan	3.5–7.5	1.3	2.7–5.8	$\varepsilon=0$
Kelly (1984)	Rolos sobre o lago Michigan	1.5–3.7	0.9–2.1	1–9.1	$\varepsilon=-10–10$
Weckwerth et al.(1997)	Radar Doppler, Fotografia satélite, dados de superfície e de avião na Florida (CaPE)	2–5	0.5–1.2	2–5	

(1)  $\varepsilon$  é o ângulo directo a partir do sentido do vento geostrófico ao nível da inversão,  $\phi$  é o ângulo directo a partir do sentido do vento médio na camada limite

Os valores das razões de aspecto encontrados na experiência numérica c2407\_1km são superiores aos indicados nos estudos teóricos e observacionais referidos. Este resultado é semelhante ao encontrado por Peckham et al. (2004) em simulações também a 1km de resolução e, tal como os autores indicam, é devido à incapacidade do modelo, com esta resolução, resolver completamente as circulações de camada limite.

### **b) Condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de rolos**

Os rolos convectivos horizontais têm sido objecto de vários estudos com recurso a observações (e.g., LeMone 1973; Kristovich 1993), modelos teóricos (e.g., Lilly 1966; Asai 1970), numéricos

(e.g., Sommeria e LeMone 1978; Sykes e Henn 1989; Moeng e Sullivan 1994), e experiências laboratoriais (e.g., Faller 1963). Weckwerth et al. (1997) apresentam uma revisão do estado da arte.

Vários estudos mostram que na origem dos rolos podem estar instabilidades dinâmicas ou térmicas. Alguns autores salientam o papel de um tipo de instabilidade, outros do outro tipo. Contudo é frequente verificarem-se os dois tipos de instabilidade quando se observam rolos. Alguns estudos indicam a ocorrência de rolos em camadas limite desde levemente estável até muito instável (Christian e Wakimoto 1989; Ferrare et al. 1991), mas estes são mais comuns em condições levemente instáveis (e.g., Grossman 1982; Rabin et al. 1982; Walter e Overland 1984).

Alguns (poucos) estudos observacionais sugerem que algum critério dinâmico deve ser atingido para que uma organização 2D aconteça. Christian (1987) observou que seria necessário um vento de  $5 \text{ ms}^{-1}$  na camada limite para a ocorrência de rolos. Em contrapartida observações com LIDAR (Ferrare et al., 1991) ou avião (Wilczak e Businger, 1983) mostraram que os rolos podem ocorrer em situações de vento fraco (inferior a  $2$  e  $3.5 \text{ ms}^{-1}$ , respectivamente). Miura (1986) observou a formação de rolos em situações em que o efeito de corte vertical médio entre os  $1000 \text{ hPa}$  e a inversão se situava entre os  $10^{-3}$  e  $10^{-2} \text{ s}^{-1}$ . Este resultado é consistente com estudos com LES (Sykes e Henn, 1989) e teóricos (Asai, 1970). Kuettner (1959) observou que os rolos ocorriam no Oceano Atlântico quando o gradiente vertical do cisalhamento do vento ( $d^2u/dz^2$ ) era superior a  $10^{-5} \text{ m}^{-1} \text{s}^{-1}$ . No mesmo sentido, Kristovich (1993) observou que rolos induzidos pela existência de um lago só aconteciam quando o este gradiente se verificava nos primeiros 200m,

Muitas teorias da formação de rolos envolvem a combinação de instabilidades dinâmicas e térmicas. Um indicador possível é o comprimento de Monin-Oukhov,  $L$ , que pesa os efeitos dinâmicos e térmicos ou ainda o índice  $H_{CLP}/L$ , onde  $H_{CLP}$  é a altura da camada limite. Recorrendo a simulação 3D, Deardorff (1972) mostrou que podem existir rolos longitudinais em camadas limite convectivas levemente instáveis (i.e.  $0 < -H_{CLP}/L < 4.5$ ). Dados observacionais apresentados por Grossman (1982) mostram a existência de rolos quando  $-H_{CLP}/L < 21.4$  e LeMone (1973) observou a ocorrência de rolos quando  $3 < -H_{CLP}/L < 9$ . Sykes e Henn (1989) simularam rolos só quando  $-H_{CLP}/L < 9.3$ . No entanto, existem registos da ocorrência de rolos com valores de  $-H_{CLP}/L$  bastante mais elevados, atingindo os 250 (Christian e Wakimoto 1989; Ferrare et al. 1991; Kristovich 1993). Weckwerth et al. (1997) apresenta uma resenha de estudos anteriores, sumariados na Tabela 4-16.

De acordo com Weckwerth et al. (1999), estudos laboratoriais e teóricos mostraram que a iniciação da convecção depende de se alcançar um número de Rayleigh crítico. O número de Rayleigh é definido por

$$Ra = \frac{g\Delta\theta H_{CLP}}{\bar{\theta} K_m K_H}$$

onde  $\theta$  é a temperatura potencial média da CLP,  $\Delta\theta$  a diferença de  $\theta$  o topo e a base da CLP,  $H_{CLP}$  é a altura da CLP,  $k_m$  e  $k_H$  são os coeficientes de difusão para o momento linear e para a entalpia.

Tabela 4-16 – Estudos sobre rolos (Weckwerth et al., 1997)

Reference	Approach	Cond. & loc.— No. of cases	TI	DI	$0 < H_{CLP}/L < 21$ (Grossman 1982)	Wind $> 5$ $ms^{-1}$ (Christian 1987)	Shear $> 10^{-3} - 10^{-2} s^{-1}$ (Miura 1986)	sh grad $> 10^{-5}$ $m^{-1} s^{-1}$ (Kuettnner 1971)
Asai (1970a,b)	Theory	—	Y	Y	—	—	—	—
Atlas et al. (1986)	Lidar, Ac	CAO cstl—1	Y	IPI	—	Y	Y	—
Berger & Doviak (1979)	Radar	CIA OK—1	—	—	Y	Y	—	—
Brown (1980)	Theory	—	Y	IPI	—	—	—	—
Brümmer (1985)	Ac	CIA ocn—3	Y	IPI	Y	Y	—	—
Christian & Wakimoto (1989)	Radar, Pho, Sfc st, Sndg	CIA CO—1	—	—	N; 272	Y	Y	Y
Deardorff (1972)	3D model	—	Y	N	Y	—	—	—
Doviak and Berger (1980)	DDR, Tow	CIA OK—1	Y	IPI	—	Y	—	—
Faller (1965)	Lab	—	Y	—	—	Y	—	—
Ferrare et al. (1991)	Lidar	CIA OK—1	—	Y	N; 250	N; $< 2 ms^{-1}$	—	—
Grossman (1982)	Ac	CIA ocn—4	Y	—	Y	—	—	—
Hildebrand (1980)	DDR	OK—1	—	Y	—	Y	—	—
Kelly (1984)	Radar, Ac	CAO L. MI—3	Y	Y	—	Y	—	—
Kristovich (1993)	Radar, Ac	LE L. MI—4	Y	Y	N; $> 136$	Y	Y	Y; below $0.2 z_i$
Kuettnner (1971)	Pho, Theory	CIA—5	Y	Y	—	Y	Y	Y
LeMone (1973)	Ac, Tow	CIA—8	Y	IPI	Y	Y	—	—
Lilly (1966)	Theory	—	N	PI	—	Y	—	—
Mason & Sykes (1982)	2D model	—	—	N	Y	Y	—	—
Melfi et al. (1985)	Lidar	CAO ocn—1	—	—	Y	Y	—	—
Miura (1986)	Sat, Sndg	CAO ocn—61	Y	IPI	Y	Y	Y	N
Moeng & Sullivan (1994)	LES model	—	Y	Y	Y	Y	Y	N
Rabin et al. (1982)	DDR, Tow	CIA OK—1	—	—	Y	Y	—	—
Reinking et al. (1981)	DDR, Ac	CIA OK—1	—	—	Y	Y	—	—
Shirer (1986)	3D model	—	Y	PI	Y	—	—	—
Sykes & Henn (1989)	LES model	—	Y	Y	Y	—	Y	—
Walter & Overland (1984)	Sat, Ac	COA ocn—1	Y	IPI	Y	Y	Y	—
Weckwerth et al. (1997)	Radar, Sat, Sndg, Pho, Sfc st, Ac 3D model	CIA FL—100	Y	Y	Y	Y	N	N

Legenda: DDR dual-Doppler radar, Ac aircraft, Tow tower, Sndg soundings, Sfc st surface stations, Sat satellite, Pho cloud photography, and LES large eddy simulation modelling. Also listed are the conditions, where COA is cold-air outbreak, CIA is clear-air, LE is lake-effect snowstorm, and location, where cstl is coastal, ocn is oceanic, L. MI is Lake Michigan, and the remainder locations are the common abbreviations for states' names and the number of cases used. The fourth and fifth columns state whether the cause was related to thermal instability (TI) or dynamic instability [DI; subsets of which are inflection-point instability (IPI) and parallel instability (PI)]. Yes is represented by Y if DI was apparent but the particular type was unknown. No is represented by N. Also listed are whether the previously suggested necessary conditions, as discussed in the text, were met. Dashes imply that the criterion was not examined.

#### 4.5.4 Experiências sobre a influência da resolução horizontal nas características dos rolos numéricos

Realizaram-se simulações com resoluções horizontais de 1km (hcr1000), 500m (hcr500) e 250m (hcr250). Considerou-se um domínio horizontal de  $25 \times 25 km^2$  em hcr1000 e hcr500 e de

$20 \times 20 \text{ km}^2$  em hcr250, na vizinhança de Évora, para possibilitar a comparação dos resultados com as radiossondagens. Estes domínios estão contidos no domínio considerado na simulação anterior a 1km de resolução (c2407\_1km\_re) e os campos de superfície foram obtidos, nos casos hcr500 e hcr250, por interpolação dos campos superficiais utilizados nessa simulação. As características das simulações estão indicadas na Tabela 4-17.

Tabela 4-17 – Simulações de convecção seca com diferentes resoluções horizontais

Dinâmica	Sistema de equações anelásticas de Lipps e Hemler, 1982
Domínio	Hcr1000: $25 \times 25 \text{ km}^2$ Hcr500: $25 \times 25 \text{ km}^2$ Hcr250: $20 \times 20 \text{ km}^2$
Resolução horizontal	Hcr1000: $1 \times 1 \text{ km}^2$ Hcr500: $500 \times 500 \text{ m}^2$ Hcr250: $250 \times 250 \text{ m}^2$
Níveis verticais	40 níveis, desde a superfície até aos 20 km, com 20 níveis nos primeiros 2 km. 1º nível a 10 m
Período	9 horas: 06TU-15TU, dia 24 de Julho 1998
Inicialização	Resultados da simulação c242507 (5km de resolução) às 06TU
Forçamento	Resultados da simulação c242507, às 09,12 e 15 TU
Passo de tempo	Hcr1000: 6s Hcr500: 3s Hcr250: 1.5s
Parametrizações Físicas:	
Nuvens estratiformes e precipitação explícita	Modelo de nuvens quentes baseado em Kessler (1969) com 3 variáveis de prognóstico, vapor de água, água das nuvens e água da chuva
Camada limite planetária	Modelo de evolução da energia cinética turbulenta baseada no comprimento de mistura de Bougeault e Lacarrère (1989)
Convecção	-
Transferências Superfície-Atmosfera	ISBA (Interaction Surface Biosphere Atmosphere, Noilhan e Planton, 1989)
Bases de dados utilizadas para criar os campos superficiais	Ecoclimap a 1 km de resolução (Masson, 2003) FAO global soil map (FAO, 1998; Salgado, 1999) GTOPO 30 (USGS, 1997)
Radiação	Modelo do Centro Europeu de Previsão do Tempo (Mocrette, 1991)
Difusão horizontal	Operador $\nabla^4$
Condições fronteira laterais	Abertas, também designadas por radiativas

### a) Diagnóstico de HCR

Utilizou-se uma técnica de reconhecimento de padrões descrita em Weckwerth et al. (1997) para o reconhecimento automático e objectivo de rolos. Esta técnica descrita originalmente em Kessler e Russo (1963), baseia-se no seguinte. Toma-se o campo horizontal de uma determinada variável (iremos utilizar  $w$ ) discretizada numa determinada grelha. Esta grelha é de seguida deslocada ponto a ponto nas direcções ortogonais e calcula-se o coeficiente de correlação para cada um dos

deslocamentos. O resultado é uma matriz de autocorrelação, que permite identificar a existência de estruturas 2D.

O artigo não explica como se faz para preencher os valores de cada nova grelha quando estes estão fora do domínio anterior da grelha inicial. No artigo os autores aplicaram a técnica aos resultados de um modelo com condições fronteira cíclica, pelo que o problema está resolvido à partida. Também aplicaram a técnica a dados radar, onde, como o domínio de trabalho é inferior à área de observação do radar, talvez possam ter utilizado dados que estão para lá do domínio. No âmbito deste trabalho testaram-se duas técnicas para lidar com as condições fronteira: continuidade circular e prolongamento nulo. A aplicação das técnicas a funções analíticas periódicas permitiu concluir que a técnica de prolongamento nulo é preferível, tendo sido adoptada.

Para a identificação objectiva de rolos Weckwerth et al. (1997) utilizam a isolinha central correspondente a um coeficiente de correlação igual a 0.2. Chamam razão de forma horizontal (HAR) ao quociente entre o seus maior e menor eixos. Baseados em observação de muitos casos decidiram considerar a existência de rolos sempre que  $HAR > 6$ . No algoritmo aqui utilizado, o comprimento do eixo maior é calculado automaticamente como a maior das distâncias entre os pontos da isolinha e o comprimento do eixo menor como a distância entre os dois pontos sobre a isolinha que estão entre os dois extremos anteriormente calculados.

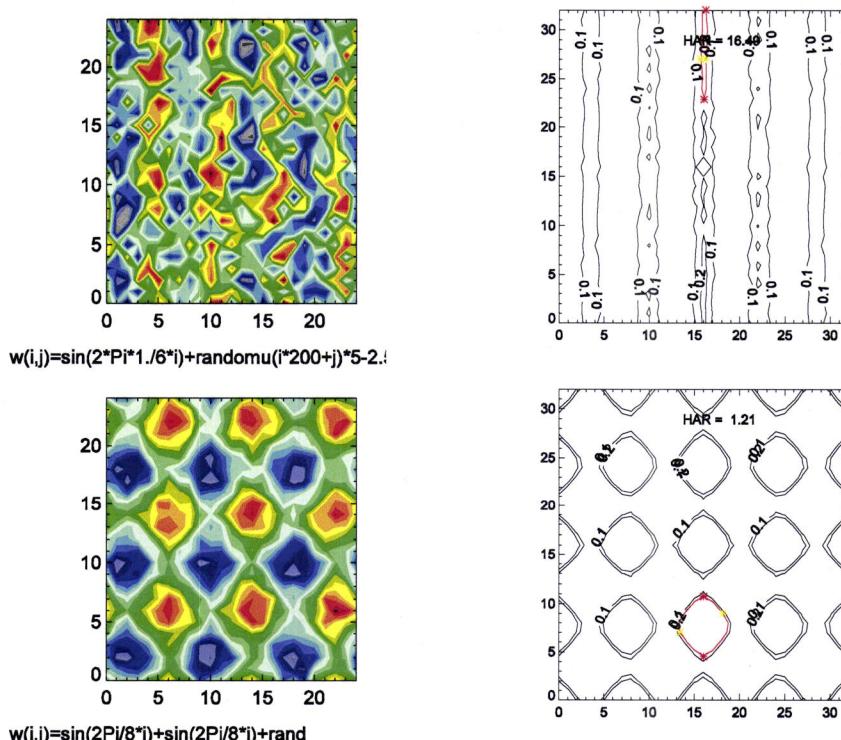
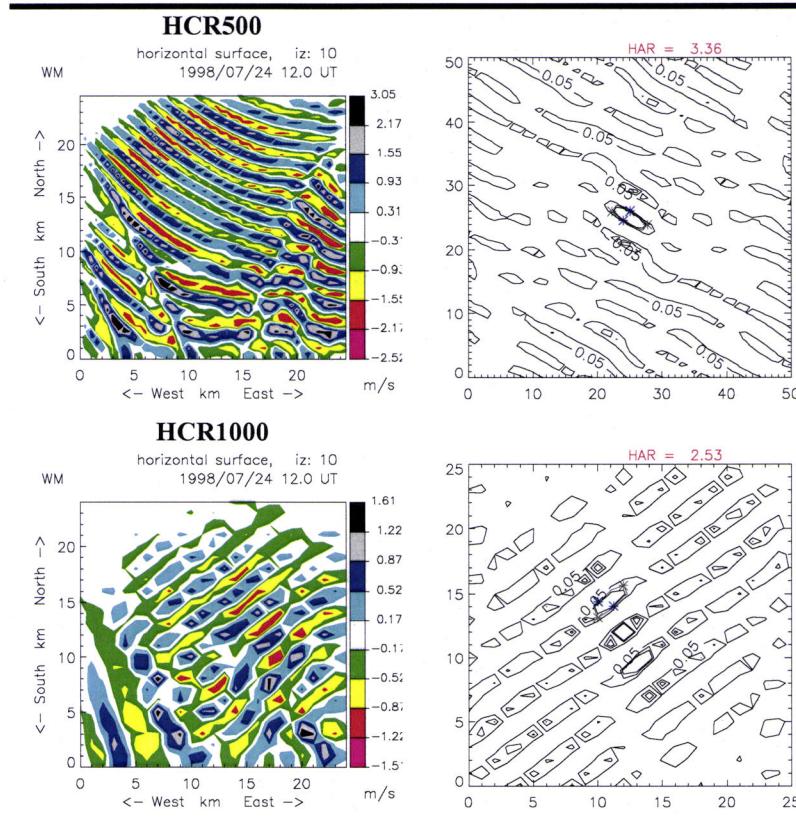


Figura 4.54 – Aplicação do método de identificação de rolos: (em cima) identificação positiva; (em baixo) rejeitada a existência de rolos Nas figuras da esquerda está representado o campo gerado analiticamente, pela expressão indicada e à direita o campo da autocorrelação..

Os resultados foram considerados aceitáveis em diversas análises de casos analíticos verificáveis por método independente. A Figura 4.54 mostra dois casos de aplicação do algoritmo desenvolvido: no primeiro caso apesar de se tratar de um campo com uma estrutura 2D visualmente pouco clara existe uma identificação positiva da ocorrência de rolos; no segundo caso existe um campo de convecção celular isotrópica com alinhamentos na direcção NS que poderiam ser erradamente interpretados como rolos mas o algoritmo rejeita correctamente essa interpretação.

Aplicou-se esta técnica ao campo da velocidade vertical num nível do modelo à altitude de cerca de 0.3 H, a altura da camada limite, seguindo a sugestão de Weckwerth et al. (1997). Da análise dos resultados pode concluir-se que:

(i) Experiência HCR1000. As estruturas lineares detectadas objectivamente não cumprem (excepto às 15TU) a condição  $HAR > 6$ , não podendo de acordo com esse critério ser consideradas rolos (ver exemplo na Figura 4.55). O comprimento de onda, calculado a partir da matriz de autocorrelação, às 15 TU, e em outros instantes, é de aproximadamente 3.7 km, ou seja praticamente  $4 \Delta x$ , resultado que sugere tratar-se de rolos numéricos espúrios. A orientação das estruturas lineares é muito variável no tempo, podendo mesmo alinhar-se segundo uma direcção perpendicular à do vento, como acontece nos resultados referentes às 12 TU, que está representado na Figura 4.55.



*Figura 4.55 Padrões de convecção (velocidade vertical a 0.3H) nas simulações HCR500 e HCR1000. Na coluna da direita estão representados os campos de autocorrelação gerados a partir dos campos de  $w$  representados à esquerda. Os valores de HAR estão indicados no topo dos gráficos.*

(ii) Experiência HCR500 (ver exemplo na Figura 4.55): Detecta-se a existência de rolos às 10 e às 15 TU. No primeiro caso  $\lambda$  é de aproximadamente 4.5 km ( $9 \Delta x$ ); às 14 e 15TU,  $\lambda$  é

aproximadamente 2 km ( $4 \Delta x$ ). A orientação das estruturas lineares é, tal como na experiência HCR500, muito variável no tempo. Assim, excepção feita ao caso das 10 UT, não se pode falar de HCR's.

(iii) Experiência HCR250. Para o caso da simulação com resolução horizontal de 250m, este método objectivo detecta a existência de rolos a partir das 9h da manhã. Na Figura 4.56 mostram-se os padrões simulados às 10 e 12 UT, bem como o campo da autocorrelação. Entre as 9 e as 12 TU,  $\lambda$  situa-se entre 1.5 e 2 km. Às 13 e às 14 TU é de aproximadamente 4 km. Às 14 também parece ser de 4 km. Às 15 é de 2.3 km.

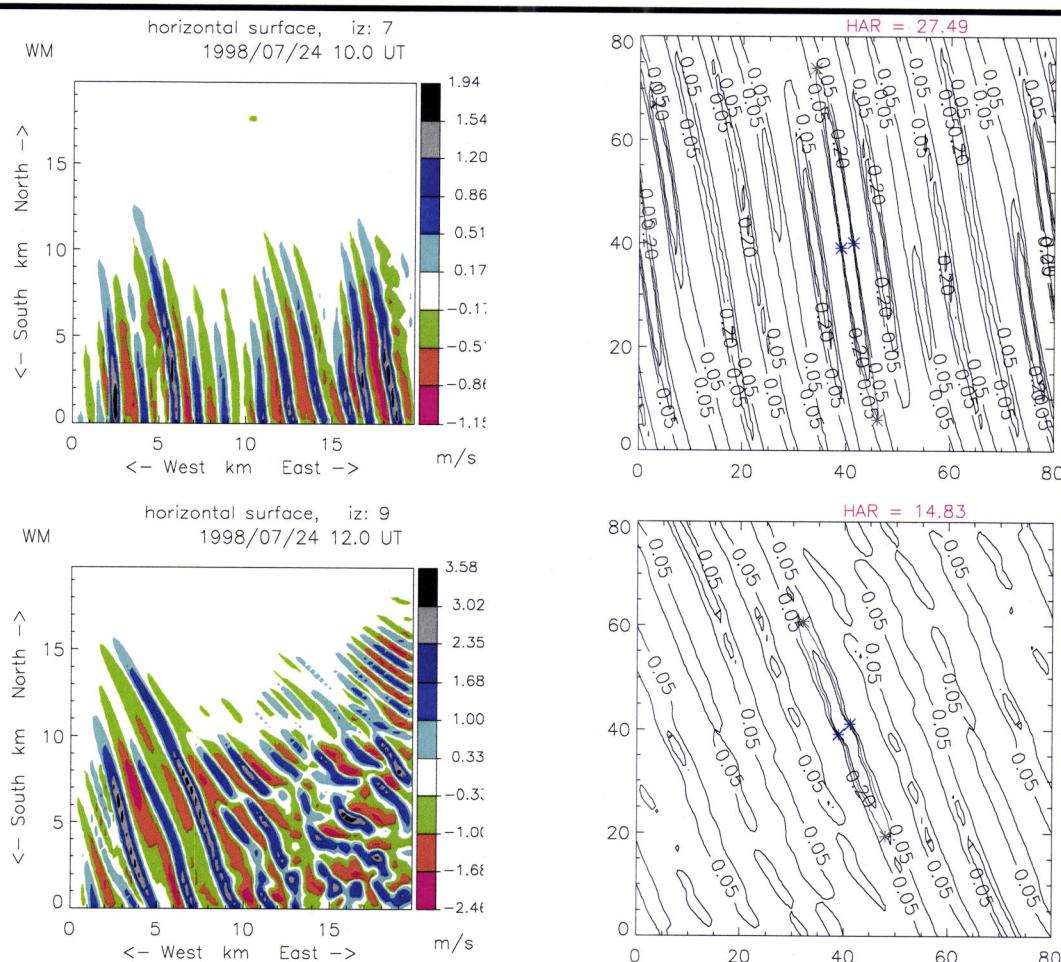


Figura 4.56 – Padrões de convecção (velocidade vertical a  $0.3H$ ) na simulação HCR250. Na coluna da direita estão representados os campos de autocorrelação gerados a partir dos campos de  $w$  representados à esquerda. Nos campos da autocorrelação estão assinalados com \* os pontos utilizados para o cálculo de HAR, cujo valor está indicado no topo dos gráficos.

Os rolos encontrados nas simulações a HCR250 conservam sensivelmente a mesma direcção durante o período de simulação (~NE-SO). A evolução temporal da estrutura vertical dos rolos pode ser visualizada pela representação do campo de  $w$  nos cortes verticais O-E, constantes da Figura 4.57.

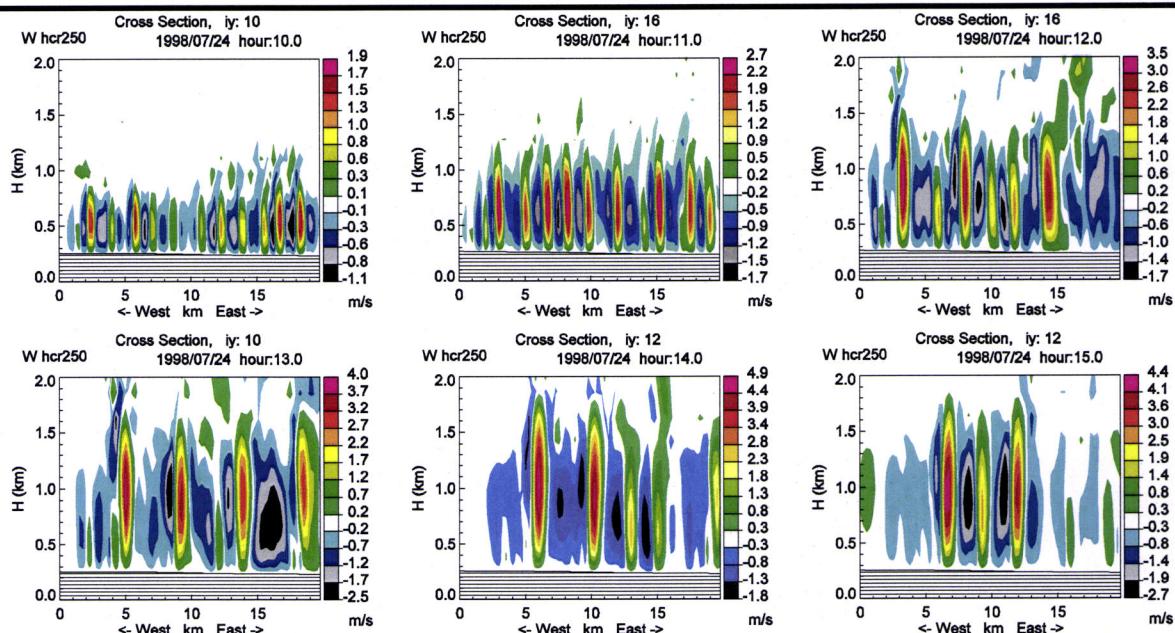


Figura 4.57 – Evolução temporal rolos na simulação HCR250. Secções verticais em regiões de maior intensidade da circulação convectiva.

### b) Características dos rolos

Os resultados respeitantes às características dos rolos simulados na experiência hcr250 estão sumariados na Tabela 4-18. Há artigos que medem a orientação do eixo dos rolos em relação ao vento médio na camada limite, outros consideram o vento geostrófico, imediatamente acima da camada limite. Considera-se aqui o ângulo que o eixo faz com a direcção da média vertical do vento na camada limite (Umed) e com a direcção do vento no nível do modelo imediatamente acima da camada limite Utcl (U no primeiro nível acima da camada limite). O ângulo é medido no sentido directo.

Tabela 4-18 – Características dos rolos na simulação HCR250

Hora (UT)	$H_{CLP}$ (m)	$\lambda$ (km)	$\lambda/H$	$\alpha$ ( $^{\circ}$ ) Umed	$\alpha$ ( $^{\circ}$ ) Utcl
9	405	1.5	3.7	0	+ 45
10	587	1.6	2.7	-10	10
11	902	1.7	1.9	-10	20
12	1136	2	1.8	0	30
13	1270	4	3.1	<0	-
14	1342	4	3.0	<0	-
15	1368	2.3	1.7	0	-

As características dos rolos simulados a esta resolução (Tabela 4-18) estão de acordo com os encontrados em outros estudos, nomeadamente os indicados na Tabela 4-15. Não sendo uma confirmação da sua existência real no caso de estudo considerado, este facto indica que as

simulações a 250m representam a formação e desenvolvimento de estruturas convectivas realistas, o que não é o caso das simulações HCR500 e HCR1000. Mais, os valores, realistas, de  $\lambda$  encontrados na simulação HCR250 (Tabela 4-18) não poderiam ser reproduzidos pelas outras simulações por serem, durante quase todo o período, inferiores a 2km, valor mínimo representável com resoluções de 500m. De notar ainda que no período em que  $\lambda$  em HCR250 é claramente superior a 2 km (após as 13 TU) a simulação HCR500 tende a simular rolos com características semelhantes às resultantes das simulações a 250m.

### c) Condições para a existência de rolos

Analisou-se se as condições atmosféricas verificavam as condições mencionadas na literatura para a existência de rolos, anteriormente referidas (Tabela 4-15e secção 4.5.3)

#### (i) $H_{CLP}/L < 21$

$H_{CLP}$  foi calculado como o nível em que o número de Richardson é superior a 0.25. O comprimento de Monin-Obukhov, L,

$$L = -\frac{\bar{\theta} \rho c_p u_*^3}{kgH}$$

depende da estimativa de  $u^*$ . Os valores de  $u^*$  obtidos como diagnóstico das simulações variam entre 0.22 e 1.22 m/s, valores que são um pouco mais elevados do que os indicados em Stull (1988) (0.05 a 0.3 m/s). Os valores de  $u^*$  aumentam ao longo do dia e são mais elevados nas simulações com menor resolução (os valores maiores são obtidos na simulação a 500m). Se bem que mais elevados do que o intervalo indicado em Stull (1988) os valores são consistentes com outros encontrados na literatura, e.g. Garrat (1992) ou Kotroni e Amory-Mazaudier (1993), onde  $u^*$  toma valores próximos de 1.

Os valores médios de  $H_{CLP}/L$  nos domínios considerados (Tabela 4-19) satisfazem a condição de Grossman (1982) para a existência de rolos até às 10UT, não a satisfazendo a partir daí. No entanto as simulações apresentadas em Weckwerth et al (1997) sugerem a existência de rolos com valores de  $-H_{CLP}/L$  superiores: com  $H_{CLP}/L=56.7$  (a que corresponde um fluxo superficial de calor sensível de 200 Wm-2) existe ainda uma clara organização em rolos, e mesmo com  $H_{CLP}/L=129.4$  ( $H=400Wm^{-2}$ ), ainda se nota alguma

Tabela 4-19 – Valores médios de  $H_{CLP}/L$  nos vários domínios:

hora	Hcr1000	Hcr500	Hcr250
6	<b>-0.16</b>	<b>-0.16</b>	<b>-0.17</b>
7	<b>-2.3</b>	<b>-2.3</b>	<b>-2.8</b>
8	<b>-5.9</b>	<b>-5.9</b>	<b>-6.9</b>
9	<b>-14.5</b>	<b>-14.5</b>	<b>-14.9</b>
10	<b>-22.8</b>	<b>-22.2</b>	<b>-21.6</b>
11	-37.8	-38.8	-37.5
12	-41.3	-36.4	-39.5
13	-35.8	-33.2	-36.3
14	-29.3	-27.9	-34.5
15	-25.4	-24.1	-32.4

convecção linear, se bem que pouco organizada. Christian e Wakimoto (1989) e Ferrare et al. (1991) também indicam a formação de rolos em situação de grande instabilidade (ver Tabela 4-16).

Não há grandes variações para as diferentes resoluções. Calculando a razão entre as médias de L e H<sub>CLP</sub> obtemos valores qualitativamente similares, mas de módulo um pouco inferior nas resoluções mais grosseiras. Para além disso, observa-se um gradiente NW-SE.

#### (ii) Vento na camada limite ( $u > 5\text{ms}^{-1}$ )

A média do vento na camada limite, calculada como a média aritmética entre os valores do módulo da velocidade em todos os pontos que se encontram abaixo do topo da camada limite, é muito semelhante nas três resoluções, variando entre 5.5 m/s e 7.8 m/s (ver Tabela 4-20), o que satisfaz a condição  $u > 5\text{ms}^{-1}$ . Os resultados indicam a existência de um gradiente horizontal (W – E) no módulo da velocidade do vento médio na camada limite.

Tabela 4-20 Vento médio na Camada limite ( $\text{ms}^{-1}$ )

hora	Hcr1000	Hcr500	Hcr250
6	6.1	6.2	6.5
7	6.0	6.0	6.2
8	6.0	6.0	6.2
9	5.5	5.5	5.8
10	5.1	5.2	5.3
11	5.3	5.4	5.5
12	6.1	6.1	6.3
13	6.6	6.6	6.9
14	7.2	7.2	7.4
15	7.7	7.6	7.8

#### (iii) Efeito de corte vertical do vento: ( $\partial u / \partial z > 10^{-3} - 10^{-2} \text{s}^{-1}$ )

O efeito de corte vertical da intensidade do vento é como se sabe mais elevado na camada superficial, diminuindo depois no resto da camada limite. Por isso costuma utilizar-se como indicativo do gradiente a diferença entre

a intensidade do vento no topo da camada limite e o vento a 10m (Miura, 1996).

Os valores da média horizontal do gradiente vertical da intensidade do vento entre o topo da camada limite e o primeiro nível do modelo  $[(u_{BLT}-u_0)/H_{CLP}]$  são da ordem de  $10^{-3}$  a  $10^{-2} \text{s}^{-1}$  excepto às 10 e às 11 UT, onde são menores (Tabela 4-21). No entanto neste resultado pesa o facto de a estas horas o gradiente mudar de sinal; calculando a média dos valores absolutos do gradiente obtém-se valores sempre da ordem dos  $10^{-3}$  ou  $10^{-2} \text{s}^{-1}$ .

Os valores são da ordem de  $10^{-2} \text{s}^{-1}$  durante o princípio da simulação (até às 8 UT) e menores, da ordem dos  $10^{-3} \text{s}^{-1}$  depois.

Tabela 4-21 Efeito de corte na CLP (média de  $\partial u / \partial z$  em  $\text{s}^{-1}$ )

hora	Hcr1000	Hcr500	Hcr250
6	$3.9 \times 10^{-2}$	$3.9 \times 10^{-2}$	$3.8 \times 10^{-2}$
7	$3.4 \times 10^{-2}$	$3.4 \times 10^{-2}$	$3.3 \times 10^{-2}$
8	$2.1 \times 10^{-2}$	$2.1 \times 10^{-2}$	$2.1 \times 10^{-2}$
9	$8.5 \times 10^{-3}$	$8.6 \times 10^{-3}$	$8.9 \times 10^{-3}$
10	$1.6 \times 10^{-3}$	$1.5 \times 10^{-3}$	$1.2 \times 10^{-4}$
11	$7.1 \times 10^{-4}$	$6.5 \times 10^{-4}$	$4.3 \times 10^{-4}$
12	$-1.0 \times 10^{-3}$	$-1.1 \times 10^{-3}$	$-1.2 \times 10^{-3}$
13	$-2.0 \times 10^{-3}$	$-1.7 \times 10^{-3}$	$-2.0 \times 10^{-3}$
14	$-1.8 \times 10^{-3}$	$-1.7 \times 10^{-3}$	$-1.7 \times 10^{-3}$
15	$-1.2 \times 10^{-3}$	$-1.2 \times 10^{-3}$	$-1.5 \times 10^{-3}$

#### (iv) Segunda derivada vertical da intensidade do vento ( $\partial u^2 / \partial z^2 > 10^{-5}$ )

A segunda derivada vertical da intensidade do vento na camada limite é, nas simulações realizadas da ordem de grandeza de  $10^{-5} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ , excepto nos primeiros níveis onde é muito superior (em módulo). Os valores médios na CLP, excluindo os primeiros 2 níveis do modelo, estão indicados na Tabela 4-22. Na camada limite o seu valor é geralmente negativo.

Os resultados indicam que as condições atmosféricas no presente caso de estudo cumprem as condições que se consideram favoráveis ao desenvolvimento de HCR, com excepção do facto de a partir das 11TU a camada superficial estar mais instável do que o apontado em muitos estudos, não cumprindo a condição  $H_{CLP}/L < 21$ . No entanto, existem registos da ocorrência de rolos com valores de  $-H_{CLP}/L$  bastante mais elevados, atingindo os 250

(Christian and Wakimoto 1989; Ferrare et al. 1991; Kristovich 1993).

Por outro lado, as características dos rolos existentes nos resultados das simulações a 250m de resolução estão de acordo com estudos observacionais, teóricos e numéricos mencionados na literatura. Ou seja, os resultados das experiências HCR indicam a existência de rolos que poderão na realidade ter características semelhantes às simuladas na experiência a 250m de resolução. Nas simulações de resolução mais grosseira (500 e 1000m) estes encontram-se mal representados dando origem à geração de fenómenos ondulatórios que tendem a ter um c.d.o. da ordem de  $4\Delta x$ .

#### 4.5.5 Testes com diferentes parametrizações de convecção

A ocorrência de rolos espúrios nas simulações a 500m e a 1000m levanta sérias dificuldades à operação de um modelo nestas resoluções pois todas as variáveis são seriamente alteradas na camada limite. A experiência mostra que estas dificuldades ocorrem em condições de forte aquecimento da superfície, como é o caso de simulações de Verão na Península Ibérica, que constituem o principal interesse do presente trabalho.

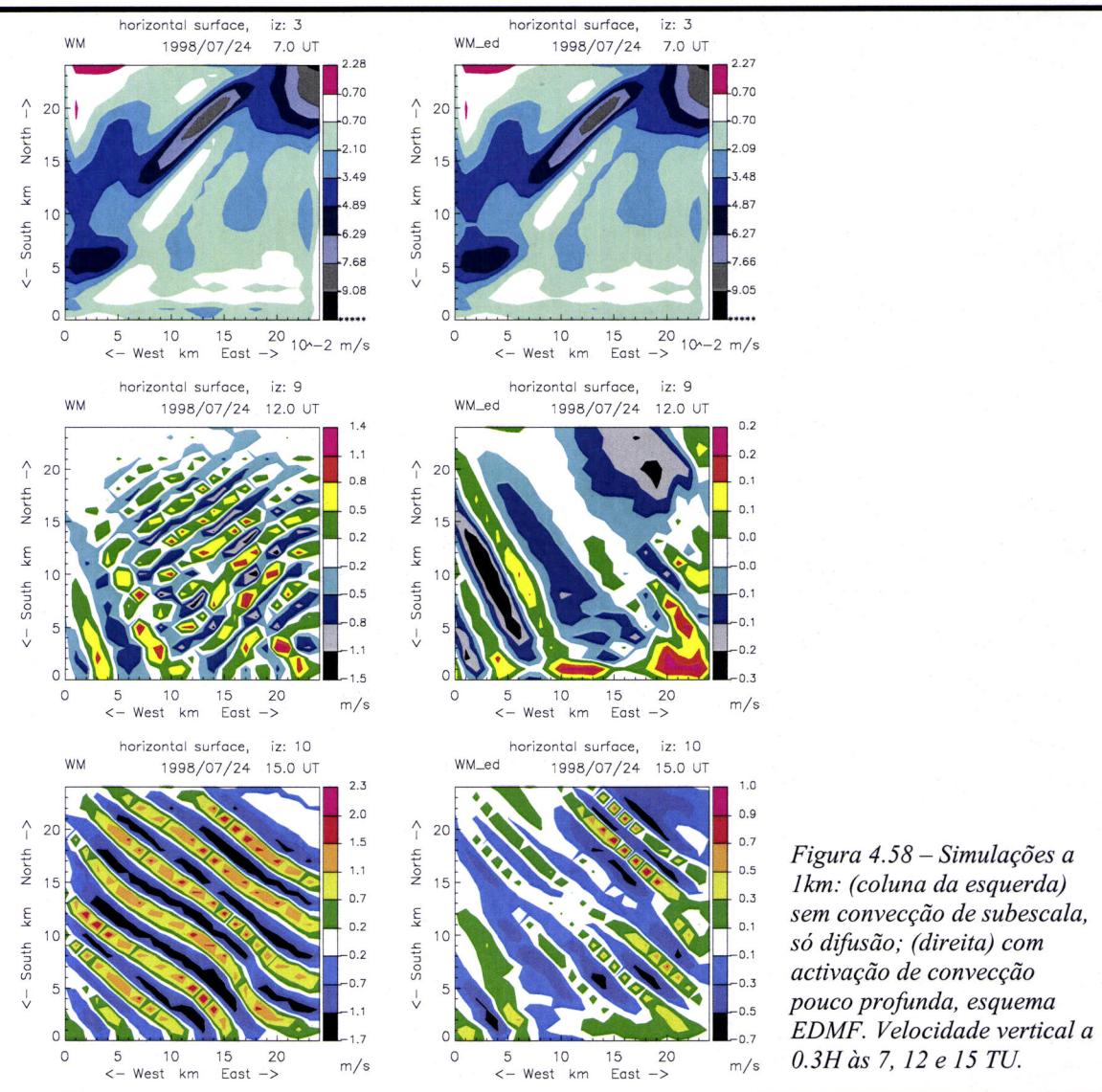
De facto, no caso em estudo, os rolos correctamente simulados a 250m têm c.d.o.'s não representáveis em menor resolução (500m ou 1000m, nomeadamente). Se a parametrização da turbulência na Camada limite funcionasse correctamente, nessas resoluções deveria observar-se um incremento dos fluxos turbulentos de subescala acompanhado por ausência de convecção na malha do modelo. Acontece que os esquemas de turbulência presentes na maioria dos modelos de mesoscala, Meso-NH incluído, são do tipo K difusivo. De há muito que se sabe que esta hipótese não é válida para o caso da convecção húmida (com condensação) pelo que os modelos incluem sempre um esquema de parametrização da convecção (ou de cúmulos), normalmente baseado na aproximação de fluxo-de-massa. Alguns estudos têm indicado que a difusão turbulenta não é suficiente para parametrizar os fenómenos convectivos de ar seco quando estes se encontram organizados em estruturas coerentes fortemente anisotrópicas (térmicas, rolos e outras MSC).

*Tabela 4-22 Segunda derivada vertical da intensidade do vento na CLP ( $m^{-1}s^{-1}$ )*

Hora	HCR1000	HCR500	HCR250
6	$-1.5 \times 10^{-4}$	$-9.6 \times 10^{-5}$	$-5.9 \times 10^{-5}$
7	$-2.0 \times 10^{-4}$	$-8.8 \times 10^{-5}$	$-5.4 \times 10^{-5}$
8	$-1.3 \times 10^{-4}$	$-6.5 \times 10^{-5}$	$-4.5 \times 10^{-5}$
9	$-9.3 \times 10^{-5}$	$-4.3 \times 10^{-5}$	$-3.5 \times 10^{-5}$
10	$-5.1 \times 10^{-5}$	$-3.6 \times 10^{-5}$	$-2.6 \times 10^{-5}$
11	$-3.3 \times 10^{-5}$	$-2.5 \times 10^{-5}$	$-1.6 \times 10^{-5}$
12	$-3.0 \times 10^{-5}$	$-1.2 \times 10^{-5}$	$-1.6 \times 10^{-5}$
13	$-2.4 \times 10^{-5}$	$-1.4 \times 10^{-5}$	$-2.0 \times 10^{-5}$
14	$-2.2 \times 10^{-5}$	$-1.4 \times 10^{-5}$	$-2.2 \times 10^{-5}$
15	$-2.4 \times 10^{-5}$	$-1.7 \times 10^{-5}$	$-2.3 \times 10^{-5}$

Nesse sentido têm sido propostas recentemente formulações que procuram unificar as aproximações de difusão turbulenta e de fluxo-de-massa (Siebesma e Teixiera, 2000; Lappen e Randall, 2001a-c) para aplicações tanto em situações de convecção de ar seco como de convecção húmida.

Nesta secção vai testar-se a possibilidade de que activação de processos convectivos de subescala mais eficientes leve à eliminação dos rolos espúrios. Para o efeito consideram-se duas possibilidades: (i) activação do esquema de convecção de Kain e Fritsch (Bechtold et al., 2001), disponível no modelo MesoNH para a representação de convecção húmida pouco profunda e profunda; (ii) activação do novo esquema EDMF (Soares et al., 2004) de convecção pouco profunda, que combina a difusão turbulenta e a aproximação de fluxo-de-massa.



*Figura 4.58 – Simulações a 1km: (coluna da esquerda) sem convecção de subescala, só difusão; (direita) com activação de convecção pouco profunda, esquema EDMF. Velocidade vertical a 0.3H às 7, 12 e 15 TU.*

A activação do esquema de convecção nativo do MesoNH não teve qualquer impacto nos resultados, uma vez que a convecção só é accionada quando há condições para a convecção

húmida, que origina condensação e formação de nuvens, o que não ocorreu no período considerado nas simulações a 1km (como também não ocorria nas simulações a 5km, cf. secção 4.2.5).

Pelo contrário, a activação do esquema EDMF tem um impacto considerável. A Figura 4.58 mostra a velocidade vertical a 0.3 H em 3 horas de simulação, perto do início (7 TU), às 12 TU e às 15 TU. Os campos às 7 TU são praticamente idênticos. Às 12 TU observa-se convecção significativa na experiência de controlo (em que os fluxos de subescala são puramente difusivos) com a velocidade vertical a ultrapassar  $\pm 1$  m/s. A simulação com EDMF indica, a esta hora, uma organização 2D no sentido do vento dominante (de NW) mas fraca intensidade ( $<0.2$  m/s).

Às 15 TU a simulação de controlo revela rolos espúrios com 2m/s de velocidade máxima, ocupando todo o domínio de simulação, enquanto que a simulação com convecção parametrizada explicitamente apresenta intensidades francamente menores, inferiores a  $1\text{ms}^{-1}$ .

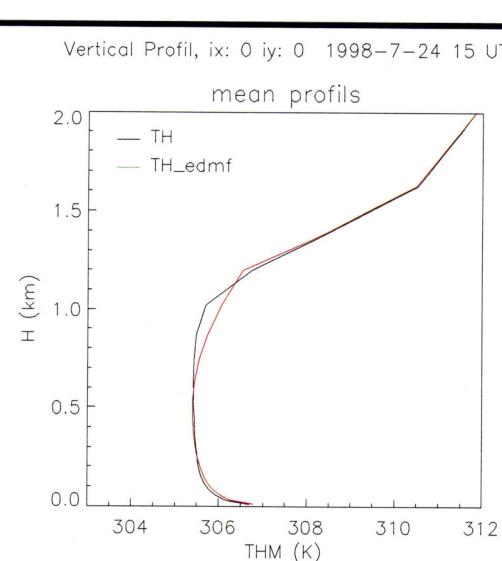
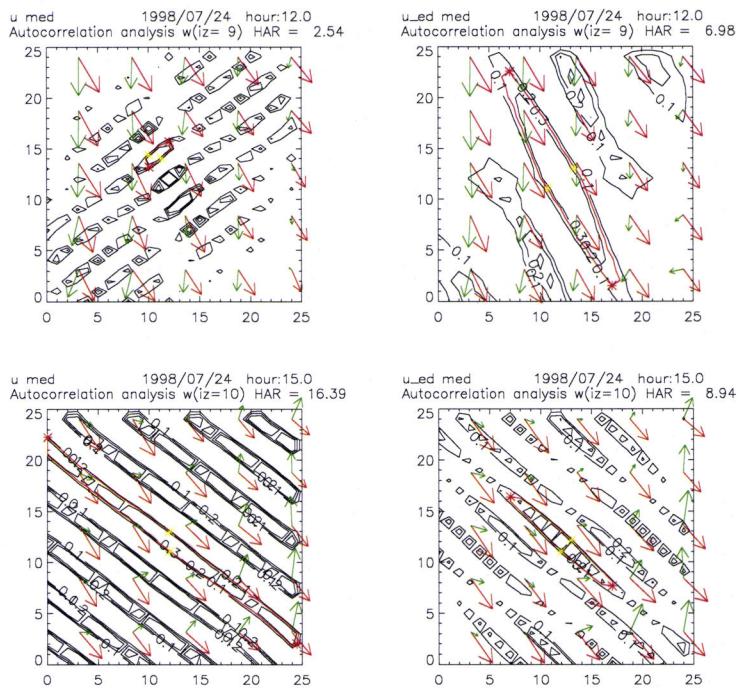


Figura 4.59 – Perfil da temperatura potencial média horizontal nas simulações a 1km com diferentes parametrizações às 15 TU.

Apesar das diferenças significativas observadas na estrutura horizontal da camada limite entre as 2 simulações analisadas, os perfis verticais médios de temperatura potencial são relativamente semelhantes (Figura 4.59) sendo que a simulação EDMF tende a reproduzir uma camada limite com o terço superior ligeiramente estável.

Uma aplicação do algoritmo de diagnóstico de rolos (Figura 4.60) indica a presença deste tipo de circulações nas 2 simulações às 15 TU, de forma mais clara na simulação de controlo (HAR=16.39) e menos acentuada na simulação EDMF (HAR=8.94). Este teste preliminar parece pois indicar que o reforço da convecção parametrizada

tem um impacto positivo no desempenho do modelo, reduzindo a intensidade dos rolos numéricos, mas existe necessidade de afinar esses esquemas antes de se poder considerar o problema resolvido.



*Figura 4.60 Campo da autocorrelação (isolinhas) do campo de  $w$  no nível vertical e no instante indicados no topo de cada figura; os vectores a vermelho representam o vento médio na camada limite e os vectores a verde correspondem ao vento no primeiro nível do modelo acima da CLP*



## **Capítulo 5**

### **Impacto da Albufeira na formação e desenvolvimento de nevoeiro**

#### **5.1 Introdução**

É comum ouvir dizer-se que depois da construção de barragens há mais nevoeiro na região onde estão inseridas. No Inverno 2003/04 foram notícia afirmações que davam conta do aumento do nevoeiro na sequência do enchimento da albufeira de Alqueva. Neste trabalho, o impacto desta albufeira no campo do nevoeiro durante o Inverno é investigado com base em resultados de simulações numéricas com o modelo não hidrostático de mesoscala, Meso-NH. As simulações realizadas permitem ainda a discussão de outros efeitos da albufeira no clima local/regional.

Não existem na literatura científica muitas referências ao impacto das albufeiras artificiais no clima local/regional. A maioria dos estudos sobre o tema encontra-se dispersa em relatórios técnicos, alguns dos quais resultantes de estudos de impacto ambiental, normalmente de difícil acesso e muitas vezes escritas nas línguas locais. O relatório mais completo que se conseguiu encontrar é um relatório da Comissão Internacional das Grandes Barragens (CIGB/ICOLD) datado de 1996 (ICOLD, 1996). As conclusões deste relatório, bem como de outros estudos sobre os efeitos das albufeiras sobre o clima local estão discutidas no Capítulo 1.

#### **5.2 Metodologia**

No sentido de estudar o impacto da albufeira no campo do nevoeiro durante o Inverno, período do ano em que os nevoeiros persistentes são mais frequentes na região lançou-se um programa de simulações numéricas de mesoscala sobre um período suficientemente vasto para que faça sentido interpretar os resultados estatisticamente. De acordo com a disponibilidade em dados atmosféricos para validar a experiência e da capacidade de cálculo, optou-se por simular o período compreendido entre 1 de Janeiro e 31 de Março de 2003.

Neste período de simulação, o reservatório encontrava-se em processo de enchimento, ocupando a albufeira uma área ainda longe da correspondente ao seu nível máximo. Assim, no início de Janeiro de 2003 o nível da albufeira encontrava-se à cota de 125 m a que correspondia uma área de aproximadamente 50 km<sup>2</sup>, cerca de 1/5 da sua área máxima à cota de 152m. No final do mês de Março, a albufeira atingiu a cota de 126 m a que corresponde uma área de aproximadamente 98 km<sup>2</sup>. Os dados das cotas foram obtidos do Instituto da Água em <http://snirh.inag.pt/> e o cálculo da área correspondente foi efectuado a partir da tabela de correspondência entre cota, área e volume disponibilizada pela Empresa de Desenvolvimento e Infra-estruturas do Alqueva (EDIA) em [http://www.edia.pt/Edia/edia\\_albufeira.html](http://www.edia.pt/Edia/edia_albufeira.html).

Foram realizadas simulações numéricas para todos os dias do mês de Janeiro, Fevereiro e Março de 2003, 90 casos de estudo. O modelo utilizado neste estudo foi o Meso-NH, descrito em Lafore et al. (1998). Algumas das características do modelo, domínio e opções consideradas neste estudo estão indicadas na Tabela 5-1. Foi executada uma experiência numérica por dia, com início às 1800 do dia anterior. O período de cada simulação foi assim de 30 horas, tendo-se ignorado os resultados das primeiras 6 horas de cada simulação para minimizar possíveis erros de *spinup*.

Cada experiência numérica foi composta de duas simulações, uma de controlo e outra com Alqueva, com as mesmas condições atmosféricas iniciais e de fronteira, diferindo exclusivamente na superfície. Na simulação de controlo utilizou-se a superfície tal como ela é representada nas bases de dados consideradas (ver Tabela 5-1). Na simulação com Alqueva a superfície foi alterada com a introdução da Albufeira no seu nível de enchimento máximo. Não foram consideradas as alterações na superfície decorrentes da irrigação, pois nesta época do ano, as culturas não são normalmente irrigadas. Na Figura 5.1 mostra-se a albufeira de Alqueva tal como representada no modelo.

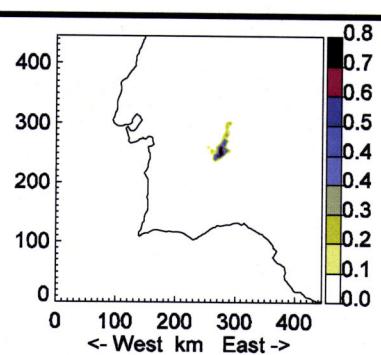


Figura 5.1 Domínio de simulação e fracção de superfície coberta de água pela Albufeira de Alqueva

Tabela 5-1 Características e opções do modelo utilizadas no programa de simulações

Dinâmica	Sistema de equações anelásticas de Lipps e Hemler, 1982
Domínio	450 × 450 km <sup>2</sup> (ver Figura 5.1)
Resolução horizontal	5 km × 5 km
Níveis verticais	40 níveis, desde a superfície até aos 20 km, com 20 níveis nos primeiros 2 km. 1º nível a 10 m
<b>Parametrizações Físicas:</b>	
Nuvens estratiformes e precipitação explícita	Modelo de nuvens quentes baseado em Kessler (1969) com 3 variáveis de prognóstico, vapor de água, água das nuvens e água da chuva
Camada limite planetária	Modelo de evolução da energia cinética turbulenta baseada no comprimento de mistura de Bougeault e Lacarrére (1989)
Convecção	Modelo desenvolvido a partir da formulação de Kain e Fritsch (1993) (Bechtold et al., 2001)
Transferências Superfície-Atmosfera	ISBA (Interaction Surface Biosphere Atmosphere, Noilhan e Planton, 1989) sobre as superfícies naturais e cultivadas; TEB (Town energy Budget, Masson, 2000) sobre as superfícies urbanas; Charnock (1955) comprimento de rugosidade sobre as superfícies de água.
Bases de dados utilizadas para criar os campos superficiais	Ecoclimap a 1 km de resolução (Masson, 2003) FAO global soil map (FAO, 1998; Salgado, 1999) GTOPO 30 (USGS, 1997)
Radiação	Modelo do Centro Europeu de Previsão do Tempo (Mocrette, 1989)
Difusão horizontal	Operador $\nabla^4$
Condições fronteira laterais	Abertas, também designadas por radiativas

As condições iniciais e de fronteira foram obtidas a partir das análises operacionais do ARPEGE correspondentes às 0000, 0600, 1200 1800 UT de todo o período em estudo. A temperatura da

superfície das águas interiores, incluindo a da albufeira de Alqueva mantém-se constante durante cada simulação e foi imposta em cada caso a partir de dados (ver 5.3).

O programa se simulação incluiu assim a realização de 90 pares de simulações, um por cada dia do período considerado. Sempre que necessário, cada experiência individual será designada por n2003mmdd, onde de mm é o mês e dd o dia, a que se acrescenta \_re e \_al para nomear respectivamente a simulação de controlo e a simulação com Alqueva.

### **5.3 Temperatura da água da albufeira**

A imposição de uma temperatura para a superfície da água da Albufeira revelou-se um dos pontos críticos do presente estudo. Não estando a Albufeira ainda cheia durante este período e não estando disponíveis dados sobre a sua temperatura, optou-se por utilizar dados disponíveis sobre outras Albufeiras da região.

Consideraram para o efeito duas séries: (1) da Temperatura da água da Albufeira do Monte Novo no nível da captação (cerca de 3 m) disponibilizados pela Câmara Municipal de Évora e registados diariamente, excepto ao fim de semana; (2) valores da Temperatura da água nas Albufeira do Monte Novo, Monte Novo, Roxo, Vigia e Alvito disponibilizados pela Comissão de Coordenação e Desenvolvimento Regional – Alentejo (CCDR-A, 2004). Estas últimas observações são efectuadas aproximadamente uma vez por mês, normalmente em 3 níveis, à superfície (0.2 a 0.5 m, de acordo com informação prestada pela CCDR-A), no meio do reservatório e no fundo. A localização das albufeiras bem como um sumário das suas características estão indicadas na Tabela 5-2.

*Tabela 5-2 Dados sobre Albufeiras da Região Alentejo*

<b>Albufeira</b>	<b>Bacia</b>	<b>Localização</b>	<b>Área (<math>10^6\text{m}^2</math>)</b>	<b>Capacidade (<math>10^6\text{m}^3</math>)</b>	<b>Profundidade média (m)</b>
<b>Monte Novo</b>	Guadiana	Évora	2.77	15.3	0,23
<b>Vigia</b>	Guadiana	Redondo	2.6	16.7	2,88
<b>Roxo</b>	Sado	Ervidel	13.78	96.3	1,09
<b>Alvito</b>	Sado	Cuba	14.8	132	6

Os registo existentes de temperatura de água na camada superficial nas diversas Albufeiras disponibilizados pela CCDR-A e a temperatura da água ao nível da captação estão representados na Figura 5.2, para o período compreendido entre 15 de Dezembro de 2002 e 20 de Abril 2003.

### Temperatura da água em Albufeiras do Alentejo

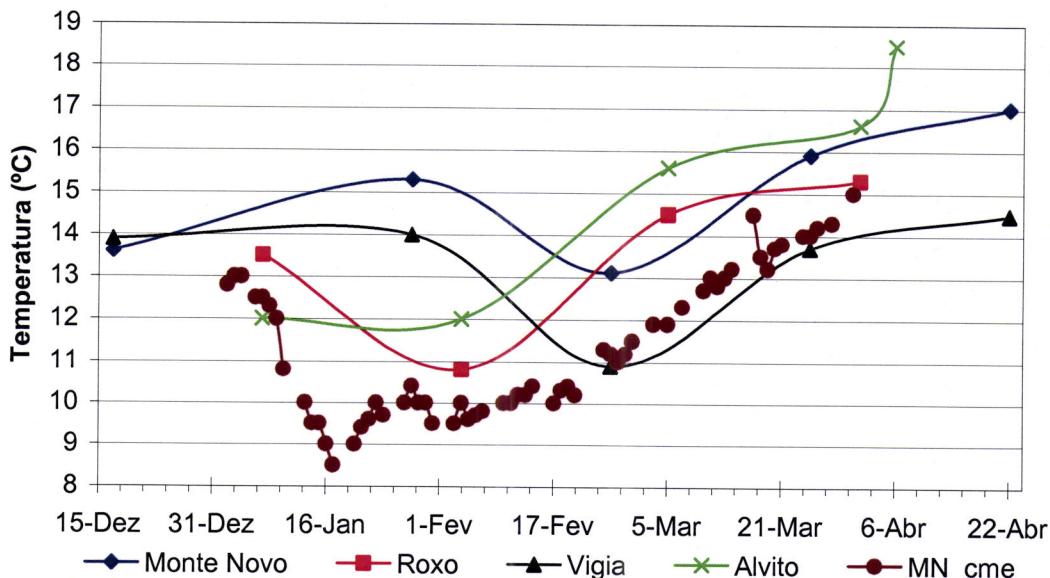
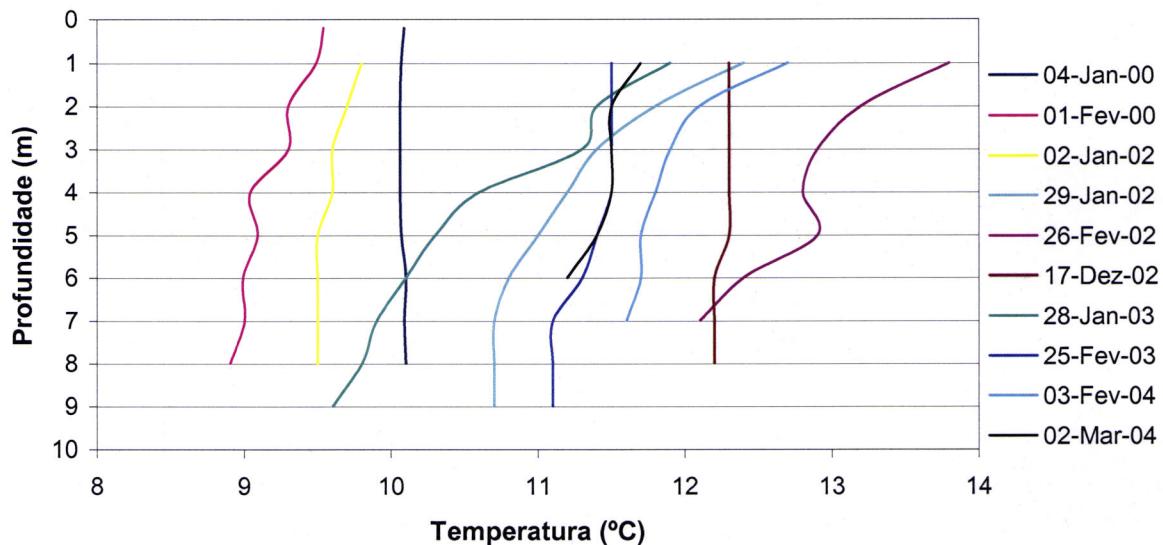


Figura 5.2 Temperatura da água à superfície em algumas albufeiras do Alentejo e Temperatura da água a 3 m na albufeira do Monte Novo (MN\_cme)

Como se pode ver, existem diferenças significativas entre os valores registados nas diferentes albufeiras e entre as duas séries de valores correspondentes à albufeira do Monte Novo, particularmente nas observações de final de Janeiro. Uma parte desta diferença poderá ser explicada por diferenças nas horas a que as medições tiveram lugar. No entanto a amplitude do ciclo diário não parece ser tão elevada para poder explicar diferenças tão grandes, como indicam os perfis da temperatura da água representados na Figura 5.3, traçados a partir de dados também disponibilizados pela CCDR-A (CCDR-A, 2004). Estes perfis, respeitantes a dados recolhidos na Albufeira do Monte Novo em dias de Inverno nos anos de 2000 a 2004, indicam que a diferença de temperatura entre a superfície e os 3m de profundidade, não ultrapassará os 2°C, havendo vários perfis de estabilidade neutra, com gradiente nulo. Como os movimentos convectivos na água impedem a manutenção de perfis instáveis é realista admitir que a amplitude máxima da Temperatura da água à superfície seja próxima da diferença de temperatura entre a superfície e o nível em que se deixa de sentir o ciclo diário, situado muito provavelmente acima dos 3 m.

Deste modo parece-nos que devem existir outras fontes de erro. O facto de as Temperaturas da água à superfície nas séries disponibilizadas pela CCDR-A serem, em finais de Janeiro demasiado elevadas em comparação com as observadas em outros anos (a comparação foi efectuada com base na série de dados dos anos 2000 a 2004), e o facto de estas séries de dados terem uma frequência de amostragem muito baixa, levou-nos a optar pela utilização dos valores de temperatura da água no ponto de captação da Albufeira do Monte Novo.

### Perfis de Temperatura na Albufeira do Monte Novo (Inverno)



*Figura 5.3 Perfis de temperatura na albufeira do monte novo medidas em meses de Inverno. Dados disponibilizados pela CCDR-A.*

---

Nas simulações numéricas para o caso com Alqueva a temperatura da água foi, assim, imposta a partir das observações da temperatura da água a 3m de profundidade na Albufeira do Monte Novo. De acordo com a discussão anterior sobre os perfis térmicos, estes valores corresponderão ao valor mínimo da temperatura diária da água à superfície, que se registará de madrugada, no período de maior frequência do nevoeiro, como indicado pelas observações e pelos resultados numéricos que se discutirão de seguida.

Executou-se um segundo programa de simulações, para o caso com Alqueva, em que a temperatura da água foi imposta a partir da média dos valores da temperatura superficial nas diferentes albufeiras, valores em geral mais elevados. A análise que faremos incide nos resultados do primeiro programa de simulações. Em alguns casos serão utilizados resultados deste 2º programa de simulações, referenciados por Alqueva 2.

Uma última nota sobre a fixação da temperatura da superfície da água. A Albufeira do Monte Novo tem uma capacidade, uma área, e principalmente uma profundidade média inferiores à que terá Alqueva na sua máxima extensão. É assim de esperar que a inércia térmica de Alqueva seja superior, pelo que a evolução da sua temperatura deva estar um pouco desfasada da evolução em albufeiras de menor dimensão. É assim esperável que a temperatura seja maior no início do período em estudo (Janeiro) e menor a partir do final de Fevereiro.

## 5.4 Validação das simulações numéricas

Os resultados da simulação de controlo foram confrontados com dados de observações de superfície nas estações meteorológicas representadas na Figura 5.4. Foram comparados os dados de Temperatura e humidade relativa do ar, direcção e intensidade do vento, nevoeiro e precipitação. Os dados das estações automáticas foram disponibilizados pelo Instituto de Meteorologia na forma de séries de dados horários. Os dados das estações sinópticas foram obtidos da base de dados “NCEP ADP Global Surface Observations” disponível em <http://dss.ucar.edu/datasets/ds464.0/data>. Esta base de dados sinóptica é global e arquiva os dados de três em três horas. Na validação de dados de precipitação, como se verá adiante, concluiu-se que, sempre que existiam dados das duas fontes para uma mesma localização, a qualidade das séries das estações automáticas era superior, pelo que, sempre que disponíveis, utilizaram-se os dados das estações automáticas, adiante designadas por EMAS.

Para além da comparação gráfica entre as séries temporais simulada e observada para uma dada estação, calcularam-se as variáveis estatísticas mais comuns: o viés, que é o desvio ou o erro médio, EM; o erro absoluto médio, EAM; e a raiz do erro quadrático médio, REQM, que designaremos só por erro quadrático médio. As definições encontram-se na secção 3.3.

Na confrontação de resultados de variáveis essencialmente descontínuas, como a precipitação ou a ocorrência de nevoeiro é mais comum utilizar-se indicadores estatísticos de análise dicotómica. Ou seja analisar a capacidade do modelo em simular a ocorrência ou não de determinados eventos. No caso da variável precipitação os eventos são definidos como a ocorrência de precipitação acima de determinados valores críticos. Os indicadores mais utilizados são o “threat score”, TS, ou índice de sucesso crítico (critical success index), e o índice de viés “score bias”, BS. O TS é uma medida do grau de correcção da previsão de um determinado evento de precipitação superior a determinado valor crítico (tipicamente de 0.0254, 0.254, 0.635, 1.27 e 2.54 cm) num determinado intervalo de tempo. Na avaliação de modelos de mesoscala é comum utilizar-se o intervalo de tempo de 6 horas. Quando a avaliação dos modelos é efectuada contra observações pontuais em estações meteorológicas este indicador pode ser calculado através de (Anthes, 1983):

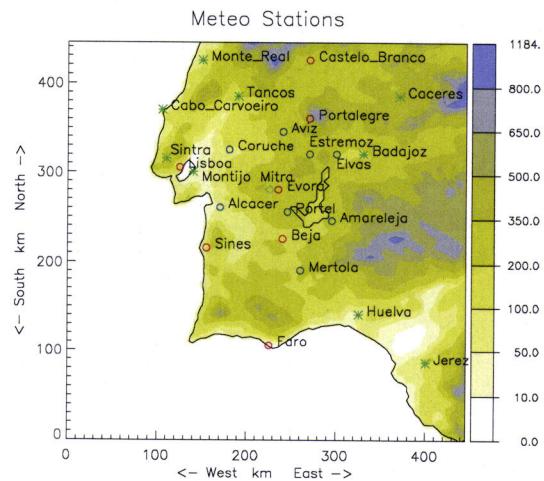


Figura 5.4 Domínio de simulação com orografia (escala de cores) e localização das estações meteorológicas. Círculos: Estações Meteorológicas Automáticas (EMAS) - a vermelho as que estão presentes na base de dados de observações sinópticas do NCEP. Asteriscos: outras estações presentes na base de dados do NCEP. Losango: estação da Mira (CGE)

$$TS = \frac{N_c}{N_c + N_{s-o} + N_{o-s}} = \frac{N_c}{N_s + N_o - N_c} \quad (5.1)$$

onde  $N_c$  é o número de estações onde a previsão de ocorrência de precipitação igual ou superior ao valor crítico estava correcta,  $N_{s-o}$  é o número de estações onde se previu, mas não ocorreu essa quantidade de precipitação,  $N_{o-s}$  é o número de estações onde não se previu mas ocorreu essa quantidade de precipitação,  $N_o$  e  $N_s$  o número total de ocorrências do evento respectivamente nas observações e nas simulações.

Como está demonstrado em Shaefer (1990) este indicador depende funcionalmente da frequência da ocorrência do evento considerado. Eventos mais frequentes tendem a ter TS mais elevados. Por isso é actualmente mais comum utilizar-se um indicador designado por equitable threat score, ETS, que poderemos traduzir por indicador equiparável de sucesso crítico, definido por:

$$ETS = \frac{N_c - E}{N_s + N_o - N_c - E} \quad (5.2)$$

onde se subtrai ao numerador e ao denominador de TS o valor  $E$  que representa o número de previsões da ocorrência do evento que se poderiam efectuar “por sorte” só com base no conhecimento da climatologia.  $E$  é assim definido por (Shaefer, 1990):

$$E = N_s \frac{N_o}{N} \quad (5.3)$$

onde  $N$  é o numero total de pares de valores simulados/observados utilizados. ETS será assim de zero para uma previsão aleatória, podendo ser negativo em simulações em que uma previsão puramente aleatória desse melhores resultados. A uma simulação perfeita corresponde um ETS de 1.

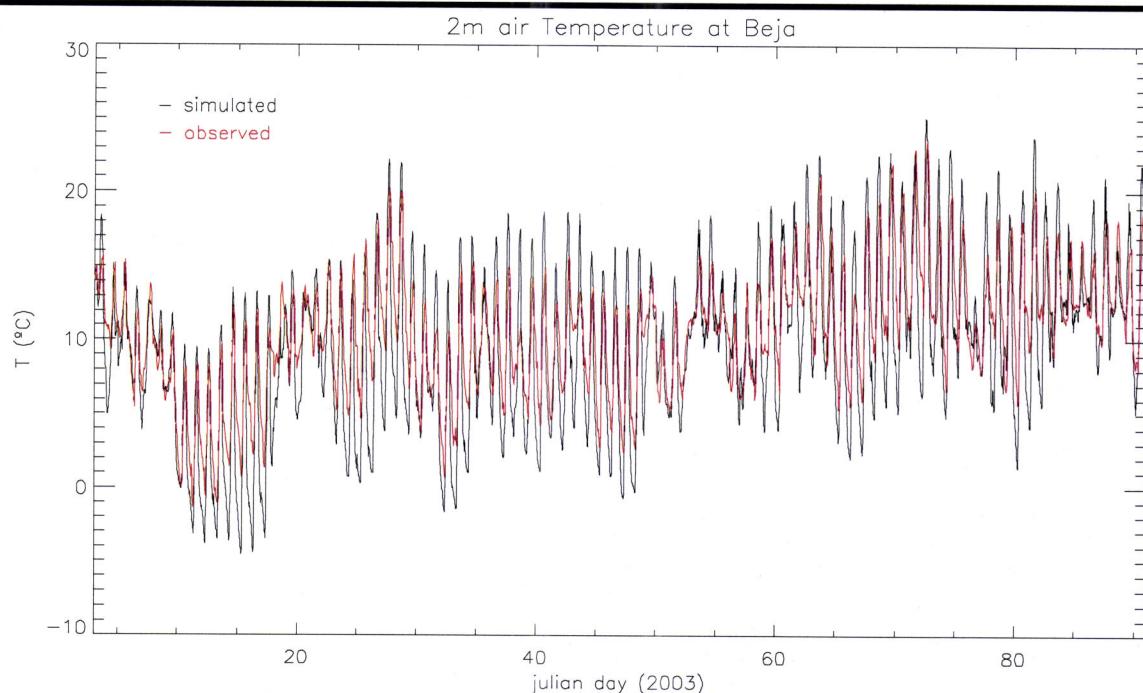
O índice de viés é uma medida da tendência do modelo em simular áreas demasiado grandes ou demasiado pequenas de ocorrência de precipitação acima de determinado valor. Para o caso discreto, este índice pode ser definido por (Anthes, 1983):

$$BS = \frac{N_p}{N_o} \quad (5.4)$$

### a) Temperatura do ar

A confrontação gráfica entre as séries temporais correspondentes às várias estações, indica que as simulações exageram frequentemente a amplitude térmica, particularmente nas zonas interiores. Nas estações mais próximas da costa este efeito não é tão pronunciado. Na Figura 5.5, onde estão representados os valores simulados e observados em Beja para todo o período de simulação, pode ver-se que na temperatura mínima a diferença  $T_{sim} - T_{obs}$  atinge em alguns dias valores inferiores a -5 K, enquanto na temperatura máxima há casos em que essa diferença ultrapassa os 5 K. Resultados

semelhantes são obtidos para as outras estações do interior. Deve notar-se que diferenças desta magnitude são frequentes em estudos de mesoscala (ver por exemplo Bromwich et al., 2001, ou Martín et al, 2001, em estudo sobre a circulação no centro da Península Ibérica).



*Figura 5.5 Evolução temporal da temperatura do ar aos 2 m, sobre Beja: dados horários registados na estação, a vermelho; resultados da simulação, a preto*

Apesar desta diferença, a correlação entre os valores simulados e os observados é elevada, sempre próxima dos 0.9, como se pode ver na Tabela 5-3. O desvio médio (3<sup>a</sup> coluna da tabela) indica que existe um viés negativo na simulação da temperatura do ar na maioria das estações, em média de aproximadamente -0.6 °C. Este viés é devido ao facto de o modelo simular temperaturas mais baixas no período nocturno e de este, por nos encontrarmos no Inverno, ser mais longo que o período diurno, onde as temperaturas simuladas são superiores às observadas.

EAM e o REQM situam-se na maioria dos casos respectivamente entre os 1.7 e os 2.6 e entre os 2 e os 3°C, valores semelhantes ou inferiores aos encontrados por outros autores em estudos que apresentam estatísticas de validação de modelos de mesoscala (cf. Roeger et al., 2003; Bromwich et al., 2001; Guo et al., 2003; Lee et al., 2004; Theodoros et al., 2003; Hong, 2003, Emery et al., 2001; Hart e Forbes, 1998). Os valores de correlação avançados nestes artigos indicam igualmente que os valores de correlação calculados neste trabalho (~0.9) podem ser considerados bastante bons.

*Tabela 5-3 Estatísticas sobre a qualidade das simulações na estimativa da temperatura do ar (dados horários)*

Estação	Correlação	EM (K)	REQM (K)	EAM (K)
Évora	0.89	-0.55	2.91	2.30
Beja	0.88	-1.00	2.91	2.33
Faro	0.90	0.95	1.98	1.48
Portalegre	0.86	-1.22	2.80	2.15
Sines	0.90	-1.03	2.35	1.85
Lisboa	0.91	-0.95	2.05	1.69
Castelo Branco	0.85	-1.23	3.55	2.91
Elvas	0.87	-0.28	4.16	3.25
Estremoz	0.91	-0.37	2.88	2.30
Amareleja	0.90	-0.23	3.62	3.02
Mértola	0.91	-0.82	2.48	2.02
Alcácer	0.93	0.07	2.15	1.71
Coruche	0.90	-0.15	2.15	1.74
Portel	0.93	-0.62	2.15	1.71
Avis	0.88	-1.38	3.11	2.61
Média	89,47	38,67	50,6	48,87

### b) Humidade do ar

Optou-se por confrontar os valores simulados de humidade específica e humidade relativa com os respectivos valores observados. No primeiro caso porque os valores são independentes dos valores da temperatura do ar de modo que a sua comparação não vem contaminada pelo comportamento da temperatura. No segundo porque é a variável a que os seres vivos são sensíveis.

A análise estatística da comparação entre os resultados das simulações e as observações da rede das EMAS está registada nas Tabela 5-4 e Tabela 5-5. Como era de esperar a correlação entre os valores da humidade relativa é mais baixa do que a correlação entre os valores da humidade específica. No primeiro caso há estações onde a correlação não atinge os 0.6, enquanto no segundo a correlação se situa na maioria dos pontos entre os 0.75 e os 0.9.

Não há um sentido claro para o viés entre os valores simulados e observados, sendo que há estações onde as simulações tendem a ser mais húmidas que as observações e outras em que acontece o inverso. Em média há um desvio de -0.14 g/kg, o que poderá indicar que o conteúdo em vapor de água nas simulações é ligeiramente inferior, cerca de 2%, ao real.

Em relação à humidade específica, os valores de correlação (à volta dos 0.8), de viés (de -0.7 a 1 g·kg<sup>-1</sup>), de REQM (entre 1 e 1.6g·kg<sup>-1</sup>) e de EAM (entre 0.8 e 1.3 g·kg<sup>-1</sup>) são valores comparáveis com os encontrados na literatura, com vantagem para os resultados da presente simulação. Neste sentido ver por exemplo Bromwich et al. (2001); Guo et al. (2003); Hong (2003) ou Emery et al. (2001).

*Tabela 5-4 Estatísticas sobre a qualidade das simulações na estimativa da humidade específica do ar (dados horários).*

Estação	Correlação	EM (g/kg)	REQM (g/kg)	EAM (g/kg)	EAM (%)
<b>Évora</b>	0.83	-0.15	1.41	1.03	16.77
<b>Beja</b>	0.79	-0.08	1.62	1.19	18.29
<b>Faro</b>	0.85	1.10	1.64	1.26	21.22
<b>Portalegre</b>	0.79	0.33	1.33	0.91	20.17
<b>Sines</b>	0.87	-0.36	1.12	0.90	13.07
<b>Lisboa</b>	0.86	-0.26	1.05	0.84	12.89
<b>Castelo Branco</b>	0.75	0.11	1.63	1.09	19.51
<b>Elvas</b>	0.85	-0.83	1.48	1.22	19.23
<b>Estremoz</b>	0.84	-0.56	1.52	1.24	19.58
<b>Amareleja</b>	0.83	-0.31	1.39	1.12	20.78
<b>Mértola</b>	0.81	-0.39	1.59	1.26	18.65
<b>Alcácer</b>	0.87	0.20	1.04	0.78	11.13
<b>Coruche</b>	0.74	0.23	1.55	1.11	15.43
<b>Portel</b>	0.89	-0.69	1.20	0.96	15.92
<b>Avis</b>	0.77	-0.45	1.65	1.32	19.85
<b>Média</b>	82,27	33,73	42,47	42,2	66,93

No que se refere à humidade relativa, a Tabela 5-5 indica que em média os resultados das simulações são muito próximos dos observados nos mesmos locais, havendo locais onde o viés é inferior em módulo a 1%. O erro quadrático médio é na maioria dos casos inferior a 15%. Tanto o viés como o REQM são inferiores aos referidos por Hong (2003) em simulações com o MM5 a 5km de resolução sobre a região de Taiwan (único artigo que encontramos onde são avançados valores quantitativos de estatísticas referentes a resultados de humidade relativa).

Apesar dos indicadores estatísticos serem confortáveis, a comparação gráfica da evolução temporal da humidade simulada e observada durante todo o período de simulação nas várias estações consideradas revela importantes diferenças, como está patente nas Figura 5.6 e Figura 5.7, para o caso de Beja. No que respeita à área que mais nos interessa, estações de Évora, Beja, Elvas, Estremoz, Amareleja e Portel, nota-se que o modelo produz valores mínimos diários de humidade relativa bastante mais baixos do que os observados durante a primeira metade do período. Esta diferença, por vezes superior a 20%, é sobretudo devida a diferenças entre os valores simulados / observados das temperaturas máximas, mas também em alguns casos aos valores simulados de humidade específica serem um pouco inferiores aos observados. Na segunda metade do período deixa de se observar esta diferença, notando-se pelo contrário uma menor amplitude diária da humidade relativa simulada, que é consequência de uma maior (aparentemente exagerada) amplitude diária da humidade específica, humidade específica que está em “fase” com a temperatura do ar. Esta característica também se encontra em outros trabalhos, por exemplo em Kemball-Cook et al. (2004).

Tabela 5-5 Estatísticas sobre a qualidade das simulações na estimativa da humidade relativa do ar (dados horários).

Estação	Correlação	EM (%)	REQM (%)	EAM (%)	EAM (%)
<b>Évora</b>	0.79	0.05	13.08	9.60	13.75
<b>Beja</b>	0.74	1.25	11.24	7.86	11.13
<b>Faro</b>	0.83	6.58	12.52	8.79	13.85
<b>Portalegre</b>	0.82	8.03	15.53	10.86	22.31
<b>Sines</b>	0.75	0.10	9.74	7.30	9.59
<b>Lisboa</b>	0.78	0.61	9.70	7.36	10.49
<b>Castelo Branco</b>	0.76	5.30	13.65	9.92	16.11
<b>Elvas</b>	0.83	-7.22	15.79	10.92	15.51
<b>Estremoz</b>	0.72	-7.31	15.06	10.82	13.59
<b>Amareleja</b>	0.75	-2.83	17.09	13.13	21.15
<b>Mértola</b>	0.60	-3.38	13.64	9.30	11.66
<b>Alcácer</b>	0.57	0.76	13.22	9.67	13.37
<b>Coruche</b>	0.59	1.08	13.64	9.53	13.44
<b>Portel</b>	0.76	-6.09	14.99	10.85	14.46
<b>Avis</b>	0.72	-0.73	12.42	8.80	12.14
<b>Média</b>	73,4	35,2	61,67	73,73	57,4

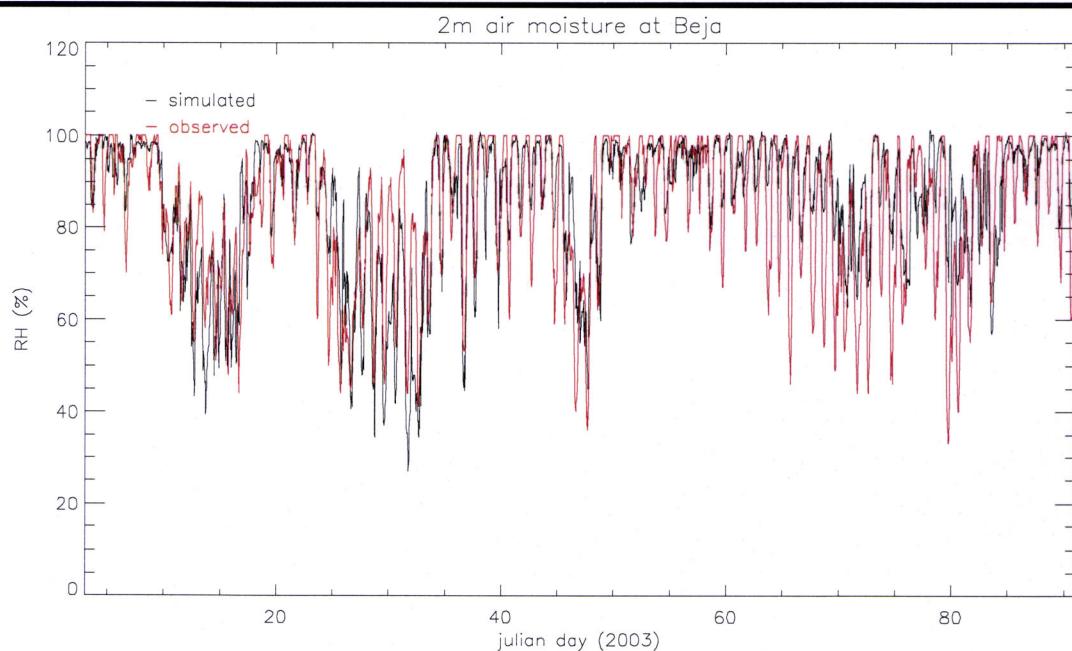


Figura 5.6 Evolução temporal da humidade relativa do ar aos 2 m, sobre Beja: dados horários registados na estação, a vermelho; resultados da simulação, a preto.

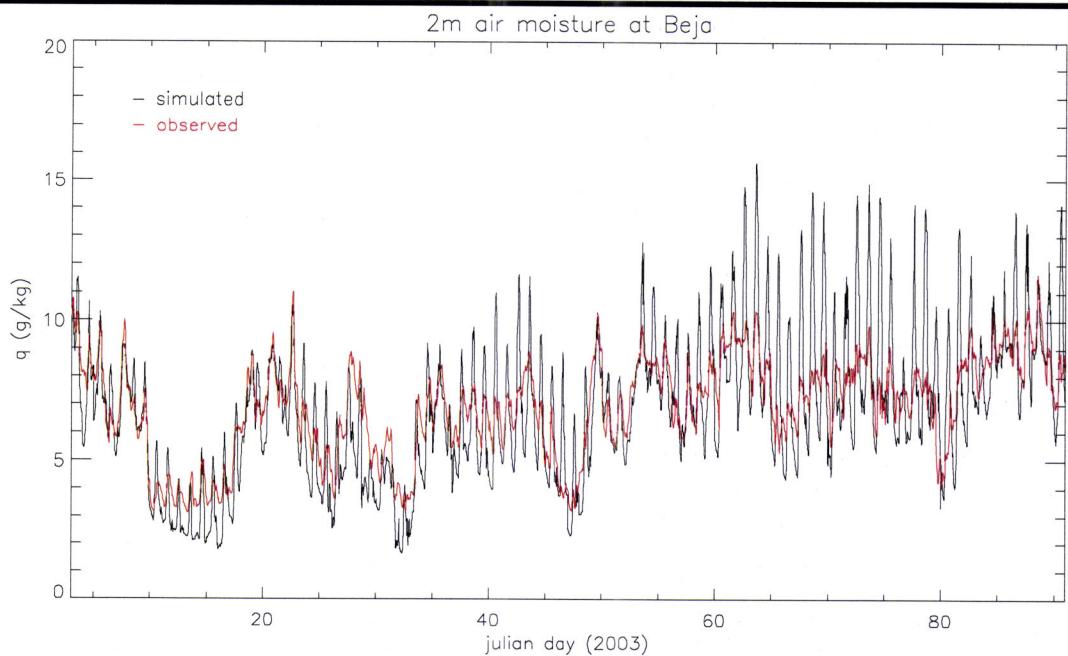


Figura 5.7 Evolução temporal da humidade específica do ar aos 2 m, sobre Beja: dados horários registados na estação, a vermelho; resultados da simulação, a preto.

### c) Intensidade do Vento

Tabela 5-6 Estatísticas sobre a qualidade das simulações na estimativa da intensidade do vento (dados horários)

Estação	Correlação	EM (m/s)	REQM (m/s)	EAM (m/s)
Évora	0.75	-0.29	1.44	1.12
Beja	0.75	-0.42	1.33	1.01
Faro	0.77	0.73	2.07	1.63
Portalegre	0.66	-0.52	1.64	1.25
Sines	0.68	-1.74	2.39	1.91
Lisboa	0.66	-0.19	1.36	1.08
Castelo Branco	0.59	-0.29	1.53	1.14
Elvas	0.69	1.03	1.76	1.42
Estremoz	0.67	0.37	1.33	1.06
Amareleja	0.69	0.26	1.14	0.91
Mértola	0.75	0.18	1.24	1.00
Alcácer	0.65	0.39	1.37	1.11
Coruche	0.63	0.26	1.39	1.10
Portel	0.73	-0.07	1.42	1.14
Avis	0.67	0.59	1.39	1.08
<b>Média</b>	<b>68,93</b>	<b>35,53</b>	<b>39,8</b>	<b>27,33</b>

Como se pode ver na Tabela 5-6, o viés da intensidade do vento aos 10m é muito pequeno, inferior, em módulo, a  $1 \text{ ms}^{-1}$ , excepto em duas estações. Nalguns locais este desvio é positivo, noutras negativo. Para o conjunto das EMAS, a média da intensidade do vento simulado é mesmo

praticamente igual à média dos valores observados. O REQM é também, excepto em 2 estações de litoral (Sines e Faro), inferior a  $2\text{ ms}^{-1}$ . O valor médio é de  $1.52\text{ ms}^{-1}$ , sendo que nas estações que se localizam na zona central do Alentejo assume valores inferiores.

De acordo com a natural variabilidade espacial e temporal do vento, a correlação é inferior às encontradas para a temperatura e para a humidade específica do ar. Ainda assim a correlação entre os valores simulados e observados da intensidade do vento é da ordem dos 70%, resultado superior à da maioria dos registos encontrados na literatura.

De igual modo, os valores do erro absoluto médio, da ordem de  $1\text{ ms}^{-1}$ , e do erro quadrático médio, da ordem de  $1.5\text{ ms}^{-1}$ , estão de acordo com os reportados em outros trabalhos e considerados admissíveis. A este propósito consultar Roeger et al. (2003); Bromwich et al. (2001); Guo et al. (2003); Lee et al. (2004); Theodoros et al. (2003); Hanna e Yang (2001), Cox et al. (1998), Hong (2003) ou Emery et al. (2001).

#### **d) Direcção do Vento**

A Tabela 5-7 contém o resultado das estatísticas de comparação da direcção do vento produzida pelo modelo com os dados observados nas EMAS. Pode ver-se que há um notável acordo entre os resultados e as observações: a correlação é para a maioria das estações da ordem dos 0.9 e o viés só em uma das estações ultrapassa os  $10^\circ$ , sendo que em média é de  $-1.7^\circ$ , ou seja praticamente 0.

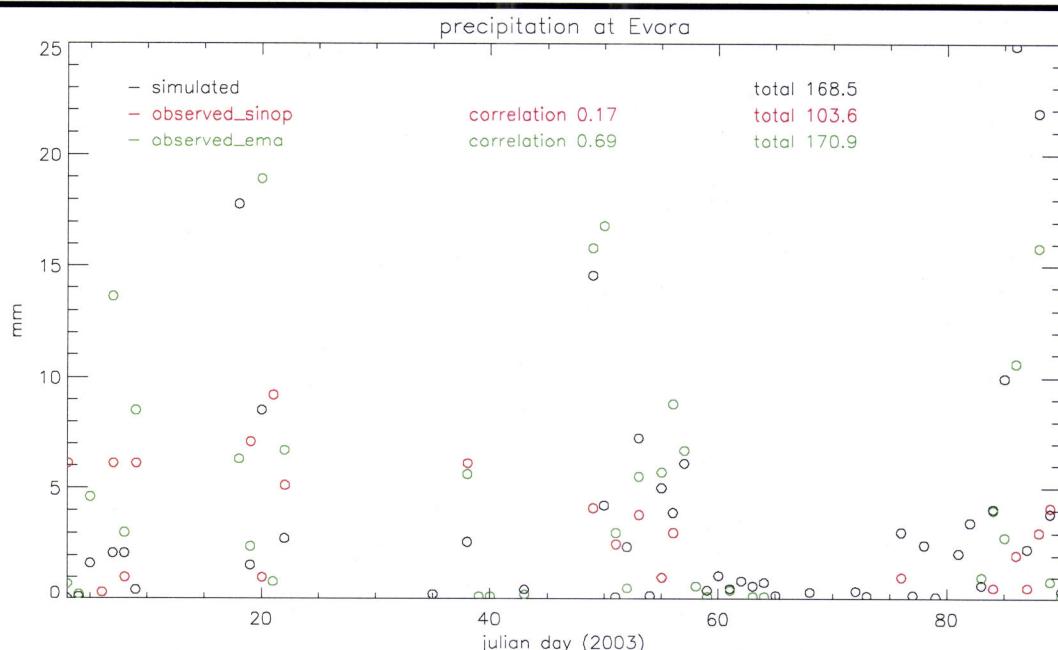
*Tabela 5-7 Estatísticas sobre a qualidade das simulações na estimativa da intensidade do vento (dados horários)*

Estação	Correlação	EM ( $^\circ$ )	REQM ( $^\circ$ )	EAM ( $^\circ$ )
<b>Évora</b>	0.92	-0.13	46.84	30.46
<b>Beja</b>	0.92	-16.70	45.48	32.22
<b>Faro</b>	0.91	6.64	49.75	33.79
<b>Portalegre</b>	0.91	-6.34	49.83	34.35
<b>Sines</b>	0.93	4.78	46.95	30.37
<b>Lisboa</b>	0.93	0.98	45.06	28.66
<b>Castelo Branco</b>	0.89	-10.87	56.53	40.21
<b>Elvas</b>	0.88	8.01	58.61	42.79
<b>Estremoz</b>	0.85	-3.37	59.21	41.88
<b>Amareleja</b>	0.87	-1.34	60.53	42.83
<b>Mértola</b>	0.91	-1.96	45.25	29.65
<b>Alcácer</b>	0.85	9.81	68.55	49.83
<b>Coruche</b>	0.81	0.49	75.02	56.54
<b>Portel</b>	0.87	-7.58	63.71	44.39
<b>Avis</b>	0.86	-8.02	62.33	45.06
<b>Média</b>	88,73	51,8	106,07	91,87

Os valores de EAM, entre 30 e 50°, e os valores de REQM, entre 45 e 75°, são semelhantes aos encontrados por outros autores, nomeadamente Bromwich et al. (2001); Guo et al. (2003); Lee et al. (2004); Hanna e Yang (2001), Cox et al. (1998), Hong (2003) ou Emery et al. (2001).

### e) Precipitação

A confrontação gráfica entre os resultados da simulação e os dados registados nas EMAS e na base do NCEP, de que se apresenta um exemplo na Figura 5.8, mostra que a precipitação registada na base de dados da NCEP é inferior (às vezes da ordem dos 50%) e não coincidente com a precipitação registada nas EMAS correspondentes às mesmas localizações. Os valores simulados da precipitação total acumulada para todo o período são, em geral, razoavelmente próximos dos valores registados nas EMAS e sempre mais distantes dos valores registados na base de dados NCEP. As correlações entre as simulações e as observações também apresentam valores mais altos quando se utilizam os dados das EMAS. Deste modo e tendo em conta que nos dados NCEP existem muitas lacunas o que torna mais difícil a comparação, particularmente para o caso da precipitação, na comparação de valores de precipitação utilizam-se exclusivamente os dados referentes às estações automáticas.



*Figura 5.8 Comparação entre as simulações e as observações: Precipitação diária acumulada. A preto, valores simulados no ponto da malha mais próximo da estação de Évora; a vermelho, valores registados na base de dados NCEP; a verde, valores registados nas EMA de Évora.*

A Figura 5.8 permite constatar que o modelo simula bem os principais períodos de ocorrência de precipitação observada na EMA de Évora, sendo elevada a correlação entre as séries simulada e observada. Esta correlação é igualmente elevada para as outras estações como se atesta na Tabela 5-8, onde se lista também a precipitação total acumulada, simulada e observada nas EMAS, durante

todo o período de simulação. Aí se encontram igualmente os valores de viés e de erro quadrático médio, apesar de estes indicadores não serem normalmente utilizados na validação de resultados de simulação de precipitação.

A Tabela 5-8 mostra que existe um acordo notável entre os valores simulados e observados da precipitação total acumulada para todo o período de simulação para as estações mais próximas da zona da Albufeira (Évora, Beja e Portel), na zona central do Alentejo, onde a variabilidade orográfica é pouco acentuada. A comparação relativamente a outras localizações revela diferenças um pouco mais acentuadas. As maiores diferenças na precipitação total acumulada encontram-se em zonas onde há um declive acentuado (Portalegre) ou que se situam perto da linha de costa (Sines, Lisboa). Excluíram-se da análise as estações de Alcácer, Amareleja e Estremoz. No primeiro caso os valores de precipitação acumulada não têm qualquer correlação nem com os resultados das simulações (ver tabela), nem com os dados observados em outras estações. Nos outros dois casos as séries de dados incluem muitas falhas, nomeadamente em períodos onde se registaram precipitações em outras estações, pelo que os dados totais para o conjunto do período não podem ser comparados.

*Tabela 5-8 Estatísticas sobre a qualidade das simulações na estimativa da precipitação diária acumulada. Inclui a precipitação total acumulada em todo o período nas simulações (Total (sim)) e nas observações (Total (obs)). (\*) No cálculo do total não foram consideradas as estações de Alcácer, Amareleja e Estremoz.*

Estação	Total (sim) mm	Total (obs) mm	Correlação	EM (mm)	REQM (mm)
Évora	168.46	170.90	0.69	-0.03	3.40
Beja	149.71	153.30	0.38	-0.04	4.29
Faro	202.40	152.00	0.64	0.57	4.31
Portalegre	407.29	249.70	0.76	1.79	5.83
Sines	285.72	161.10	0.59	1.42	5.65
Lisboa	183.37	274.20	0.74	-1.03	4.76
Castelo Branco	347.20	302.90	0.81	0.50	4.70
Elvas	155.17	178.30	0.57	-0.26	3.85
Estremoz	154.49	96.40	0.74	0.66	2.58
Amareleja	173.64	24.90	0.54	1.69	3.93
Mértola	127.46	128.50	0.33	-0.01	3.93
Alcácer	249.64	212.60	0.05	0.42	10.76
Coruche	249.93	157.00	0.77	1.06	3.89
Portel	116.61	124.50	0.58	-0.09	3.17
Avis	275.18	195.20	0.75	0.91	4.77
Total (*)	222.37	187.30	59,6	0.40	69,47

A média da precipitação acumulada para todas as localizações é um pouco mais elevada (cerca de 18%) nas simulações do que nas observações. Este resultado pode estar amplificado por haver

algumas falhas nas observações. É no entanto conhecido que a maioria dos modelos tende a simular mais precipitação do que a observada. Esta diferença é sobretudo devida ao excesso de precipitação simulada na zona Norte do domínio (Castelo Branco, Avis, Coruche e, principalmente, Portalegre). Nas estações junto à costa ocidental há uma aparente sobreavaliação da precipitação em Sines e uma subavaliação em Lisboa.

Como se pode ver na Figura 5.9.o campo da precipitação total acumulada tem uma nítida correlação com a orografia (ver Figura 5.4) para além de ser visível um gradiente Sul – Norte.

Na maior parte das estações (Tabela 5-8) a correlação situa-se entre os 0.6 e os 0.8, valores bastante elevados para a simulação de precipitação (cf. Borman e Marks, 1999). Calculou-se igualmente a correlação entre os valores simulados e observados da precipitação total acumulada para todo o período (correlação entre as duas primeiras colunas da Tabela 5-8), o que corresponde a um indicador de correlação espacial. Esta correlação é de 0.65, o que indica que a distribuição espacial da precipitação está razoavelmente bem representada nas simulações. Este facto pode ser confirmado na Figura 5.10, onde se confrontam os resultados da simulação e os valores observados da precipitação total para as várias localizações.

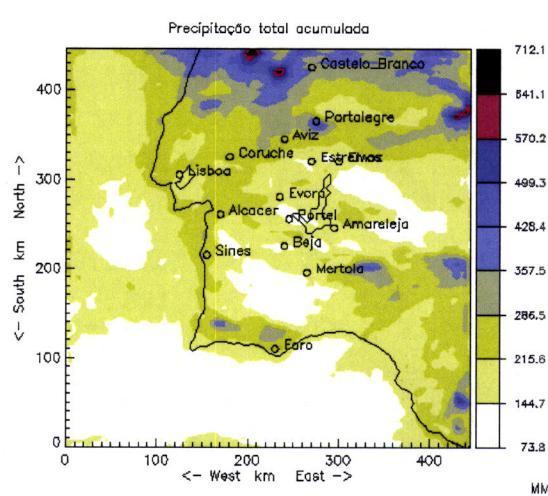


Figura 5.9 Campo da precipitação total acumulada durante todo o período de simulação e localização das EMAS.

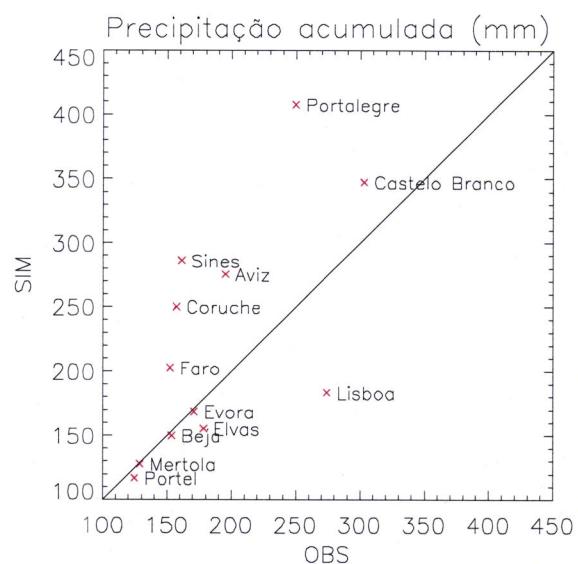


Figura 5.10 Precipitação total acumulada nas simulações versus precipitação total acumulada observada EMAS

Esta figura põe em evidência o excelente ajuste entre a precipitação total simulada e a observada na região do Alentejo central, a região sob a influência directa da Albufeira. Este facto permite confirmar que a resolução utilizada e as parametrizações consideradas são suficientes para representar a precipitação nesta região do país. Se o objectivo fosse uma região costeira ou uma zona mais montanhosa seria provavelmente útil considerar uma resolução mais fina.

Como referido em 5.4, na validação da precipitação é comum utilizarem-se os indicadores BS, TS e ETS definidos pelas expressões (5.1), (5.2) e (5.4). No nosso caso calculamos este indicadores para todo o período de simulação, considerando  $N_s$ ,  $N_o$  e  $N_c$  o número total de valores simulados, observados e simultaneamente observados e simulados superiores ao valor crítico,  $vc$  em todas as estações. Apesar de por definição o índice de viés ser um quociente entre áreas, resolvemos aplicar o mesmo algoritmo aos dados de cada estação individualmente. Neste caso, BS é a razão entre a frequência de ocorrência de determinados níveis de precipitação nas simulações e nas observações.

Estes dois indicadores foram calculados para precipitações acumuladas em períodos de 1 dia (que é comum em validação de modelos de escala sinóptica), 6 horas (frequente em estudos de mesoscala) e 1 hora (de que não encontramos exemplos na literatura). Não se utilizaram os valores críticos mais frequentemente referidos na literatura (0.254, 2.54 mm, ...) pois estes têm a ver com o facto da resolução dos udómetros nos Estados Unidos ser frequentemente de 0.01 in = 0.25 mm. Nas estações automáticas utilizadas neste estudo a resolução dos udómetros é de 0.1 mm, pelo que faz mais sentido utilizar múltiplos de 0.1. Um sumário dos resultados para o conjunto das estações consideradas pode ser visualizado graficamente na Figura 5.11.

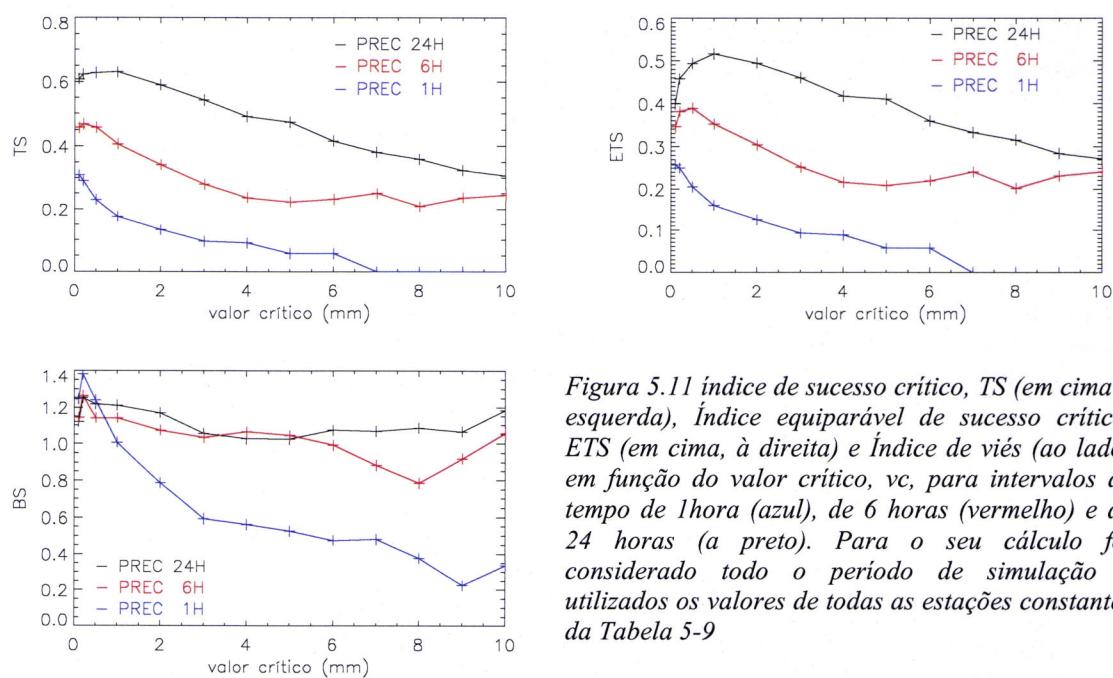


Figura 5.11 índice de sucesso crítico, TS (em cima à esquerda), Índice equiparável de sucesso crítico, ETS (em cima, à direita) e Índice de viés (ao lado) em função do valor crítico,  $vc$ , para intervalos de tempo de 1 hora (azul), de 6 horas (vermelho) e de 24 horas (a preto). Para o seu cálculo foi considerado todo o período de simulação e utilizados os valores de todas as estações constantes da Tabela 5-9

Os valores de BS para os dados diários e para os dos dados de 6 horas em 6 horas, geralmente acima de 1 confirmam que o modelo tende a simular mais eventos de precipitação do que os registados ou, visto espacialmente, o modelo tende a produzir precipitação numa área mais vasta do que aquela em que é observada. Valores de BS entre 1.4 e 1, como os calculados neste estudo, e diminuindo com o valor crítico, são valores típicos que se encontram em artigos onde se faz validação de simulações de precipitação (e.g. Anthes, 1983; Borman e Marks, 1999; Wang e

Seaman, 1997; Ferretti et al., 2000; Gallus e Segal, 2001). O que significa que em geral os modelos tendem a sobreestimar ligeiramente a ocorrência de precipitação, principalmente a ocorrência de eventos de precipitação pouco intensa.

Quando se considera a precipitação acumulada para períodos horários os valores de BS são, no presente programa de simulação, inferiores a 1 para valores críticos superiores a 2 mm. Apesar de não existirem na literatura estudos com que pudéssemos confrontar este resultado (por não ser expectável que os modelos de mesoscala possam simular a precipitação com uma resolução horária), considerou-se o seu cálculo pois permite concluir que o modelo subavalia a ocorrência de eventos de intensidade de precipitação elevada. Esta característica que é frequentemente relatada em outros estudos, não pode ser correctamente testada com base nos valores acumulados nos períodos mais longos pois a escassez de eventos, quer observados quer simuladas, retira significado estatístico aos resultados.

No que respeita aos valores de ETS, a Figura 5.11, mostra um máximo superior a 0.5 para um vc de 1 mm nos cálculos com base na precipitação diária. A partir desse valor crítico ETS baixa até um valor de 0.28 para vc=10 mm. A curva de ETS correspondente à precipitação acumulada em períodos de 6 horas tem um comportamento semelhante com valores mais baixos que oscilam entre os 0.4 e os 0.2. Este tipo de valores, bem como os obtidos para TS, são similares, ou mesmo melhores do que os obtidos em simulações de mesoscala por outros autores (e.g. Anthes, 1983; Borman e Marks, 1999; Wang e Seaman, 1997; Ferretti et al., 2000; Gallus e Segal, 2001, Chien et al., 2002).

*Tabela 5-9 Índices de viés e de sucesso crítico para o valor crítico de 1 mm de precipitação em cada 6 horas de simulação. Nc é o numero de eventos correctamente simulados, Ns o número total de eventos simulados, No o número total de eventos registados.*

vc= 1.00000	Nc	Ns	No	ET	ETS	BS
<b>Évora</b>	19	33	31	0.4222	0.3802	1.0645
<b>Beja</b>	22	40	39	0.3860	0.3320	1.0256
<b>Faro</b>	15	46	28	0.2542	0.2021	1.6429
<b>Portalegre</b>	21	37	27	0.4884	0.3988	1.3704
<b>Sines</b>	22	44	31	0.4151	0.3564	1.4194
<b>Lisboa</b>	15	28	41	0.2778	0.2257	0.6829
<b>Castelo Branco</b>	37	60	53	0.4868	0.4160	1.1321
<b>Elvas</b>	25	41	41	0.4386	0.3828	1.0000
<b>Estremoz</b>	8	18	13	0.3478	0.3154	1.3846
<b>Mértola</b>	18	34	28	0.4091	0.3592	1.2143
<b>Coruche</b>	18	34	24	0.4500	0.3957	1.4167
<b>Portel</b>	12	19	25	0.3750	0.3364	0.7600
<b>Avis</b>	23	37	32	0.5000	0.4524	1.1562
<b>Total</b>	255	471	413	0.4054	0.3512	1.1404

Estes índices foram calculados para cada estação individualmente. A título de exemplo, apresentam-se na Tabela 5-9 os valores de BS, TS e ETS correspondentes ao valor crítico,  $vc=1\text{mm}$  de precipitação acumulada em cada 6 horas de simulação para cada uma das estações consideradas. A análise destes resultados indica que as simulações reproduzem em geral melhor os eventos de precipitação nas zonas onde a precipitação é mais elevada (Portalegre e Castelo Branco) e pior nas zonas costeiras (estações de Faro e Lisboa).

### f) Nevoeiro

No caso do nevoeiro a confrontação estatística simulações versus observações foi efectuada sobre os valores diários da existência ou não de nevoeiro. Só foram utilizados, naturalmente, os dados das 10 estações onde existem registos de ocorrência de nevoeiro, dados extraídos da base de dados do NCEP. Nos dados das estações considerou-se a existência de nevoeiro sempre que havia registos da existência de nevoeiro no instante da observação ou no período anterior, na estação ou nas suas imediações (registados como códigos 4x na coluna do tempo presente, tabela 4677 da OMM, ou como código 28 na coluna do tempo passado, tabela 4561 da OMM, cf. <http://dss.ucar.edu/datasets/ds464.0/docs/WMOtables.pdf>). Nos valores simulados considerou-se a existência de nevoeiro sempre que o campo da fracção de nuvens no primeiro nível do modelo era, em algum instante do dia, superior a 0.1.

*Tabela 5-10 Estatísticas sobre a qualidade das simulações na estimativa de dias com nevoeiro: Total de dias com nevoeiro nas simulações (sim) e nas observações (obs); correlação entre as séries (sim/obs) de dias com nevoeiro. Número de dias em que as simulações indicaram a existência de nevoeiro e não há registo de ter ocorrido,  $N_{s-o}$ ; Número de dias em que houve registo de nevoeiro e este não é produzido nas simulações,  $N_{o-s}$ .*

Estação	Total (sim)	Total (obs)	Correlação	$N_{s-o}$	$N_{o-s}$	BS	TS	ETS
<b>Évora</b>	28	12	0.23	21	5			
<b>Beja</b>	23	9	0.40	16	2			
<b>Badajoz</b>	10	21	0.30	4	15			
<b>Cáceres</b>	10	29	0.05	6	25			
<b>Huelva</b>	4	2	-0.02	4	2			
<b>Portalegre</b>	36	35	0.79	5	4			
<b>Jerez</b>	3	27	-0.12	3	27			
<b>Lisboa</b>	12	9	0.41	7	4			
<b>Montijo</b>	8	5	-0.08	8	5			
<b>Castelo Branco</b>	10	12	0.48	4	6			
<b>Total</b>	<b>144</b>	<b>161</b>	<b>28,8</b>	<b>78</b>	<b>95</b>	<b>0.89</b>	<b>0.28</b>	<b>0.19</b>

Um sumário dos resultados está contido na Tabela 5-10. Tendo em conta que há falhas nos registos e que a frequência de amostragem nos resultados numéricos é maior do que nas observações seria de esperar que o número de dias com nevoeiro fosse maior nas simulações do que nas observações. É o que se passa na maioria das estações em território português, mas não nas estações espanholas.

Este facto será devido, como pode ser visto na Figura 5.12, a que o campo do nevoeiro simulado, para além de ter uma razoável correlação com o campo da orografia, com máximos relativos nas elevações (comparar com a Figura 5.4), apresenta valores relativamente elevados em todo o Alentejo. Na zona leste do domínio, que corresponde a Espanha o número de horas com nevoeiro baixa drasticamente, excepto nas zonas montanhosas. A crer nas observações nas estações de Badajoz, Cáceres e Jerez, as simulações não reproduzem bem a formação do nevoeiro na zona leste do domínio.

Devido ao reduzido número de dados, a Tabela 5-10 não inclui o cálculo dos Índices de viés e de sucesso crítico para cada estação individualizada, limitando-se a um apuramento global, inscrito na última linha. Não encontramos na literatura termos de comparação com os valores obtidos de BS, TS e ETS. Os cerca de 0.9 de BS indicam que a área de nevoeiro simulada será inferior à real, resultado da subestimação da ocorrência de nevoeiro na parte leste do domínio. Os valores de TS e de ETS, são semelhantes aos encontrados em estudos sobre a precipitação, de modo que não são de molde a pôr em causa os resultados das simulações.

Sobre a região mais directamente em estudo, as simulações reproduzem com notável exactidão a formação do nevoeiro em Portalegre (ver Figura 5.13), na encosta da Serra de S. Mamede, mas tendem a exagerar a formação de nevoeiro na zona central do Alentejo (Évora, Figura 5.14 e Beja). Em todo o caso os períodos onde as observações indicam ter ocorrido nevoeiro mais prolongado (mais do que um registo no mesmo dia) estão bem representados nas simulações. São, para o caso de Évora os dias 3 a 5 de Janeiro, 6 e 7 de Fevereiro e 1 a 3 de Março.

Nas outras estações de que dispomos dados, a frequência de ocorrência de nevoeiro é baixa quer nas observações, quer nas simulações, existindo casos que exibem uma fraca correlação entre as duas séries (Montijo e Huelva) e em outros onde a correlação tem algum significado (Lisboa e Castelo Branco).

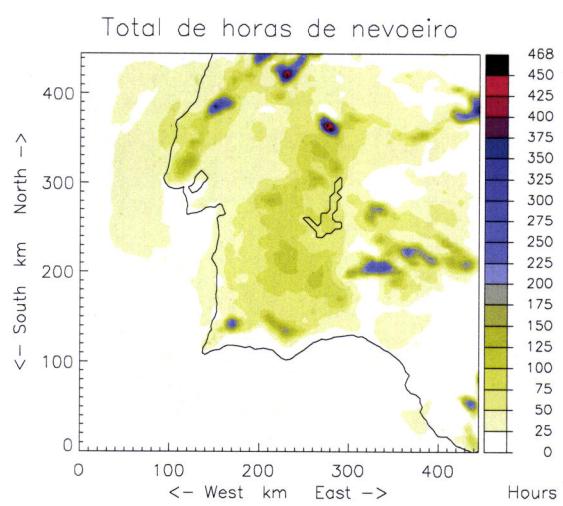
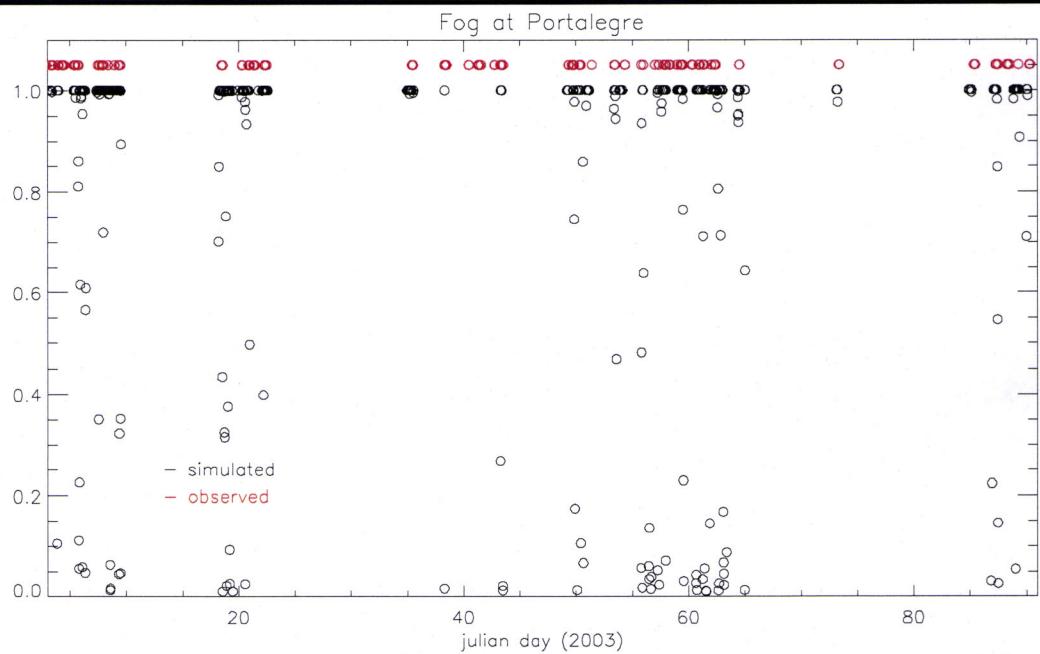
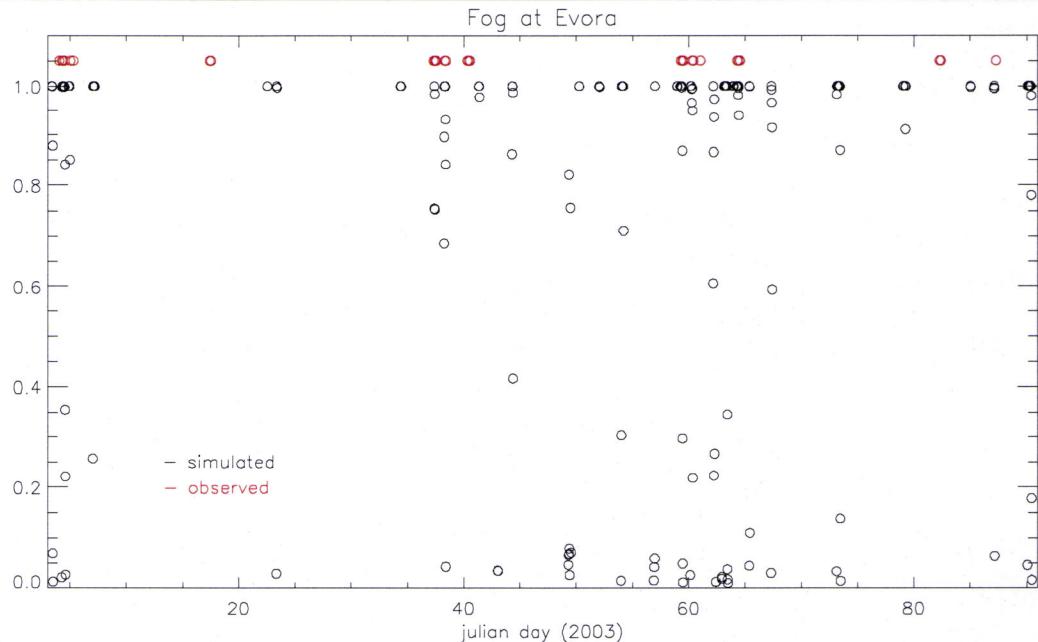


Figura 5.12 Total de horas de nevoeiro em todo o período de simulação na corrida sem albufeira



*Figura 5.13 Ocorrência de nevoeiro nas simulações e nas observações em Portalegre. A preto, fracção de nuvem no primeiro nível do modelo atmosférico (valores semi-horários); A vermelho, cada círculo corresponde ao registo de ocorrência de nevoeiro no momento de observação ou no período de tempo anterior (ver texto). Para facilitar a visualização, à ocorrência de nevoeiro nas observações atribuiu-se, para efeitos do gráfico o valor de 1.1.*



*Figura 5.14 Idêntica à Figura 5.13, excepto que respeita à estação de Évora*

### **g) Resumo**

Em resumo, a comparação entre os resultados da simulação de controlo e as observações em estações meteorológicas de superfície revelam que o modelo consegue reproduzir razoavelmente a evolução das principais variáveis meteorológicas junto à superfície. Isto é válido não só para a temperatura, humidade e vento, como também para variáveis mais difíceis de simular como a precipitação e o nevoeiro, particularmente na zona sob influência directa da Albufeira. Um sumário de resultados encontra-se na Tabela 5-11.

A confrontação dos indicadores de validação calculados neste estudo com indicadores análogos apresentados em outros estudos de modelação em mesoscala indica que os resultados do presente programa de simulações cumprem os standards de qualidade actualmente possíveis.

*Tabela 5-11 Resumo das estatísticas sobre a qualidade das simulações.*

	<b>Correlação</b>	<b>EM</b>	<b>REQM</b>	<b>EAM</b>
<b>Precipitação diária</b>	0.6	0.4 mm	4.65 mm	
<b>Temperatura</b>	0.89	0.59 K	2.75 K	2.2 K
<b>Humidade relativa</b>	0.73	-0.25 %	13.42 %	9.65 %
<b>Humidade específica</b>	0.82	-0.14 gkg <sup>-1</sup>	1.41 gkg <sup>-1</sup>	1.08 gkg <sup>-1</sup>
<b>Intensidade do vento</b>	0.69	0.02 ms <sup>-1</sup>	1.52 ms <sup>-1</sup>	1.2 ms <sup>-1</sup>
<b>Direcção do vento</b>	0.89	-1.71 °	55.58 °	38.87 °
<b>Nevoeiro</b>	6824			

## **5.5 Efeitos a uma escala regional**

Iremos focar a análise dos resultados das simulações numéricas no exame dos possíveis efeitos da albufeira na indução, dissipação ou alteração do campo do nevoeiro nos meses de Inverno, objectivo primeiro do presente trabalho. As simulações efectuadas permitem também estudar os impactos da albufeira em outras variáveis meteorológicas que serão igualmente analisados a um segundo tempo, quer por que se relacionam com o impacto no nevoeiro, quer pelo seu interesse de per si.

Antes de entrar na análise dos resultados convém precisar algumas definições de linguagem que iremos utilizar de seguida. Muitos dos resultados que serão apresentados referem-se a diferenças entre valores simulados na experiência com Alqueva e os simulados na experiência sem Alqueva. Esta diferença será designada adiante por anomalia. Assim, por exemplo, por anomalia do campo superficial da temperatura do ar aos 2m a uma determinada hora, entende-se a diferença entre os valores de temperatura do ar aos 2m obtidos na simulação com Alqueva e os valores de temperatura do ar aos 2m na simulação sem Alqueva, a essa hora.

Em termos espaciais, iremos analisar os resultados quer para o todo o domínio utilizado nas simulações, quer essencialmente num sub-domínio de  $150 \times 180 \text{ km}^2$ , com centro na Albufeira

(ver, por exemplo, Figura 5.17), que será adiante designado por domínio central da simulação, ou simplesmente por domínio central.

Outro sub-domínio em que iremos dissecar os resultados é composto por todos os pontos do domínio numérico em que a fracção de albufeira na superfície é superior a 0. Este sub-domínio será designado por zona da Albufeira e inclui, portanto, todos os pontos onde no cálculo da evolução das variáveis meteorológicas no primeiro nível do modelo atmosférico, entra explicitamente a existência de uma fracção de superfície coberta de água. A zona da albufeira, assim definida, tem uma área de  $1075 \text{ km}^2$  quase 4 vezes superior à da Albufeira propriamente dita. Os resultados de impactos sobre esta zona devem ser entendidos como impactos sobre a albufeira e as suas margens que, a esta escala, compreendem uma fatia de superfície que pode ir até aos 5km de largura.

### **5.5.1 Impacto sobre o campo do nevoeiro**

Em trabalhos onde se utilizam modelos numéricos para o estudo de episódios de nevoeiro, este é diagnosticado normalmente com base na variável água líquida no primeiro nível do modelo (cf. Pagowski *et al.*, 2004; Zhong *et al.*, 2001). Neste trabalho utiliza-se a variável fracção de nuvem no primeiro nível, que é uma variável calculada a partir da água líquida, do vapor de água e de uma parametrização da turbulência (ver Cuijpers and Bechtold, 1995). A fracção de nuvem no primeiro nível do modelo, assim calculada, é uma boa medida da fracção de nevoeiro, ou seja da fracção de área coberta por nevoeiro em cada ponto da grelha.

A extensão (em  $\text{km}^2$ ) de nevoeiro num determinado instante pode ser estimada multiplicando o somatório, no domínio horizontal, da variável fracção de nevoeiro pela área da malha elementar do modelo,  $25 \text{ km}^2$  no caso presente. Se integrarmos esta área no tempo obtém-se uma quantidade expressa em unidade de área vezes unidade de tempo, por exemplo  $\text{km}^2 \cdot \text{H}$ , que permite quantificar o total de nevoeiro simulado num determinado período de tempo e numa determinada área. Esta quantidade será designada por área tempo de nevoeiro, ATN.

Calculou-se ATN para cada segmento da simulação, correspondente a 24 H, e para o conjunto das experiências, com e sem Alqueva. Os resultados relativos ao período total de simulação e a todo o domínio utilizado estão registados na Tabela 5-12. Aí se pode ver que o impacto da albufeira na área tempo de nevoeiro para o conjunto do domínio é desprezável, produzindo as simulações com Alqueva mais 0.1% de nevoeiro que as simulações de controlo.

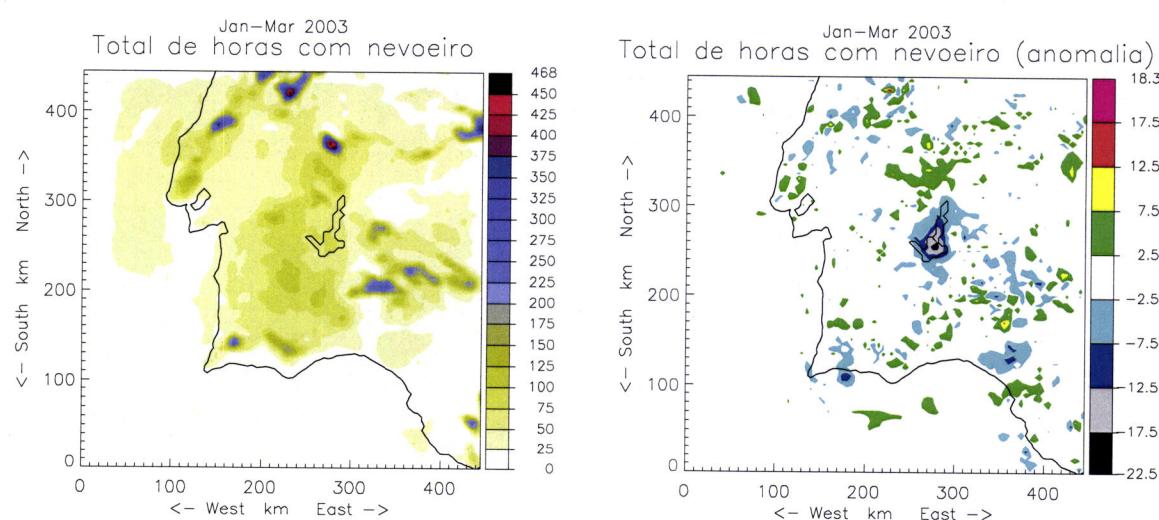
O facto dos somatórios no tempo das áreas ocupadas por anomalias positivas e por anomalias negativas, também expressas em  $\text{km}^2 \cdot \text{H}$ , apresentarem valores relativamente elevados (Tabela 5-12) indica que a albufeira, mais do que um impacto na quantidade total de nevoeiro, pode provocar alterações no padrão espácia-temporal da cobertura de nevoeiro, induzindo a formação de

nevoeiro em determinadas zonas, dissipando-o em outras, ou retardando ou antecipando a sua formação/dissipaçāo.

*Tabela 5-12 Total de Nevoeiro em  $\text{km}^2 \cdot \text{H}$  para todo o período e sobre todo o domínio de simulação. Controlo: Resultados da Experiência de Controlo; Anomalia positiva/negativa: Somatório no tempo da diferença horária de ATN entre a simulação com Alqueva e sem Alqueva considerando só as células em que esta diferença é positiva/negativa; Anomalia total: diferença entre o valor de ATN nas simulações com e sem Alqueva.*

	Área tempo de nevoeiro ( $\text{km}^2 \cdot \text{H}$ )			
	Controlo	Anomalia. positiva	Anomalia. negativa	Anomalia. total
Total	7050394	392543 (5.6%)	-355252 (-5.5%)	7939 (0.1%)

No sentido de estudar em que zonas o impacto pode ser mais significativo, calculou-se ponto a ponto o número total de horas com nevoeiro. Este número de horas foi calculado multiplicando a fracção de nuvens no primeiro nível do modelo pelo intervalo de tempo entre duas saídas consecutivas do modelo, fixado em 0.5H. O campo horizontal da anomalia do número total de horas, representado na Figura 5.15, indica que o efeito integrado da albufeira no nevoeiro só terá alguma expressão na zona da albufeira, onde, surpreendentemente e contrariando o senso comum, tem um impacto negativo, contribuindo para a ocorrência de menos horas de nevoeiro. No resto do domínio, zonas com anomalias positivas alternam com zonas de anomalias negativas um pouco por toda a região continental do domínio.



*Figura 5.15 Número total de horas com nevoeiro em todo o período de simulação (à esquerda) e respectiva anomalia (à direita)*

---

Como o impacto global é ligeiramente positivo sobre todo o domínio (Tabela 5-12) e nitidamente negativo sobre a zona da albufeira (Figura 5.15), pode inferir-se que as simulações sugerem um aumento, ainda que marginal, do nevoeiro fora da zona alagada e das suas vizinhanças. As

anomalias positivas de magnitude mais elevada (mais de 10 horas) e que são as responsáveis pelo impacto global positivo, estão situadas sobre as zonas onde a ocorrência de nevoeiro é mais frequente e que correspondem a zonas montanhosas, nomeadamente as serras de São Mamede, de Alvelos e de Aracena. Ou seja, os resultados sugerem que a albufeira pode contribuir para o aumento do tempo de residência de nevoeiro nos locais já em si mais afectados pelo fenómeno, mesmo situados a dezenas de km dos limites da albufeira. Esta conclusão foi tirada com base nos valores absolutos da magnitude da anomalia. No entanto, calculando a anomalia relativa, i.e. dividindo a anomalia pelos valores integrais do número de horas com nevoeiro, vê-se que nestes locais, como aliás em praticamente todo o domínio continental, o impacto é inferior a 5%.

Os resultados desta experiência indicam, como vimos um impacto global muito ligeiramente positivo no campo do Nevoeiro. A experiência Alqueva 2, onde se impôs uma temperatura da superfície da água mais elevada durante uma parte do período de simulação (cf. ponto 5.3), apontou no sentido inverso: um, também muito ligeiro (de -0.1%), impacto global negativo. A sensibilidade do impacto da albufeira no campo do nevoeiro à temperatura da superfície da água será discutido em 5.6.

A inspecção visual da Figura 5.15 não permite aclarar da existência de quadrantes privilegiados onde as anomalias sejam negativas ou positivas, o que seria um indicador da conexão entre o tipo de circulação e o impacto no campo do nevoeiro. Nesse sentido optou-se por separar os resultados semi-horários em classes definidas pelo quadrante da direcção do vento médio sobre a zona da albufeira. Para cada uma destas classes contaram-se os casos em que, no mesmo instante, a anomalia total (medida em  $\text{km}^2$ ) era positiva e negativa. Considerou-se a existência de anomalia quando o seu módulo era superior a  $25\text{km}^2$ , valor da área de uma malha do modelo. Os valores da anomalia da extensão do nevoeiro foram igualmente somados, classe a classe, permitindo o cálculo de um valor integral  $\Delta(\text{ATN})$  para cada classe de vento.

Os resultados estão indicados na Tabela 5-13 e representados graficamente na Figura 5.16. Uma vez que os impactos não são necessariamente instantâneos, o mesmo procedimento foi repetido, considerando a anomalia do nevoeiro em instantes posteriores ao dos valores do vento utilizados na determinação do quadrante. No entanto, os resultados obtidos considerando uma diferença de 1, 3 e 6 horas não alteram significativamente as conclusões que se podem extrair desta análise pelo que só se apresentam aqui os primeiros.

Os valores registados na Tabela 5-13 não indicam com clareza a existência de direcções do vento mais susceptíveis à indução pela albufeira de anomalias negativas ou positivas no campo do nevoeiro. Ainda assim pode ver-se que os ventos mais frequentes são os do quadrante Norte e que essas situações são as menos propícias à ocorrência de impactos no campo do nevoeiro: só em 14% dos casos de vento N as simulações indicam que a albufeira induz algum impacto, quase

igualmente distribuídos entre casos positivos e negativos. Além disso, como visível na Figura 5.16, as anomalias são quase sempre de pequena magnitude nesta classe.

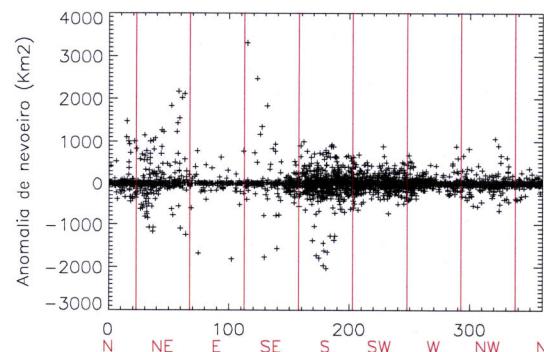
*Tabela 5-13 Número de casos (semi-horários) com anomalia positiva (N+) e negativa (N-) no campo do nevoeiro em função do quadrante de onde sopra o vento médio sobre a zona da albufeira (Quad). Indica-se igualmente o número total de instantes em que o sentido do vento é de cada um dos quadrantes (Ocorrências - Ocorr) e o valor da soma da anomalia total do nevoeiro sobre todas as ocorrências de cada uma das classes de vento ( $\Delta$  ATN). Junto aos valores do número de casos com anomalia, está registada a frequência, em percentagem, relativamente ao número de ocorrências. Ver no texto uma definição mais rigorosa das várias grandezas.*

Quad	Ocorr	N-	N+	$\Delta$ ATN ( $\text{km}^2 \cdot \text{H}$ )
<b>N</b>	840	61 (7%)	57 (7%)	3350
<b>NE</b>	731	98 (13%)	76 (10%)	13650
<b>E</b>	160	28 (18%)	22 (14%)	-2700
<b>SE</b>	247	67 (27%)	56 (23%)	5375
<b>S</b>	743	272 (37%)	253 (34%)	-8875
<b>SW</b>	580	203 (35%)	190 (33%)	2250
<b>W</b>	422	105 (25%)	115 (27 %)	3000
<b>NW</b>	501	91 (18%)	80 (16%)	-175

Por outro lado, de acordo com estes resultados, as circulações associadas a vento de Sul e Sudoeste são aquelas em que os efeitos da albufeira no campo do nevoeiro mais se fazem sentir. Nos momentos em que o vento sobre a albufeira é de sul, uma classe relativamente frequente, há uma ligeira predominância de casos com anomalia negativa, em alguns casos com magnitude considerável. A classe onde a anomalia total de ATN é mais elevada é a associada a ventos de Nordeste, mas mesmo nestas situações são frequentes os casos com anomalia positiva e o valor relativamente elevado do total da anomalia sobre todas as ocorrências desta classe resulta em grande medida de um único caso de estudo.

No sentido de analisar mais detalhadamente os efeitos na região, iremos centrar a nossa análise no sub-domínio de  $150 \times 180 \text{ km}^2$  com centro na Albufeira, definido anteriormente por domínio central da simulação. A Tabela 5-14 contém um sumário de resultados do impacto diário da albufeira no campo do nevoeiro neste domínio. Excluíram-se da tabela as experiências com valores de ATN inferiores a  $10000 \text{ km}^2 \cdot \text{H}$ , excepto nos 2 casos em que o valor da anomalia tem algum significado.

Como se pode ver na tabela, a anomalia diária na área tempo de nevoeiro sobre a zona da albufeira é sempre negativa, excepto em três casos. Ou seja, as simulações indicam que nas condições



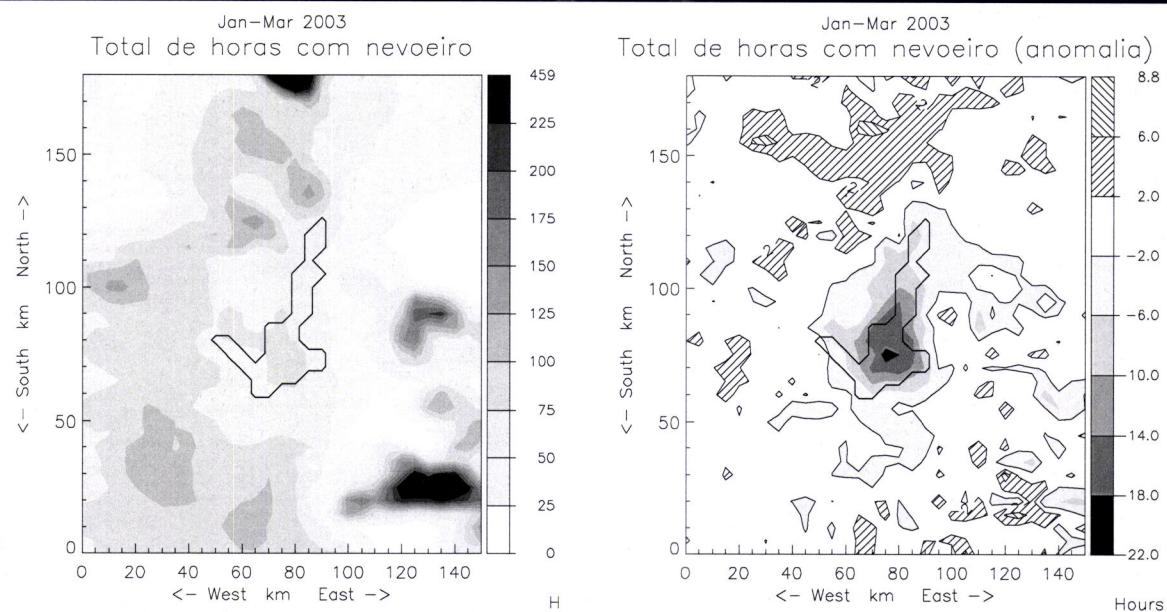
*Figura 5.16 Anomalia da área ocupada por nevoeiro versus direcção média do vento sobre a albufeira nas simulações de controlo.*

consideradas, particularmente nas que se referem à temperatura da água (ver discussão a seguir em 5.6), a albufeira induz uma diminuição global do número de horas de nevoeiro sobre a zona da albufeira. Esta diminuição é, no período total de simulação, de cerca de 15% na grandeza que definimos como área tempo de nevoeiro.

*Tabela 5-14 Total de Nevoeiro em km<sup>2</sup>.H sobre o domínio central da simulação para os dias em que estas indicaram ter ocorrido nevoeiro com algum significado nesta área. Controlo: Resultados da Experiência de Controlo; Anomalia total: diferença entre o valor de ATN nas simulações com e sem Alqueva*

Dia	Área tempo de nevoeiro (km <sup>2</sup> .H)								
	Domínio central			Zona da Albufeira			Área restante		
	controle	anomalia	variação (%)	controle	anomalia	variação (%)	controle	anomalia	variação (%)
03/01	33923.	-664.	-2.	967.	115.	12.	32956.	-778.	-2.
04/01	146624.	-2934.	-2.	8365.	-1080.	-13.	138259.	-1854.	-1.
07/01	110401.	-1607.	-1.	5577.	-448.	-8.	104824.	-1160.	-1.
08/01	20798.	-779.	-4.	0.	0.	-	20798.	-779.	-4.
09/01	34773.	-460.	-1.	0.	-0.	-96.	34773.	-459.	-1.
18/01	31345.	-910.	-3.	0.	-0.	-49.	31345.	-910.	-3.
20/01	12444.	-145.	-1.	27.	-26.	-99.	12417.	-119.	-1.
22/01	30876.	950.	3.	0.	-0.	-61.	30876.	950.	3.
23/01	59575.	1086.	2.	5207.	-392.	-8.	54369.	1479.	3.
03/02	84448.	5741.	7.	3569.	-345.	-10.	80879.	6086.	8.
04/02	34030.	194.	1.	22.	-4.	-20.	34008.	198.	1.
06/02	40175.	-224.	-1.	2190.	-237.	-11.	37985.	13.	0.
07/02	95671.	-698.	-1.	2582.	-542.	-21.	93089.	-156.	-0.
08/02	26345.	-3217.	-12.	1210.	-262.	-22.	25135.	-2955.	-12.
10/02	52616.	-107.	-0.	1265.	-272.	-22.	51351.	166.	0.
11/02	20685.	-959.	-5.	3985.	-333.	-8.	16700.	-627.	-4.
13/02	39186.	-1319.	-3.	1664.	-374.	-22.	37522.	-945.	-3.
18/02	54636.	404.	1.	27.	-6.	-22.	54609.	410.	1.
19/02	20613.	357.	2.	3.	-3.	-99.	20610.	359.	2.
21/02	40894.	-267.	-1.	1584.	-103.	-7.	39311.	-164.	-0.
23/02	38561.	-448.	-1.	263.	130.	49	38298.	-578.	-2.
25/02	12683.	-530.	-4.	12.	-5.	-44.	12671.	-525.	-4.
28/02	98557.	107.	0.	395.	-51.	-13.	98161.	158.	0.
01/03	21894.	-3345.	-15.	3389.	-1256.	-37.	18505.	-2089.	-11.
03/03	65642.	1370.	2.	113.	-24.	-21.	65529.	1395.	2.
04/03	152632.	399.	0.	6018.	13.	0	146615.	386.	0.
05/03	93962.	-399.	-0.	2900.	-293.	-10.	91061.	-106.	-0.
06/03	44191.	-1910.	-4.	2580.	-1533.	-59.	41610.	-377.	-1.
08/03	7373.	-97.	-1.	8.	-8.	-100.	7365.	-89.	-1.
09/03	5365.	-1745.	-33.	2057.	-1071.	-52.	3308.	-674.	.
14/03	115407.	767.	1.	5380.	-19.	-0.	110027.	786.	1.
19/03	63753.	-1093.	-2.	2826.	-469.	-17.	60927.	-623.	-1.
20/03	16088.	-1200.	-7.	1915.	-573.	-30.	14174.	-627.	-4.
26/03	13718.	-184.	-1.	8.	-7.	-87.	13710.	-177.	-1.
28/03	41048.	37.	0.	0.	-0.	-76.	41048.	38.	0.
29/03	15899.	6545.	41.	69.	90.	130	15830.	6455.	41.
31/03	115078.	-2277.	-2.	6510.	-1372.	-21.	108568.	-905.	-1.
<b>TOTAL (60 days)</b>	<b>2039014.</b>	<b>-12441.</b>	<b>-1.</b>	<b>73012.</b>	<b>-10822.</b>	<b>-15.</b>	<b>1966003.</b>	<b>-1618.</b>	<b>-0.</b>

Esta redução corresponde, na zona onde a albufeira é mais larga, a uma diminuição de aproximadamente 20 horas número total de horas com nevoeiro durante os meses de Janeiro, Fevereiro e Março, como pode ser visto na Figura 5.17. Note-se que sobre a zona da albufeira os resultados da simulação de referência indicam a ocorrência de um total 50 a 90 horas de nevoeiro durante este período. A existência de uma área relativamente extensa com anomalia positiva na zona norte do sub domínio representado na Figura 5.17 não tem significado estatístico pois é determinada por uma único caso de estudo onde as simulações com Alqueva induziram um aumento generalizado do nevoeiro, caso que será analisado em mais detalhe em 5.5.1a).

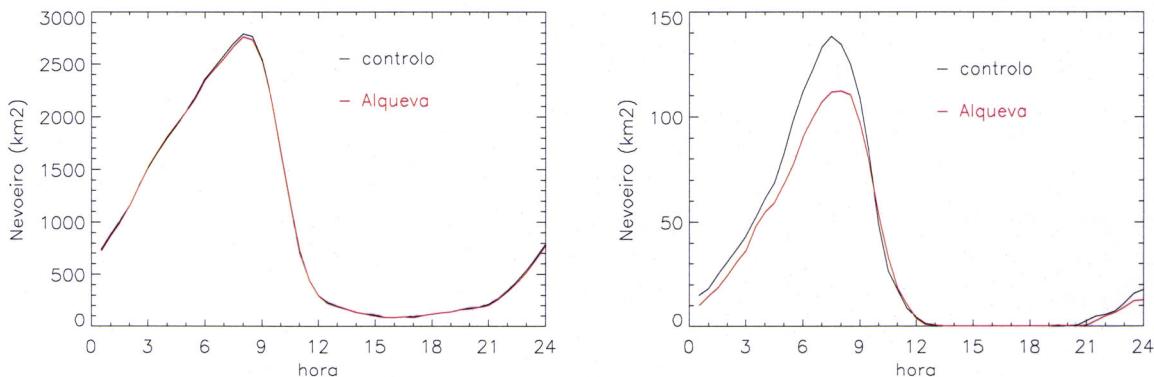


*Figura 5.17 Número total de horas com nevoeiro na simulação de controlo (à esquerda) e respectiva anomalia (à direita) para todo o período de simulação (Janeiro, Fevereiro e Março) O limite aproximado da albufeira está representado pela linha fechada no centro do domínio. Este linha é dada pela isolinha 0.1 da variável fração de superfície ocupada por água.*

Sobre a região não alagada, os resultados contidos na Tabela 5-14 indicam que há dias onde a Albufeira induz aumento na área tempo de nevoeiro e outros em que acontece o contrário. Em termos integrais, para todo o período considerado, a anomalia total no campo do nevoeiro, excluindo a zona da albufeira é praticamente nula. Uma análise mais cuidadosa da Figura 5.17 permite no entanto verificar que a anomalia positiva no campo do número de horas de nevoeiro está essencialmente concentrada na zona que inclui a albufeira e as suas vizinhanças e que nas zonas um pouco mais afastadas da albufeira há um ligeiro predomínio de áreas com anomalias positivas, resultado já observado na análise sobre todo o domínio (cf. Tabela 5-12, e discussão subsequente). Ou seja, os resultados indicam uma tendência, muito marginal, para o aumento do número de horas com nevoeiro fora da zona da albufeira e da sua vizinhança.

Olhando para evolução temporal da extensão de nevoeiro ao longo do ciclo diário médio, representado na Figura 5.18 pode ver-se que o nevoeiro se forma em geral durante a noite,

atingindo a sua máxima extensão por volta das 8 TU, ao princípio da manhã. Essa figura indica que a presença da albufeira, para além de diminuir a área ocupada por nevoeiro sobre o lago, induz um certo retardamento na sua formação. Ou seja, os resultados sugerem que o efeito médio da albufeira sobre o campo do nevoeiro se faz sentir mais na inibição da sua formação do que no acelerar a sua dissipação.



*Figura 5.18 Ciclo diário médio da área ocupada por nevoeiro no domínio central (à esquerda) e na zona da albufeira (à direita). Os resultados da simulação de controlo estão a preto e os da simulação com Alqueva estão a vermelho.*

Em resumo e considerando o conjunto do domínio central o que os resultados permitem afirmar é que o impacto da albufeira no campo do nevoeiro é desprezável a uma escala regional.

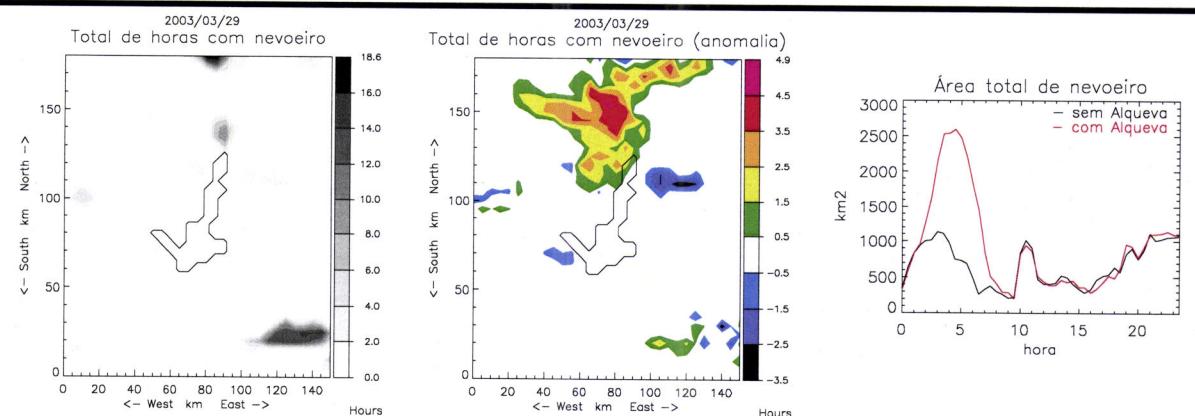
Apesar do efeito integrado sobre o nevoeiro para todo o período ser desprezável fora da zona alagada, os resultados indicam que há casos de estudo onde há uma diminuição generalizada do número de horas com nevoeiro. Outros onde há um aumento generalizado e outros ainda onde há zonas com mais e zonas com menos nevoeiro. Há também situações onde a introdução da albufeira induz alterações na evolução temporal, antecipando ou retardando a formação de nevoeiro.

Os resultados diários (Tabela 5-14) indicam que os efeitos da Albufeira sobre o campo do nevoeiro, apesar de fracos, podem ser mais importantes do que os visíveis numa análise integral. Iremos de seguida analisar dois casos extremos, de entre o período de simulação, onde ocorreram impactos de sinal contrário. O correspondente ao dia 29/03 (n20030319), onde os resultados indicam que a albufeira induz a formação de nevoeiro; e o do dia 8 de Fevereiro (n20030208) onde a albufeira inibe a sua formação.

#### a) Caso de estudo com indução generalizada de nevoeiro: 29/03

As simulações para este caso de estudo indicam que a introdução da albufeira induz a formação e persistência de nevoeiro numa região a norte da albufeira (Figura 5.19). Este efeito dá-se durante a noite, como pode ser visto na evolução temporal da extensão de nevoeiro, também representada na Figura 5.19. Nesse período o vento dominante é de ENE. A região afectada tem uma área de mais

de 1000 km<sup>2</sup> e localmente o nevoeiro na simulação com Alqueva persistiu por mais de 4 horas. Nesta região as simulações de controlo indicavam exclusivamente a formação de alguns bancos de nevoeiro.



*Figura 5.19 experiência n20030329: Número total de horas com nevoeiro na simulação de controlo (à esquerda) e anomalia do campo do número total de horas de nevoeiro (ao centro); evolução temporal da área ocupada por nevoeiro nas simulações com e sem Alqueva (à direita).*

Em termos sinópticos, este dia caracteriza-se pela passagem de um sistema frontal que se move de Sul para Norte, dando origem a precipitação relativamente intensa durante a tarde, com valores acumulados entre 20 e 30 mm na região em estudo, de acordo com as simulações (observados: 16 mm em Évora, 5 mm em Beja, 14 em Portel e 27 em Portalegre). A precipitação frontal atinge a zona sul da albufeira às 6 TU e o limite norte às 9 UT. Em virtude de ser um dia de elevada nebulosidade, os valores da temperatura mínima são relativamente elevados, sendo em média (na simulação de controlo) de 9°C sobre a zona da albufeira, cuja temperatura de superfície foi fixada em 15°C.

#### **b) Caso de estudo com diminuição do número de horas de nevoeiro: 8/02**

Os resultados relativos a este caso de estudo estão documentados na Figura 5.20. A simulação de controlo indica que neste caso o nevoeiro se forma sobretudo ao longo do vale do Guadiana, permanecendo durante mais tempo numa zona a Leste da albufeira e numa zona a SSW da albufeira. O nevoeiro forma-se durante a noite, inicialmente na zona E, expandindo-se na direcção SW, atingindo a sua extensão máxima por volta das 8 UT. Às 10:30 encontra-se completamente dissipado.

Durante a noite o vento dominante é de N, pelo que o impacto da introdução albufeira se dá a Sul da mesma. No gráfico da Figura 5.20 onde se compara a evolução temporal do campo do nevoeiro no domínio central nas simulações com e sem Alqueva, a diferença não é muito marcada, pois a região com mais horas de nevoeiro durante este dia encontra-se a montante da albufeira. É na zona a Sul da albufeira que os efeitos se fazem sentir, originando uma diminuição considerável do

período de residência do nevoeiro de até duas horas, em locais onde a simulação de controlo indicava que o nevoeiro persistia durante 3 a 4 horas (cf. Figura 5.20).

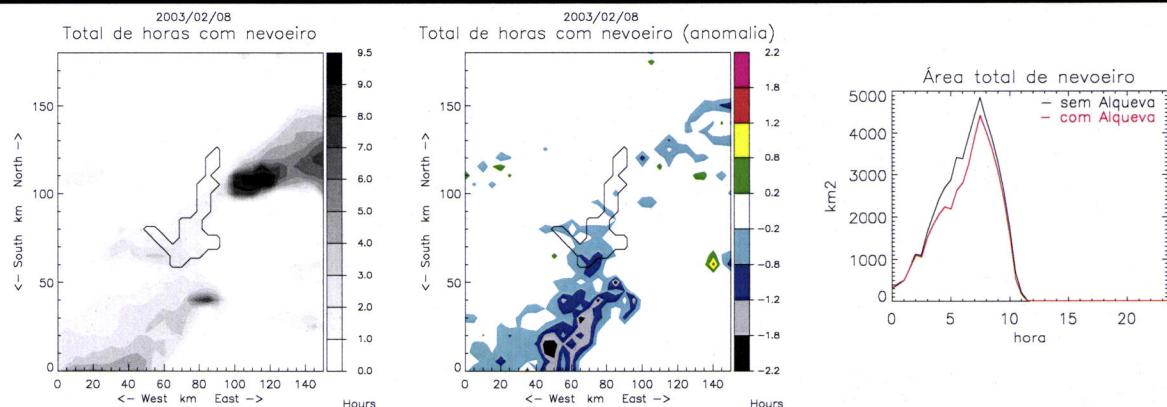


Figura 5.20 experiência n20030208: Número total de horas com nevoeiro na simulação de controlo (à esquerda) e anomalia do campo do número total de horas de nevoeiro (ao centro); evolução temporal da área ocupada por nevoeiro nas simulações com e sem Alqueva (à direita).

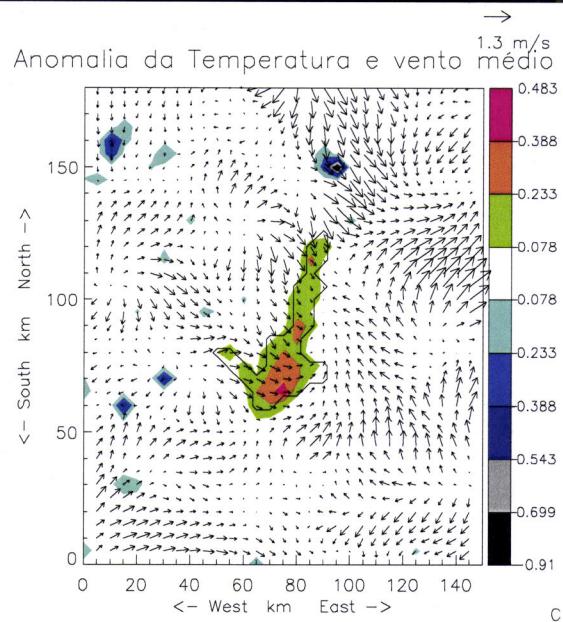
As parcelas de ar onde nas simulações com Alqueva ocorre menos nevoeiro escoaram sobre a albufeira, cuja superfície se encontrava a uma temperatura, de 10°C, relativamente mais elevada do que a do ar, que atinge valores de aproximadamente 2°C aos 2 m, nas simulações de controlo. Adiante, em 5.6, discutir-se-á com mais detalhe a influência da diferença entre a temperatura do ar e a temperatura da superfície da água no impacto da albufeira sobre o nevoeiro.

### 5.5.2 Efeitos sobre outras variáveis meteorológicas

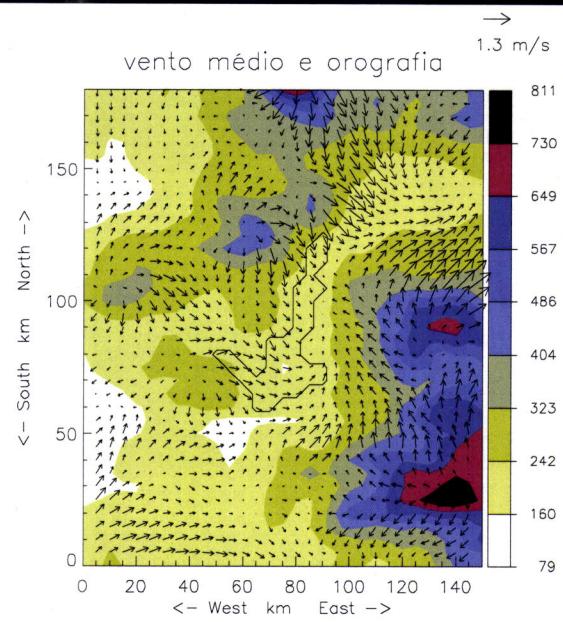
#### a) Temperatura e humidade do ar

De acordo com este programa de simulações o efeito integrado da albufeira na temperatura média do ar é praticamente nulo, excepto sobre a zona da albufeira, onde é também muito reduzido, como se pode ver na Figura 5.21. Neste período de simulação a temperatura média do ar sobre a albufeira poderia aumentar no máximo 0.5°C no seu interior. O aumento médio da temperatura sobre toda a zona alagada não atinge os 0.2 °C, valor que não tem qualquer significado se tivermos em conta a incerteza que existe na temperatura da superfície da água (cf. 5.3).

Fora dos limites da albufeira, o efeito na temperatura do ar é nulo, pois a advecção média de ar para fora da albufeira é praticamente nula como pode ser comprovado pela direcção média do vento também representada na Figura 5.21. Como se vê, os resultados indicam que não existe neste domínio uma direcção privilegiada, sendo que em cada ponto a direcção média do vento à superfície está fortemente correlacionada com a orografia, como está patente na Figura 5.22.



*Figura 5.21 Anomalia da média temporal da temperatura do ar aos 2m (escala de cores) e média do vento aos 10m na simulação de controlo (vectores). As médias foram calculadas com base nos valores semi-horários de todo o período*



*Figura 5.22 O mesmo campo do vento da Figura 5.21, mas sobre a orografia em escala de cores.*

Se no que respeita à média sobre os 3 meses, o impacto da albufeira na temperatura média do ar pode ser considerado nulo mesmo sobre o lago, o mesmo já não é verdade para cada dia. Assim como se pode ver na Figura 5.23, onde se representam os resultados de ambas as simulações, e na Figura 5.24, onde se representam as diferenças, o impacto na temperatura média diária sobre o lago pode atingir os 2 °C nos dias mais frios e ser negativa nos dias mais quentes.

O impacto é maior, como seria de esperar, nas temperaturas máxima e mínima diárias. Como indicado na Figura 5.24, nas simulações com Alqueva a temperatura máxima diária sobre a albufeira é mais baixa, podendo a diferença atingir os -6° C. A introdução da Albufeira induz uma elevação da temperatura mínima diária do ar sobre o lago que pode atingir valores da ordem dos 5° C. O que significa que há uma redução considerável da amplitude térmica diária que pode alcançar valores da ordem os 8°C. Em média sobre o período de simulação, os resultados indicam um impacto de -5.2 °C na amplitude térmica, de 2.3 °C na temperatura mínima e de -2.9 °C na temperatura máxima.

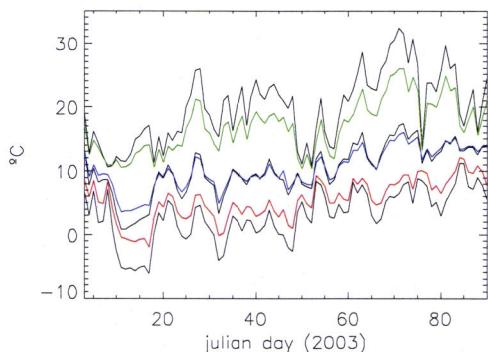


Figura 5.23 Evolução da média sobre o lago da temperatura mínima, média e máxima diárias do ar na simulação de controlo (a preto) e na simulação com Alqueva (a cores).

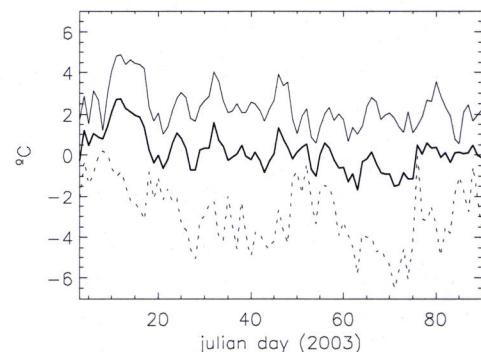


Figura 5.24 Evolução temporal da diferença dos valores médios sobre o lago da temperatura máxima (linha pontilhada), mínima (linha sólida) e média (linha grossa) diárias do ar entre a simulação com Alqueva e a de controlo.

Os valores anteriores são médias sobre toda a zona alagada. Sobre a zona central da Albufeira é esperável, de acordo com os resultados, que a presença do lago induza diferenças mais significativas na temperatura do ar. Em média, a anomalia da temperatura às 6 UT ultrapassa os 4.5 °C enquanto que às 14 UT atinge os – 7.5 °C (Figura 5.25).

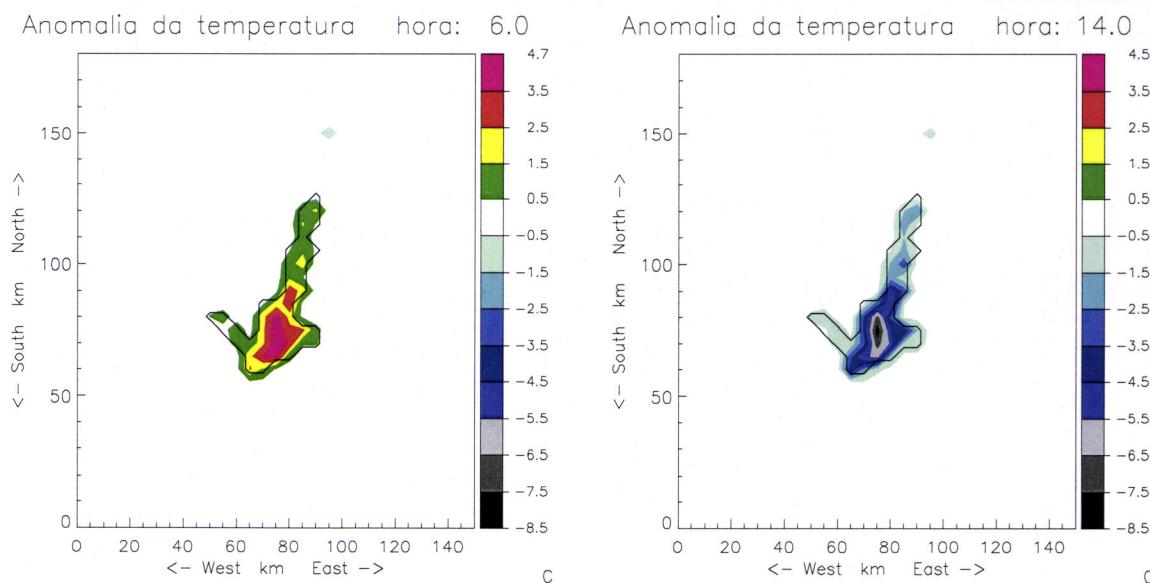
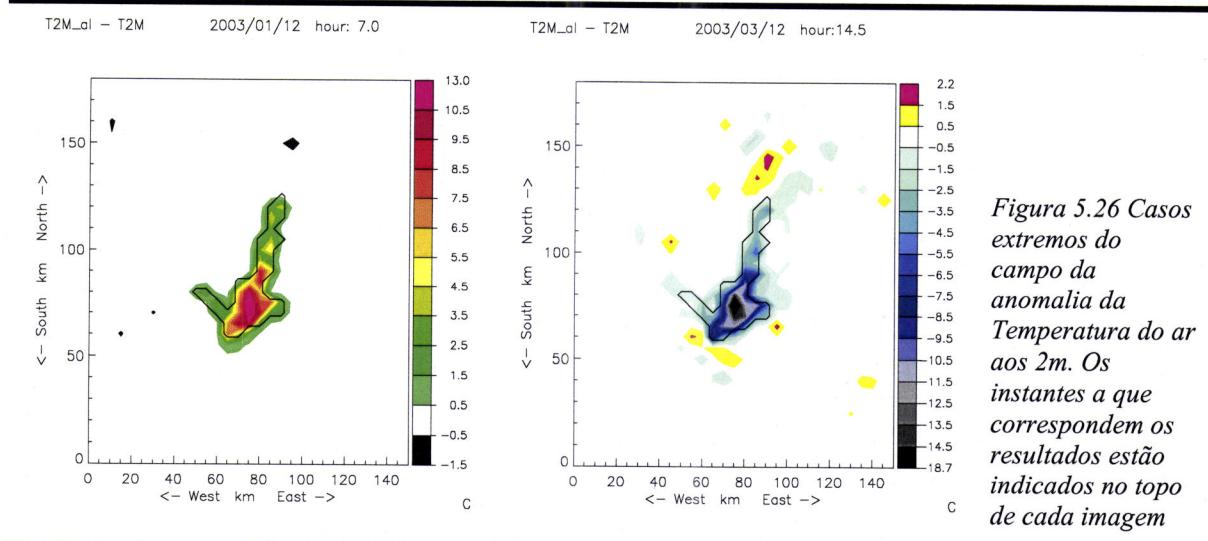


Figura 5.25 Anomalia média do campo da temperatura do ar aos 2m nos instantes em que a sua magnitude é mais elevada em módulo. As médias foram calculadas sobre os resultados das simulações sobre todo o período respeitantes a uma mesma hora UT.

Em casos pontuais, esta diferença pode ultrapassar os -15°C ao princípio da tarde e os 10° durante a madrugada, como se pode ver na Figura 5.26, onde estão representados os campos da anomalia nos instantes de maior impacto, em todo o período considerado.

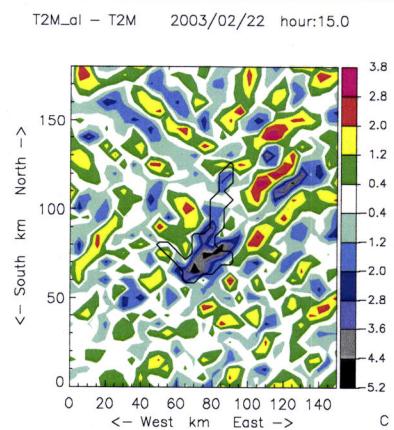


*Figura 5.26 Casos extremos do campo da anomalia da Temperatura do ar aos 2m. Os instantes a que correspondem os resultados estão indicados no topo de cada imagem*

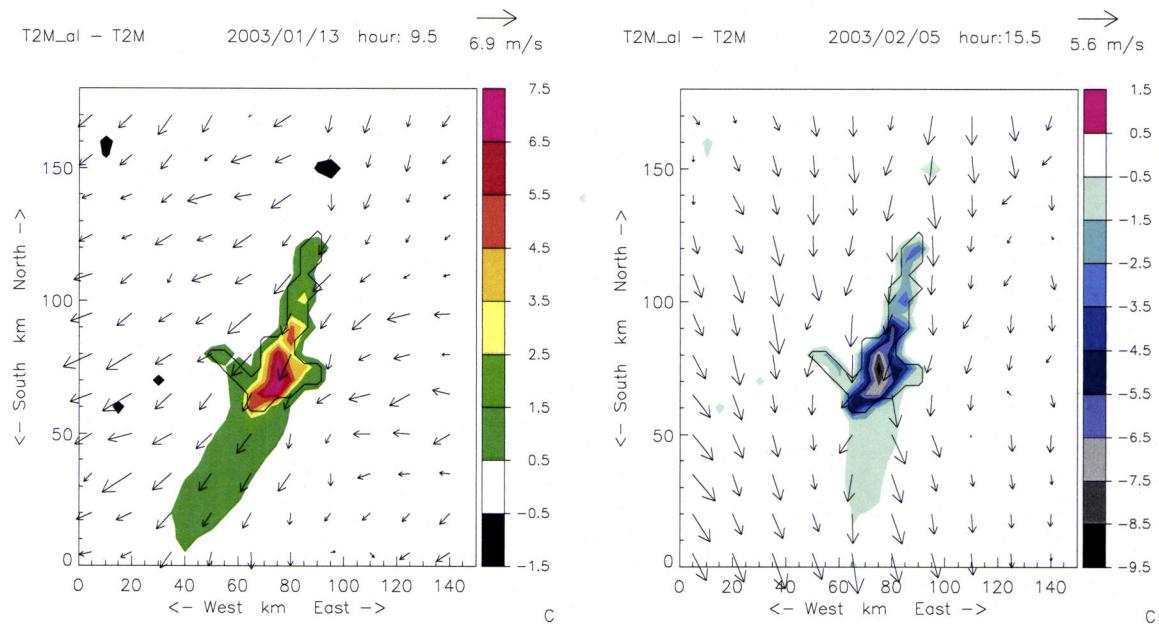
Fora do lago o impacto da albufeira na temperatura do ar é diminuto. Em dias com muita nebulosidade e precipitação, os campos instantâneos da temperatura do ar nas duas simulações podem revelar diferenças significativas mesmo em pontos afastados do domínio, como se mostra a título de exemplo na Figura 5.27. São diferenças que resultam essencialmente de pequenas alterações na evolução do campo das nuvens e que desaparecem quando os valores são integrados para períodos de tempo da ordem das horas.

Em dias de baixa nebulosidade o impacto da albufeira na temperatura do ar restringe-se à área alagada mais uma pequena área a jusante para onde a anomalia é advectada. Considerando a área afectada como aquela em que a anomalia é superior a 0.5 °C, os resultados indicam que esta área é, em geral da ordem de algumas dezenas de km<sup>2</sup>, correspondendo a uma zona que não dista em geral mais de 10 km das margens da albufeira, no sentido do escoamento atmosférico.

Em casos extremos, como os exemplificados na Figura 5.28, esta anomalia, de 0.5 °C, poderá ser sentida até cerca de 50 km de distância, na direcção de para onde sopra o vento. Em todo o caso, como as figuras indicam, o efeito da albufeira na temperatura do ar, nesta época do ano, só ultrapassará os 2 °C sobre a zona alagada, zona que a esta escala engloba, como se referiu anteriormente, as margens até uma distância de 2 a 3 km.



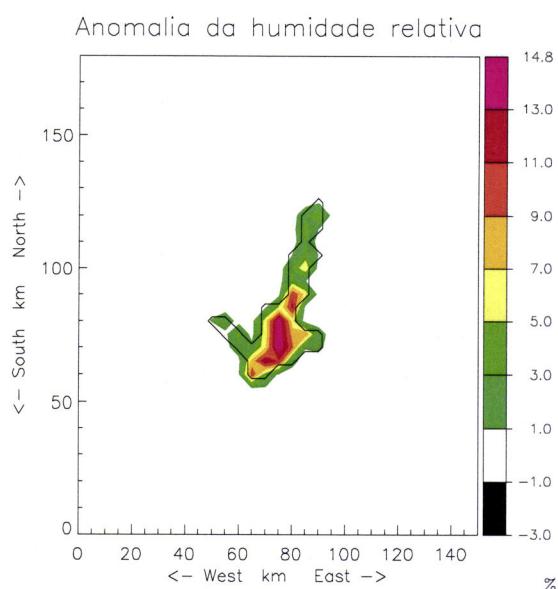
*Figura 5.27 Anomalia da temperatura do ar aos 2m no instante indicado no topo*



*Figura 5.28 Exemplos de impacto da Albufeira no campo da Temperatura do ar aos 2m. Anomalia da Temperatura do ar (escala de cores) e campo do vento aos 10m na simulação com Alqueva. (vectores) nos instantes indicados no topo de cada uma das figuras. A escala utilizada para traçar os vectores (a cada 3 pontos de grelha) está igualmente indicada no topo de cada figura.*

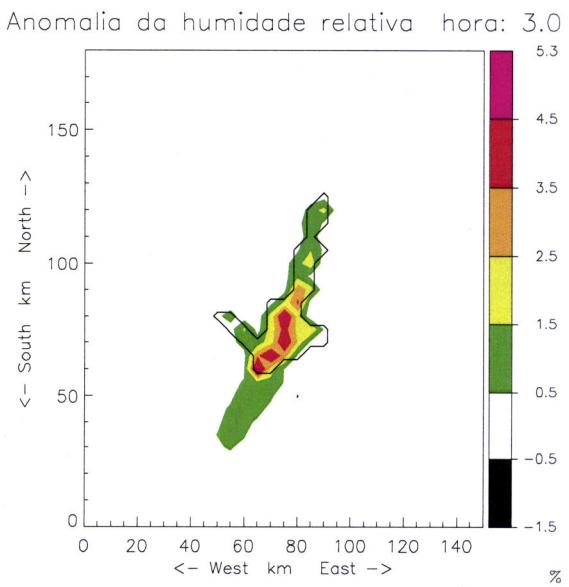
No que respeita à humidade, as simulações indicam, como seria de esperar, que a existência da albufeira induz um aumento da humidade relativa do ar sobre a massa de água. Como pode ser visto na Figura 5.29, este aumento poderá ser em média, aos 2m, de aproximadamente 15% sobre a zona central do lago. A figura indica ainda que em média durante o período de Inverno, o impacto sobre a humidade do ar está confinado aos limites da albufeira.

De acordo com os resultados, o aumento da humidade relativa sobre o lago acontece tanto de dia como de noite. É o que está documentado na Figura 5.30. Ao meio do dia a anomalia sobre a zona central do lago atinge valores, em média, superiores a 30% (Figura 5.30). Como se discutirá no ponto 5.5.2c), mais do que ao aumento do vapor de água, o aumento da humidade relativa sobre o lago deve-se, neste período do dia, à diminuição da temperatura (cf. Figura 5.25). Em dias de grande amplitude térmica e temperaturas máximas sobre terra muito elevadas, a anomalia da humidade relativa do ar sobre a albufeira pode mesmo ultrapassar os 50%, como exemplificado na Figura 5.31.



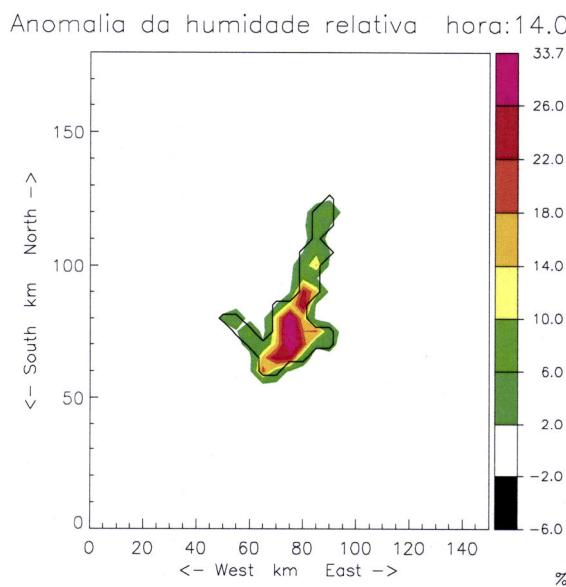
*Figura 5.29 Média para todo o período de simulação da humidade relativa do ar aos 2m.*

albufeira pode induzir um aumento da ordem dos 10% de humidade a mais de 20 km do limite da albufeira. A direcção do vento, em geral de NNE, e a anomalia de temperatura referentes a esta situação podem ser conferidas na Figura 5.28.



*Figura 5.30 Anomalia média do campo da humidade relativa do ar aos 2m às 3 TU e às 14 TU. As médias foram calculadas sobre os resultados das simulações sobre todo o período respeitantes a esses instantes*

Pelo contrário, durante a noite, o aumento da humidade relativa sobre a água, de aproximadamente 5% em média, dá-se em simultâneo com uma subida da temperatura do ar (cf. Figura 5.25) e advém do aumento de vapor de água associado à evaporação do lago. Em dias em que a temperatura mínima do ar atinge valores muito mais baixos do que a temperatura da superfície da água (diferenças superiores a 10 °C) e em que o escoamento do ar se dá ao longo do eixo maior da albufeira, o impacto na humidade relativa do ar pode fazer-se sentir durante a noite e madrugada, em zonas mais distantes, a jusante da albufeira. Um exemplo é apresentado na Figura 5.31, onde a simulação indica que a presença da



Neste caso concreto, e em outros similares ocorridos no período de simulação, em que o ar escoa, durante um certo período de tempo, sobre o lago relativamente quente, a evaporação do lago

mostrou ser suficiente para induzir um aumento da ordem dos 10% na humidade relativa numa área de algumas dezenas de km<sup>2</sup> a jusante do lago. Isto será o suficiente para, em situações em que a humidade relativa na região seja da ordem dos 90% (valores frequente na região durante a madrugada) induzir a formação de nevoeiro. No entanto, durante o período considerado, nenhuma das situações análogas produziu anomalias de humidade suficientes para iniciar a formação de nevoeiro. Deve notar-se que estamos a analisar resultados que têm uma resolução espacial de 5×5 km<sup>2</sup> e que a não reprodução de nevoeiro a esta escala não invalida que este mecanismo não possa contribuir para a indução de nevoeiro, nas mesmas condições sinópticas, numa escala mais fina. Esta questão será abordada no ponto 5.7.

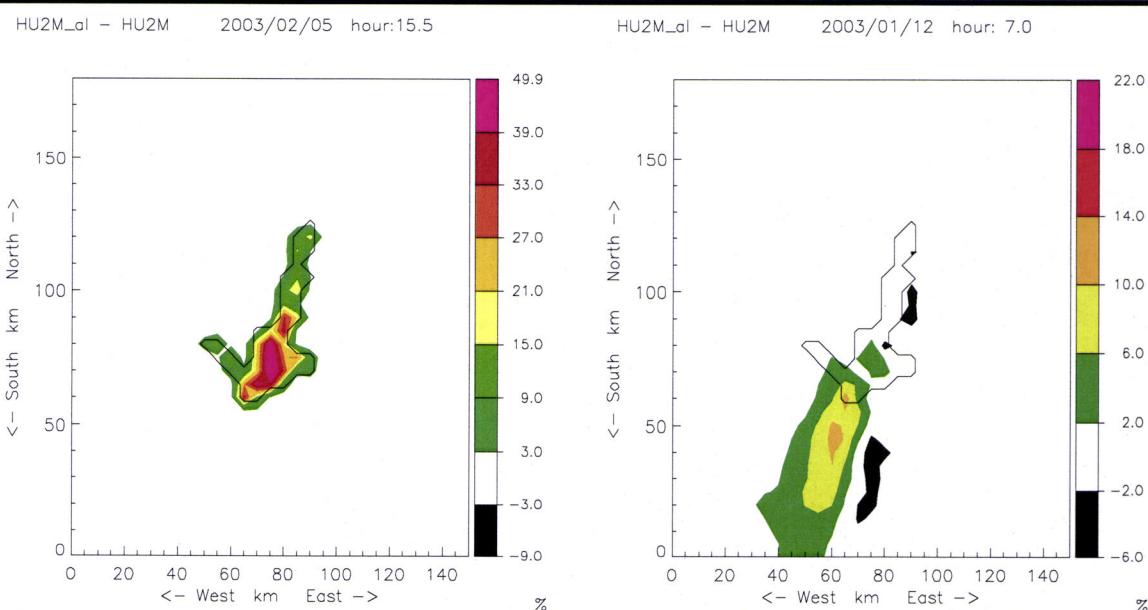
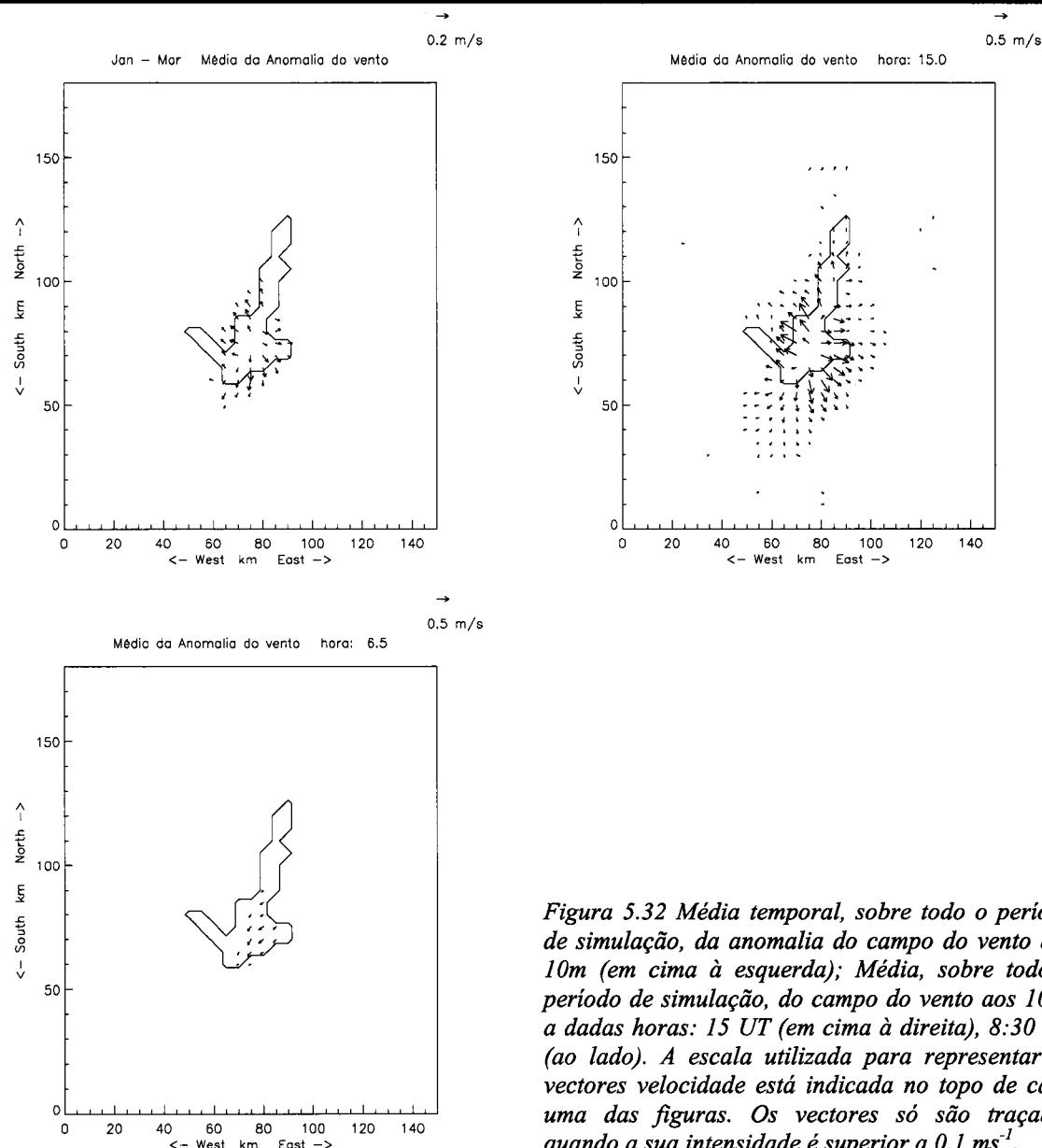


Figura 5.31 Anomalia do campo da humidade relativa aos 2m nos instantes indicados no topo de cada imagem.

### b) Brisa de lago e intensificação da intensidade do vento sobre a albufeira

As médias temporais da anomalia do campo do vento sobre todo o período de simulação, representada nas Figura 5.32 permitem identificar a geração de uma pequena circulação de brisa de lago em resposta às diferenças de temperatura entre a superfície da albufeira e a da vizinhança. Esta circulação que origina uma alteração da intensidade e direcção do vento cuja magnitude atinge na altura do seu maior desenvolvimento, às 15 UT, valores, em média, da ordem dos 0.5 ms<sup>-1</sup> (Figura 5.32b). Durante a noite e princípio da manhã não é discernível qualquer indício de brisa da terra, notando-se sim um pequeno aumento da intensidade do vento, assunto que será discutido mais à frente (Figura 5.32c). O efeito dominante é a geração de um efeito de brisa associado a uma pequena divergência do vento horizontal sobre a albufeira patente na Figura 5.32a, onde se mostra

que a presença da albufeira pode induzir anomalias vectoriais com uma magnitude da ordem dos  $0.2 \text{ ms}^{-1}$ .



*Figura 5.32 Média temporal, sobre todo o período de simulação, da anomalia do campo do vento aos 10m (em cima à esquerda); Média, sobre todo o período de simulação, do campo do vento aos 10 m a dadas horas: 15 UT (em cima à direita), 8:30 UT (ao lado). A escala utilizada para representar os vectores velocidade está indicada no topo de cada uma das figuras. Os vectores só são traçados quando a sua intensidade é superior a  $0.1 \text{ ms}^{-1}$ .*

Deve notar-se que os valores e figuras anteriores respeitam a valores médios sobre todo o período e que compreendem dias em que a presença do lago não induziu brisa de lago. Tomando os resultados respeitantes às 15 TU e considerando que há geração de brisa de lago quando o campo vectorial da anomalia do vento aos 10m diverge sobre a albufeira e a sua intensidade é superior a  $1 \text{ ms}^{-1}$ , verificou-se que há indícios da geração de brisas em aproximadamente 50% dos casos de estudo e que em 20% dos casos as circulações de brisa estão claramente desenvolvidas. Como seria de esperar, os casos de geração de brisa são mais raros em Janeiro, quando as temperaturas do ar são mais baixas e a presença da albufeira não induz gradientes horizontais no campo da

temperatura suficientemente intensos. De acordo com os resultados, só em 1 dia de Janeiro a circulação de brisa se encontrava claramente desenvolvida, contra 8 em Fevereiro e 11 em Março.

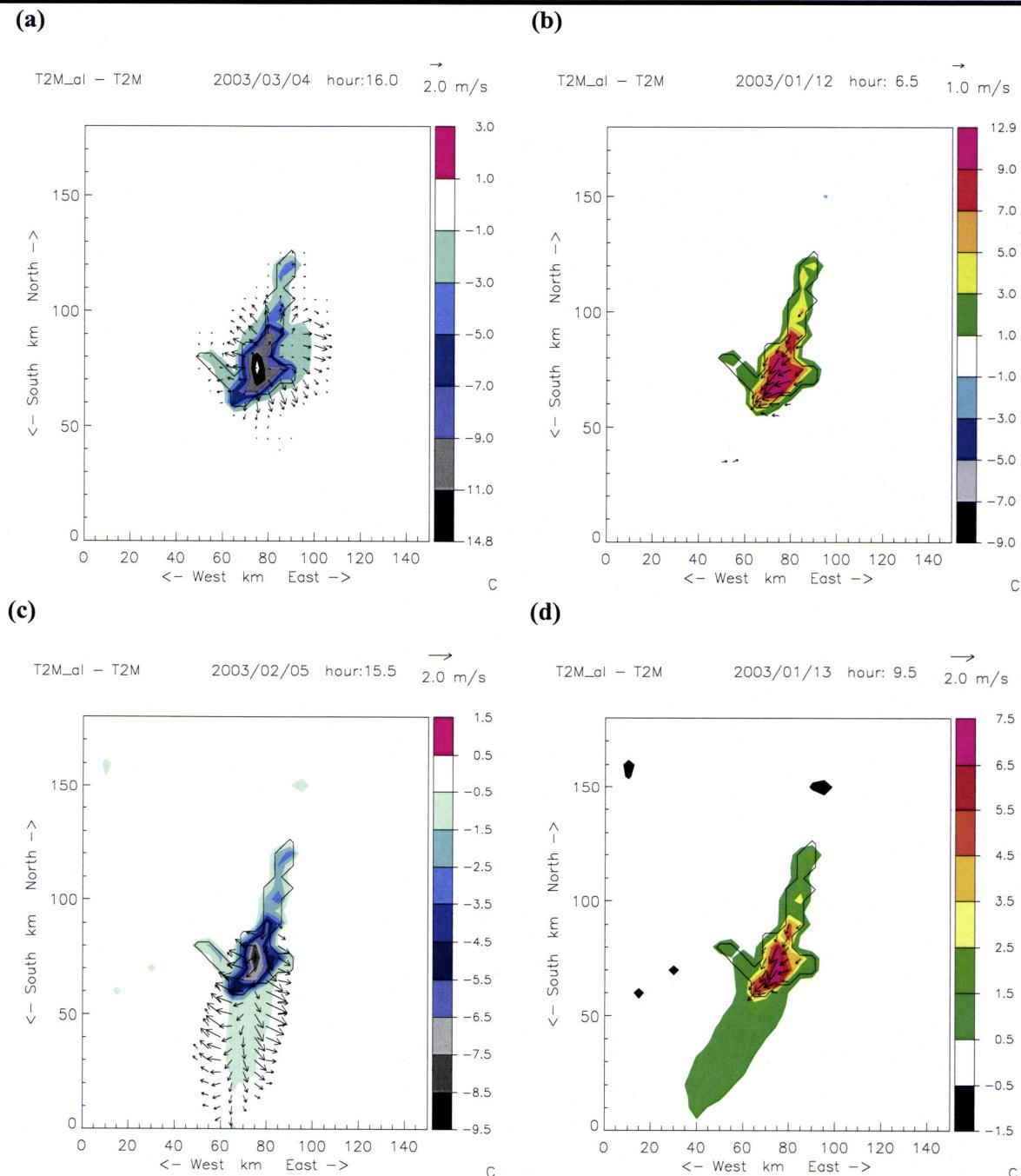


Figura 5.33 Anomalia do campo da Temperatura do ar aos 2 m (escala de cores) e anomalia do campo do vento (vectores) nas horas indicadas no topo de cada figura, onde se indica também a escala utilizada para traçar os vectores.

A análise comparativa entre as simulações com e sem Alqueva, permite identificar certos casos em que os efeitos de brisa de lago induzidos pela Albufeira podem ter uma magnitude da ordem dos  $2 \text{ ms}^{-1}$ . Um exemplo pode ser visualizado na Figura 5.33a onde está igualmente representado o campo da anomalia da temperatura do ar que está na origem da circulação. Nos casos em que a

anomalia no campo da temperatura se estende para além das fronteiras da albufeira, os resultados indicam que se desenvolve uma pequena circulação térmica na fronteira entre a zona perturbada e a vizinhança, com alteração do vento à superfície, como se pode ver Figura 5.33c onde está representada a mesma situação que na Figura 5.28, agora com a inclusão da anomalia do campo do vento.

A intensidade dos vectores anomalia do vento que utilizámos para quantificar o efeito de brisa, não corresponde necessariamente a aumentos de intensidade do vento. Por vezes serão mesmo redução da intensidade, quando a anomalia tem um sentido contrário ao do vento nas simulações de controlo. Em outros casos significará uma rotação da direcção do vento. Na maioria dos casos será o resultado de variação na direcção e na intensidade.

Por outro lado, o cálculo da anomalia, escalar, da intensidade do vento permite quantificar um outro efeito da introdução da albufeira: o aumento da intensidade devido à diminuição da rugosidade da superfície. A média, para todo o período de simulação, da anomalia do módulo do vento está representada na Figura 5.34e indica que o efeito de intensificação do vento só é sensível sobre a albufeira. Na zona onde a albufeira é mais larga, o aumento médio da intensidade do vento é da ordem de  $1\text{ ms}^{-1}$ . Este efeito é maior em dias onde o vento é mais intenso e quando sopra ao longo da direcção onde a albufeira é mais longa. Em alguns casos a aceleração do ar ao percorrer a albufeira pode traduzir-se num aumento de  $2\text{ ms}^{-1}$  na intensidade do vento.

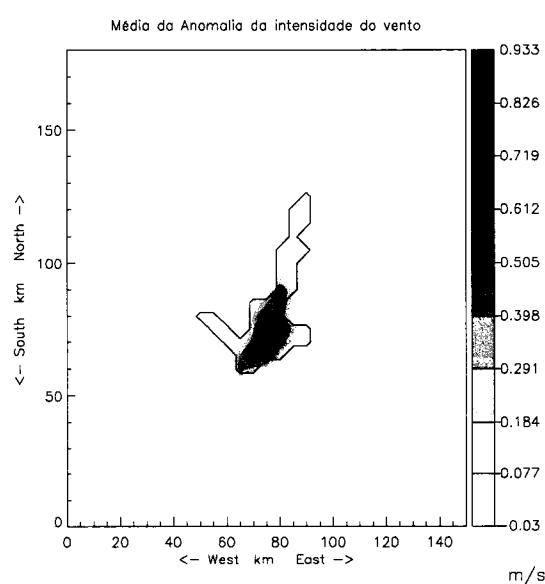


Figura 5.34 Média temporal sobre todo o período de simulação da anomalia da intensidade do vento.

Durante o período nocturno este é, de acordo com os resultados, o efeito mais significativo da albufeira sobre o campo do vento, o único visível quando se calcula a média vectorial do vento a qualquer hora da noite ou princípio da manhã. O campo médio às 8:30 UT está representado na Figura 5.32c, onde se pode confirmar que não só o ar é acelerado como o é numa direcção privilegiada, ao longo do vale e no sentido descendente. Este resultado significa sobretudo que o efeito de aceleração do ar é tanto mais significativo quanto maior for o percurso do ar sobre a superfície de água.

Os resultados referentes a 2 instantes concretos podem ser revistos na Figura 5.33b e d, casos em que a anomalia do vento tem a direcção do vale. A Figura 5.33d confirma que a anomalia na intensidade do vento não é sensível fora da

zona alagada, isto é, o aumento da intensidade do vento não será sentido para além de 2 ou 3 km das margens da albufeira.

### c) Precipitação e Evaporação

Considerando todo o domínio de simulação, os resultados indicam que o impacto da Albufeira é praticamente nulo na precipitação acumulada em todo o período considerado. É que se pode deduzir da Tabela 5-15.

*Tabela 5-15 Precipitação total acumulada na simulação de controlo (controlo) e diferença entre a precipitação total acumulada na experiência com Alqueva e a corresponde na simulação de controle*

<b>Precipitação Total acumulada (<math>10^6\text{kg}</math>)</b>	
<b>Controlo</b>	<b>Diferença</b>
40509231	-5849 (-0.01%)

Mesmo considerando o domínio central que temos vindo a analisar, os resultados, condensados na Tabela 5-16, indiciam que o impacto da albufeira na precipitação continua a ser marginal, só tendo algum significado sobre a zona alagada.

Os resultados indicam assim que a presença da Albufeira pode induzir uma diminuição nos valores da precipitação sobre a albufeira, mas que não tem efeito na precipitação acumulada na região. Sobre a zona alagada que inclui como vimos uma parte da vizinhança da albufeira, a diminuição da precipitação acumulada entre as simulações com e sem Alqueva é da ordem dos 5%. Este efeito não parece depender criticamente da temperatura da superfície pois os resultados obtidos nas experiências Alqueva e Alqueva2 são semelhantes. Mais à frente, depois de se analisar o impacto da albufeira sobre a evaporação e os fluxos de energia à superfície, discutir-se-ão os mecanismos que poderão estar na origem desta diminuição da precipitação.

*Tabela 5-16 Média espacial da Precipitação, P, e da Evaporação, E, acumuladas durante todo o período no domínio central e na zona alagada (Albufeira) na simulação de controlo (ctr); Anomalia absoluta (anom.) e relativa (%) da Precipitação e da Evaporação acumuladas nas simulações designadas por Alqueva e Alqueva2.*

Experiência	Fluxos de água à superfície (mm)											
	E (domínio central)			P (domínio central)			E (Albufeira)			P (Albufeira)		
	ctr	anom	(%)	ctr	anom	(%)	ctr	anom	(%)	ctr	anom	(%)
Alqueva	126.3	-0.5	-0.4	195.6	-1.0	-0.5	88.1	-8.3	-9.5	162.6	-8.9	-5.4
Alqueva2	126.3	0.2	0.2	195.6	-1.1	-0.6	88.1	5.5	6.3	162.6	-7.7	-4.7

Os resultados indicam ainda que a albufeira pode induzir ligeiras alterações no padrão espacial do campo da precipitação acumulada, como se pode ver na Figura 5.35. Essa figura reforça a conclusão de que sobre a albufeira o impacto é negativo. Fora do domínio alternam-se zonas de impacto positivo com outras de impacto negativo.

Quanto ao impacto da albufeira no fluxo superficial de vapor de água (evaporação e evapotranspiração), os resultados sumariados na Tabela 5-16 e representados na Figura 5.36 indicam que não só a sua magnitude como mesmo o seu sentido depende criticamente da temperatura da superfície,  $T_{sa}$ . Contrariando o senso comum, os resultados indicam que a introdução de uma albufeira não implica obrigatoriamente um aumento da evaporação. A evaporação a partir do lago depende obviamente da temperatura da sua superfície e como esta é, durante o dia, inferior à que seria a temperatura da superfície do solo,  $T_s$ , se não existisse albufeira, a evaporação pode ser inferior à evapotranspiração de um solo húmido e coberto de vegetação. Ao contrário, durante a noite  $T_{sa} > T_s$  pelo que haverá mais evaporação. O balanço depende assim da temperatura da superfície da água e da diferença entre esta e a temperatura a que a superfície estaria se não houvesse albufeira.

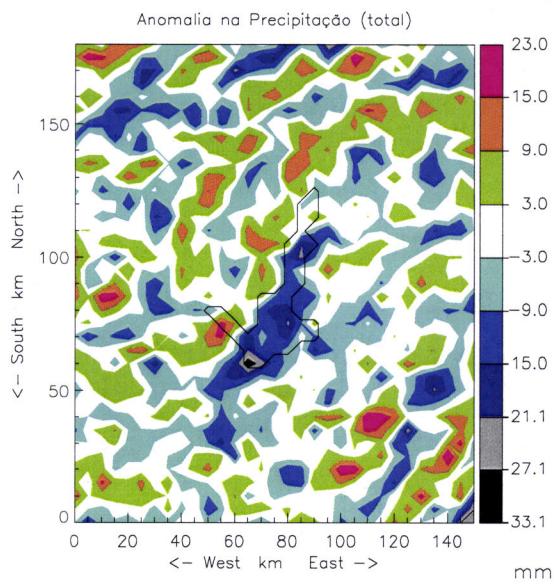


Figura 5.35 Anomalia do campo da precipitação acumulada durante o período de simulação.

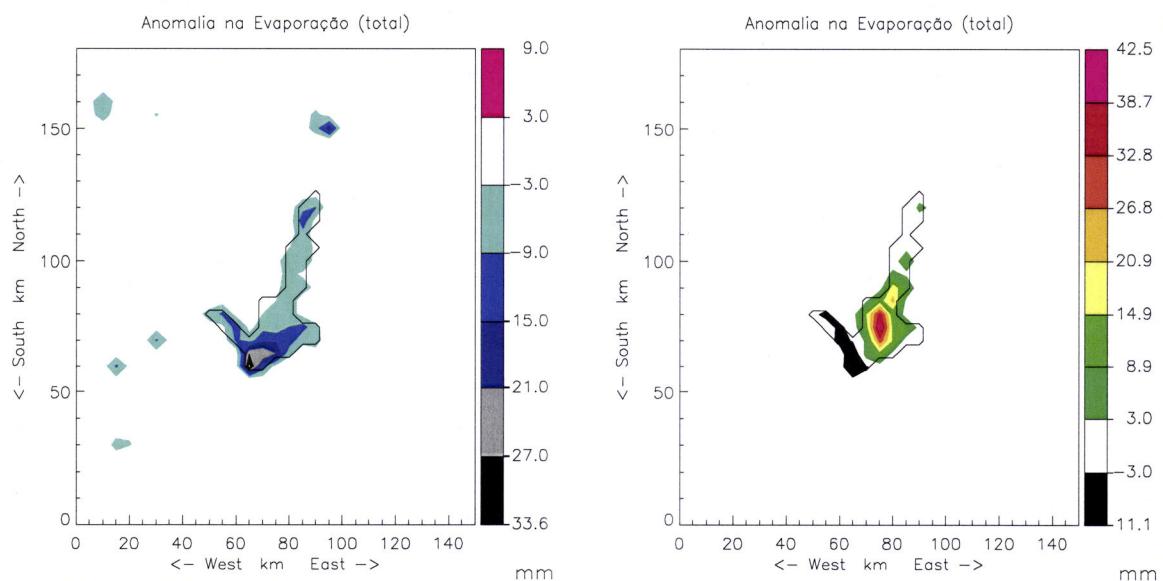
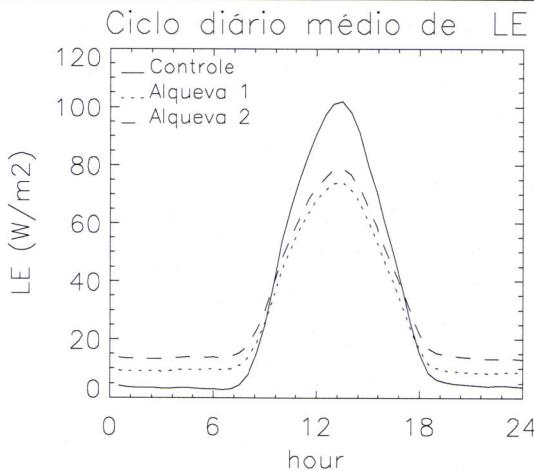
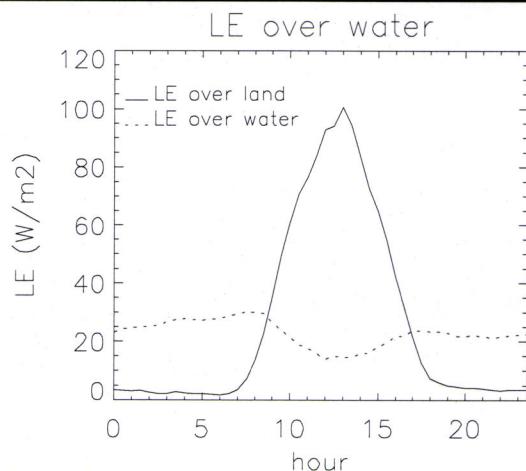


Figura 5.36 Anomalia total da evaporação acumulada para todo o período de simulação nas experiências Alqueva (à esquerda) e Alqueva2 (à direita)

Na Figura 5.38 compara-se a evaporação directa a partir de uma fracção de superfície de água com a evapotranspiração média a partir da superfície do solo vizinha. Os dados, na forma de fluxo de calor latente, LE, indicam que sobre a superfície da albufeira a evaporação durante o dia é inferior à verificada durante a noite.



*Figura 5.37 Ciclo diário médio do fluxo superficial de calor latente sobre a zona da albufeira. As médias foram calculadas sobre todo o período de simulação e sobre todos os pontos do modelo onde a fracção de água é superior a 0.*



*Figura 5.38 ciclo diário médio da evaporação sobre um ponto da superfície completamente coberto de água.*

A evaporação atinge um máximo, onde LE é de aproximadamente  $30 \text{ Wm}^{-2}$ , no início da manhã, quando a temperatura do ar,  $T_a$ , atinge os valores mínimos e é por isso maior a diferença ( $T_{sa} - T_a$ ). A partir daí e à medida que a temperatura do ar aumenta, diminui a diferença ( $T_{sa} - T_a$ ) que passa a ser negativa, tornando o ar junto à albufeira mais estável o que inibe a convecção, diminuindo o fluxo de vapor de água. É assim que a meio do dia se atingem valores médios de LE inferiores a  $20 \text{ Wm}^{-2}$ . Sobre terra, o fluxo superficial de vapor de água é, em média, nulo ou mesmo ligeiramente negativo durante a noite, atingindo durante o dia valores médios da ordem dos  $100 \text{ Wm}^{-2}$ .

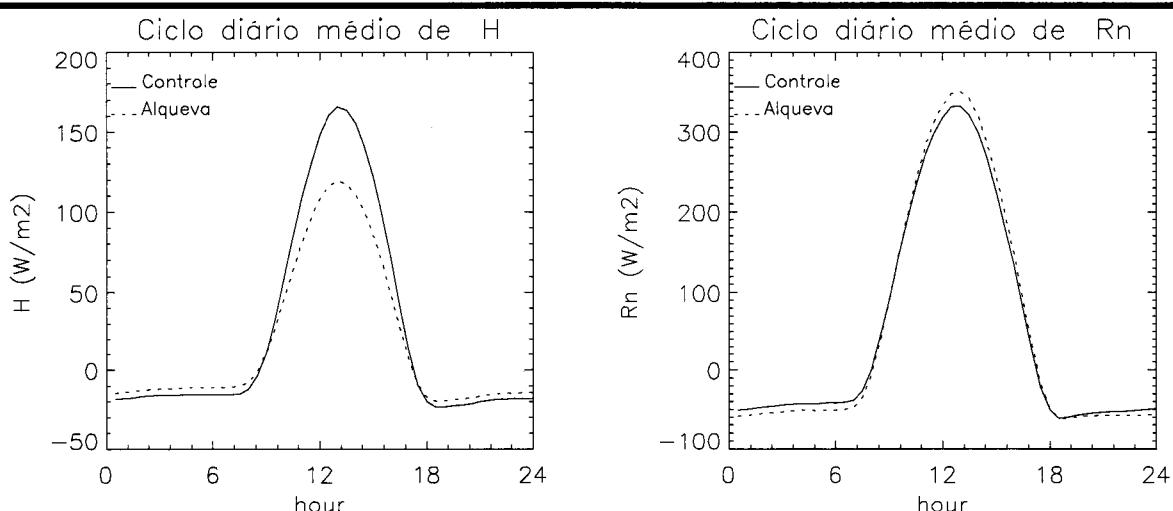
Em resposta a esta diferença de comportamento entre as superfícies de água e de terra os ciclos diários médios do fluxo de LE sobre a zona alagada são diferentes nas simulações com e sem Alqueva, como está patente na Figura 5.37. Nessa figura está também traçada a curva respeitante à simulação Alqueva2 que se distingue da experiência Alqueva pela imposição, em parte do período, de uma temperatura da superfície da água mais elevada (ver 5.3). O aumento de  $T_{sa}$  nesse período é assim responsável por um pequeno aumento dos valores simulados da evaporação média da Albufeira, aproximadamente constante ao longo do ciclo diário. Apesar de pequeno esse aumento é suficiente para alterar o sinal da anomalia entre a simulação com Alqueva e a de controlo.

Como se referiu anteriormente, o MesoNH não inclui um modelo de evolução da temperatura da superfície da água, pelo que na experiência realizada  $T_{sa}$  foi mantida constante em cada segmento

da simulação correspondente a um dia de simulação. É por isso de admitir que, apesar de as temperaturas impostas na experiência Alqueva serem mais realistas, a temperatura da superfície da água ao meio do dia fosse em média mais elevada (em 1 ou 2 °C, de acordo com a discussão travada em 5.3), contribuindo assim para um aumento da evaporação no período diurno, aproximando os resultados dos obtidos em Alqueva2. Arriscamos assim a conclusão de que o impacto da albufeira na evaporação, durante o período analisado (Janeiro a Março), é próximo de zero. Os resultados permitem ainda extrapolar que esse impacto, incluindo o sinal, dependerá da evolução da temperatura da albufeira bem como do conteúdo em água no solo, que condiciona a evapotranspiração média. Pode por isso haver diferenças inter anuais consideráveis.

#### d) Fluxos energéticos à superfície

A par da diminuição do fluxo vertical de calor latente à superfície a introdução da albufeira diminui também o fluxo de calor sensível,  $H$ , mesmo neste período do ano. Os resultados indicam que a redução de calor sensível no domínio central é em média de  $0.2 \text{ Wm}^{-2}$ , durante os meses JFM. A diminuição do valor de  $H$  resulta do menor valor de  $T_{sa}$  em comparação com o valor de  $T_s$  no período diurno, período em que sobre as superfícies de terra  $H$  é mais elevado. Sobre a albufeira  $H$  é frequentemente negativo, sempre que  $T_a > T_{sa}$ . Durante a noite,  $H$  é tipicamente muito baixo sobre terra, podendo mesmo anular-se ou tornar-se negativo (fluxo descendente). O aumento de  $H$  sobre a albufeira durante a noite não é suficiente para contrabalançar o decréscimo diurno, como se pode ver pela evolução média de  $H$  ao longo do dia sobre a zona da albufeira nas simulações com e sem Alqueva, representada na Figura 5.39.



*Figura 5.39 Ciclo diário médio do fluxo superficial de calor sensível ( $H$ , à direita) e do fluxo de radiação líquida ( $R_n$ , à esquerda) à superfície sobre a zona da albufeira. As médias foram calculadas sobre todo o período de simulação.*

Enquanto que no impacto da albufeira sobre LE há dois efeitos a considerar, o aumento da humidade da superfície (cujo efeito é sempre positivo) e o da alteração da temperatura da superfície (que é, em geral, positivo de noite e negativo de dia), em H o único efeito importante é o da alteração de  $T_{sa}$ . Este facto determina que, em termos relativos, o impacto da albufeira em H seja maior e que mesmo imponha uma temperatura  $T_{sa}$  mais elevada, como o efectuado na experiência Alqueva2, o impacto se mantenha negativo. Em média sobre todo o período de simulação, a presença da albufeira introduz, de acordo com os resultados, uma redução em H que atinge valores da ordem dos  $20 \text{ Wm}^{-2}$  na zona onde a albufeira é mais larga, como pode se visto na Figura 5.40.

Para além dos efeitos directos da albufeira na partição dos fluxos e que são os que de facto são visíveis nas médias para todo o período de simulação, o impacto da albufeira em dias concretos pode ser muito superior, resultado dos efeitos no campo da nebulosidade e da temperatura da superfície, já anteriormente discutidos (cf. 5.5.2a). Em casos extremos, a redução de H e de LE sobre a zona central da albufeira pode atingir valores diárias médias da ordem dos  $80 \text{ Wm}^{-2}$ . No extremo oposto, há dias em que as simulações indicam um aumento dos fluxos de energia à superfície que pode atingir valores da ordem de 30 e  $50 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente em H e LE, no centro da albufeira.

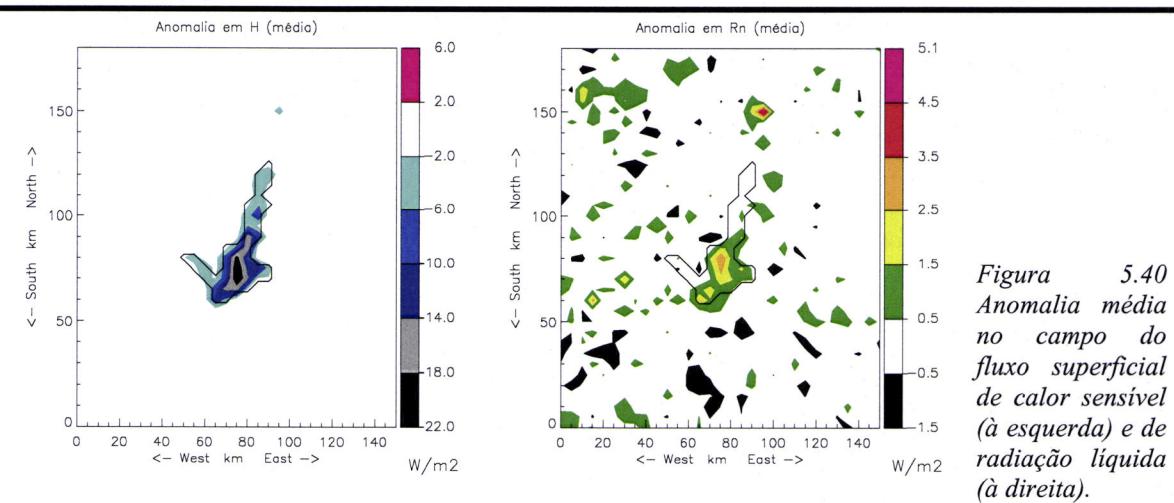


Figura 5.40  
Anomalia média no campo do fluxo superficial de calor sensível (à esquerda) e de radiação líquida (à direita).

Do ponto de vista dos fluxos radiativos à superfície, o impacto da albufeira exerce-se essencialmente pela alteração da temperatura da superfície e correspondentemente por alterações na emissão de radiação de grande comprimento de onda, c.d.o.. Como  $T_{sa}$  é inferior a  $T_s$  dos solos vizinhos durante o dia e superior durante a noite, há um aumento do fluxo radiativo ascendente de grande c.d.o. durante a noite e uma diminuição durante o período diurno. Em consequência, sobre a albufeira o fluxo radiativo líquido (*net radiation*,  $R_n$ ) é mais elevado de noite e mais baixo de dia. Os resultados referentes ao ciclo diário médio de  $R_n$ , sobre a zona da albufeira, exibidos na Figura 5.39, confirmam este efeito, indicando que o impacto, considerando o domínio central, é reduzido.

O sinal do impacto depende, tal como sobre  $LE$ , da  $T_{sa}$  imposta. Considerando todo o período, os resultados da experiência Alqueva apontam para um ligeiro aumento de  $R_N$  enquanto que os da experiência Alqueva2 apontam para uma ligeira diminuição. Em ambos os casos e para o conjunto do domínio central a magnitude do impacto é marginal, da ordem de  $0.1\text{Wm}^{-1}$ , correspondendo a cerca de 0.2% do valor médio de  $R_N$  nas simulações de controlo.

Olhando para os resultados diários verifica-se que em Janeiro há uma predominância de dias em que o impacto da albufeira em  $R_N$  é negativo, enquanto que em Fevereiro e Março o impacto é em geral positivo. Isto significa que em Janeiro a água da albufeira está a perder mais energia do que a terra enquanto nos outros 2 meses sucede o inverso.

Em média, na zona onde a albufeira é mais larga, o efeito da albufeira traduz-se num aumento de  $R_N$  da ordem de  $2\text{Wm}^{-2}$ , como patente na Figura 5.40. Nessa figura podem ver-se outras zonas com impactos positivos e negativos, todos eles de pequena magnitude, o que confirma que o efeito da albufeira sobre o balanço radiativo à superfície é praticamente nulo. Em dias concretos e associada a alterações no padrão da nebulosidade as simulações indicam a existência de alterações consideráveis no campo de  $R_N$ , atingindo as anomalias diárias, negativas e positivas, valores da ordem dos  $40\text{ Wm}^{-2}$ , sobre algumas zonas.

Discutidos os efeitos da albufeira nos fluxos de energia à superfície, nomeadamente no fluxo de calor sensível na zona da albufeira, tem interesse voltar a olhar para o impacto da albufeira na precipitação. Como apontado anteriormente este impacto é globalmente nulo, mas ligeiramente negativo sobre a zona da albufeira.

De modo semelhante ao efectuado para calcular a evolução média ao longo do dia dos fluxos de energia à superfície, pode determinar-se um ciclo típico da precipitação diária. Neste sentido

somaram-se os valores médios diários sobre a zona da albufeira da precipitação acumulada em cada  $\frac{1}{2}$  hora. Precisando: somaram-se os valores respeitantes a uma mesma hora em todas as simulações diárias. Os valores assim calculados, quer para a simulação de controlo, quer para a simulação com Alqueva estão representados na Figura 5.41 que é uma forma de representar a evolução média da precipitação ao longo do dia. O integral das curvas desenhadas na Figura 5.41 corresponde à média sobre a zona da albufeira da precipitação acumulada ao longo de todo o período de simulação respectivamente nas simulações de controlo (162.6 mm) e com Alqueva. (153.7 mm), como indicado na Tabela 5-16.

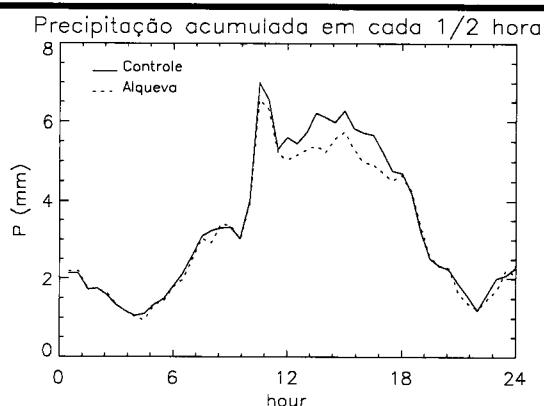


Figura 5.41 Soma sobre todo o período da Precipitação acumulada em cada  $\frac{1}{2}$  hora de simulação; valores médios sobre a zona da albufeira.

A Figura 5.41 mostra que, em média, durante o período considerado a precipitação ocorre, nas simulações, essencialmente durante a tarde, entre as 11 e as 18 TU. E é precisamente durante esse período, mais especificamente entre as 12 e as 17 TU, que é visível a diferença entre os resultados das duas simulações. Ou seja e de acordo com as simulações, a presença da albufeira diminui a precipitação média sobre a zona da albufeira durante a tarde, não tendo impacto sobre a precipitação de noite e de manhã.

Comparando este resultado com o ciclo diário de  $H$  (Figura 5.39) pode ver-se que o período em que a anomalia da precipitação é negativa corresponde, grosso modo, ao período em que a anomalia de  $H$  também é negativa. É assim de admitir que a redução da precipitação acumulada sobre a zona da albufeira seja devida à diminuição da actividade convectiva determinada pela diminuição do fluxo de  $H$  à superfície.

Sabe-se que a geração de circulações de brisa em resposta à criação de heterogeneidades horizontais no campo da temperatura pode em determinadas situações constituir um mecanismo de indução de precipitação. Os resultados do presente estudo indicam que neste período e na escala considerada, as circulações geradas (ver 5.5.2b) são insuficientes para induzir uma quantidade de precipitação significativa. A diminuição do fluxo de calor sensível e a correspondente diminuição da actividade convectiva é assim o mecanismo dominante na interacção entre a presença da albufeira e a precipitação acumulada na zona da albufeira. Relembra-se que os resultados indicam um impacto ainda assim pouco significativo, uma diminuição de cerca de 5% na precipitação total sobre a zona.

## 5.6 Sensibilidade à temperatura da água

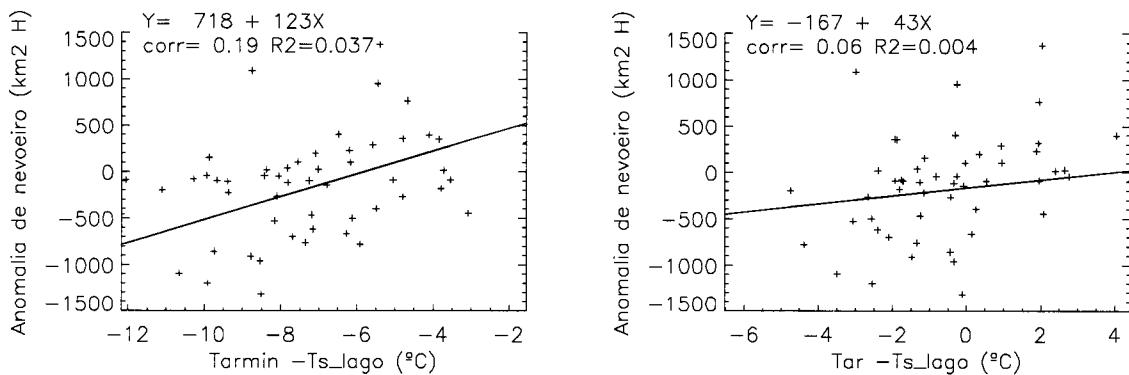
Tendo em conta a importância da temperatura da superfície no cálculo dos fluxos verticais de energia e vapor de água e da incerteza sobre os valores que assume, estudou-se a sensibilidade do impacto da albufeira no nevoeiro à temperatura da superfície da água,  $T_{sa}$ . Para este fim utilizaram-se duas estratégias. Numa primeira utilizaram-se os resultados do programa de simulações e relacionaram-se estatisticamente os dados da anomalia diária no campo do nevoeiro e a temperatura da superfície da água. A segunda consistiu na realização para um caso de estudo de 24 horas de um novo conjunto de simulações diferindo entre si exclusivamente nos valores impostos para a temperatura da água.

### 5.6.1 Relação entre a anomalia do nevoeiro e a temperatura da água

Mais do que o valor absoluto da temperatura da superfície o que conta para os fluxos superficiais de energia e massa é a diferença esta e a temperatura do ar,  $T_{ar}$ . Averiguou-se assim se existia alguma correlação entre  $\Delta T = (T_{ar} - T_{sa})$  e a anomalia no campo do nevoeiro induzida pela presença da albufeira. Como não é de esperar que exista uma relação instantânea entre  $\Delta T$  e a formação do

nevoeiro, optou-se por analisar esta relação na escala diária. Desse modo quantificou-se a anomalia do nevoeiro através da diferença entre a variável ATN diária nas simulações com e sem Alqueva,  $\Delta(\text{ATN})$ . Para  $T_{\text{ar}}$  utilizou-se não só a temperatura média diária sobre a zona da albufeira,  $T_{\text{ar\_med}}$  mas também as médias das temperaturas máximas,  $T_{\text{ar\_max}}$ , e mínimas,  $T_{\text{ar\_min}}$ , diárias sobre a zona da albufeira.

Excluíram-se desta análise, os dias em que  $\Delta(\text{ATN}) < 25 \text{ km}^2 \cdot \text{H}$ , de modo a excluir os casos em que o impacto no nevoeiro era nulo, que correspondem também a dias em que as simulações indicam não ter havido nevoeiro em parte alguma do domínio central. Para as temperaturas utilizaram-se os resultados das simulações de controlo, de modo a que não viesssem já afectados pela presença da massa de água.



*Figura 5.42 Anomalia total diária da área tempo de nevoeiro no domínio central em função da: (à esquerda) diferença entre a temperatura média diária do ar sobre a zona da albufeira e a temperatura da superfície da água; (à direita) temperatura mínima diária do ar e a temperatura da superfície da água. Cada gráfico contém a recta ajustada pelo método dos mínimos quadrados, cujos coeficientes se indicam no topo, juntamente com a correlação (corr) e o coeficiente de regressão  $R^2$ .*

Os coeficientes de correlação entre  $\Delta T$  e  $\Delta(\text{ATN})$  são de 0.16, 0.06 e -0.02, consoante se considera a  $T_{\text{ar\_min}}$ , a  $T_{\text{ar\_med}}$  ou a  $T_{\text{ar\_max}}$  no cálculo de  $\Delta T$ . Como era de esperar, uma vez que o nevoeiro ocorre principalmente de madrugada, a correlação é maior quando se considera a temperatura mínima. Nos outros dois casos é praticamente nula.

Como se pode ver nas Figura 5.42 existe uma tendência crescente entre  $\Delta(\text{ATN})$  e  $\Delta T$ . Isto significa que, principalmente de madrugada, quanto mais fria está a água relativamente ao ar, mais nevoeiro se forma. O impacto global negativo de Alqueva no campo do nevoeiro sobre a zona da albufeira resulta assim, do facto da temperatura da superfície da água ser, frequentemente muito superior à da temperatura do ar simulada durante a madrugada.

A regressão linear efectuada, apesar do  $R^2$  ser pequeno (Figura 5.42), permite extrapolar que em dias em que a temperatura mínima do ar seja superior à do lago há condições para que este induza a geração de nevoeiro. O gráfico permite ainda ver que esta conclusão será válida, em média, a partir

de  $\Delta T > -6^{\circ}\text{C}$ . Isto quer dizer que quando a temperatura da água é muito mais elevada que  $T_{\text{ar\_min}}$ , o efeito de supressão, ou inibição da formação do nevoeiro decorrente do aumento do fluxo de calor sensível é o efeito que domina. Pelo contrário quando esta diferença é menor, o efeito dominante é o da injecção de vapor de água. O ponto crítico, onde se dá alteração no sentido do impacto da albufeira no campo do nevoeiro, encontra-se, de acordo com este estudo, quando a diferença entre  $T_{\text{sa}}$  e  $T_{\text{ar\_min}}$  é da ordem dos  $5\text{-}6^{\circ}\text{C}$ .

Em 5.4a) viu-se que a temperatura mínima era em geral menor nas simulações do que nas observações. Sendo assim, é provável que na realidade o impacto no nevoeiro seja menos negativo do que o indicado pelos resultados. Apesar da relativamente fraca correlação revelada, procedeu-se ao seguinte exercício: aplicaram-se os coeficientes de regressão entre  $\Delta T$  e  $\Delta(\text{ATN})$  calculados anteriormente (Figura 5.42) à diferença entre a temperatura mínima diária do ar observada nas estações mais próximas da albufeira (Évora, Beja, Amareleja e Portel) e a temperatura da água. Só se consideraram os casos utilizados na regressão linear (ver comentários sobre a Figura 5.42). Os resultados apontam para um impacto global ligeiramente positivo no campo do nevoeiro. Neste exercício  $\Delta(\text{ATN})$  para o domínio central seria de aproximadamente  $+8 \times 10^3 \text{ km}^2\text{H}$ , correspondendo a um aumento inferior a 1% no campo global do nevoeiro. Relembra-se que as simulações apontaram para uma diminuição de  $12 \times 10^3 \text{ km}^2\text{H}$  (cf.. Tabela 5-14).

### 5.6.2 Sensibilidade à temperatura num caso de estudo

Para avançar na discussão sobre a sensibilidade à temperatura da água procedeu-se a um novo conjunto de simulações para um caso de estudo: o dia 4 de Janeiro de 2003. Este caso corresponde ao dia onde o nevoeiro foi mais extenso, tanto nas simulações como nas observações.

Para o efeito foram lançadas 6 experiências numéricas sobre o mesmo domínio, diferindo exclusivamente na temperatura da superfície da água. As temperaturas impostas foram respectivamente de: 5, 8, 10, 13 (a temperatura utilizada anteriormente), 14 e  $15^{\circ}\text{C}$ . Como se impôs a mesma temperatura de superfície para todas as albufeiras existentes no domínio, foram igualmente repetidas simulações de controlo para cada um dos casos. Há, por esta razão, ligeiras diferenças no campo do nevoeiro nas simulações de controlo. Tal como anteriormente as simulações foram iniciadas às 18 UT do dia anterior (3/01/2003) e o período de simulação foi de 36 horas, analisando-se os resultados entre as 0 e as 24 TU do dia 4.

Tabela 5-17 Área tempo de nevoeiro entre as 0 e as 24 TU no dia 4 de Janeiro de 2003 de acordo com as várias experiências que diferem entre si pela temperatura da superfície da água da Albufeira.

Ts da Albufeira (°C)	Área tempo de nevoeiro (km <sup>2</sup> .H)								
	Domínio central			Zona da albufeira			Área restante		
	controle	anomalia	variação (%)	controle	anomalia	Variação (%)	controle	anomalia	variação (%)
5	147391.	12235	8	8336	5877	71	139055.	6361.	5.
8	147572.	4057	3	8424	1987	24	139148.	2073.	1.
10	146757.	209	0	8330	-141	-2	138427.	352.	0.
13	146624.	-2936	-2	8365	-1080	-13	138259.	-1854.	-1.
14	146694.	-4460	-3	8303	-1263	-15	138390.	-3195.	-2.
15	146902.	-5240	-4	8357	-1475	-18	138545.	-3763.	-3.

Os resultados para este caso de estudo, sintetizados na Tabela 5-17, confirmam que o nevoeiro, principalmente sobre a albufeira é tanto maior quanto menor é a temperatura da superfície da água. Para este caso de estudo, as simulações indicam que para temperaturas do lago inferiores a 10°C, a albufeira tem um impacto positivo na formação de nevoeiro. No caso limite considerado, 5°C, este impacto traduz-se num aumento relativo de ATN sobre a zona da albufeira da ordem dos 70%, o que, somado ao aumento do nevoeiro numa região a jusante da albufeira, implica um aumento relativo da ordem dos 8% no domínio central considerado. Para temperaturas superiores a 10°C, as simulações indicam que existe uma diminuição de ATN, principalmente sobre a zona do lago mas também nas suas vizinhanças. Aos 15°C o decréscimo de ATN na zona da albufeira é de 18% e no conjunto do domínio de 4%. Estes resultados podem ser igualmente visualizados graficamente na Figura 5.43.

Nas Figura 5.44 pode comparar-se o impacto no campo de nevoeiro nas duas situações extremas consideradas. Quando a temperatura da superfície da água se situa nos 5°C, caso em que a superfície se encontra mais fria que o ar, excepto entre as 0 e as 6 TU, período em que a temperatura do ar é ligeiramente inferior (cf. Figura 5.45), as simulações indicam que há um aumento do número de horas com nevoeiro sobre a albufeira, cujo máximo, sobre a zona esta é mais larga, é superior a 10 horas. Ou seja, o nevoeiro que nesta zona durou cerca 5 horas de acordo com a simulação de controlo (cf. Figura 5.44a), com Alqueva passa a perdurar mais de 15 horas. A Figura 5.44b confirma que a anomalia se restringe essencialmente à zona da albufeira, havendo no entanto uma zona a noroeste do lago onde, devido à advecção, a persistência do nevoeiro aumenta de forma ainda significativa.

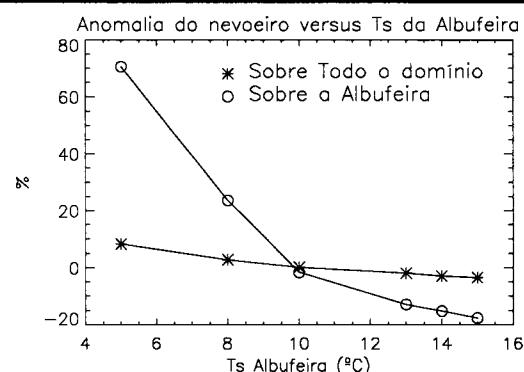
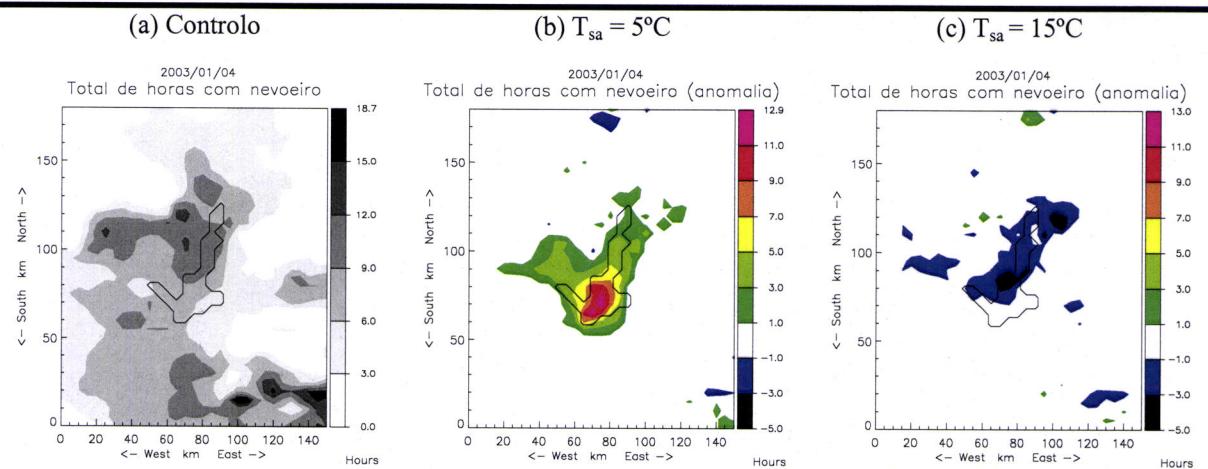


Figura 5.43 Anomalia relativa de ATN nas simulações referentes ao dia 4 de Janeiro de 2003 em função da temperatura da superfície da água.



*Figura 5.44 Caso de estudo de 4 de Janeiro de 2003: Campo total do número de horas com nevoeiro na simulação de controlo (a); Anomalia no campo do número total de horas de nevoeiro nas experiências em que se fixou a temperatura da superfície da albufeira em 5°C (b) e 15°C (c)*

No outro extremo, com  $T_{sa}=15^{\circ}\text{C}$ , superior à temperatura do ar durante todo o período, a anomalia negativa (Figura 5.44c) está centrada na margem Oeste da albufeira, uma das zonas onde a simulação de controlo indica terem ocorrido mais horas de nevoeiro (cf. Figura 5.44a). O impacto atinge, neste caso, valores de aproximadamente  $-4^{\circ}\text{C}$ , que corresponde a uma redução para cerca de metade do tempo de residência de nevoeiro na zona.

A evolução temporal da extensão do nevoeiro (Figura 5.45) sobre a zona da albufeira permite identificar 2 períodos distintos onde as simulações indicam a ocorrência de nevoeiro. O primeiro inicia-se de madrugada (5 TU) cobre por inteiro toda a zona da albufeira e perdura, de acordo com a simulação de controlo, até ao fim da manha (12 TU). Um segundo período inicia-se no início da noite seguinte (21 TU) e o nevoeiro não chega a cobrir toda a zona.

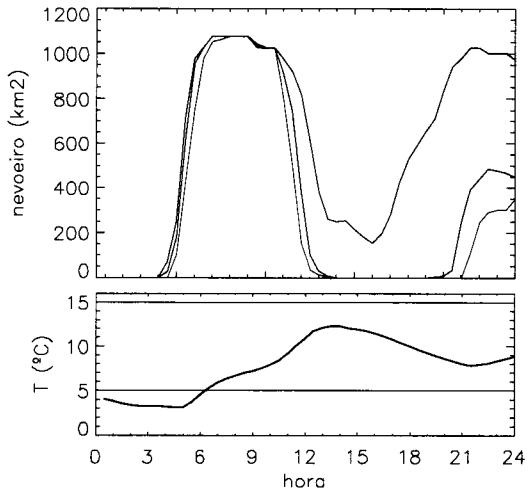
Um pequeno aparte: as observações confirmam a ocorrência de nevoeiro na região durante o período nocturno. De acordo com os registos, em Évora o nevoeiro formou-se antes das 3 e dissipou-se antes das 12 TU; em Beja formou-se às 6 e dissipou-se também antes das 12 TU. Em Portalegre persistiu entre as 0 e as 11 TU; em Castelo Branco ocorreu entre as 8 e as 10 UT.

No primeiro período o impacto da albufeira é diminuto. No caso  $T_{sa}=15^{\circ}\text{C}$ , há um ligeiro atraso na formação do nevoeiro e uma também ligeira antecipação na sua dissipação, de aproximadamente  $\frac{1}{2}$  hora. Os resultados da experiência com  $T_{sa}=5^{\circ}\text{C}$  não indicam nenhuma diferença na formação e desenvolvimento inicial do nevoeiro, que ocorre num período em que  $T_a$  é ligeiramente inferior a  $T_{sa}$  (cf.. Figura 5.45).

É no segundo período que mais se faz sentir o efeito da Albufeira. Quando a água está mais fria do que o ar, experiência com  $T_{sa}=5^{\circ}\text{C}$ , o nevoeiro não chega a dissipar-se completamente, perdurando todo o dia sobre uma fracção da zona da albufeira e volta a estender-se a partir das 16 UT, voltando a cobrir toda a zona da albufeira a partir das 20 TU. No outro extremo, quando  $T_{sa}=15^{\circ}\text{C} > T_a$  (cf. Figura 5.45), há um ligeiro atraso na formação do nevoeiro e uma diminuição da sua extensão horizontal.

A análise da evolução temporal do campo do nevoeiro indica assim que é o arrefecimento de ar húmido sobre a superfície mais fria da água o

mecanismo essencial que dá origem a contributos positivos da albufeira no campo do nevoeiro.



*Figura 5.45 Evolução temporal da área coberta por nevoeiro na zona da albufeira: na simulação de controlo; a preto; na simulação com  $T_{sa}=5^{\circ}\text{C}$ , a vermelho e na simulação com  $T_{sa}=15^{\circ}\text{C}$ , a verde. Evolução temporal da média da temperatura do ar sobre a zona da albufeira na simulação de controlo (em baixo).*

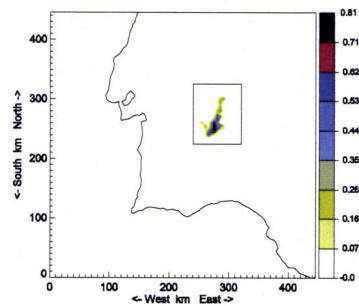
## 5.7 Efeitos locais

A resolução horizontal de 5km utilizada nas experiências anteriores não permite resolver fenómenos cuja escala seja inferior a 10km ( $2\Delta x$ ). Não se pode assim esperar com essa metodologia obter resultados detalhados sobre os efeitos locais da albufeira, principalmente nas proximidades das suas margens. Para nos aproximarmos deste objectivo foi lançada uma experiência numérica com resolução de 1km. Não dispondo de capacidade de cálculo para efectuar simulações para um período tão vasto como o executado com a resolução mais grosseira, optou-se pela simulação do caso de estudo do dia 4 de Janeiro, o dia em que as observações e os resultados indicam que o nevoeiro foi mais extenso e prolongado, caso já discutido em 5.6.2.

### 5.7.1 Metodologia das simulações de alta resolução (1km)

Não havendo capacidade de cálculo para realizar simulações a 1km utilizando o conjunto do domínio definido para as simulações a 5km ( $450 \times 450 \text{ km}^2$ ), optou-se por seguir a técnica de aninhamento de grelhas (*grid nesting*), uma técnica frequentemente utilizada em mesoscala e disponível no MesoNH. Uma simulação consta assim de uma corrida onde o modelo é integrado em simultâneo nas duas grelhas, para permitir interacções entre as duas resoluções. Na literatura científica é comum utilizar-se a designação modelo pai e modelo filho (ou modelo 1, modelo 2, modelo3, etc, quando há vários níveis de aninhamento) para nomear a discretização do modelo em cada uma das grelhas. Em diante utilizar-se-á esta designação.

Em simulações com grelhas aninhadas é obrigatório, entre outras condições, que a resolução do modelo filho seja um submúltiplo da resolução do modelo pai, e que os vértices exteriores da grelha fina coincidam com pontos do modelo pai. De igual modo se exige que o passo de tempo do modelo filho seja um múltiplo do utilizado no modelo pai. No caso do MesoNH, e em outros modelos de mesoscala, exige-se ainda que a resolução vertical seja a mesma em todos os modelos. Uma descrição detalhada sobre a aplicação da técnica de aninhamento de grelhas no MesoNH pode ser vista em Stein et al. (2000).



*Figura 5.46 Dominios dos modelos pai (quadrado exterior) e filho (rectângulo interior) com a representação da albufeira sob a forma de fração de superfície ocupada por água (em escala de cores)*

Os factores de escala entre os modelos pai e filho mais utilizados em trabalhos reportados na literatura variam entre 2 e 5 (ver por exemplo Pagowski et al., 2004 e Zhong et al., 2001 em estudos sobre nevoeiros). Neste trabalho utiliza-se um factor de escala de 5, já testado em outros trabalhos com o MesoNH, nomeadamente em Lemonsu e Masson (2002): modelo pai a 5km de resolução e modelo filho a 1 km.

Por uma questão de compatibilidade com os resultados anteriores, as características do modelo pai foram exactamente as mesmas utilizadas nas experiências a 5km de resolução, no caso concreto a n20030104 (ver Tabela 5-1). O domínio do

modelo de alta resolução abrange uma área de  $80 \times 100 \text{ km}^2$  com centro na albufeira, que pode ser visto na Figura 4.45. As principais características do modelo filho estão indicadas na Tabela 4-14.

Os modelos interagem nos dois sentidos (*two-way grid-nesting*). O modelo filho é iniciado às 00 do dia 4, 6 horas depois do modelo pai de modo a reduzir os efeitos de *spinup*. Os campos iniciais são obtidos por interpolação dos resultados do modelo pai. Em cada passo de tempo os valores das variáveis do modelo pai definem as condições fronteira do modelo fino. Por sua vez os resultados do modelo fino são agregados para a resolução mais grosseira e entram num termo de relaxação nas equações de evolução do modelo pai (ver Stein, 2000).

As opções da física utilizadas no modelo filho são as mesmas das simulações a 5km de resolução, excepto que não se utiliza nenhum esquema de parametrização para a convecção, uma vez que diversos estudos (e.g. Weisman et al., 1997) têm concluído que a 1 km de resolução os modelos de mesoscala não hidrostáticos resolvem explicitamente a estrutura e a evolução dos sistemas convectivos nas escalas importantes para a precipitação e a energética da atmosfera.

Seguindo a metodologia anterior esta experiência incluiu duas simulações, uma de controlo, sem Alqueva, e outra com Alqueva.

Tabela 5-18 Características principais das simulações a 1km de resolução (modelo filho).

<b>Domínio</b>	80 × 100 km <sup>2</sup> “aninhado” no domínio de 450 × 450 km <sup>2</sup> (ver Figura 4.45)
<b>Resolução horizontal</b>	1 km × 1 km
<b>Níveis verticais</b>	40 níveis, os mesmos das experiências anteriores
<b>Período de simulação</b>	Dia 4/01/2003: 24 horas, com início às 00H
<b>Passo de Tempo</b>	5 s
<b>Condições Iniciais e de Fronteira</b>	Impostas pelos resultados da simulação a 5 km através da técnica de two way grid nesting
<b>Opções físicas</b>	As mesmas utilizadas a 5km de resolução (ver Tabela 5-1), sem parametrização da convecção

Os campos superficiais necessários à integração do modelo filho foram obtidos por agregação dos dados das bases de dados referidas na Tabela 5-1. A resolução de 1 km é próxima da das bases ECOCLIMAP, de onde se derivam os parâmetros de ocupação dos solos e as características da superfície, e GTOPO30, para a orografia. Deste modo, cada ponto da grelha superficial do modelo filho não contém heterogeneidades de subescala, excepto as decorrentes do facto de a grelha do modelo e a das bases de dados não se encontrarem justapostas. O mesmo acontece com a representação da albufeira, que foi construída a partir dos pontos onde a elevação dada por GTOPO30 é inferior à cota máxima (152m). Assim, ao contrário do que acontece a 5km, existem no domínio fino muitos pontos da grelha totalmente cobertos de água.

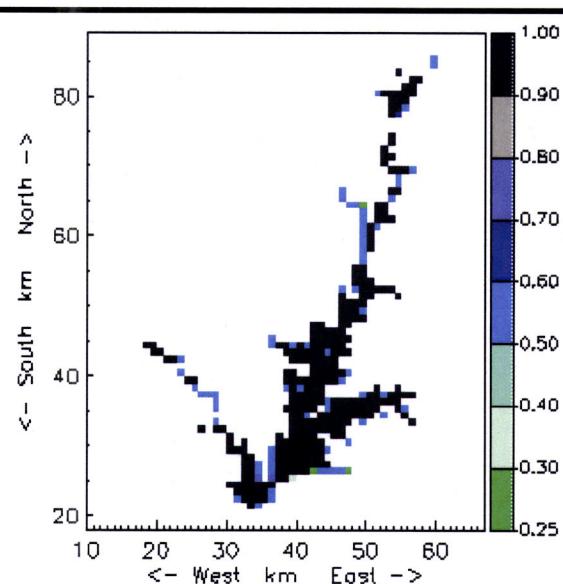


Figura 5.47 Representação da albufeira de Alqueva no modelo de alta resolução (modelo filho): fracção de superfície ocupada por água, em escala de cores..

A fracção de área ocupada pela Albufeira no domínio da simulação a 1 km está representada na Figura 4.46. A área total ocupada corresponde a 318 km<sup>2</sup>, mais do que o previsto, havendo ao todo 282 pontos de 1×1 km<sup>2</sup> totalmente cobertos de água. Este facto decorre do algoritmo utilizado para determinar os pontos ocupados pela albufeira, que inclui todos os pontos cuja altitude média é inferior a 152m e que estão na zona da bacia do Guadiana, a montante da barragem. Este método tende a sobreavaliar a área ocupada pela Albufeira pois inclui pontos que apesar de abaixo da cota máxima não fazem parte da albufeira. Como o nosso objectivo é estimar os efeitos máximos da albufeira sobre a atmosfera, não nos pareceu grave esta sobre-representação de Alqueva nas simulações.

A temperatura da superfície da água é idêntica nos dois modelos e igual à fixada na experiência n200030104\_al,  $T_{sa} = 13^{\circ}\text{C}$ . Como se viu em 5.6.2, a esta temperatura a superfície da água encontra-se mais quente do que o ar acima, durante todo o período de simulação (cf. Figura 5.45). A análise dos possíveis efeitos locais da albufeira é efectuada com base nos resultados do modelo a 1km de resolução.

### 5.7.2 Impacto sobre o campo do nevoeiro

A evolução do campo do nevoeiro na simulação de referência, e da anomalia induzida pela presença da albufeira está documentada na Figura 5.48. Durante a noite não há diferenças significativas entre as simulações com e sem Alqueva, só se notando pequenas diferenças nos bordos da zona sob influência do nevoeiro. Às 4 TU a simulação de referência mostra haver 2 zonas com nevoeiro a Sul e a Este da Albufeira.

Às 5 UT o nevoeiro atinge o limite da Albufeira. Neste período verifica-se que na simulação com Alqueva se forma uma pequena zona de nevoeiro a jusante da Albufeira do ponto de vista do escoamento atmosférico, pois o vento médio à superfície é de SE.

A partir das 11 TU (Figura 5.49) as simulações indicam que o nevoeiro deixa paulati-

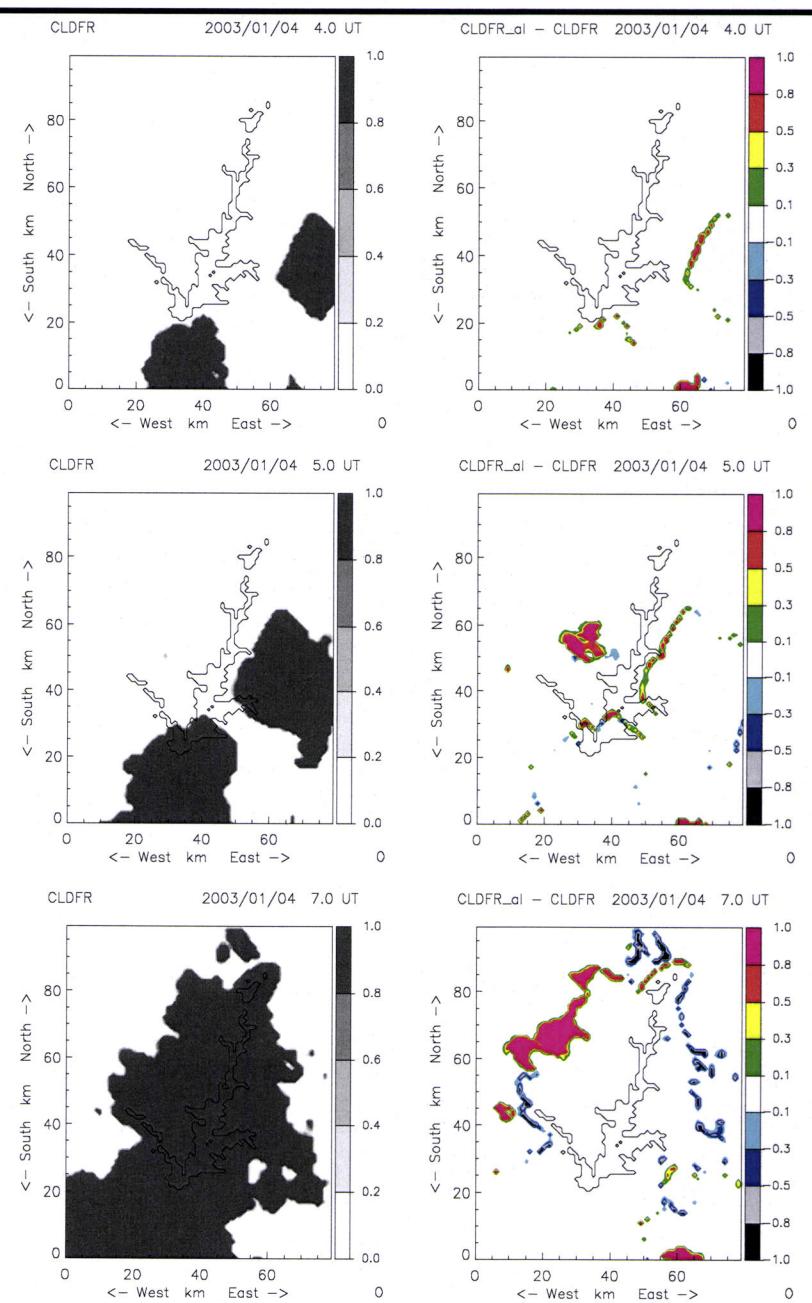


Figura 5.48 Resultados da simulação a 1km de resolução: Campo do nevoeiro na simulação de controlo (figuras da esquerda) e anomalia do nevoeiro (figuras da direita) nos instantes indicados no canto superior direito de cada figura.

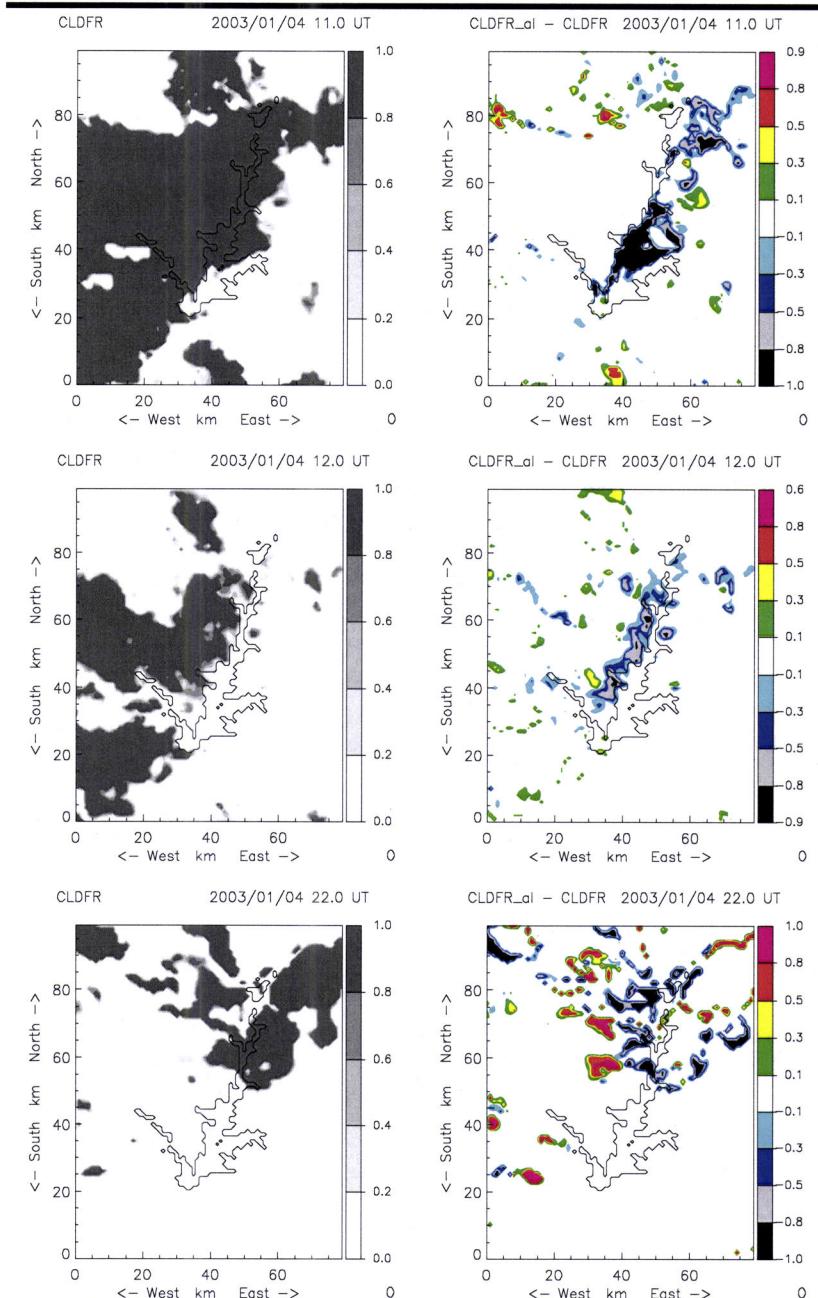
namente de ocupar a área da albufeira, o que acontece mais rapidamente nas simulações com Alqueva, mostrando que a presença da barragem, nestas circunstâncias, contribui para a dissipação do Nevoeiro, principalmente sobre a albufeira.

Entre as 6 TU e as 10 TU, o nevoeiro vai progredindo para noroeste, preenchendo grande parte do domínio das simulações de resolução fina. Continua a notar-se que nas simulações com Alqueva, o nevoeiro se estende um pouco mais para Oeste. Existem também zonas com menos nevoeiro (anomalia negativa).

Entre as 14 e 19 TU, não ocorre nevoeiro, de acordo com as simulações, no domínio considerado. A partir das 20 TU recomeça a formar-se nevoeiro na zona

Norte do domínio, não afectando, em nenhuma das 2 simulações, a zona onde a albufeira é mais larga (ver figura correspondente às 22 UT). O campo da anomalia do nevoeiro apresenta, neste período zonas positivas e outras negativas.

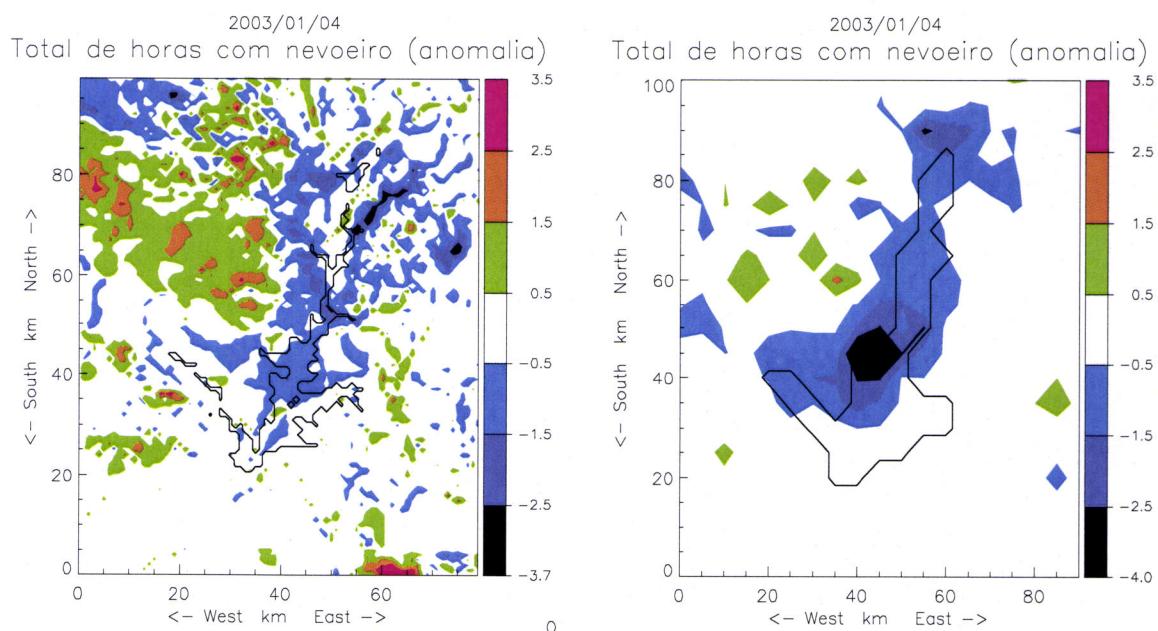
Integrando os resultado para as 24 horas do dia obtém-se um ligeiro aumento da quantidade de tempo área de nevoeiro, da ordem de 1% (de 67148 para 67718 km<sup>2</sup>.H para todo o período. Deste modo, as simulações a 1km de resolução indicam a existência de um impacto global positivo no campo do nevoeiro, ao contrário do indicado pelos resultados com o modelo mais grosso. Os



*Figura 5.49 Resultados da simulação a 1km de resolução: Campo do nevoeiro na simulação de controlo (figuras da esquerda) e anomalia do nevoeiro (figuras da direita) nos instantes indicados no canto superior direito de cada figura.*

resultados das simulações a 5km de resolução respeitantes ao dia 4 de Janeiro e sobre o domínio da simulação a 1km, indicam uma redução 3.5% (de 59316 para 57233 km<sup>2</sup>·h). Em todo o caso e em ambas as experiências o impacto global é marginal.

Na Figura 5.50 encontra-se representada a anomalia no número de horas total com nevoeiro nesta experiência numérica. Pode ver-se que neste caso a presença da albufeira aumenta o período de residência do nevoeiro na zona a noroeste do lago (a jusante), que localmente se pode traduzir em mais cerca de 3 horas de nevoeiro. Ao contrário, sobre a zona da albufeira o nevoeiro mantém-se menos tempo, podendo esta diminuição ser, em alguns locais, de 3 horas. A experiência a 5 km de resolução respeitante a este dia (n20030104) indicava também o decréscimo do tempo de residência do nevoeiro sobre a zona da albufeira, mas não evidenciava um aumento generalizado do número de horas com nevoeiro na região a jusante da albufeira, como pode também ser visto na Figura 5.50, onde se confrontam os resultados do modelo com as 2 resoluções diferentes, respeitantes à mesma área e ao mesmo período.



*Figura 5.50 Anomalia do campo do número total de horas com nevoeiro no modelo a 1km de resolução (à esquerda) e o mesmo campo nas simulações a 5 km de resolução (à direita) respeitante ao dia 4 de Janeiro (n20030104). Os resultados da experiência a 5 km de resolução estão representados sobre o domínio de simulação com a resolução mais fina.*

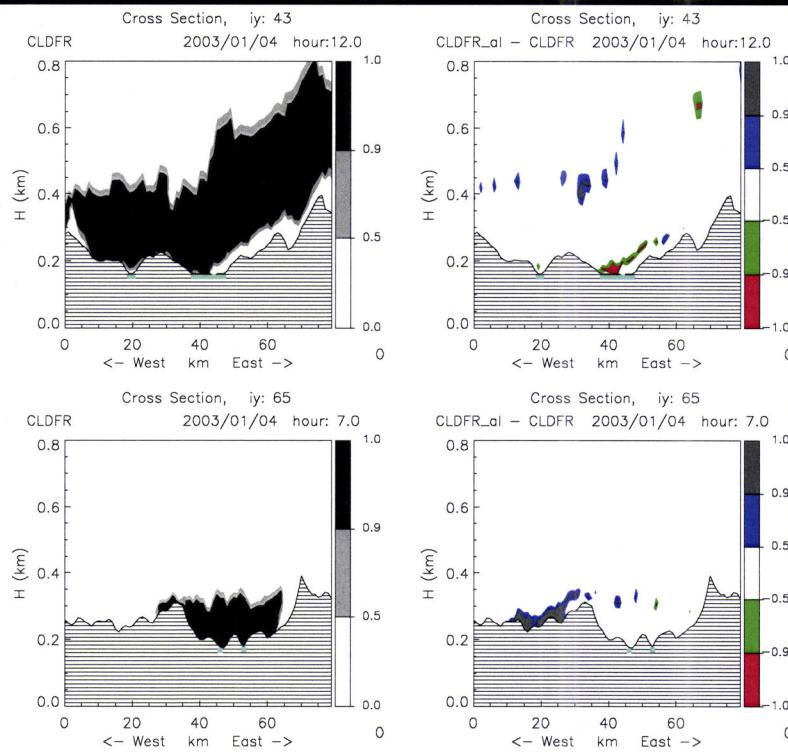
---

O impacto negativo a 5km de resolução tem uma magnitude semelhante, apesar de amplificar essa redução sobre uma zona em particular, onde a presença da albufeira diminui em quase 4 horas o tempo de permanência do nevoeiro.

Estes resultados confirmam o resultado do programa de simulações de que a presença da albufeira, numa situação em que a temperatura da sua superfície é mais elevada do que a do ar, antecipa a dissipação do nevoeiro, neste caso de estudo por volta das 11 TU. A representação do campo da

nebulosidade em planos verticais E-O que intersectam a superfície na zona onde a anomalia (negativa) do nevoeiro é mais extensa (Figura 5.51), mostra que a dissipaçāo do nevoeiro, entre as 11 e as 12 TU ocorre junto à superfície sobre a albufeira, mantendo-se a nuvem nos níveis superiores.

No entanto com esta resolução o modelo representa um fenómeno não reproduzido nas simulações a 5km: a antecipação da formação de nevoeiro a jusante da albufeira. Este efeito está patente nos campos do nevoeiro às 5 e 7 TU traçados na Figura 5.48 e também no corte vertical do campo da nebulosidade às 7 TU representado na Figura 5.51 e não está representado nos correspondentes campos simulados na experiência n20030401.



*Figura 5.51 Cortes verticais O-E que intersectam a albufeira à superfície nos pontos indicados a azul: Nebulosidade (fracção de nuvens) na simulação de controlo (à esquerda, em escala de cinzas) e anomalia no campo da nebulosidade (à direita, em escala de cores). O valor de iy no topo de cada figura indica a coordenada S-N do plano, em km para N a partir da fronteira sul do domínio de simulação.*

O cálculo das trajectórias percorridas pelas parcelas de ar que às 5 e 7 TU se encontram nas zonas de anomalia positiva do campo do nevoeiro, confirma que o ar que se encontra nessas zonas atravessou a albufeira durante as horas antecedentes. Estas trajectórias, calculadas a partir da interpolação temporal e espacial dos valores horários do vento na simulação com Alqueva, estão representadas na Figura 5.52 sobre o campo da anomalia do nevoeiro (também representado, com mais detalhe na Figura 5.48).

A formação do nevoeiro, nesta zona e neste instante, resulta assim do facto do ar conter mais vapor de água depois da passagem sobre a albufeira, que evapora a uma taxa relativamente elevada uma vez que  $T_{sa} \gg T_a$ . Este vapor condensa quando o ar arrefece por contacto com a superfície da terra,

mais fria. As trajectórias simuladas indicam um tempo de residência das partículas de ar sobre o lago de entre 1 a 2 horas.

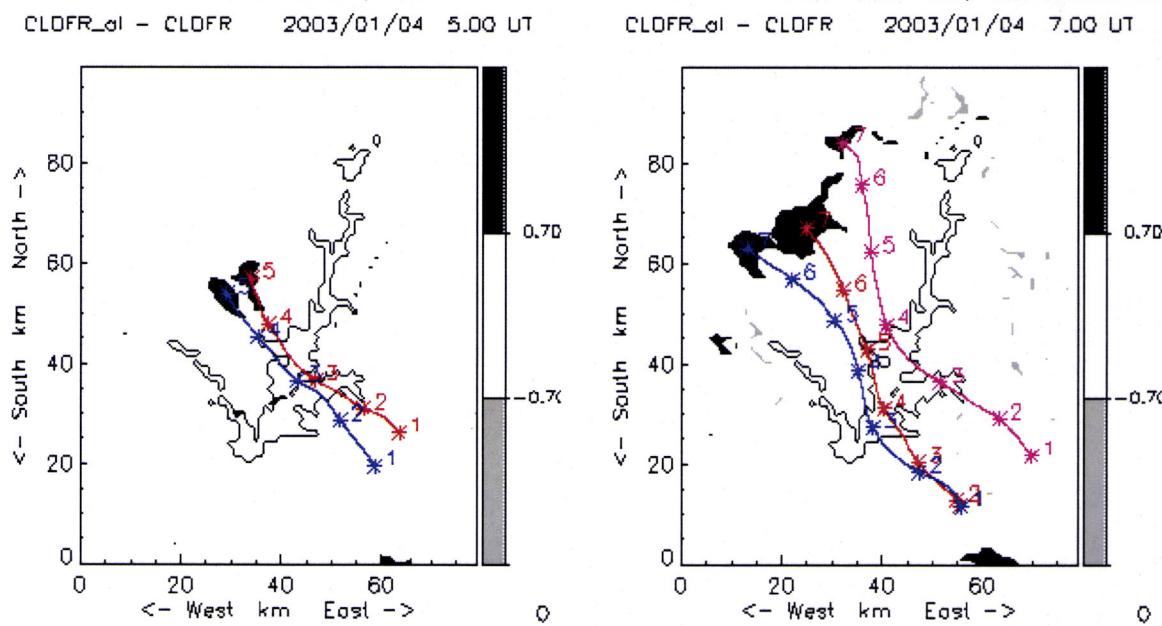


Figura 5.52 Trajetórias aproximadas (simulação com Alqueva) de 2 parcelas de ar que às 5 TU (à direita) e às 7 TU (à esquerda) se encontram na zona da anomalia de nevoeiro. Os números indicam as horas a que as partículas se situam sobre as localizações indicadas pelas marcas. Na escala de cinzas representa-se o campo da anomalia da fracção de nuvens no primeiro nível do modelo.

Este mecanismo físico de injecção de vapor de água na atmosfera não sendo suficiente, de acordo com as simulações a 5 km, para induzir nevoeiro a uma escala regional é no entanto suficiente para produzir bancos de nevoeiro com uma área de alguns  $\text{km}^2$ . Não dispomos de dados observados com suficiente detalhe para uma validação rigorosa das simulações a 1km. É no entanto de admitir que a esta resolução o modelo seja capaz de melhor representar estes fenómenos de pequena escala.

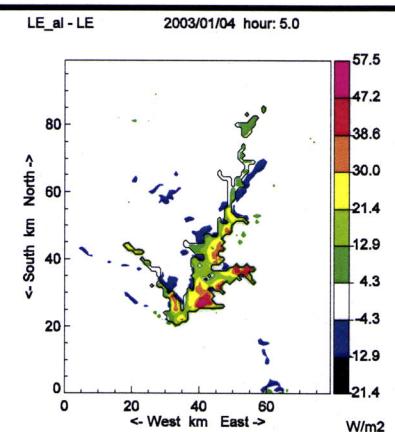


Figura 5.53 Anomalia do campo do fluxo de calor latente à superfície às 5TU

Alguns autores têm apresentado resultados neste sentido. Pagowski *et al.* (2004), por exemplo, na simulação de um evento de nevoeiro denso, no Ontário, Canadá, concluíram que a 1 e 3 km de resolução os resultados descrevem bem a evolução observada, mas que a 9km o modelo não simulou o episódio.

À evaporação a partir da albufeira que está na origem desta anomalia, corresponde um fluxo de calor latente que em algumas zonas da albufeira ultrapassa durante a noite os 40  $\text{Wm}^{-2}$ . As simulações indicam que durante esse período o fluxo de calor latente sobre terra é negativo, pelo que a existência da

albufeira induz um aumento da evaporação que se traduz num aumento de LE superior a 50  $\text{Wm}^{-2}$

em algumas zonas, como pode ser visto na Figura 5.53, correspondente às 5 TU, período em que a anomalia é mais elevada

Ao fim da manhã e depois do nevoeiro se ter dissipado, o lago evapora menos, do que se a superfície não estivesse alagada, o que confirma os resultados das experiências a 5 km de resolução analisados anteriormente. De acordo com os resultados, a anomalia de LE pode atingir valores da ordem dos  $-40 \text{ Wm}^{-2}$  entre as 12 e as 14 TU, período em que a evapotranspiração sobre o solo e o coberto vegetal atinge valores máximos diários.

Em média, sobre o lago, o LE simulado atinge valores da ordem dos  $20 \text{ Wm}^{-2}$  durante a madrugada e de  $4 \text{ Wm}^{-2}$  durante o princípio da tarde (Figura 5.54). Sobre as superfícies de terra cobertas de vegetação, LE é, em ambas as simulações, negativo durante a noite (da ordem de  $-5 \text{ Wm}^{-2}$ ) e toma valores médios superiores a  $40 \text{ Wm}^{-2}$  às 14 UT, depois da dissipação de nevoeiro, quando a camada limite se torna instável sobre estas superfícies.

Integrando os resultados para as 24 horas e para todo o domínio do modelo filho, conclui-se que a albufeira aumenta o fluxo de calor latente em aproximadamente  $2 \text{ Wm}^{-2}$ .

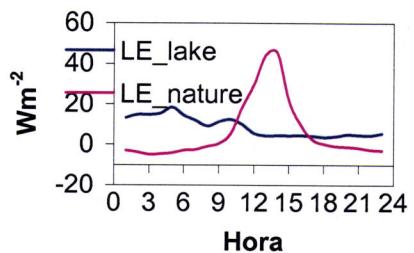


Figura 5.54 Evolução temporal do fluxo de calor latente médio sobre o lago (pontos completamente alagados, LE<sub>lake</sub>) e sobre terra (LE<sub>nature</sub>) na simulação com Alqueva.

### 5.7.3 Impacto no campo da temperatura do ar e do vento

De noite, como resposta ao facto de a temperatura da superfície da água ser mais elevada que a da superfície da terra, a temperatura do ar sobre o lago é mais elevada do que se a zona não tivesse sido alagada. A anomalia atinge valores da ordem dos  $9^\circ\text{C}$  às 4 UT (Figura 5.55). Durante a manhã esta diferença vai diminuindo, mas só muda de sinal depois da dissipação do nevoeiro (12 UT). No dia considerado e uma vez que a persistência do nevoeiro durante toda a manhã, a temperatura da superfície da terra não atinge valores muito mais elevados do que a da superfície da água, sendo que a média sobre a zona não alagada atinge um valor máximo de aproximadamente  $16^\circ\text{C}$  às 14 UT. Daqui decorre que, nesse período, a anomalia na temperatura do ar aos 2m sobre a albufeira seja da ordem dos  $-2^\circ\text{C}$  (Figura 5.55).

Estes resultados não diferem substancialmente dos obtidos com as simulações a 5km de resolução, indicando no entanto que o aumento da temperatura do ar durante a noite sobre a albufeira pode localmente atingir valores mais elevados do que os dados pelo modelo mais grosso (9 contra  $6^\circ\text{C}$ ). Os resultados permitem ainda confirmar que o efeito da albufeira sobre a temperatura do ar se limita, grosso modo, à zona da albufeira, podendo sentir-se algum aquecimento nocturno, de cerca de  $1^\circ\text{C}$ , à distância de alguns, ou mesmo dezenas de km da albufeira.

O gradiente horizontal de temperatura durante a tarde não é suficientemente forte para permitir isolar com clareza os efeitos de brisa do lago. Ainda assim, como está documentado na Figura 5.55, nota-se uma divergência no campo da anomalia do vento sobre a albufeira. Mais visível é o efeito de aumento da intensidade do vento sobre a albufeira, como se pode ver na Figura 5.56.

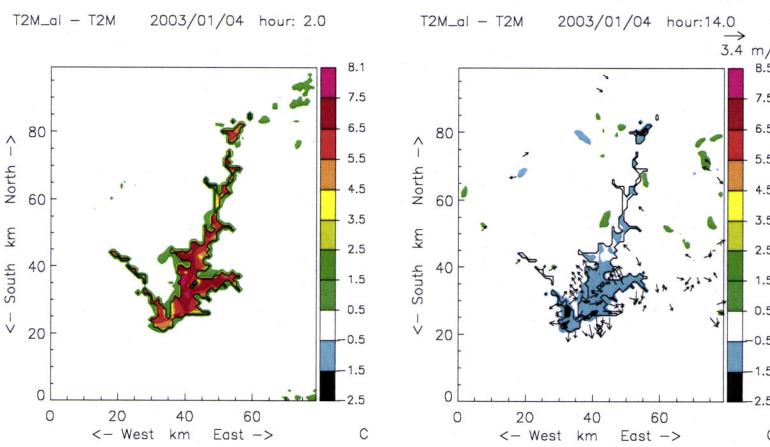


Figura 5.55 Anomalia no campo da Temperatura dos 2m, nos instantes indicados no topo de cada imagem. Na figura respeitante às 14 TU encontram-se também traçados os vectores anomalia do vento, nos pontos em que as magnitudes são superiores a  $1\text{ms}^{-1}$ .

Relativamente ao caso sem Alqueva, a simulação com a presença da albufeira regista rajadas máximas com mais  $3\text{ ms}^{-1}$ . As zonas de maior aumento dão-se nas zonas onde o lago é mais largo. A direcção do vento sofre uma rotação para norte, no sentido do eixo maior do lago. Este efeito é mais pronunciado durante a noite

Este resultado está de acordo com os resultados do modelo de resolução mais grosseira, mas indica que localmente o efeito pode ser mais pronunciado. É possível, no entanto, que o modelo sobreestime ligeiramente esta aceleração do vento, que é devida ao facto da superfície da água ser menos rugosa. Na transferência de momento linear o parâmetro que a descreve é o comprimento de rugosidade. No domínio considerado,  $z_0$  sobre terra apresenta valores entre 0.01 e 1.3 m, com uma média de 0.3m. Sobre o lago,  $z_0$  é calculado de acordo com a expressão de Charnock (1955), dependendo por isso da velocidade de fricção:

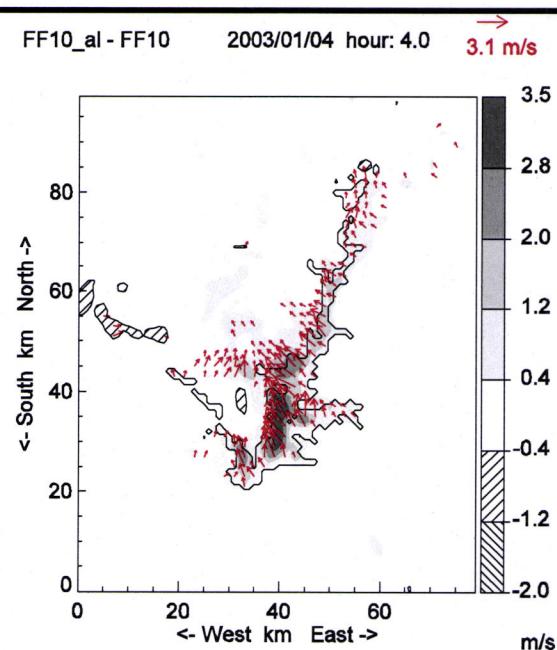


Figura 5.56 Anomalia da intensidade máxima do vento (escala de cores) e campo vectorial da anomalia do vento (vectores) aos 10m

comprimento de rugosidade. No domínio considerado,  $z_0$  sobre terra apresenta valores entre 0.01 e 1.3 m, com uma média de 0.3m. Sobre o lago,  $z_0$  é calculado de acordo com a expressão de Charnock (1955), dependendo por isso da velocidade de fricção:

$$z_0 = a \frac{u_*^2}{g} \quad (5.5)$$

onde  $a$  é uma constante que no modelo é fixada em 0.015. Por sua vez  $u_*$  depende da velocidade do vento. Na simulação com Alqueva,  $z_0$  sobre a albufeira assume valores bastante baixos, da ordem de  $10^{-6}$  e  $10^{-5}$ m ( $1.3 * 10^{-5}$ m, em média, às 9UT). Estes valores são um pouco inferiores aos reportados na literatura. Isto deve-se ao facto de ser calculado a partir de ventos muito fracos (da ordem dos  $2\text{ ms}^{-2}$  aos 10m,  $2.1\text{ ms}^{-1}$  de média, às 9UT), valores pouco comuns sobre o mar para onde a expressão (5.5) foi desenvolvida. Por esta razão há modelos que fixam um valor mínimo para  $z_0$ , por exemplo de  $1.5 \times 10^{-5}$  (modelo BMRC de Colman e McAvaney, 1995). Um teste simples indica que a introdução deste limite inferior para  $z_0$  só altera ligeiramente (de  $\sim -0.1\text{ ms}^{-1}$ ) os resultados no que respeita ao aumento da intensidade do ar sobre a albufeira.

## 5.8 Discussão dos resultados

As conclusões do presente trabalho assentam nos resultados de um programa de simulações numéricas com o modelo atmosférico não hidrostático, MesoNH, com uma resolução horizontal de 5km, que abrangeu três meses do Inverno de 2003: Janeiro, Fevereiro e Março. A confrontação dos resultados das simulações de controlo (sem a presença da albufeira) com as observações em estações meteorológicas de superfície revela que o modelo consegue reproduzir razoavelmente bem a evolução das principais variáveis meteorológicas junto à superfície. Isto é válido não só para a temperatura, humidade e vento, como também para variáveis mais difíceis de simular como a precipitação e o nevoeiro, particularmente na zona sob influência directa da Albufeira. Na comparação dos resultados com as observações foram calculados indicadores estatísticos utilizados em outros trabalhos e os valores obtidos encontram-se próximos dos que são apresentados em muitos dos estudos que recorrem a modelação numérica no domínio da mesoscala.

A boa concordância entre as simulações e as observações dá garantias que o modelo reproduzirá igualmente bem a evolução da atmosfera quando se considera a presença da albufeira. A diferença entre as simulações com e sem Alqueva pode ser assim utilizada para estimar os efeitos da albufeira no campo do nevoeiro. Na análise dos resultados convém ressalvar o facto de a confrontação dos resultados ter indicado que as simulações tendem a sobreavaliar a amplitude térmica, apresentando sistematicamente valores de temperatura mínima do ar inferiores aos observados, grandeza que se concluiu ser crítica na quantificação do impacto da albufeira no nevoeiro.

O programa de simulações realizado indica que na escala regional considerada a albufeira tem um efeito global marginal no campo do nevoeiro, durante o Inverno. No entanto sobre a zona da albufeira, os resultados numéricos indicam que há uma redução significativa no número de horas com nevoeiro. Fora da zona alagada e da sua vizinhança, os resultados sugerem um aumento ainda que marginal da ocorrência de períodos de nevoeiro. Os resultados indicam que os impactos da albufeira no campo do nevoeiro são mais frequentes em períodos com circulações associadas a

ventos à superfície de Sul e Sudoeste. Não se detectam, no entanto, direcções privilegiadas onde a albufeira induza anomalias positivas ou negativas no campo do nevoeiro.

O efeito em dias concretos pode ser significativo, nuns dias contribuindo para a existência de mais nevoeiro, noutras para a sua diminuição, em outros ainda para a alteração da sua distribuição espacial ou temporal. Nunca para a formação de nevoeiro em dias em que este estava ausente nas simulações de controlo.

O impacto na precipitação acumulada, a esta escala, é nulo. No entanto, sobre a zona alagada há uma ligeira diminuição. Outros efeitos, aceites na literatura, são confirmados: diminuição da amplitude térmica; aumento da humidade relativa; aumento da intensidade do vento, alongamento das rosas de vento; geração de brisas. A diminuição da amplitude térmica sobre o lago é de aproximadamente  $5^{\circ}$  em média, atingindo em alguns casos os  $8^{\circ}$ ; O aumento da humidade relativa, de 15 % em média sobre a zona central da albufeira, atinge os 30 % às 14 TU, em média sobre a mesma zona; O aumento da intensidade do vento é, em média, da ordem de  $1\text{ ms}^{-1}$ , na zona onde a albufeira é mais larga. Este efeito é maior em dias onde o vento é mais intenso e quando sopra ao longo da direcção onde a albufeira é mais longa. Em alguns casos a aceleração do ar ao percorrer a albufeira pode traduzir-se num aumento de  $2\text{ms}^{-1}$  na intensidade do vento. Há indícios da geração de brisas de lago durante a tarde em aproximadamente 50% dos casos de estudo. Nalguns casos a brisa, quantificada através da diferença vectorial do vento aos 10m nas simulações com e sem Alqueva, pode ter uma magnitude da ordem dos  $2\text{ ms}^{-1}$ .

A temperatura da superfície da água, e a diferença entre esta e a temperatura do ar,  $-\Delta T$ , revelou-se o parâmetro mais importante na avaliação do impacto da presença da albufeira na formação, desenvolvimento e dissipação do nevoeiro. Os resultados do conjunto de simulações evidenciaram a existência de uma correlação entre  $\Delta T$  e a anomalia no campo do nevoeiro induzida pela presença da albufeira. Os resultados sugerem que em dias em que a temperatura do ar aos 2m desce a valores inferiores em mais de  $5\text{-}6^{\circ}\text{C}$  aos da superfície da água, a presença da albufeira tende a ter um impacto negativo na formação do nevoeiro. Ao contrário, quando a temperatura do ar se mantém acima desses valores os efeitos induzidos pela albufeira jogam no sentido de aumentar a formação e persistência do nevoeiro. Estudos de sensibilidade para o caso de estudo em que o nevoeiro foi mais extenso, o dia 4 de Janeiro de 2003, confirmaram a forte correlação (negativa) entre a temperatura da água e a anomalia induzida no campo do nevoeiro, principalmente sobre a zona da albufeira.

Estes resultados mostram que no impacto da albufeira sobre o nevoeiro, o efeito do arrefecimento do ar predomina sobre o aumento da injecção de vapor de água na atmosfera pela evaporação directa do lago. Durante a noite a evaporação sobre a albufeira é superior à evaporatranspiração a partir das superfícies vizinhas. Pelo contrário, no período diurno, é menor. O balanço global em

termos de evaporação depende, mais uma vez, da temperatura da água, podendo mesmo ser negativo – resultado que está de acordo com alguns estudos.

Nas simulações a 5km o eventual efeito provocado pela injecção de vapor de água só é sugerido pela existência de um aumento, marginal como se assinalou, da ocorrência de nevoeiro fora da zona da albufeira e da sua vizinhança próxima. Para um caso concreto, respeitante ao dia 4 de Janeiro de 2003, simulações de alta resolução horizontal (1km) indicaram que o efeito local pode ser mais significativo e que este mecanismo físico de injecção de vapor de água na atmosfera pode ser suficiente para produzir bancos de nevoeiro com uma área de alguns km<sup>2</sup>.

Estas simulações a 1 km indicaram que a presença da albufeira deu origem a uma diminuição do nevoeiro, por antecipação da dissipaçāo, sobre a albufeira e a um aumento a jusante, antecipando a sua formação na massa de ar que atravessou a albufeira. O efeito global acumulado no domínio continua marginal, mas com uma tendência para um ligeiro aumento da sua extensão e duração. Para o mesmo período e a mesma área, as simulações a 5km indicam um impacto ligeiramente negativo no campo do nevoeiro. Infelizmente não dispomos de capacidade de cálculo para efectuar um programa de simulações com esta resolução tão vasto como o anterior

O estudo evidenciou algumas limitações, nomeadamente a inexistência de dados sobre a temperatura da superfície da água e a não inclusão de um modelo de evolução dessa mesma temperatura, não se representando assim o seu ciclo diário.

## **Capítulo 6**

### **Conclusões**

A experiência *CICLUS* (descrita sumariamente no anexo) constituiu a primeira tentativa de observação sistemática da circulação atmosférica no Alentejo (Sul de Portugal), reunindo dois anos de dados numa rede de estações de superfície relativamente densa, com 2 períodos de observação intensiva em altitude. Esta série de observações permitiu validar um conjunto de simulações numéricas de casos reais executadas com o modelo atmosférico não hidrostático de mesoscala, MesoNH, forçado com análises produzidas pelo modelo global Arpege. A análise dos resultados dessas simulações contribuiu para caracterizar a circulação de Verão sobre o Sul de Portugal e estabelecer um estado de referência essencial para a discussão dos efeitos induzidos pela alteração do uso dos solos no clima da região.

A circulação de Verão no Sul de Portugal foi estudada com base na simulação numérica de um caso de estudo de 2 dias do período intensivo da campanha *CICLUS*, Verão de 1998, correspondentes a uma circulação típica de Verão, sob a influência do anticiclone dos Açores com desenvolvimento do sistema da depressão térmica sobre a península. A representatividade desta situação sinóptica foi comprovada pela classificação produzida por um método de análise de *clusters*, que identificou esta situação como pertencente a uma classe com uma frequência de ocorrência superior a 40% no mês de Julho.

Os resultados das simulações, estão de acordo com os resultados de outros autores (cf. Millán et al., 1997, 1998 e 2000) confirmando que o sistema da depressão térmica ibérica não pode ser visto como uma única depressão com um único centro, mas antes como um sistema mais complexo que inclui vários mínimos no campo da pressão e em que a circulação se organiza em torno de linhas de convergência que, sobre a região em estudo, se alinham ao longo da cadeia topográfica que tem o seu limite ocidental nas serras algarvias e se prolonga para ENE pelo sistema da Serra Morena em Espanha. Os resultados confirmam ainda a natureza pouco profunda da depressão térmica que é ainda visível aos 850 hPa, mas não aos 700 hPa.

Essa experiência permitiu identificar algumas das especificidades da circulação sobre a região Sul de Portugal, determinadas pelo facto de as elevações orográficas serem inferiores às da maioria das regiões costeiras da Península e de a temperatura da água do mar ser em geral inferior, a que está associada a frequente e intensa circulação de Norte designada por Nortada. A inexistência de grandes elevações junto à costa ocidental permite a penetração de ar marítimo, por advecção, até regiões mais interiores. O efeito de brisa de mar, condicionado pelo desenvolvimento do sistema da depressão térmica, é organizado a uma escala regional, traduzindo-se no aumento da intensidade dos ventos e da sua rotação para Oeste que ocorre quase em simultâneo em toda a região, durante a

manhã. Durante o dia, os ventos são assim essencialmente de Noroeste, transportando ar marítimo, mais húmido e mais fresco em toda extensão vertical da camada limite. A partir de meio da tarde o balanço entre o fluxo advectivo horizontal e o fluxo turbulento vertical passa a ser negativo sobre as regiões do interior, contribuindo para um arrefecimento em bloco de toda a camada limite, em simultâneo com a redução da sua espessura. Na região mais directamente em estudo, de Évora, esta evolução limita a altura máxima da camada limite a cerca de 1000 m, decrescendo a partir das 16 TU. Pelo contrário, nas zonas mais interiores da península a extensão vertical da CLP atinge valores superiores a 3 km e o arrefecimento inicia-se mais tarde e a partir da superfície.

A separar a região sobre o efeito directo da advecção de ar marítimo da região a Leste encontra-se a zona de convergência à superfície e movimento vertical ascendente, identificada como uma das linhas de convergência em que se organiza o sistema da depressão peninsular. A extensão vertical da CLP atinge os valores mais elevados precisamente sobre esta zona, onde no topo, existe divergência e se forma, para Oeste, uma corrente de retorno, com subsidência forçada pela circulação anticiclónica em altitude, dirigida para Norte.

Durante o período nocturno, a manutenção do regime de nortada, essencialmente junto à costa ocidental, mas afectando grande parte do território de Portugal continental, impede a formação de um escoamento catabático em direcção à costa ocidental, ao contrário do que ocorre em outras zonas da Península. Pelo contrário, junto à costa Sul de Portugal (Algarve) os resultados da simulação indicam um comportamento muito similar aos observados noutras regiões costeiras, com uma diferença de escala determinada pela menor altitude da serra algarvia.

A estrutura tridimensional da circulação sobre a região é assim o produto da complexa interacção entre o desenvolvimento de uma camada limite, forçada por fortes fluxos verticais de calor sensível, a formação de circulações térmicas (brisas de mar e de vale) que se organizam à escala peninsular, da depressão térmica e da circulação anticiclónica que prevalece acima da camada limite.

A Caracterização da circulação sobre a região permitiu uma discussão mais rigorosa dos efeitos atmosféricos induzidos pela criação de heterogeneidades na superfície Neste âmbito foram discutidos os seguintes impactos da albufeira e do plano de rega de Alqueva: o impacto da irrigação no clima local/regional e na circulação atmosférica no período de Verão, em que são maiores os contrastes entre a zona irrigada e a sua envolvente; (ii) o desenvolvimento de brisas de lago; (iii) os efeitos sobre a precipitação convectiva; (iv) os efeitos da albufeira sobre o campo do nevoeiro no período de Inverno.

A classificação dos regimes de tempo com recurso a um método de análise de *clusters* permitiu seleccionar um reduzido número de casos de estudo para o estudo dos efeitos no período de Verão. Os efeitos da presença da albufeira e das alterações do uso dos solos decorrentes da irrigação foram

analisados com base nos resultados de um conjunto de experiências numéricas com o modelo MesoNH. Cada experiência numérica foi composta por duas simulações, uma de controlo e outra com a superfície alterada pela presença da albufeira e das zonas irrigadas. O caso de estudo dos 2 dias do Verão de 1998, por corresponder ao período *CICLUS* e por representar o regime de tempo mais frequente no Verão, foi objecto de uma análise mais detalhada tendo-se quantificado os vários efeitos e o seu ciclo diário.

Esta metodologia permitiu concluir que o fluxo de calor sensível,  $H$ , sobre a zona irrigada diminui em todo o ciclo diário, incluindo a noite, o que se traduz numa diminuição da temperatura do ar máxima ( $8^{\circ}\text{C}$ ), mínima (1 a  $2^{\circ}\text{C}$ ) e amplitude térmica ( $6^{\circ}\text{C}$ ). Durante a manhã e princípio da tarde os efeitos circunscrevem-se à zona perturbada, com as maiores anomalias a ocorrerem por volta das 15 TU. Ao fim da tarde e a jusante da zona irrigada o impacto na temperatura pode ser sensível a várias dezenas de km. O efeito da irrigação afecta uma área maior do que a presença do lago. Em contrapartida, há um aumento da evaporação sobre a albufeira da ordem dos  $8\text{ kg por m}^2$  de área irrigada (8 mm). A conjugação dos 2 efeitos traduz-se no aumento da humidade relativa do ar durante todo o ciclo diário (~10% à noite e mais de 30% por volta do meio dia). Em termos de balanço energético à superfície, o aumento do fluxo de calor latente é superior, em módulo, à diminuição do fluxo de calor sensível, indicando um aumento da energia transferida da superfície para a atmosfera sob estas duas formas à custa de uma diminuição da radiação de grande c.d.o. emitida pela superfície.

As simulações permitiram verificar o desenvolvimento de regimes, espacialmente complexos, de circulações térmicas induzidas pelos contrastes à superfície, cuja intensidade, à superfície (10m), atinge valores da ordem dos  $5\text{ ms}^{-1}$  junto à superfície (10m) sobre as zonas onde os gradientes térmicos horizontais são mais elevados. Combinando os efeitos na temperatura, humidade e vento num índice de conforto térmico (temperatura aparente) conclui-se que os impactos simulados se traduzem num aumento do conforto térmico no período do Verão.

Os resultados indicam que os efeitos se estendem por toda a extensão vertical da camada limite, sobre toda a região perturbada. A presença da zona irrigada induz uma diminuição acentuada da altura da camada limite (em cerca de 1/3).

As amplitudes das anomalias térmica, hídrica e dinâmica e a dimensão da área máxima afectada, a jusante da albufeira são controladas pela organização da circulação à escala da Península, efeito que está interligado com a direcção e intensidade do vento sobre a região, nomeadamente sobre a zona irrigada. No caso de 24 e 25 de Julho, com escoamento de Noroeste, a zona perturbada é limitada a Sudeste pela localização da linha de convergência associada ao sistema da depressão térmica. Como a circulação induzida pela introdução da irrigação se vai somar, nesta zona, à circulação prevalecente, a localização da “linha” é ligeiramente deslocada para leste. Os resultados

sugerem ainda que, pelo menos em parte, o vapor de água proveniente dos campos irrigados pode ser injectado, nesta zona, para níveis mais elevados da atmosfera. Este processo, sugerido pelos presentes resultados, é análogo ao indicado em diversos trabalhos sobre a injecção de ar húmido e com elevadas concentrações de poluentes proveniente de zonas industriais localizadas em regiões costeiras da Península.

As experiências efectuadas para situações representativas das outras classes sinópticas permitiram verificar que a amplitude e dimensão horizontal do impacto é semelhante para os diferentes regimes de tempo predominantes no Verão. As principais diferenças situam-se na localização e extensão da zona afectada, controlada pela direcção e intensidade do vento prevalecente sobre a zona irrigada, que por sua vez depende da circulação de escala peninsular. Os resultados permitiram também confirmar que a amplitude da anomalia na temperatura do ar e na humidade é maior nos casos em que a intensidade do vento é menor e a temperatura do ar mais elevada. Quando a intensidade do vento sobre a zona irrigada é maior os efeitos fazem-se sentir até zonas mais distantes.

Com base nas frequências de ocorrência de situações meteorológicas pertencentes às diversas classes sinópticas foi possível estimar os efeitos médios induzidos pela alteração na superfície nos meses de Julho e Agosto. Os resultados indicam que os valores mais elevados do impacto da irrigação na temperatura e na humidade do ar ocorrem, em média, às 14 TU, instante em que a redução em  $T_{2m}$  é superior a 7°C e o aumento de  $HR_{2m}$  superior a 30% sobre as zonas mais densamente irrigadas e sobre o lago. Tal como para cada experiência em particular também os valores médios indicam que é ao fim da tarde que os efeitos se fazem sentir a maior distância da superfície irrigada, período em que a anomalia na temperatura do ar é superior a 0.5°C em zonas situadas até cerca de 50km, para Sudeste e Este do perímetro de rega. Os resultados indicam assim que, em média durante os meses de Julho e Agosto, os impactos serão elevados ( $\Delta T_{2m} > 5^{\circ}\text{C}$ ) sobre a região mais densamente irrigada e o lago e serão sensíveis ( $\Delta T_{2m} > 0.5^{\circ}\text{C}$ ) a Sudeste e Este desta região, mas não a Norte, nem a Oeste. Escalando a área perturbada, pela área irrigada, conclui-se que em média, a área onde  $\Delta T_{2m} > 0.5^{\circ}\text{C}$  atinge o seu valor máximo, de quase  $8 \times A_{ir}$ , às 18 TU. Por outro lado, a área de elevado impacto ( $\Delta T_{2m} > 5^{\circ}\text{C}$ ) é mais elevada às 14 TU, instante em que é equivalente a cerca de 50% de  $A_{ir}$ .

Esta metodologia permitiu verificar que a geração do efeito de brisa é discernível, em média, nas imediações do limite ocidental da área irrigada, onde a brisa à superfície tende a opor-se à circulação de escala sinóptica e a magnitude da anomalia do vento atinge os  $3\text{ ms}^{-1}$ . De forma análoga, calcularam-se os impactos médios nos fluxos superficiais de energia. Os resultados, também escalados pela área da irrigação, indicam que a irrigação induz um aumento global do fluxo de calor latente (210 W por  $\text{m}^2$  de área irrigada, em média), uma diminuição global do fluxo de calor sensível (157 W por  $\text{m}^2$  de área irrigada, em média) e uma diminuição global do fluxo

radiativo de grande c.d.o. emitido pela superfície que se traduz no aumento de  $R_N$  ( $\sim 50$  W por  $m^2$  de área irrigada, em média).

O escalamento pela área irrigada torna os resultados virtualmente independentes do domínio de simulação e podem servir como estimativa para projectos de irrigação da mesma escala e em condições climáticas semelhantes. Fornece igualmente valores utilizáveis em estudos sobre o impacto das alterações do uso dos solos nas mudanças climáticas, assunto que vem merecendo uma atenção crescente. A este propósito é de notar que, apesar dos resultados indicarem um arrefecimento local, devido à diminuição de  $H$ , o efeito global na atmosfera, induzido pela irrigação, joga no sentido do aumento da energia transferida da superfície para a atmosfera, à custa da diminuição da radiação térmica emitida.

Em termos dos impactos do projecto de irrigação na temperatura e humidade do ar junto à superfície, as conclusões do presente trabalho confirmaram e generalizaram os resultados obtidos no estudo preliminar (Salgado, 1996 e Miranda et al., 1995).

A análise dos efeitos da alteração da superfície na precipitação convectiva, baseada na análise de resultados de alguns casos de estudo foi inconclusiva, indicando que os impactos, a existirem, são marginais e que não existe reciclagem (recirculação) da água evaporada no domínio (de  $450 \times 450$   $km^2$ ) considerado.

Os resultados indicaram que na escala regional os efeitos mais acentuados resultam da criação do perímetro de rega e não da introdução do lago. São no entanto de admitir a existência de efeitos locais que podem incluir o desenvolvimento de uma brisa de lago, efeitos que só poderão ser reproduzidos com simulações numéricas de mais alta resolução. Nesse sentido lançou-se uma experiência numérica a 1km de resolução para o caso de estudo do dia *CICLUS* 24 de Julho. Os resultados indicaram a organização da circulação em estruturas do tipo de rolos convectivos horizontais. No entanto o facto de o comprimento de onda característico ser de aproximadamente  $4 \times$  a resolução do modelo e de a razão de forma ser maior do que o previsto pela teoria sugerem a existência de problemas numéricos e impedem o estudo dos efeitos da albufeira nesta resolução, pois os campos das anomalias são fortemente “contaminados” pela existência dos rolos.

A realização de um conjunto de simulações com resoluções ainda mais finas (500m e 250m) e a comparação dos resultados com resultados teóricos, numéricos e observacionais permitiram concluir que a situação sinóptica prevalecente garante as condições necessárias à formação de rolos convectivos horizontais e que na resolução a 250m as características dos rolos não só são independentes da resolução como são comparáveis com as de rolos observados em outras situações. Conclui-se assim que os rolos reproduzidos nas simulações a 1km correspondem a uma representação espúria de circulações reais não representáveis a esta escala e cujos efeitos deveriam portanto ser parametrizados no quadro do esquema de turbulência da camada limite. Uma vez que o

modelo do tipo K difusivo utilizado no MesoNH, e na generalidade da actual geração dos modelos de mesoscala, não é suficiente para parametrizar este tipo de fenómenos convectivos de ar seco que se encontram organizados em estruturas coerentes fortemente anisotrópicas, decidiu testar-se os efeitos da activação do novo esquema EDMF de convecção pouco profunda, que combina a difusão turbulenta e a aproximação de fluxo-de-massa. A activação do esquema EDMF teve um impacto considerável no teste preliminar indicando que o reforço da convecção parametrizada tem um impacto positivo no desempenho do modelo, reduzindo a intensidade dos rolos numéricos. De notar que esta é uma pista de trabalho para a resolução de um problema actual num momento em que existem projectos para utilizar resoluções da ordem dos km na previsão numérica do tempo.

As conclusões sobre o impacto da albufeira no campo do nevoeiro no período de Inverno assentam nos resultados de um vasto programa de simulações numéricas com o modelo MesoNH, a 5km de resolução, que abrangeu três meses do Inverno de 2003: Janeiro, Fevereiro e Março. A confrontação dos resultados das simulações de controlo com as observações em estações meteorológicas de superfície revelou que o modelo consegue reproduzir razoavelmente bem a evolução das principais variáveis meteorológicas junto à superfície, incluindo a precipitação e o nevoeiro.

Os resultados deste programa indicam que, na escala regional, a albufeira tem um efeito global marginal no campo do nevoeiro, durante o Inverno. No entanto, sobre a zona da albufeira, os resultados numéricos indicam que há uma redução significativa no número de horas com nevoeiro. Fora da zona alagada e da sua vizinhança, os resultados sugerem um aumento, ainda que marginal, da ocorrência de períodos de nevoeiro. O efeito em dias concretos pode ser significativo, nuns dias contribuindo para a existência de mais nevoeiro, noutras para a sua diminuição, em outros ainda para a alteração da sua distribuição espacial ou temporal. No entanto, nunca se observou a formação de nevoeiro em dias em que este estava ausente nas simulações de controlo.

A temperatura da superfície da água, e a diferença entre esta e a temperatura do ar,  $\Delta T$ , revelou-se o parâmetro mais importante na avaliação do impacto da presença da albufeira na formação, desenvolvimento e dissipação do nevoeiro. Os resultados do conjunto de simulações evidenciaram a existência de uma correlação, ainda que ténue, entre  $\Delta T$  e a anomalia no campo do nevoeiro induzida pela presença da albufeira. Os resultados sugerem que em dias em que a temperatura do ar aos 2m desce para valores inferiores em mais de 5-6°C aos da superfície da água, a presença da albufeira tende a ter um impacto negativo na formação do nevoeiro. Ao contrário, quando a temperatura do ar se mantém acima desses valores os efeitos induzidos pela albufeira jogam no sentido de favorecer a formação e persistência do nevoeiro.

Estes resultados indicam que o efeito do arrefecimento do ar predomina sobre o aumento da injecção de vapor de água na atmosfera pela evaporação directa do lago. No entanto, simulações de

alta resolução horizontal (1km) de um caso concreto (1 dia) indicaram que o efeito local pode ser mais significativo e que este mecanismo físico de injecção de vapor de água na atmosfera pode ser suficiente para produzir bancos de nevoeiro com uma área de alguns km<sup>2</sup>. Estas simulações a 1 km indicaram que a presença da albufeira deu origem a uma diminuição do nevoeiro sobre a albufeira, por antecipação da dissipação, e a um aumento a jusante, antecipando a sua formação na massa de ar que atravessou a albufeira.

Este estudo permitiu igualmente avaliar outros efeitos da albufeira no clima de Inverno. Confirmaram-se alguns efeitos, aceites na literatura: diminuição da amplitude térmica; aumento da humidade relativa; aumento da intensidade do vento, alongamento das rosas de vento; geração de brisas. A diminuição da amplitude térmica sobre o lago é de aproximadamente 5°C em média, atingindo em alguns casos os 8°C; O aumento da humidade relativa, de 15 % em média sobre a zona central da albufeira, atinge os 30 % às 14 TU, em média sobre a mesma zona; O aumento da intensidade do vento é, em média, da ordem de 1 ms<sup>-1</sup>, na zona onde a albufeira é mais larga. Este efeito é maior em dias onde o vento é mais intenso e quando sopra ao longo da direcção em que a albufeira é mais longa. Em alguns casos a aceleração do ar ao percorrer a albufeira pode traduzir-se num aumento de 2ms<sup>-1</sup> na intensidade do vento. Há indícios da geração de brisas de lago durante a tarde em aproximadamente 50% dos casos de estudo. Nalguns casos, a brisa, quantificada através da diferença vectorial do vento aos 10m nas simulações com e sem Alqueva, pode ter uma magnitude da ordem dos 2 ms<sup>-1</sup>. Durante a noite, a evaporação sobre a albufeira é superior à evapotranspiração a partir das superfícies vizinhas. Pelo contrário, no período diurno, é menor. O balanço global em termos de evaporação depende, mais uma vez, da temperatura da água, podendo mesmo ser negativo – resultado que está de acordo com alguns estudos. O impacto na precipitação acumulada resultou, a esta escala, nulo.

O trabalho desenvolvido apresenta os seguintes desenvolvimentos originais:

- 1) O projecto e realização de uma experiência meteorológica no Sul de Portugal que permitiu a obtenção de dados originais para validação de estudos numéricos da circulação sobre a região e a evolução da estrutura térmica, hídrica e dinâmica da atmosfera;
- 2) A construção de uma base de dados da textura do solo, a partir dos mapas digitais da FAO, utilizável no sistema de modelação MesoNH.
- 3) Uma melhor compreensão da circulação atmosférica de Verão sobre o Sul de Portugal e do papel da topografia na organização dos sistemas de brisa à escala peninsular.
- 4) O desenvolvimento e exploração extensiva de uma metodologia de análise do clima regional baseada em simulações com modelos de mesoscala de elevada resolução e correspondendo ao estado da arte da modelação meteorológica.

## Conclusões

---

5) A realização de um estudo sistemático sobre o impacto de uma albufeira na climatologia do nevoeiro.

6) A utilização de diversas metodologias para a generalização dos resultados, nomeadamente com recurso à classificação, através de análise de *clusters* dos regimes de tempo, e ao escalamento dos resultados.

Alguns dos resultados deste trabalho sugerem oportunidades de investigação imediatas, possíveis com alguma extensão das metodologias desenvolvidas:

1) A necessidade de melhorar a parametrização da convecção na CLP em modelos de alta resolução ( $\sim 1\text{km}$ ) de forma a evitar a geração de convecção espúria à escala da malha. O novo esquema EDMF pode ser o ponto de partida para a solução desse problema;

2) A necessidade de simular o ciclo diurno dos lagos num modelo acoplado atmosfera-superfície;

3) A necessidade de estender o estudo de impacto climático da irrigação, em grandes áreas à escala da Península, a cenários de mudança climática.

## Referências

- Adegoke JO, R. A. Pielke, J. Eastman, R. Mahmood, K.G. Hubbard, 2003: Impact of irrigation on midsummer surface fluxes and temperature under dry synoptic conditions: a regional atmospheric model study of the U.S. high plains. *Mon Weather Rev*, **131**, 556–564.
- AgriCo. Ltd., 2000: Aslantas Dam and related aspects of the Ceyhan River Basin, Turkey, A WCD case study prepared as an input to the World Commission on Dams, Cape Town, [Available online at <http://www.dams.org>]
- Alonso, L., Gangoiti, G., Navazo, M., Millán, M. M., and Mantilla, E., 2000: Transport of tropospheric ozone over the bay of Biscay and the eastern Cantabrian coast of Spain, *J. Appl. Met.*, **39**(4), 475–486.
- Alpert, P., and M. Mandel, 1986: Wind variability—An indicator for a mesoclimatic change in Israel. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1568–1576.
- André, J.C., Goutorbe, J.P, e Perrier, A., 1986: HAPEX-MOBILHY: A hydrological atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 138–144
- André, J.-C., P. Bougeault, and J.-P. Goutorbe, 1990: Regional estimates of heat and evaporation fluxes over non-homogeneous terrain. Examples from the HAPEX-MOBILHY programme. *Bound.-Layer Meteor.*, **50**, 77–108.
- Angell, J. K., D. H. Pack, and C. R. Dickson, 1968: A Lagrangian study of helical circulations in the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 707–717.
- Anthes, R. A., 1983: Regional Models of the Atmosphere in Middle Latitudes. *Monthly Weather Review*, **111**, 1306–1335.
- Anthes, R. A., 1984: Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetative covering in semiarid regions. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 541–554
- Arakawa, A. and F. Mesinger, 1976: Numerical methods used in atmospheric models, *GARP Tech. Rep.*, **17**.
- Arya, P., 2001: Introduction to Micrometeorology, Second Edition. Academic Press, San Diego, 420pp.
- Asai, T., 1970: Three-dimensional features of thermal convection in a plane Couette flow. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 18–29.
- Atkinson, B. W., and J. W. Zhang, 1996: Mesoscale shallow convection in the atmosphere. *Rev. Geophys.*, **34**, 403–431.
- Atlas, D., B. Walter, S.-H. Chou, and P. J. Sheu, 1986: The structure of the unstable marine boundary layer viewed by lidar and aircraft observations. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1301–1318.
- Avissar, R. and F. Chen, 1993: Development and analysis of prognostic equations for mesoscale kinetic energy and mesoscale (subgrid-scale) fluxes for large-scale atmospheric models. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3751–3774.
- Avissar, R. and R. A. Pielke, 1989, A Parameterization of Heterogeneous Land Surfaces for Atmospheric Numerical Models And Its Impact on Regional Meteorology, *MWR*, **117**, 2113-2136
- Avissar, R., and T. Schmidt, 1998: An evaluation of the scale at which ground-surface heat flux patchiness affects the convective boundary layer using large-eddy simulations. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2666–2689.
- Avissar, R., and Y. Liu, 1996: Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7499–7518.
- Baidya Roy, S., Avissar, R., 2002. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. *J. Geophys. Res.*, **107** (D20), LBA 4-1 to LBA 4-12.
- Barnston, A. G., and P. T. Schickedanz, 1984: The effect of irrigation on warm season precipitation in the southern Great Plains, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **23**, 865–888.
- Bechtold P., J.-P. Pinty e P. Mascart, 1993: The use of partial cloudiness in a warm-rain parameterization: A subgrid-scale precipitation scheme. *J. Atmos. Sci.*, **121**, 3301-3311.

## Referências

---

- 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.
- Beljaars, A. C. M., P. Viterbo, M. Miller, and A. Betts, 1996: The anomalous rainfall over the United States during July 1993: Sensitivity to land surface parameterization and soil moisture anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 362–383.
- Ben-Gai, T., A. Bitan, A. Manes, and P. Alpert, 1993: Long-term change in October rainfall patterns in southern Israel. *Theor. Appl. Climatol.*, **46**, 209–217.
- Benichou, P., 1985: Classification automatique de configurations météorologiques sur L'Europe Occidental. *Note de travail du SCEM*, **18**
- Berger, M. I., and R. J. Doviak: 1979: An analysis of the clear air planetary boundary layer wind synthesized from NSSL's dual-Doppler radar data. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-87, 59 pp. [Available from National Technical Information Service, U. S. Department of Commerce, Springfield, VA 22161.]
- Betts, A. K., J. H. Ball, A. C. M. Beljaars, M. J. Miller, and P. Viterbo, 1994: Coupling between land-surface, boundary-layer parameterizations and rainfall on local and regional scales: Lessons from the wet summer of 1993. *Preprints, Fifth Symp. on Global Change Studies*, Nashville, TN, Amer. Meteor. Soc., 174–181.
- Betts, R. A., 2000: Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature.*, **408**, 187–190.
- Betts, R.A., J.H. Ball, A.C.M. Beljaars, M.J. Miller, and P. Viterbo, 1996: The land-surface-atmosphere interaction: A review based on observational and global modelling perspectives. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7209-7225.
- Bhumralkar, C.M 1975: Numerical Experiments On The Computation Of Ground Surface Temperature In An Atmospheric General Circulation Model. *J. Appl. Meteor.* **14**, 1246-58
- Blackadar, A. K. 1976: Modeling The Nocturnal Boundary Layer. *Proc. Third Symp. On Atmospheric Turbulence, Diffusion And Air Quality*, Boston, Amer. Meteor. Soc., 46-49
- Bolle, H.-J., and Coauthors, 1993: EFEDA: European field experiment in a desertification-threatened area. *Ann. Geophysicae* **11**: 173-189.
- Bonan, G. B., 2001: Observational evidence for reduction of daily maximum temperatures by croplands in the midwest United States. *J. Climate.*, **14**, 2430–2442.
- Boone, A., J.-C. Calvet and J. Noilhan, 1999: The inclusion of a third soil layer in a Land Surface Scheme using the Force-Restore method. *J. of Appl. Meteor.*, **38**, 1611-1630.
- Boone, A., P. Etchevers, 2001: An inter-comparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land-surface model: Local scale evaluation at an Alpine site. *J. of Hydrometeor.*, **2**, 374-394.
- Boone, A., V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan, 2000: The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *J. of Appl. Meteor.*, **39**, 1544-1569.
- Bormann, N., C. J. Marks, 1999: Mesoscale Rainfall Forecasts over New Zealand during SALPEX96: Characterization and Sensitivity Studies. *Monthly Weather Review*, **127**, 2880-2894
- Bougeault, P. and P. Lacarrère, 1989: Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta-scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1872-1890.
- Bougeault, P., 2003: WGNE recommendations on verification methods for numerical prediction of weather elements and severe weather events. CAS/JSC WGNE Report No. **18**.
- Bougeault, P., Brayer,B., Lacarrere, P., E Noilhan, J.,1991a, An Experiment With An Advanced Surface Parameterization In A Mesobeta-Scale Model.Part II: The 16 June 1986 Simulation, *Montly Weather Review*,**119**
- Bougeault, P., J. Noilhan, P. Lacarrere, and P. Mascart, 1991b: An experiment with an advanced surface parameterization in a mesobeta-scale model. Part I: Implementation. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2358–2373.
- Bougeault, P., P. Mascart e co-authors, 2000: The MesoNH Atmospheric Simulation System: Scientific Documentation, METEO-FRANCE e CNRS, 313 pp.

- Braud, I., J. Noilhan, P. Bessemoulin, P. Mascart, R. Havercamp, and M. Vauclin, 1993: Bareground surface heat and water exchanges under dry conditions: Observations and parameterization. *Bound. Layer Met.*, **66**, 173–200.
- Bromwich, D. H., Cassano J. J., Klein T., Heinemann G., Hines K. M., Steffen K., and Box J. E., 2001: Mesoscale modeling of katabatic winds over Greenland with the Polar MM5. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2290–2309.
- Brooks, C.E.P., 1928: The influence of forests on rainfall and run-off. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **54**, 1–17.
- Brotzge, J. A. and K. C. Crawford, 2003: Examination of the Surface Energy Budget: A Comparison of Eddy Correlation and Bowen Ratio Measurement Systems. *Journal of Hydrometeorology*, **4**, 160–178.
- Brown, R. A., 1980: Longitudinal instabilities and secondary flows in the planetary boundary layer: A review. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 683–697.
- Brubaker, K. L., D. Entekhabi, and P. S. Eagleson, 1993: Estimation of continental precipitation recycling. *J. Climate*, **6**, 1077–1089.
- Brümmer, B., 1985: Structure, dynamics, and energetics of boundary layer rolls from KonTur aircraft observations. *Contrib. Atmos. Phys.*, **58**, 237–254.
- Calvet, J. C., J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso and J.-P. Wigneron, 1998: An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agric. Forest Meteorol.*, **92**, 73–95.
- Caniaux, G., J.-L. Redelsperger and J.-P. Lafore, 1994: A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I: general description, and water and heat budgets. *Journal of Atmospheric Sciences*, **51**, 2046–2074.
- Champeaux, J.L., J.P. Goutourbe and P. Peris, 1990: Analyse de la température et des précipitations par type de temps sur le Sud-Ouest de la France, *Association Internationale de Climatologie*, Vol 3.
- Charney, J. G., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 193–202.
- Chase, T. N., R. A. Pielke Sr., T. G. F. Kittel, J. S. Barron, and T. J. Stohlgren, 1999: Potential impacts on Colorado Rocky Mountain weather due to land use changes on the adjacent Great Plains. *J. Geophys. Res.*, **104**, 16673–16690.
- Chase, T.N., R.A. Pielke, T.G.F. Kittel, R. Nemani, and S.W. Running, 1996: The sensitivity of a general circulation model to global changes in leaf area index. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7393–7408.
- Chase, T.N., R.A. Pielke, T.G.F. Kittel, R.R. Nemani, and S.W. Running, 2000: Simulated impacts of historical land cover changes on global climate. *Climate Dynamics*, **16**, 93–105.
- Chen, F., and R. Avissar, 1994: The impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes, *J. Appl. Meteorol.*, **33**, 1323–1340.
- Chen, F., T. T. Warner, and K. Manning, 2001b: Sensitivity of orographic moist convection to landscape variability: A study of the Buffalo Creek, Colorado, flash flood case of 1996. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3204–3223.
- Chien, F.-C., Kuo Y.-H., and Yang M.-J., 2002: Precipitation forecast of MM5 in the Taiwan area during the 1998 mei-yu season. *Wea. Forecasting.*, **17**, 739–754.
- Christian, T. W., 1987: A comparative study of the relationship between radar reflectivities, Doppler velocities, and clouds associated with horizontal convective rolls. M.S. thesis, Department of Atmospheric Sciences, University of California, Los Angeles, 94 pp.
- Christian, T. W., and R. M. Wakimoto: 1989: The relationship between radar reflectivities and clouds associated with horizontal roll convection on 8 August 1982. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1530–1544.
- Clapp, R. E and G. Hornberger, 1978: Empirical Equations For Some Soil Hydraulic Properties, *Water Resources Research*, **14(4)**, 601–604.
- Claussen, M., Brovkin, V., Ganapolski, A., 2001: Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1011–1014.

## Referências

---

- Colman, R. A., and B. J. McAvaney, 1995: Sensitivity of the climate response of an atmospheric general circulation model to changes in convective parameterization and horizontal resolution. *J. Geophys. Res.*, **100**, 3155–3172.
- Comer, N.T. and I. McKendry, I., 1993. Observations and Numerical Modelling of Lake Ontario Breezes, *Atmos-Ocean*, **31**, 481-499.
- Cosby, B. J., G. Hornberger, R. E. Clapp and T. R. Ginn, 1984: A Statistical Exploration Of The Relationships Of Soil Moisture Characteristics To The Physical Properties Of Soils. *Water Resour. Res.* **201**, 682-90
- Cox, P. M., R. A. Betts, C. D. Jones, S. A. Spall, and I. J. Totterdell, 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, **408**, 184–187.
- Cox, R., Bauer B. L., and Smith T., 1998: A mesoscale model intercomparison. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 265–283.
- Cuijpers, .J.W.M. and P. Bechtold. 1995: A Simple Parameterization of Cloud Water Related Variables for Use in Boundary Layer Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*: Vol. 52, No. 13, pp. 2486–2490.
- Cuxart, J., P. Bougeault, e J. L. Redelsperger, 2000: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large - eddy simulations. *Q. J. R. Meteo. Soc.*, **126**, 1-30.
- Dalu, G. A., R. A. Pielke, R. Avissar, G. Kallos, M. Baldi, and A. Guerrini, 1991: Linear impact of thermal inhomogeneities on mesoscale atmospheric flow with zero synoptic wind. *Ann. Geophys.*, **9**, 641–647.
- Dalu, G.A., R.A. Pielke, P.L. Vidale, and M. Baldi, 2000: Heat transport and weakening of the atmospheric stability induced by mesoscale flows. *J. Geophys. Res.*, **105**, 9349-9363.
- De Ridder, K., 1997: Radiation transfer in the IAGL land surface model. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 12–21.
- De Ridder, K., and H. Gallée, 1998: Land surface–induced regional climate change in southern Israel. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1470–1485.
- Deardorff, J. W., 1972: Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 91–115.
- Deardorff, J. W., 1977: A Parameterization Of Ground-Surface Moisture Content For Use In Atmospheric Prediction Models, *Journal Of Applied Meteorology*, **16**, 1182 -5
- Dirmeyer, P. A., 1994: Vegetation stress as a feedback mechanism in midlatitude drought. *J. Climate*, **7**, 1463–1483.
- Douville, H., J.-F. Royer, and J.-F. Mahfouf, 1995: A new snow parameterization for the Meteo-France climate model, *Climate Dynamics*, **12**, 21-35.
- DRARN-A, 2004, <http://www.drarn-a.pt/pages/dra.html>
- Dzerdzevskii, B. L. 1963: Fluctuations of General Circulation of the Atmosphere and Climate in the Twentieth Century. *Changes of Climate, Arid Zone Res.* **20**, UNESCO, Paris, 285-295.
- Eidenshink, J. C., and J. L. Faundeen, 1994: The 1 km AVHRR global land data set—First stages in implementation. *Int. J. Remote Sens.*, **15**, 3443–3462.
- Eltahir, E. A. B., 1998: A soil moisture-rainfall feedback mechanism. 1. Theory and observations. *Water Resour. Res.*, **34**, 765–776.
- Emery, C. A., E. Tai, and G. Yarwood, 2001: Enhanced Meteorological Modeling and Performance Evaluation for Two Texas Ozone Episodes. *Prepared for the Texas Natural Resource Conservation Commission, by ENVIRON International Corporation, Novato, CA*
- ENCLD (Egyptian National Committee on Large Dams), 1993: The High Aswan Dam – A vital Achievement, fully Controlled Symposium, ICOLD, 61Executive Meeting.
- Entekhabi, D., I. Rodriguez-Iturbe, and R. L. Bras, 1992: Variability in large-scale water balance with land surface–atmosphere interaction. *J. Climate*, **5**, 798–813.
- Etchevers, P., Douville H., and Martin E., 1999: Simulation of the northern hemisphere snow cover. *IAHS Publications*, **256**, 3-10.

- Faller, A. J., 1965: Large eddies in the atmospheric boundary layer and their possible role in the formation of cloud rows. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 176–184.
- FAO, 1988: UNESCO soil map of the world. World Soil Resources. Rep. 60, Rome, Italy.
- Fernandez, W., R. E. Chacón and J. Melgarejo, 1986: Modifications of Air Flow Due to the formation of a reservoir. *Journal of Applied Meteorology*, **25**, 982-988.
- Ferrare, R. A., J. L. Schols, E. W. Eloranta, and R. Coulter, 1991: Lidar observations of banded convection during BLX83. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 312–326.
- Ferretti, R., Paolucci T., Zheng W., and Visconti G., 2000: Analyses of the precipitation pattern on the Alpine region using different cumulus convection parameterizations. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 182–200.
- Filonov, A.E., 2002: On the dynamical response of Lake Chapala, Mexico to lake breeze forcing. *Hydrobiologia*, **467**, 141-157.
- Findell, K., and E. A. B. Eltahir, 1997: An analysis of the soil moisture–rainfall feedback, based on direct observations from Illinois, *Water Resour. Res.*, **33**, 725–735.
- Font, I., 1983: *Climatología de España e Portugal*, Inst. Nac. de Meteorología, Min. Transp. y Com., Madrid.
- Fuentes, U. e Heimann, D., 2000: An improved statistical-dynamical downscaling scheme and its application to the Alpine precipitation climatology. *Theor. Appl. Climatol.*, **66**, 1-12.
- Gaertner, M. A., C. Fernández and M. Castro, 1993: A Two-dimensional simulation of the Iberian summer thermal low. *Mon. Weather Rev.*, **121**, 2740-2756.
- Gallus, W. A. Jr., and Segal M., 2001: Impact of improved initialization of mesoscale features on convective system rainfall in 10-km Eta simulations. *Wea. Forecasting.*, **16**, 680–696.
- Garratt, J. R., 1992, *The Atmospheric Boundary Layer*, Cambridge University Press, 316 pp.
- Gates, L.D and S. Ließ, 2001: Impacts of deforestation and afforestation in the Mediterranean region as simulated by the MPI atmospheric GCM, *Global and Planetary Change*, **30**, 309-328
- Gedney, N., Valdes, P.J., 2000. The effect of Amazonian deforestation on the northern hemisphere circulation and climate. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 3053–3056.
- Gibson, M. H and T. H. V. Haar, 1990: Cloud and Convection Frequencies over the Southeast United States as Related to Small-Scale Geographic Features. *Monthly Weather Review*, **118**, 2215-2227.
- Giordani, H., 1993a, Description du Codage du Schema de Surface NP89 aux Normes ARPEGE - Premières Validation. *Note de Centre (CNRM, Meteo-France)*, **15**, 60pp.
- Grossman, R. L., 1982: An analysis of vertical velocity spectra obtained in the BOMEK fair-weather, trade-wind boundary layer. *Bound.Layer Meteor.*, **23**, 323–357.
- Guo, Z., D. H. Bromwich, J. J. Cassano, 2003: Evaluation of Polar MM5 Simulations of Antarctic Atmospheric Circulation. *Monthly Weather Review*, **131**, 384-411.
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. P. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé, D. Vidal-Madjar, 1999a: The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area Part 1: Model and database. *J. Hydrol.*, **217**, 75-96.
- Hanna, S. R. and R. Yang. 2001: Evaluations of Mesoscale Models' Simulations of Near-Surface Winds, Temperature Gradients, and Mixing Depths. *Journal of Applied Meteorology*, **40**, 1095–1104.
- Hansen, J. E., M. Sato, A. Lacis, R. Ruedy, I. Tegen, and E. Matthews, 1998: Climate forcings in the industrial era. *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, **95**, 12 753–12 758.
- Hart, R. E., G. S. Forbes and R. H. Grumm, 1998: Forecasting Techniques The Use of Hourly Model-Generated Soundings to Forecast Mesoscale Phenomena. Part I: Initial Assessment in Forecasting Warm-Season Phenomena. *Weather and Forecasting*, **13**, 1165–1185.
- Henderson-Sellers, A., 1995: Human effects on climate through the large-scale impacts of land-use change. In: Future Climates of the World: A Modeling Perspective. *World Survey of Climatology*, **16**. Elsevier, Amsterdam.

## Referências

---

- Heymann, Y., and Coauthors, 1993: CORINE land cover: Technical guide. Environment, nuclear safety and civil protection series, Commission of the European Communities, Office for Official Publication of the European Communities, Luxembourg, 144 pp.
- Hildebrand, P. H., 1980: Multiple-Doppler radar observations of PBL structure. Preprints, *19th Conf. on Radar Meteorology*, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc., 67–70.
- Hong, Jing-Shan, 2003: Evaluation of the High-Resolution Model Forecasts over the Taiwan Area during GIMEX. *Weather and Forec.*, **18**, 836–846.
- Hubbe, J. M., J. C. Doran, J. C. Liljegren, and W. J. Shaw, 1997: Observations of spatial variations of boundary layer structure over the southern Great Plains cloud and radiation testbed. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1221–1231.
- ICOLD, 1996: Dams and Environment, Water quality and climate - ICOLD Bulletin **96**, 89 pp.
- Ilisu Engineering Group, 2001: Ilisu Dam Project: Environmental Impact Assessment Report [Available online at [http://www.ecgd.gov.uk/index/pr\\_home/pr\\_ilisu/pr\\_ilisu-ilisu\\_dam\\_project.htm](http://www.ecgd.gov.uk/index/pr_home/pr_ilisu/pr_ilisu-ilisu_dam_project.htm)]
- IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 881 pp.
- Jacquemin, B. E Noilhan, J. 1990: Sensitivity Study And Validation Of A Land Surface Parameterization Using The Hapex-Mobilhy Data Set. *Boundary-Layer Meteorology*, **52**, 93–134
- Jarvis, P. G. 1976: The Interpretation Of The Variation In Leaf Water Potential And Stomatal Conductance Found In Canopies In The Field, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **B273**, 593–610.
- Jensen, M.E., R.D. Burman, and R.G. Allen (ed), 1990: Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. *ASCE Man. and Rep. on Engineering Pract*, **70**, New York, 332 pp.
- Kabat, P., Claussen, M., Dirmeyer, P.A., Gash, J.H.C., Bravo de Guenni, L., Meybeck, M., Pielke Sr., R.A., Vorosmarty, C.J., Hutjes, R.W.A., Sutkemeier, S. (Eds.), 2003: Vegetation, water, humans and the climate: a new perspective on an interactive system. The IGBP Series, Springer, Heidelberg, 650 pp.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1990: A one dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- Kalnay, E., and M. Cai, 2003: Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature*, **423**, 528–531.
- Kelly, R. D., 1982: A single Doppler radar study of horizontal-roll convection in a lake-effect snow storm. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1521–1531.
- Kelly, R. D., 1984: Horizontal roll and boundary-layer interrelationships observed over Lake Michigan. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1816–1826.
- Kemball-Cook, S., Y. Jia, C. Emery, R. Morris, Z. Wang and G. Tonnesen. 2004: 2002 Annual MM5 simulation to support WRAP CMAQ Visibility Modeling for the Section 308 SIP/TIP: Revised Report, ENVIRON International Corporation and UC Riverside. Available at: <http://pah.cert.ucr.edu/aqm/308>.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monogr.*, **32**, Amer. Meteor. Soc., 84 pp.
- Kessler, E., III, and J. A. Russo Jr., 1963: Statistical properties of weather radar echoes. Preprints, *Proc. of 10th Weather Radar Conf.*, Washington, DC, Amer. Meteor. Soc., 25–33.
- Kottmeier, C., P. Palacio-Sese, N. Kalthoff, U. Corsmeier, and F. Fiedler, 2000: Sea breezes and coastal jets in southeastern Spain. *Int. J. Climatol.*, **20**, 1791–1808.
- Kristovich, D. A. R., 1993: Mean circulations of boundary-layer rolls in lake-effect snow storms. *Bound.-Layer Meteor.*, **63**, 293–315.
- Kuettner, J. P., 1971: Cloud bands in the earth's atmosphere. *Tellus*, **23**, 404–425.
- La Rovere, E.L. and Mendes, F.E. 2000. Tucuruí Hydropower Complex, Brazil, A WCD case study prepared as an input to the World Commission on Dams, Cape Town. [Available online at <http://www.dams.org> ]

## Referências

---

- Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hereil, P. Mascart, 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.
- Lare, A. R. and S. E. Nicholson, 1994: Contrasting conditions of surface water balance in wet years and dry years as a possible land surface-atmosphere feedback mechanism in the West African Sahel. *J. Climate*, **7**, 653–668.
- Lee, Sang-Mi and J. S. F. Harindra, 2004: Evaluation of Meteorological Models MM5 and HOTMAC Using PAFEX-I Data. *J. of App. Meteo.*, **43**, 1133-1148.
- Lefevre, R. J., and J. W. Nielsen-Gammon, 1995: An objective climatology of mobile troughs in the Northern Hemisphere. *Tellus.*, **47A**, 638–655.
- LeMone, M. A., 1973: The structure and dynamics of horizontal roll vortices in the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1077– 1091.
- Lemonsu, A. and V. Masson, 2002: Simulation of a Summer Urban Breeze over Paris. *Boundary-Layer Meteorology*, **104**, 463–490.
- Lilly, D. K., 1966: On the instability of Ekman boundary flow. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 481–494.
- Lipps, F. B. and R. S. Hemler, 1982: A scale analysis of deep moist convection and some related numerical calculations, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2192-2210.
- Lofgren, B. M. and Y. Zhu, 1999: seasonal climatology of surface energy fluxes on the great lakes. NOAA Technical Memorandum ERL GLERL-112
- Lohar, D., and B. Pal, 1995: The effect of irrigation on premonsoon season precipitation over south west Bengal, India. *J. Climate*, **8**, 2567–2570.
- Louis, J-F., 1979: A Parametric Model of Vertical Eddy Fluxes in the Atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, **17**; 187-202
- Lynn, B. H., W.-K. Tao, and P. J. Wetzel, 1998: A study of landscape-generated deep moist convection. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 928–942.
- Lyons, T.J., P. Schwerdtfeger, J.M. Hacker, I.J. Foster, R.G.C. Smith and Huang Xinmei, 1993: Land atmosphere interaction in a semiarid region – the bunny fence experiment. *Bulletin American Meteorol. Soc.*, **74**, 1327-1334.
- Lyons, W.A.: 1972. The Climatology and Prediction of the Chicago Lake-breeze. *Journal of Applied Meteorology* **11**, 1259-1270.
- Mahfouf, J.F., Manzi, A.O., Noilhan, J., Giordani, H., Deque, M., 1993, The Land Surface Sheme ISBA Within the Meteo-France Climate Model ARPEGE, Part1: Implementation and Preliminary Results, *Note de Centre (CNRM)*, **30**, 43pp.
- Mahfouf, J.-F. and J. Noilhan, 1996: Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 987-992.
- Mahfouf, J.-F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani, and M. Deque, 1995: The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Clim.*, **8**, 2039-2057.
- Mahfouf, J.-F., E. Richard, and P. Mascart, 1987: The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 1483–1495.
- Mahmood, R., K. G. Hubbard and C. Carlson, 2004: Modification of growing season surface temperature records in the Northern Great Plains due to land use transformation: verification of modeling results and implication for global climate change. *International Journal of Climatology*, **24**, 311-327.
- Manzi, A.O. e Planton, S., 1993: Implementation of the ISBA parametrization scheme for land surfaces process in a CGM: An annual cycle experiment, *J. Hydrol.*, **155**, 355-389.
- Marland, G., Pielke Sr., R.A., Apps, M., Avissar, R., Betts, R.A., Davis, K.J., Frumhoff, P.C., Jackson, S.T., Joyce, L., Kauppi, P., Katzenberger, J., MacDicken, K.G., Neilson, R., Niles, J.O., Sutta, D., Niyogi, S., Norby, R.J., Pena, N., Sampson, N., Xue, Y., 2003: The climatic impacts of land surface change and carbon management, and the implications for climate-change mitigation policy. *Climate Policy*, **3**, 149–157.

## Referências

---

- Martín, F., S. N. Crespi and M. Palacios, 2001: Simulations of Mesoscale Circulations in the Centre of the Iberian Peninsula for Thermal Low Pressure Conditions. Part I: Evaluation of the Topography Vorticity-Mode Mesoscale Model, *Journal of Applied Meteorology*: **40**, 880–904.
- Mascart, P., J. Noilhan e H. Girodani, 1994: A modified parameterization of flux profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum,
- Mason, P. J., and R. I. Sykes, 1982: A two-dimensional numerical study of horizontal roll vortices in an inversion capped planetary boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 801–823.
- Masson V., 2000: A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound. Layer Meteor.*, 1994, 357-397.
- Masson, V., Champeaux, J.L., Chauvin, F., Meriguet, C. and Lacaze, R. 2003: A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *J. Climate*, **16**, 1261-1282.
- McCumber, M.C. e R. A. Pielke, 1981, Simulation of the Effects of Surface Fluxes of Heat and Moisture in a Mesoscale Numerical Model1. Soil Layer. *Journal Of Geophysical Research*, **96**; 9929-9938
- McPherson, R., D. J. Stensrud, and K. C. Crawford, 2004: The impact of Oklahoma's winter wheat belt on the mesoscale environment, *Mon. Weather Rev.*, **132**, 405–421.
- Melfi, S. H., J. D. Spinhirne, S.-H. Chou, and S. P. Palm, 1985: Lidar observations of vertically organized convection in the planetary boundary layer over the ocean. *J. Appl. Meteor.*, **24**, 806–821.
- Miao, J. F., L. J. M. Kroon1, J. Vilà-Guerau de Arellano and A. A. M. Holtslag, 2003: Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain. *Meteorol Atmos Phys*, **84**, 157–170.
- Millán, M. M., E. Mantilla, R. Salvador, A. Carratalá, M. J. Sanz, L. Alonso, G. Gangoiti, M. Navazo, 2000: Ozone cycles in the western Mediterranean basin: Interpretation of monitoring data in complex coastal terrain. *J Appl Meteor*, **39**, 487–508.
- Millán, M. M., B. Artíñano, L. Alonso and G. Kallos, 1997: Photooxidant dynamics in the Mediterranean basin in summer: Results from European research projects. *J. Geophys. Res.*, **102**, 8811–8823.
- Millán, M. M., B. Artíñano, L. Alonso, M. Navazo, and M. Castro, 1991: The effect of meso-scale flows on regional and long-range atmospheric transport in the western Mediterranean area. *Atmos. Environ.*, **25A**, 949–963.
- Miranda, P.M., Abreu, F. e Salgado, R., 1985, Estudo de Impacte Ambiental do Alqueva (Relatório final), *Relatório Técnico do ICAT*
- Miranda, P. M. e co-autores, 2000: CICLUS (Climate Impact f Changes in Land USe) Final Report 2000.
- Miura, Y., 1986: Aspect ratios of longitudinal rolls and convection cells observed during cold air outbreaks. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 29–39.
- Mlawer, E.J., S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono, and S.A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102D**, 16663-16682
- Moeng, C.-H., and P. P. Sullivan, 1994: A comparison of shear- and buoyancy-driven planetary boundary layer flows. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 999–1022.
- Moore, N. and S. Rojstaczer, 2001: Irrigation-Induced Rainfall and the Great Plains. *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 1297- 1309.
- Moore, N. and S. Rojstaczer, 2002: Irrigation's Influence on Precipitation: Texas High Plains, USA, *Geophys. Res. Lett.* (online), doi: 10.1029/2002GL014940.
- Morcrette, J., 1989: Description of the radiation scheme in the ECMWF model. *ECMWF Tech. Memo.* **165**, 26 pp.
- Morcrette, J.-J., 1991: Radiation and cloud radiative properties in the European center for medium range weather forecasts forecasting system. *J. Geophys. Res.*, **96**, 9121-9132.
- Mucher, C. A., and Coauthors, 2001: Development of a consistent methodology to derive land cover information on a European scale from remote sensing for environmental modeling. The PELCOM Report, Centre for Geo-Information (CGI), Rep. 6, Alterra, Wageningen, 160 pp.

- Noilhan J. and S. Planton , 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.
- Noilhan, J. Lacarrere, P. E Bougeault, P.,1991: An Experiment With An Advanced Surface Parameterization In A Mesobeta-Scale Model. Part III: Comparison With The HAPEX-MOBILHY Dataset. ,*Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2392-2413.
- Noilhan, J. and J.-F. Mahfouf, 1996: The ISBA land surface parameterization scheme. *Global and Plan. Change*, **13**, 145-159.
- Noilhan, J. and P. Lacarrère, 1995: GCM gridscale evaporation from mesoscale modelling. *J. Climate*, **8**(2), 206-223.
- Ookouchii, Y., M. Segal, R. C. Kessler and R. Pielke, 1984: Evaluation of Soil Moisture Effects on the Generation an- Modification Of Mesoscale Circulations, *Mon. Wea. Rev.*, 2281 - 2292
- Otterman, J., A. Manes, S. Rubin, P. Alpert, and D. O'C. Starr, 1990: An increase of early rains in southern Israel following land use change? *Bound.-Layer Meteor.*, **53**, 333–351.
- Pagowski, M., I. Gultepe, P. King, 2004: Analysis and Modeling of an Extremely Dense Fog Event in Southern Ontario. *Journal of Applied Meteorology*, **43**: 3-16.
- Palau, J. L., G. Pérez-Landa, J. J. Diéguez, C. Monter, and M. M. Millán, 2005: The importance of meteorological scales to forecast air pollution scenarios on a complex-terrain coastal site of the Iberian Peninsula. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **5**, 4701–4738.
- Peckham, S., R. B. Wilhelmson, L. J. Wicker And C. L. Ziegler, 2004:Numerical Simulation of the Interaction between the Dryline and Horizontal Convective Rolls. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1792-1812.
- Pielke Sr., R.A., G. Marland, R.A. Betts, T.N. Chase, J.L. Eastman, J.O. Niles, D. Niyogi, and S. Running, 2002: The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system- relevance to climate change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. *Phil. Trans. A. Special Theme Issue*, **360**, 1705-1719.
- Pielke, R. A., 1984: Mesoscale meteorological modeling. Academic Press, 612 pp
- Pielke, R. A., R. L. Walko, L. T. Steyaert, P. L. Vidale, G. E. Liston, W. A. Lyons, and T. N. Chase, 1999: The influence of anthropogenic landscape changes on weather in south Florida. *Mon. Weather Rev.*, **127**, 1663–1673.
- Pielke, R.A., Sr. 2001: Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Rev. Geophys.*, **39**, 151-177.
- Pielke, R.A., Sr. and R. Avissar, 1990: Influence of landscape structure on local and regional climate. *Landscape Ecology*, **4**, 133-155
- Pinty, J.-P. and P. Jabouille, 1998: A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations. *Proc. Conf. of Cloud Physics, Everett, WA, USA, Amer. Meteor. soc.*, Aug. 1999, 217 - 220.
- Plantico, M. S., T. R. Karl, G. Kukla, and J. Gavin, 1990: Is recent climate change across the United States related to rising levels of anthropogenic greenhouse gases?. *J. Geophys. Res.*, **95**, 16 617–16 637.
- Portela, A. and M. Castro, 1996: Summer thermal lows in the Iberian peninsula: A three-dimensional simulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 1-22.
- Rabin, R. M., R. J. Doviak, and A. Sundara-Rajan, 1982: Doppler radar observations of momentum flux in a cloudless convective layer with rolls. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 851–863.
- Rabin, R. M., S. Stadler, P. J. Wetzel, D. J. Stensrud, and M. Gregory, 1990: Observed effects of landscape variability on convective clouds. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **71**, 272–280.
- Rangachari, R., Sengupta, N., Iyer, R.R., Banerji, P., and Singh, S. 2000: Large Dams: India's Experience, a WCD case study prepared as an input to the World Commission on Dams, Cape Town. [Available online at <http://www.dams.org> ]
- Reale and J. Shukla , 2000: Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman classical period. Part II: Model simulation. *Global Planet. Change*, **25**, 185–214.

## Referências

---

- Redelsperger, J. L., e G. Sommeria, 1981: Méthode de représentation de la turbulence d'échelle inférieure à la maille pour un modèle tri-dimensionnel de convection nuageuse. *Bound. Layer Meteor.*, **21**, 509–530.
- Reinking, R. F., R. J. Doviak, and R. O. Gilmer, 1981: Clear-air roll vortices and turbulent motions as detected with an airborne gust probe and dual-Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 678–685.
- Roeger, C., R. Stull, D. McClung, J. Hacker, X. Deng, H. Modzelewski, 2003: Verification of Mesoscale Numerical Weather Forecasts in Mountainous Terrain for Application to Avalanche Prediction. *Weather and Forecasting*, **18**, 1140-1160.
- Rosenan, N., 1963: Changes of climate. *Proc. Rome Symp.*, UNESCO, WMO, 67-73
- Rowntree, P. R., and J. A. Bolton, 1983: Simulations of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 501–526.
- Ryznar, E., 1977: Advection-radiation fog near lake Michigan. *Atmospheric Environment* **11**, 427-430.
- Salgado R., A. Boone, J.C. Calvet, S. Voirin, V. Masson et J. Noilhan, 1999 : Recueil des résumés des présentations de l'atelier ISBA du 6mai 1999. *Note GMME/CNRM (Météo France)*, n° 59.
- Salgado, R., 1996: Modelação de circulações atmosféricas induzidas por heterogeneidades na superfície Tese de mestrado, FCUL, Dezembro de 1996, 138 pp.
- Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, 570–575.
- Schickdanz, P.T, 1976, Effect of irrigation on precipitation in the Great plains. *Final Rep. to NSF*, RANN, Illinois State Water Survey, Univ. of Illinois, Urbana, 105pp.
- Segal, M., Z. Pan, R. W. Turner, and E. S. Takle, 1998: On the potential impact of irrigated areas in North American summer rainfall caused by large-scale systems. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 325–331.
- Segal, M.E and R. W. Arritt, 1992: Nonclassical Mesoscale Circulations Caused By Surface Sensible Heat-Flux Gradients. *Bull. Ameri. Meteor. Soc.*, **73**, 1593-1604.
- Serrano A., J. A. García, V. L. Mateos, M. L. Cancillo and J. Garrido, 1998: Monthly modes of variation of precipitation over the Iberian Peninsula, *J. Climate*, **12**, 2894-2919.
- Shirer, H. N., 1986: On cloud street development in three dimensions: Parallel and Rayleigh instabilities. *Contrib. Atmos. Phys.*, **59**, 126–149
- Siebert, J., U. Sievers and W. Zdunkowski.: 1992, A one-dimensional simulation of the interaction between land surface processes and the atmosphere. *BLM*, **59**, 1-34
- Sills, D.M.L. and W. J. Moroz,, 1996: Lake breeze circulations resulting in elevated ozone concentrations at Hastings, Ontario. Proceedings of the 89th Annual Air and Waste Management Association Conference, **96**, TP23B.05.
- Smith, B. and I. Marth, 1981: A study of Boundary-Layer pressure adjustments, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 334.346.
- Smith, E. A. M. M.-K. Wai, H. J. Cooper, M. T. Rubes, and A. Hsu, 1994: Linking boundary layer circulations and surface processes during FIFE 89. Part I: Observational analysis. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1497–1529.
- Smolarkiewicz, P. K. and W. W. Grabowski, 1990: The multidimensional positive definite advection transport algorithm: nonoscillatory option. *J. Comput. Phys.*, **86**, 355-375.
- Sommeria, G., and J. W. Deardorff, 1977: Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 344-355.
- Sommeria, G., and M. A. LeMone, 1978: Direct testing of a threedimensional model of the planetary boundary layer against experimental data. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 25–39.
- Soriano, L. R., F. de Pablo, and E. G. Diez, 2001: Relationship between convective precipitation and cloud-to-ground lightning in the Iberian Peninsula. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2998–3003.
- Steadman, R. G., 1979: The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 861-873.
- Steadman, R. G., 1984: A universal scale of apparent temperature. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 1674-1687.

- Stein J., E. Richard, J.P. Lafore, J.P. Pinty, N. Asencio and S. Cosma, 2000: High -resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parameterization. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 101-110
- Stull, R. B., 1988: *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- Sykes, R. I., and D. S. Henn, 1989: Large-eddy simulation of turbulent sheared convection. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1106–1118.
- Taylor, C. M., R. J. Harding, A. J. Thorpe, and P. Bessemoulin, 1997: A mesoscale simulation of land surface heterogeneity from HAPEX-Sahel. *J. Hydrol.*, 188–189. 1040–1066.
- Taylor, C., and T. Lebel, 1998: Observational evidence of persistent convective scale rainfall patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1597–1607.
- Teixeira, J., J. P. Ferreira, P.M.A. Miranda, T. Haack, J. Doyle, A.P. Siebesma and R. Salgado, 2004: A new mixing length formulation for the parameterization of dry convection: Implementation and evaluation in a mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.* **132**, 2698-2707.
- Theodoros N., Z. B. Klaić, D. Kitsiou and N. Moussiopoulos, 2003: Boundary layer height determination under summertime anticyclonic weather conditions over the coastal area of Rijeka, Croatia. *9th Int. Conf. on Harmonisation within Atmospheric Dispersion Modelling for Regulatory Purposes*
- Trigo, I. F. and T. D. Davies, 1999: Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region, *J. Climate*, **12**, 1685-1696.
- USGS, 1997: GTOPO30 Digital Elevation Model. EROS Data Center, U.S. Geological Survey, Sioux Falls, SD. [Available online at [edcdaac.usgs.gov/gtopo30.html](http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30.html)].
- Viterbo, P. and A.K. Betts, 1999: The impact of the ECMWF reanalysis soil water on forecasts of the July 1993 Mississippi flood. *J. Geophys. Res.*, **104**, 19361-19366.
- Wai, M. M.-K., and E. A. Smith, 1998: Linking boundary-layer circulations and surface processes during FIFE 89. Part II: Maintenance of secondary circulation. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1260–1276.
- Walker, J. and P. R. Rowntree, 1977: The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **103**, 29-46
- Walter, B. A., and J. E. Overland, 1984: Observations of longitudinal rolls in a near neutral atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 200–208.
- Wang, W. and N. L. Seaman, 1997: A Comparison Study of Convective Parameterization Schemes in a Mesoscale Model. *Monthly Weather Review*, **125**, 252-278.
- Weaver, C.P. and R. Avissar, 2001: Atmospheric disturbances caused by human modification of the landscape. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 269-282
- Weckwerth, T. M., J. W. Wilson, and R. M. Wakimoto and N. A. Crook, 1997: Horizontal convective rolls: Determining the environmental conditions supporting their existence and characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 505–526.
- Werth, D., Avissar, R., 2002. The local and global effects of Amazon deforestation. *J. Geophys. Res.*, **107**, LBA 55-1 - LBA 55-8.
- Wetzel, P.J. E Chang, J-T, 1988, Evapotranspiration From Monuniform Surfaces: A First Approach For Short-Term Numerical Weather Prediction, *Monthly Weather Review*, **116**, 600-621.
- Wilczak, J. M., and J. A. Businger, 1983: Thermally indirect motions in the convective atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 343–358.
- Xue, Y., 1997: Biosphere feedback on regional climate in tropical north Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 1483-1515.
- Yan, H., and R. A. Anthes, 1988: The effect of variations in surface moisture on mesoscale circulations. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 192–208.
- Zhang, D. e Anthes, R.A., 1982, A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79,data., *J. Appl. Meteor.*,**21**,1594-1609.

## Referências

---

- Zhong, S., and J. C. Doran, 1997: A study of the effects of spatially varying fluxes on cloud formation and boundary layer properties using data from the Southern Great Plains Cloud and Radiation Testbed. *J. Climate*, **10**, 327–341.
- Zhong, Shiyuan, Whiteman, C. David, Bian, Xindi, Shaw, William J., Hubbe, John M., 2001: Meteorological Processes Affecting the Evolution of a Wintertime Cold Air Pool in the Columbia Basin, *Monthly Weather Review*, **129**, 2600–2613.
- Ziegler, C. L., T. J. Lee, and R. A. Pielke, 1997: Convective initiation at the dryline: A modeling study, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1001– 1026.

## **Capítulo 7**

### **Apêndice A Experiência CICLUS**

O projecto de investigação designado por *Climate Impact of Changes in Land USE (CICLUS)* foi um projecto de investigação desenvolvido por uma equipa que incluiu investigadores do Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa, do Instituto Superior de Agronomia; do Centro de Geofísica da Universidade de Évora e do Instituto de Meteorologia. Coordenado por Pedro Miranda, o projecto decorreu entre 1997 e 2000 (Miranda et al. 2000), tendo o seu desenvolvimento constituído uma componente importante do presente trabalho

O projecto foi delineado de modo a incluir um vasto programa de observações meteorológicas, hidrológicas e agrometeorológicas. Neste Apêndice apresenta-se uma síntese das observações meteorológicas efectuadas no âmbito deste programa de observações, que designaremos por campanha de observações Ciclus.

No âmbito desta campanha foram instaladas 13 estações meteorológicas de superfície na bacia do Degebe. As estações estiveram operacionais entre Outubro de 1997 e Setembro de 1999. Os dados foram recolhidos e armazenados em conjunto com os dados das estações automáticas da rede sinóptica nacional localizadas no Sul de Portugal e pertencentes ao Instituto de Meteorologia. A localização das estações pode ser vista na Figura 7.1 (estações da rede sinóptica) e na Figura 7.3 (estações Ciclus).

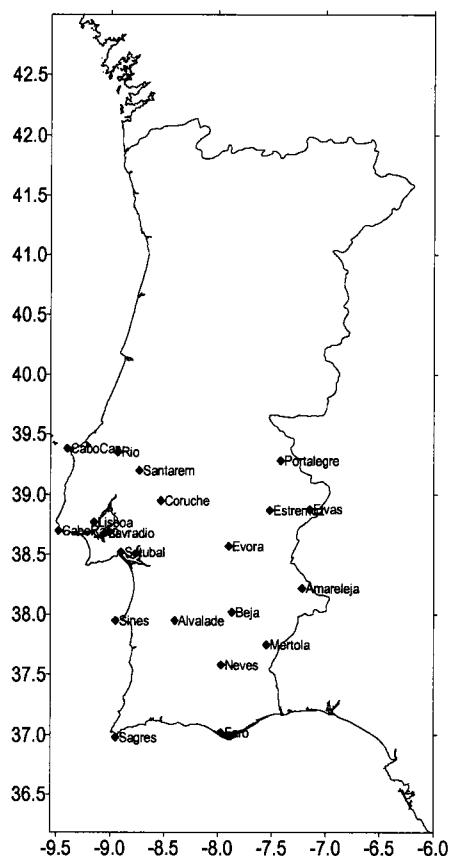
Realizaram-se duas campanhas intensivas de observações de altitude. A primeira decorreu de 16 a 31 de Julho de 1998 e a segunda de 4 a 9 de Junho de 2000. Durante estes períodos, foram efectuadas observações na Camada Limite recorrendo a um Sodar, a anemómetros ultrasónicos e procedeu-se ao lançamento de radiossondas.

Os dados recolhidos durante a campanha foram tratados e arquivados em base de dados. Parte dos dados recolhidos, em particular os observados durante a campanha intensiva de Julho de 1998 forma utilizados extensivamente nos estudos que se relatam nos Capítulos 3 e 4 e em outros trabalhos, nomeadamente o apresentado por Teixeira et al. (2004) onde se discute o problema da desenvolvimento da camada limite atmosférica e sua representação em modelos de mesoscala.

#### **7.1 Observações meteorológicas à superfície**

A Figura 7.1 e a Tabela 7-1 mostram a localização da rede de estações automáticas do IM utilizadas na campanha. A Figura 7.2 apresenta a localização das estações CICLUS, numa carta topográfica da região central do domínio de interesse. A Tabela 7-2 descreve as estações principais

CICLUS, sendo as restantes estações exclusivamente udométricas. A Figura 7.3 mostra uma das estações completas.

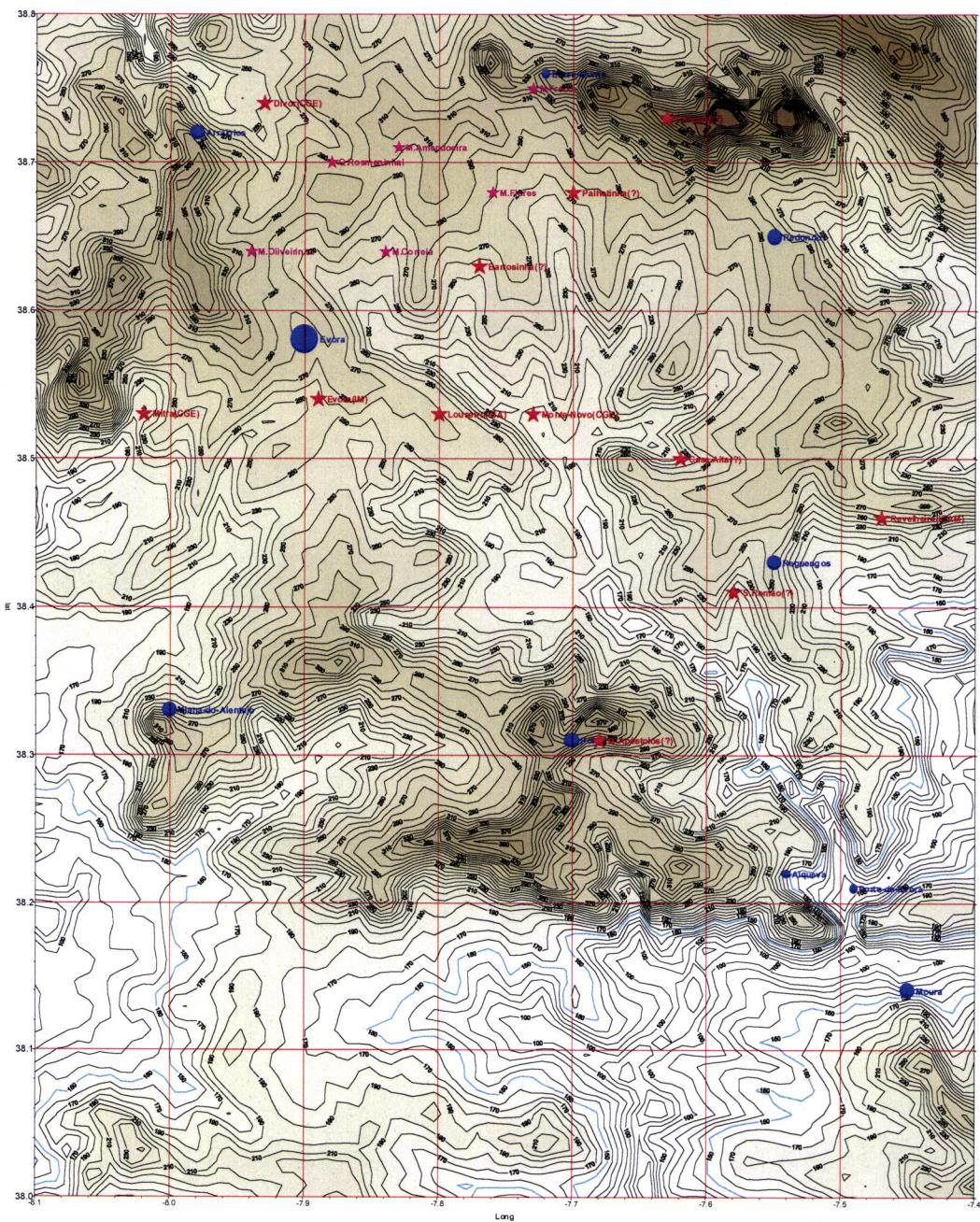


*Figura 7.1 Localização das estações meteorológicas pertencentes à rede sinóptica portuguesa*

*Tabela 7-1 Estações meteorológicas automáticas da rede do IM, cujos dados foram disponibilizados*

TIPO	NÚMERO	NOME	IAT (N)	ION(W)	ALT (m)
I	538	SAGRES	38°59'	08°57'	25
I	541	SINES	37°57'	08°28'	99
I	554	FARO	37°01'	07°58'	8
I	558	ÉVORA	38°34'	07°54'	246
I	562	BEJA	38°01'	07°52'	246
I	571	PORTALEGRE	39°17'	07°25'	597
I	579	LISBOA/G. COUTINHO	38°46'	09°09'	104
II	729	RIO MAIOR	39°21'	08°56'	69
II	734	SANTARÉM/FONTE BOA	39°12'	08°44'	73
II	744	CORUCHE	38°57'	08°32'	25
II	765	CABO RASO	38°42'	09°29'	5
II	766	LAVRADIO	38°41'	09°03'	6
II	770	SETÚBAL	38°31'	08°54'	35
II	774	ALCÁCER DO SAL	38°22'	08°39'	29
II	783	ALVALADE	37°57'	08°24'	61
II	835	ELVAS	38°53'	07°09'	208
II	837	ESTREMOZ	38°52'	07°31'	366
II	850	AMARELEJA	38°13'	07°13'	192
II	863	MÉRTOLA	37°45'	07°33'	190
II	864	NEVES CORVO	37°35'	07°58'	225

Apêndice



*Figura 7.2 Localização das estações meteorológicas CICLUS.*

## Apêndice

*Tabela 7-2 – Localização e características técnicas das estações meteorológicas completas CICLUS.*

	<b>Amendoeira</b>	<b>Barrosinha</b>	<b>Casa Alta</b>	<b>Divor</b>	<b>Mitra</b>	<b>MonteNovo</b>	<b>Portel</b>	<b>Reguengos</b>
<b>LAT</b>	38.70	38.63	38.50	38.74	38.53	38.53	38.31	38.46
<b>LONG</b>	-7.83	-7.77	-7.62	-7.93	-8.02	-7.73	7.68	-7.47
<b>Air Temperature (1.5m)</b>	PRT 100Ω (Thies) <sup>(1)</sup>	PRT 100Ω	PRT 100Ω	PRT 100Ω (Thies)	PRT 100Ω (Thies)	PRT 100Ω (Thies)	PRT 100Ω (Thies)	PRT 100Ω (Thies)
<b>Air Temperature Additional levels</b>	--	--	--	--	thermistor probe 1.5m 3m 4m	thermistor probe 1.5m 3m 6m	thermistor probe 2m 3.5m 4m	--
<b>Air humidity (1.5m)</b>	RH <sup>(1)</sup> Capacitive Sensor (Thies)	Tw PRT 100Ω	Tw PRT 100Ω	RH Capacitive Sensor (Thies)	RH Capacitive Sensor (Thies)	RH Capacitive Sensor (Thies)	RH Capacitive Sensor (Thies)	RH Capacitive Sensor (Thies)
<b>Wind speed</b>	3-Cup anemometer A100R <sup>(3)</sup> 2.5m	3-Cup anemometer A100R 2.5m	3-Cup anemometer A100R 2.5m	3-Cup anemometer A100R 2.5m	3-Cup anemometer A100R 6m	3-Cup anemometer A100R 3m 6m	3-Cup anemometer A100R 3m 6m	3-Cup anemometer A100R 2.5m
<b>Wind Direction</b>	Potentiometer Windvane W200P <sup>(4)</sup> 2.5m	Potentiometer Windvane W200P 2.5m	Potentiometer Windvane W200P 2.5m	Potentiometer Windvane W200P 2.5m	Potentiometer Windvane W200P 6m	Potentiometer Windvane W200P 3m	Potentiometer Windvane W200P 6m	Potentiometer Windvane W200P 2.5m
<b>Soil Temperature (5)</b>	thermistor probe <sup>(2)</sup> Surface 30 cm	thermistor probe Surface 30 cm	Thermistor probe Surface 30 cm	--	thermistor probe Surface 30 cm 70 cm	thermistor probe Surface 50 cm	thermistor probe Surface 10 cm 50 cm	--
<b>Surface Temperature</b>	--	--	--	--	IR Temperature Transducer (Everest) <sup>(6)</sup>	IR Temperature Transducer (Everest)	IR Temperature Transducer (Everest)	--
<b>Solar Radiation (7)</b>	--	Albedometer CM 7B	Albedometer CM 7B	Pyranometer (Global Radiation)	Albedometer CM 7B	Albedometer CM 7B	Albedometer CM 7B	Pyranometer (Global Radiation)
<b>Solar + IR Radiation (8)</b>	Pyrradiometer 8111 Upward and Downward	Pyrradiometer 8111 Upward and Downward	Pyrradiometer 8111 Upward and Downward	Net Radiometer	Pyrradiometer 8111 Upward and Downward	Pyrradiometer 8111 Upward and Downward	Pyrradiometer 8111 Upward and Downward	Net Radiometer
<b>Precipitation (9)</b>	TE525 (0.1mm)	ARG100 (0.2 mm)	ARG100 (0.2 mm)	ARG100 (0.2 mm)	ARG100 (0.2 mm)	ARG100 (0.2 mm)	ARG100 (0.2 mm)	ARG100 (0.2 mm)
<b>Soil Heat Flux</b>	HFT <sup>(10)</sup> heat flux plate (1)	HFT heat flux plate (1)	HFT heat flux plate (1)	HFT heat flux plate (1)	HFT heat flux plate (1)	HFT heat flux plate (2)	HFT heat flux plate (2)	HFT heat flux plate (3)
<b>Sampling Rate</b>	10 s	2 s	2 s	10 s	2 s	2 s	2 s	10 s
<b>Storage Rate</b>	10 min	1 min	1 min	10 min	1 min	10 min	1 min	10 min

Thies Clima Thermo-hygro transmitter with thermal radiation shield

Campbell 107 temperature probe (thermistor)

Campbell A100R Switching Anemometer

Campbell W200P Potentiometer Windvane

Soil surface temperature are collected at about 1 cm depth

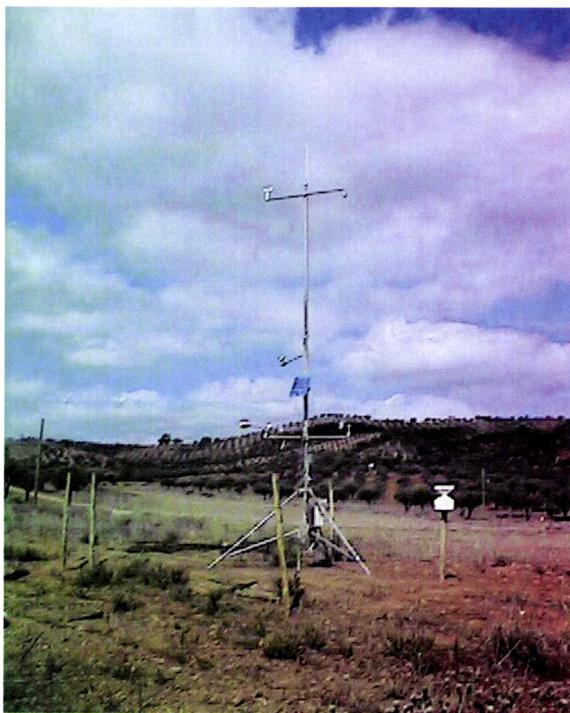
InfraRed Temperature Transducer – model 4000A

Thies Clima Albedometer CM 7B for upward and downward short wave radiation and pyranometer CM 11 for global solar radiation

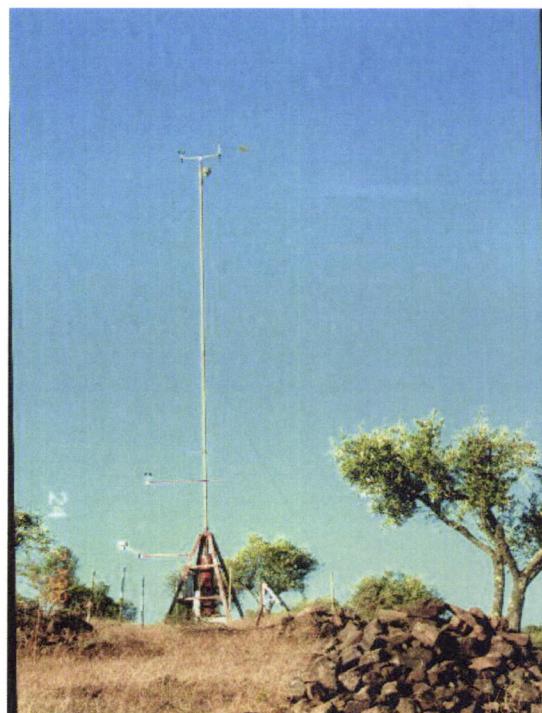
Thies Clima Pyrradiometer 8111 for upward and downward short and long wave radiation

Tipping Bucket Rain Gages (resolution)

REBS HFT3 Soil Heat Flux Plate (number of plats)



*Figura 7.3 Estação automática de Portel*



*Figura 7.4 Estação meteorológica do Choupal*

## 7.2 Campanhas intensivas de observações aerológicas

### a) CICLUS 98

Durante o período da campanha intensiva Ciclus'98, em Évora, foram executadas 63 radiossondagens, das quais 7 não foram bem sucedidas. Nas 56 radiossondagens, da pressão atmosférica, temperatura e humidade relativa do ar e do rumo e intensidade do vento realizadas com sucesso, as altitudes alcançadas foram superiores a 2000m em 56, a 5000m em 55, a 10000m em 52, a 15000m em 44, a 20000m em 36 e a 25000m em 25. A altitude mínima atingida foi 1362m e a altitude máxima 29581m.

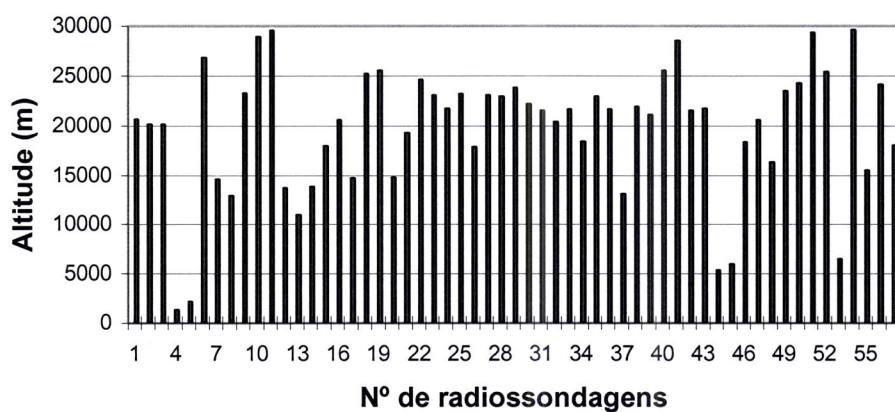
A Tabela 7-3 apresenta o programa de radiossondagens executado em cada dia da campanha, com a indicação da hora do lançamento do balão-sonda. A Figura 7.5 indica o nível máximo atingido em cada radiossondagem.

## Apêndice

---

*Tabela 7-3 Programa de observações com balão livre e radiossonda (Évora, 16 a 31 de Julho de 1998)*

Dia	Hora (TU)							
	0	3	6	9	12	15	18	21
16					12:15		17:44	1
17			06:05		11:34		17:52	3
18					11:38			1
19			06:01		11:32		17:36	3
20			05:56		11:40		17:51	3
21			06:14		11:31		18:05	3
22			05:46		11:58		18:10	3
23			06:16		11:57		18:45	3
24	23:45	02:47	05:55		12:10	14:59	17:49	20:34
25	00:08	03:03	05:50	08:44	11:47	15:09	18:25	20:46
26	23:50		06:45		11:57		17:50	4
27			05:43		11:48		17:47	3
28			06:33		11:37		17:43	3
29			05:49		11:49		18:05	3
30			06:29		11:49		17:46	22:34
31			05:55			14:15	17:49	23:53
	3	2	14	1	14	3	15	4
								56



*Figura 7.5 Nível mais elevado atingido por cada radiosonda (Évora, 16 a 31 de Julho de 1998)*

Os registos de 2 em 2seg das observações aerológicas com balão-sonda foram arquivados em ficheiros, com registos aproximadamente de 10 em 10m. Foram também elaborados os respectivos comunicados TEMP e transmitidos em tempo real por Telex, para difusão através do Sistema Global de Telecomunicações Meteorológicas.

*Na*

Tabela 7-4 apresenta-se o programa de observações aerológicas realizado com Echosonde (sodar), apresentando-se na Tabela 7-5 o programa de observações com balão cativo.

Tabela 7-4 Observações aerológicas com Echosonde

Dia	Hora (TU)																							%	
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
14																		•	•	•	•	•	•	•	29
15	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	
16																						•	•	•	17
17																								•	4
18																							•	•	13
19							•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	79	
20								•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	67	
21	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	
22																								0	
23														•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	50
24	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	
25	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	
26	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•											79	
27	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	
28																							•	•	13
29	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	
30	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	
31	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	

Tabela 7-5 Observações com Balão cativo

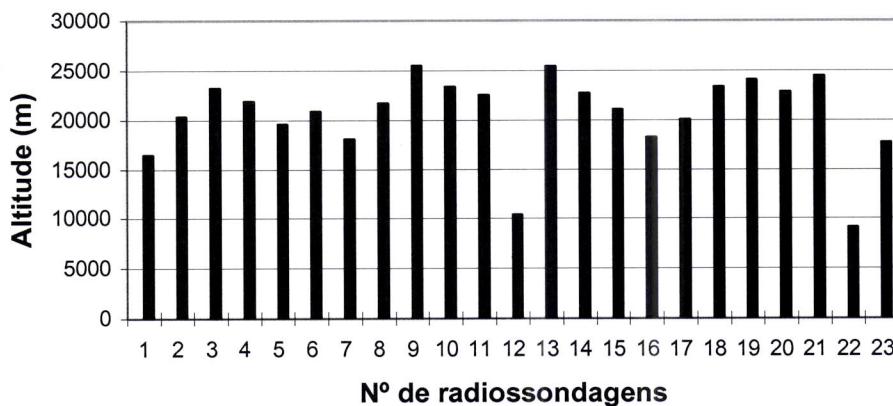
Dia	Hora (utc)	Hora (utc)	Hora (utc)
16			
17	9	16	
18	10	16	
19	9		
20	9	15	
21			
22	10		
23		15	
24			
25			
26			
27			
28		13.45	16.20
29		15.20	
30			
31	10		

**b) Ciclus 2000**

Durante este período da campanha foram executadas 23 radiossondagens. Na Tabela 7-6 e seguintes apresentam-se os programas de radiossondagens executados em cada dia da campanha, em Évora/Centro Coordenador, Neves Corvo e Lisboa/Gago Coutinho, com indicação da hora do lançamento do balão-sonda. Na Figura 7.6 e seguintes apresentam-se os níveis máximos atingidos em cada radiossondagem, executada nos locais referidos.

*Tabela 7-6 Programa de observações com balão livre e radiossonda (Évora/Centro Coordenador, 4 a 9 de Junho de 2000)*

Dia	Hora (TU)									
	0	3	6	9	12	15	18	21	24	
4					14:28				23:45	2
5					11:51					1
6	00:07	03:26	06:03	08:56	11:42	14:59	18:01	20:56	23:54	9
7		03:05	06:05	08:49	11:58	15:05	18:31	20:58		7
8	00:02				12:05					2
9	00:07				12:05					2
	3	2	2	2	5	3	2	2	2	23



*Figura 7.6 Representação gráfica do nível mais alto atingido nas radiossondagens (Evora/Centro Coordenador, 4 a 9 de Junho de 2000)*

*Tabela 7-7 Programa de observações com balão livre e radiossonda (Neves Corvo, 4 a 9 de Junho de 2000)*

Dia	0	3	6	9	12	15	18	21	24
4									
5					12:13				23:54
6			06:09		11:27		17:35		23:48
7			06:21		11:38		17:49		23:53
8					11:46				23:18
9								4	12
	2			4			2		

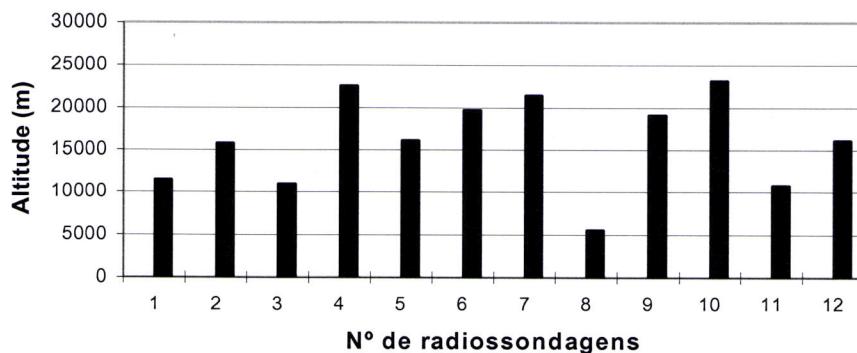


Figura 7.7 Representação gráfica do nível mais alto atingido nas radiosondagens

Tabela 7-8 Programa de observações com balão livre e radiossonda (Lisboa / Gago Coutinho, 4 a 9 de Junho de 2000)

	0	3	6	9	12	15	18	21	24	
3									~23:30	1
4					11:30				~23:30	2
5					11:30				~23:30	2
6			~05:30		11:30		17:30		~23:30	4
7			~05:30		11:30		17:30		~23:30	4
8					11:30				~23:30	2
9					11:30				~23:30	2
	2				6		2		7	17

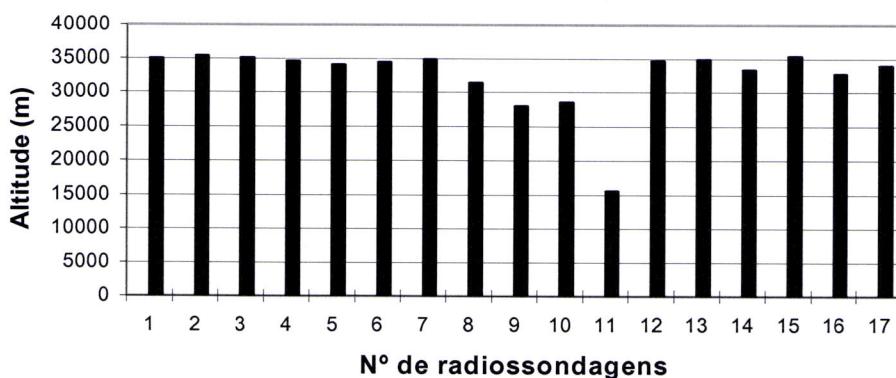


Figura 7.8 Representação gráfica do nível mais alto atingido nas radiosondagens (Lisboa / Gago Coutinho, 4 a 9 de Junho de 2000)

*Tabela 7-9 Observações aerológicas com Echosonde*

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	%
4		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	92	
5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	
6	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	88	
7	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	
8	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	
9	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	100	

### 7.3 Instrumentação

#### a) *Equipamento utilizado nas observações de superfície (IM)*

Nas estações udométricas de Quinta Nova do Rosmaninhal, Monte da Correia e Monte do Freixo foram utilizados: (a) Udómetros “Société Précis-Mecanique” (precisão 0.2mm); (b) Sistemas de aquisição de dados “OMNIDATA”. Nestas estações os sistemas de aquisição de dados foram configurados para registarem quantidades de precipitação, de 1 em 1 minuto, no período referido em 1.

Nas estações meteorológicas de superfície instaladas em São Romão, Foros do Queimado e Choupal foram utilizados os seguintes equipamentos: (a) Mastro meteorológico de 10 metros de altura; (b) Sensor da temperatura do ar (SKYE) (1.5m e 10.0m de altura); (c) Sensor da humidade relativa do ar (SKYE) (1.5m de altura); (d) Catavento (YOUNG) (10.0m de altura); (e) Anemômetro (YOUNG model 12002) (1.5m e 10m de altura); (e) Sensor da temperatura do solo (SKYE SKTS 300E) (5cm de profundidade); (f) Udómetro (Société Précis-Mecanique) (1.0m de altura). Estas estações de superfície foram programadas para registarem valores médios e/ou acumulados de 10 em 10 minutos, no período referido em 1. A título de exemplo, a

Figura 7.4 contém uma fotografia da estação meteorológica instalada no Choupal.

#### b) *Equipamento utilizado nas observações aerológicas*

O SODAR ‘ECHOSONDE / RADIAN’ foi utilizado em observações na camada limite (Superfície - 500/1000m) do vento e da estrutura térmica. Na Figura 7.9 apresentam-se uma fotografia das antenas do sistema ‘Echosonde’, utilizado em Évora / Centro Coordenador.



*Figura 7.9 Antenas do sistema 'Echosonde'*

O sistema de radiossondagem ‘MARWIN / VAISALA’ foi utilizado na observação da pressão atmosférica, temperatura e humidade relativa do ar e vento em altitude, em regra, até valores superiores a 20.000m.

O sistema de observação ‘BALÃO CATIVO’ e ADAS foi utilizado na observação do vento, temperatura do ar, temperatura do termómetro molhado, rumo e intensidade do vento na camada limite (600 – 900m).

Na Campanha CICLUS’98 foram utilizadas radiossondas RS80-15N da Vaisala e balões meteorológicos de 600gr da marca Totex. Na campanha CICLUS’2000 foi utilizado o sistema Marwin e o mesmo tipo de sondas e balões.

#### **7.4 Base de dados**

##### **a) Calibração de dados**

Foi efectuada a calibração e correcção de algumas séries temporais registadas durante a campanha do ano anterior, em particular procedeu-se à correcção de dados radiométricos após recalibração de alguns dos sensores (albedómetros e pirradiômetros).

Esta recalibração foi efectuada contra sensores pertencentes ao Centro de Geofísica de Évora, recentemente calibrados. Para a calibração os sensores foram colocados próximos, à mesma altura e paralelos e os valores foram registados em continuo durante um período de 2 dias. Os factores de calibração foram obtidos por regressão linear entre a resposta dos sensores em tensão e os valores dos fluxos radiativos medidos pelos sensores anteriormente calibrados, depois de eliminados os pontos que se afastavam da linearidade.

Foi ainda efectuada uma correcção da série temporal da temperatura do ar a 1.5 m observada na estação automática da Mitra, depois de recalibração de uma resistência interna ao sistema de aquisição de dados. Por outro lado, procedeu-se a uma correcção dos valores de radiação total, descendente e ascendente, medida na estação de Portel, após a verificação, por confrontação com

os dados de outras estações, que o sensor se encontrava ligeiramente inclinado relativamente à horizontal.

**b) Reconstituição de uma série temporal completa (Outubro de 1997 a Julho de 1998)**

Como em qualquer campanha observacional de longa duração, existem períodos em que determinados sensores, ou mesmo uma estação no seu conjunto, não se encontram a operar correctamente. Deste modo existem em geral lacunas nos dados, que se tornam incómodas quando, como é o caso presente, se pretende simular as interacções solo - atmosfera, durante todo o período, para o que utilizamos um modelo se superfície forçado por observações atmosféricos. O sistema em causa tem memória, materializada essencialmente no reservatório de água no solo, pelo que é necessária uma série contínua de dados. As técnicas utilizadas para a reconstituição de séries temporais baseiam-se, em geral, na extrapolação dos valores em falta a partir de dados observados em estações meteorológicas próximas.

O caso que aqui se apresenta diz respeito à reconstituição das séries temporais observadas na estação de Portel, utilizadas no forçamento das já referidas simulações com o modelo de solo. Para colmatar as lacunas nestas séries temporais foram utilizadas as observações registadas na estação sinóptica de Évora por ser a estação que se situa mais perto e a uma altitude semelhante. Depois de diversos testes, concluiu-se ser razoável efectuar ajustes lineares entre os dados das duas estações e que a qualidade desses ajustes aumenta quando eles são efectuados só com os dados referentes a uma determinada hora do dia e por intervalos temporais. Deste modo foram calculados coeficientes de ajuste para cada mês e para cada hora do dia (Figura 7.10). Estas conclusões são fisicamente consistentes, pois é natural que as diferenças entre os valores observados em diferentes estações dependam da hora do dia e do tipo de circulação atmosférica, por sua vez dependente da estação do ano.

Apresentam-se, na Figura 7.10, os resultados do ajuste para o caso da Temperatura do ar, respeitantes ao mês de Abril de 1998 e a algumas horas. Os coeficientes aqui obtidos foram utilizados para extrapolar os dados não registados na maior das lacunas existentes nas séries de Portel (de 17 a 24 de Abril). Para o caso dos dados de radiação foram utilizados os dados da estação da Mitra por estas grandezas não serem observadas nas estações da rede sinóptica nacional.

**c) Base de dados da campanha de superfície CICLUS**

Uma síntese dos dados obtidos na campanha de superfície CICLUS encontra-se na Figura 7.11. Apesar de terem existido algumas falhas observa-se uma disponibilidade importante de dados entre Outubro de 1997 e Maio de 1999 com 8 estações frequentemente disponíveis numa região relativamente limitada, o vale do Degebe.

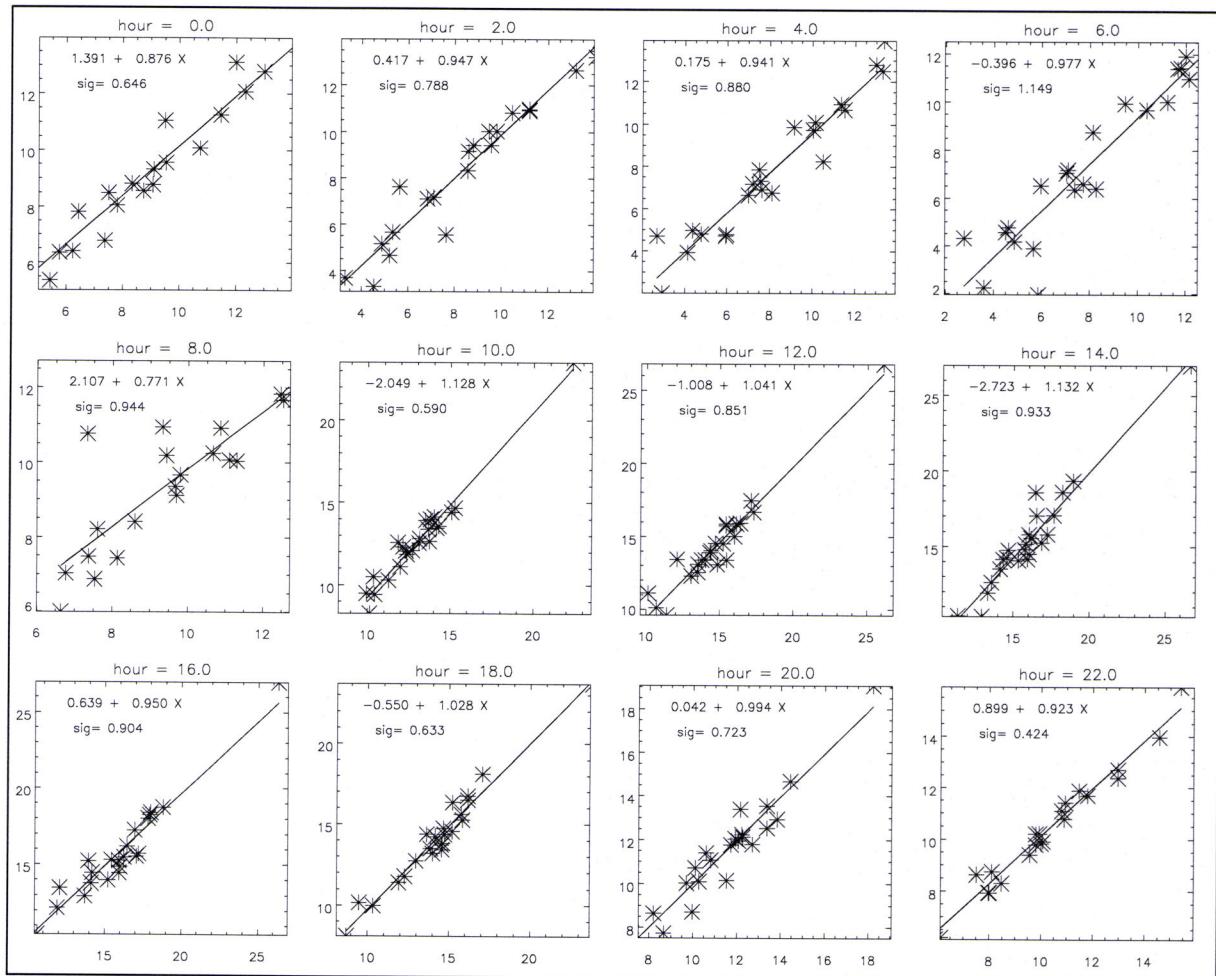


Figura 7.10 – Calibração cruzada entre a estação sinóptica de Évora e a estação de Portel.

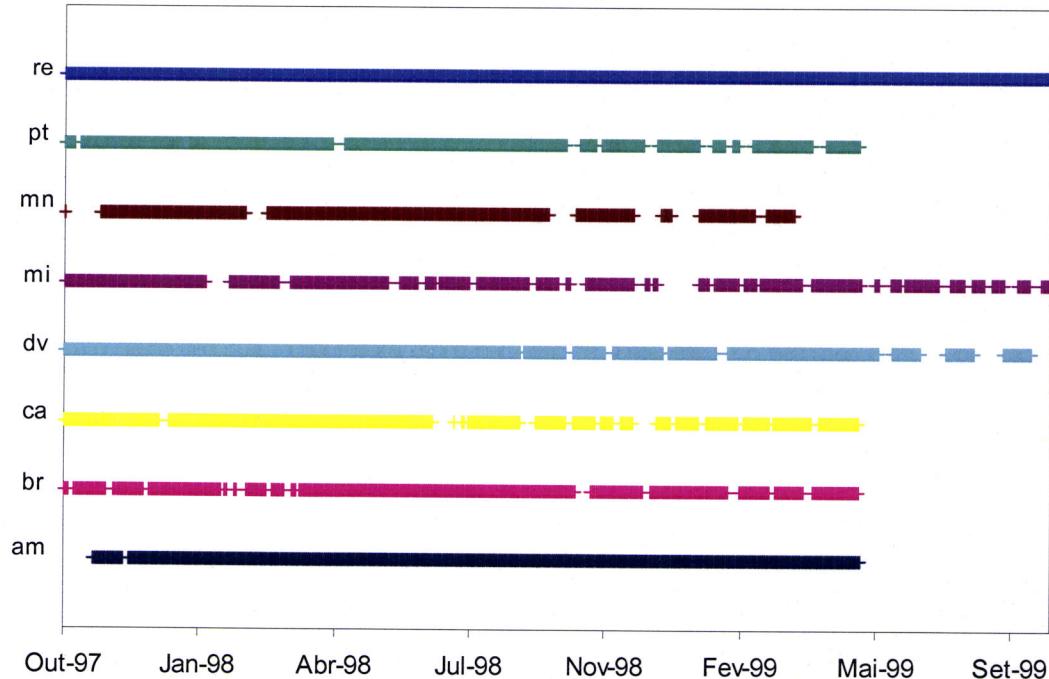


Figura 7.11 – Disponibilidade de dados de superfície das estações CICLUS (vale do Degebe): am – Amendoeira; br – Barrosinha, ca – Casa Alta; dv – Divor; mi – Mitra; mn – Monte Novo; pt – Portel; re - Reguengos

